

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOLÓGICO INTEGRADO DEL ANTICLINAL CERRO CORAZÓN Y SUS RELACIONES ESTRUCTURALES Y ESTRATIGRÁFICAS, EDOS. ANZOÁTEGUI Y MONAGAS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. D'Alessio M. Silvano.,
Quijada F. Milena A.

Caracas, Marzo 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOLÓGICO INTEGRADO DEL ANTICLINAL CERRO CORAZÓN Y SUS RELACIONES ESTRUCTURALES Y ESTRATIGRÁFICAS, EDOS. ANZOÁTEGUI Y MONAGAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Víctor Padrón.

TUTOR INDUSTRIALES: Ing. José Humberto Sánchez.

Ing. Giselle Gedler.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. D'Alessio M. Silvano.,
Quijada F. Milena A.

Caracas, Marzo 2002

**D'Alessio M., Silvano.
Quijada F., Milena A.**

ESTUDIO GEOLÓGICO INTEGRADO DEL ANTICLINAL CERRO CORAZÓN Y SUS RELACIONES ESTRUCTURALES Y ESTRATIGRÁFICAS, EDOS. ANZOÁTEGUI Y MONAGAS

Tutor Académico: Prof. Víctor Padrón. Tutor Industrial: Ing. Humberto Sánchez. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela Geología, Minas y Geofísica. Año 2002, 246 p.

Palabras Claves: Estratos, Arenisca, Paragénesis, Transecto sísmico, Oligoceno, Anticlinal, *Timing*.

Resumen. El siguiente trabajo tiene como objetivo detallar la geología del área de cerro Corazón, ubicado al noreste del estado Anzoátegui, en el Municipio Freites, tomando en cuenta la estratigrafía, sedimentología y geología estructural, para determinar el sistema petrolero de las oportunidades exploratorias del área. En este sentido mediante el levantamiento geológico de campo y la interpretación sísmica, se define la presencia de un anticlinal asimétrico de vergencia sur, asociado al corrimiento cerro Corazón. Así mismo el levantamiento y correlación de varias secciones estratigráficas en campo revelo la presencia de una sección estratigráfica general, eminentemente clástica, con un espesor preservado de 695 m, correspondiente a la Formación Los Jabillos.

Los análisis petrográficos diagenéticos, de las muestras recolectadas, revelan porosidades entre el 3 y 15 %, con un predominio de porosidad primaria en la porción superior de la sección, donde los litotipos cuarzosos en las areniscas son mayoritarios, mientras que en la porción inferior, asociada a litotipos subfeldespáticos, la porosidad secundaria predomina. La secuencia paragenética se inicia con procesos de compactación y cementación de sílice y caolinita, en condiciones de soterramiento intermedio tiene lugar la alteración y disolución de granos inestables, así como la precipitación de arcillas autigénicas. Finalmente los procesos de disolución de sílice ocurren durante una fase incipiente de soterramiento profundo, siendo este

interrumpido por la epidiagénesis asociada a procesos de disolución, precipitación de óxidos, etc. La integración de las características mesoscópicas y el análisis sedimentológico de la sección estratigráfica en cuestión, permitieron diferenciar dos unidades estratigráficas informales, una inferior (Unidad A) de 268 m de espesor, asociada a una sedimentación agradacional y una superior (Unidad B) de 427 m de espesor, asociada a una sedimentación progradante hacia el norte. Estas características junto a lo propuesto por autores como Santiago (1990), permiten proponer un ambiente de sedimentación transicional, posiblemente asociado a sistemas deltaicos con una marcada influencia costera hacia la parte superior de la sección estudiada, y una fuente de sedimento proveniente del cratón de Guayana.

La estructura de cerro Corazón fue generada hace 12 M.a. aproximadamente y a escala regional constituye una escama asociada al sistema de rampas laterales de Urica, que pertenece a una secuencia de imbricaciones desde la Serranía del Interior, hasta el corrimiento de Tala.

La evaluación del sistema petrolero fundamentada en un modelaje geoquímico, tomando en cuenta como roca madre a la Formación Querecual, indican que, a partir de los 12 Ma, hubo *timing* entre los eventos de generación, expulsión y entrapamiento para la oportunidad exploratoria presente en cerro Corazón. Los elementos de riesgo geológico, lo constituyen la posible pérdida de crudos entre los 26 y 12 Ma. y la erosión de sellos miocenos, asociados a reservorios oligocenos (Fm. Los Jabillos), por lo que el interés exploratorio del área podría estar más asociado a reservorios de la Formación San Juan favorecidos por sellos paleocenos (Fm. Vidoño).

1.1.- Objetivo General

Este trabajo constituye el último requisito para optar al título de Ingeniero Geólogo y tiene como principal objetivo detallar la evolución geológica del área de cerro Corazón, tomando en cuenta la estratigrafía, sedimentología y geología estructural, para así determinar el sistema petrolero de las oportunidades exploratorias del área.

1.2.- Objetivos Específicos

Identificar las unidades estratigráficas aflorantes en el anticlinal cerro Corazón, así como las facies y ambientes sedimentarios involucrados en las mismas.

Realizar una correlación estratigráfica con pozos y secciones sísmicas al área de estudio y ubicadas al sur del corrimiento de Mundo Nuevo, con la finalidad de determinar la distribución espacial y los cambios de facies de las unidades estratigráficas estudiadas.

Caracterizar las estructuras presentes en el área, por medio de cortes geológicos norte-sur y este-oeste, construidos con base en datos de superficie y la interpretación de líneas sísmicas 2D.

Determinará la calidad de los posibles reservorios, con base en un estudio petrográfico – diagenético.

Evaluar el sistema petrolero del área de cerro Corazón, por medio del modelo estructural planteado y el modelaje geoquímico.

1.3.- Área de Estudio

1.3.1.- Ubicación Geográfica

El área de trabajo se localiza en el flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela. Geográficamente se sitúa al noreste del estado Anzoátegui y noroeste del estado Monagas, en el sector fronterizo entre ambos estados. (**figura 1.1 y 1.2**)

La zona en estudio se encuentra entre las coordenadas N 1.078.000 E 386.000 y N 1.083.000 E 398.000, específicamente al noreste del pueblo de Urica (Edo. Anzoátegui y Monagas) y ocupa una superficie de aproximadamente 90 Km².

1.3.2.- Vías de Acceso

Las vías que permitieron el acceso a la zona estudiada fueron carreteras pavimentadas y de tierra, siendo las principales: Urica-cima cerro Corazón, Urica-El Rosario, El Rosario-Cimarrón, El Rosario-El Guajual y Urica-Irama.

1.3.3.- Ubicación Geológica

El área de estudio se encuentra geológicamente ubicada en el extremo septentrional del dominio Norte de Pirital, según Aguasuelos Ingeniería (1991), ubicado al sur de la Serranía del Interior Oriental, y específicamente al este del sistema de fallas de Urica, dentro del sistema de rampas laterales asociadas a ésta y al sur del anticlinal El Caruto (**figura 1.3**).

1.4.- Topografía

El área de estudio topográficamente está representada con lo que se ha denominado regionalmente cerro Corazón, que constituye el relieve positivo más meridional al sur de la Serranía del Interior.

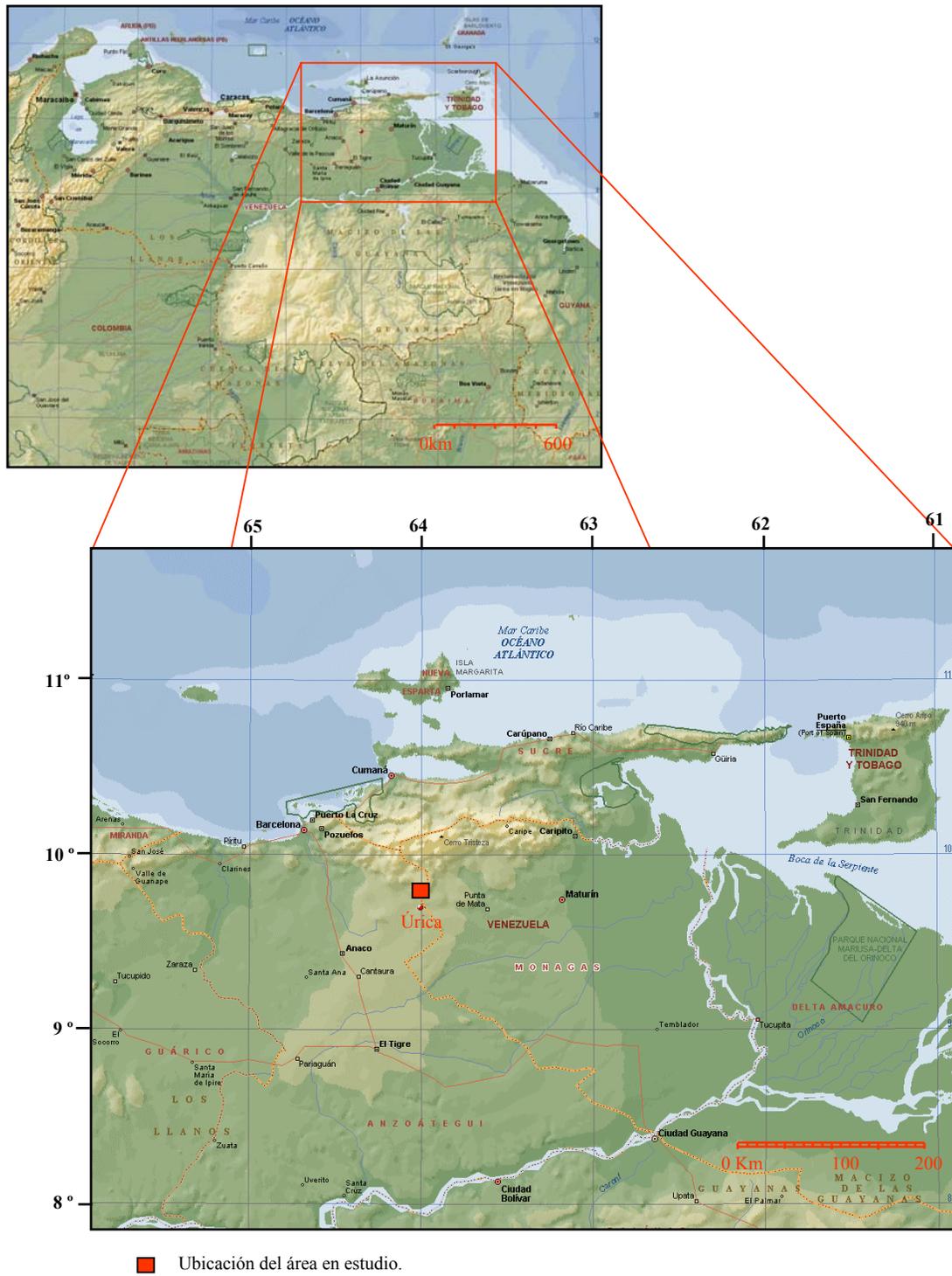


Figura 1.1: mapa de ubicación del área de estudio en el contexto geográfico regional

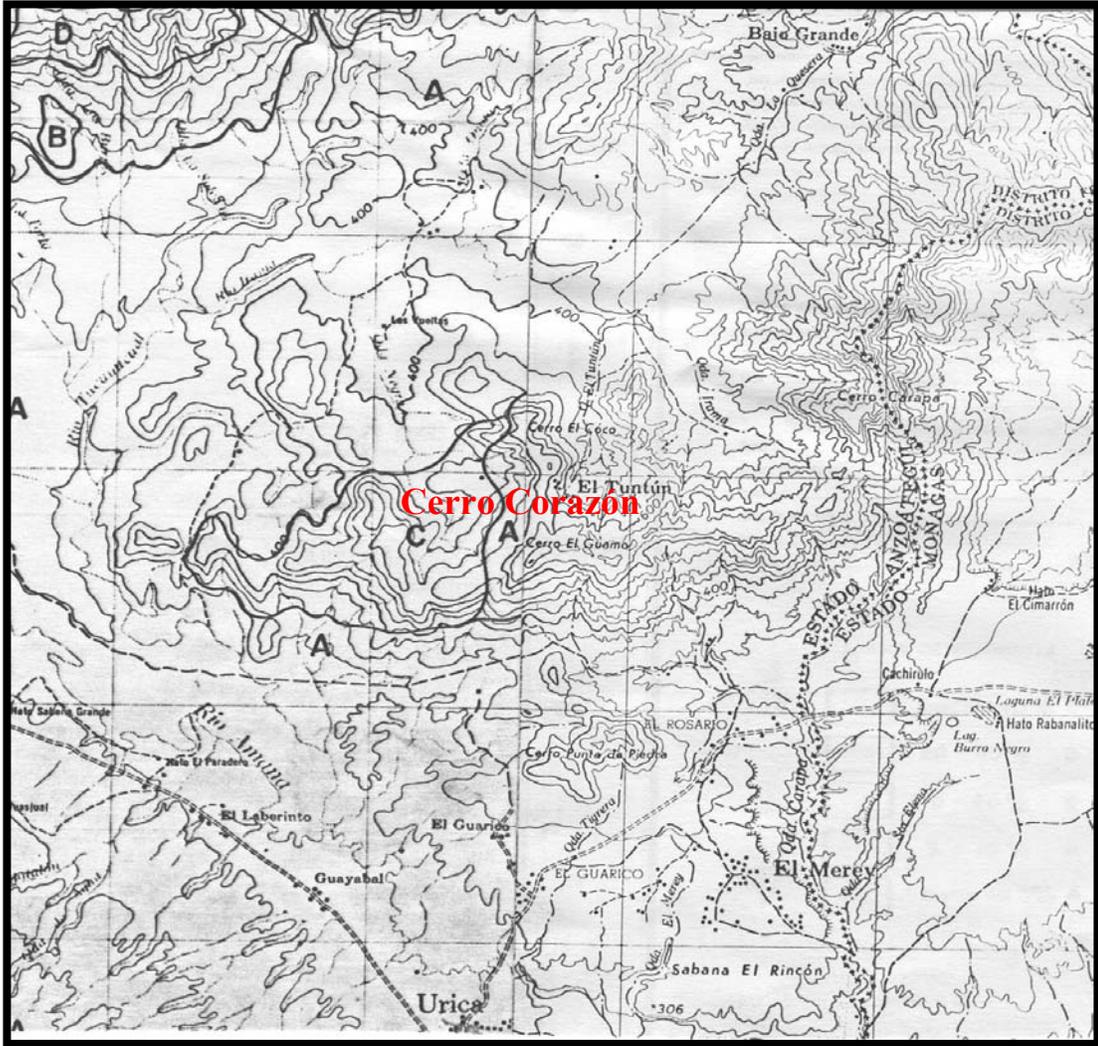


Figura 1.2: Mapa topográfico mostrando en detalle el área de trabajo
(*Cartografía Nacional, 1968*)



 Area de Estudio

Figura 1.3: Ubicación del área de estudio en el contexto geológico

Drenaje

Las quebradas: Matanegra, Negra, El Tuntún e Irama drenan la ladera norte de “cerro Corazón” y son tributarios del río Tucuyucual. Para la ladera sur del mencionado Cerro, se tiene una mayor densidad de drenajes que son captados por el río Tucuyucual aguas abajo, al oeste, y la quebrada Morrocoyes y Carapa al este; entre las más importantes se tienen las quebradas: Los Guanábanos, Caña Larga (Queseras según Fichter 1946), El Tutumo y Carapa, aguas arriba. El patrón de drenaje es principalmente subparalelo

A la escala de estudio, cerro Corazón conforma una fila asimétrica, y representa un 50% del área total, y cuya línea de cresta presenta desniveles topográficos que definen de oeste a este, los cerros: Guanábanos (Fichter 1946), Roble Muerto (Fichter 1946) El Guámo, Corazón *sensu stricto* y El Hoyo. Al sur de cerro Corazón se localiza un pequeño cerro denominado Punta de Piedra, representando un 30% del área, y una planicie aluvial entre los relieves ya mencionados, que conforma el restante 20% del área total.

Filas

Fila “Cerro Corazón”

Se localiza en el sector más norte del área, limitando al oeste con el río Tucuyucual, al este con la fila Ceiba, al sur con el cerro Punta de Piedra y al norte con la planicie del sector Irama. Representa el 40% del área total.

Es una fila de orientación preferencial este-oeste, con declinación al oeste. Las altitudes varían de 400 metros, hacia el oeste, a 650 metros, al este, alcanzando un máximo de 715 metros en el sector La Antena, en lo que han denominado cerro El Guamo.

La fila es asimétrica, donde la ladera sur es de pendiente abrupta y de forma convexa, mientras que la ladera norte es de menor inclinación, de forma cóncava y con estribaciones de rumbo NW-SE. La línea de cresta sigue una trayectoria irregular, con marcados cambios de dirección hacia el sector oeste. La cresta es redondeada, levemente aguda hacia el este y amesetada hacia el oeste.

Las estribaciones de la ladera norte presentan relieve de colinas donde se distinguen de oeste a este el cerro Merey, ubicado al este del río Tucuyucual, cerro Matanegra, ubicado al oeste de la quebrada Negra, cerro El Coco, entre la quebrada antes referida y la quebrada El Tuntún, y el cerro Pichigüey, al oeste de la quebrada Irama.

Fila Ceiba

Se localiza en la región oriental, limitando al norte con el cerro El Hoyo (Fichter 1946), al este con el banco El Cimarrón y al oeste con el valle aluvial que desarrolla la quebrada Carapa. Representa el 10% del área total.

Es una fila de orientación NNE aproximadamente, con crestas redondeadas levemente amesetadas, y con altitud de 400 metros. La ladera este, hacia el norte, es de mayor pendiente que la ladera oeste, la cual es de menor inclinación.

Cerro Punta de Piedra

Se ubica en la región meridional, al sur del cerro El Guamo, y al norte del pueblo de Urica. Representa el 25% del área total. Es un cerro asimétrico de forma irregular, pendientes rectilíneas y con estribaciones alineadas al noroeste-sureste aproximadamente. Las elevaciones oscilan entre los 400 y 460 metros de altura.

Planicie Aluvial

Se encuentra confinada entre la Fila “cerro Corazón” y el cerro Punta de Piedra. Representa el 35% del área de estudio. Es una planicie aluvial de orientación general este-oeste, la cual se hace más angosta en la región central. La red hidrográfica que la atraviesa muestra dos vertientes una al oeste, cuyas aguas son captadas por el río Tucuyucual y otra al este, captadas por la quebrada Carapa, la cual a su vez forma un pequeño valle paralelo a la fila Ceiba.

1.5.- Trabajos Previos

La estructura de cerro Corazón fue reconocida por primera vez por Stauffer (1928), quien lo dividió en dos anticlinales, aparentemente puestos en contacto a través de escarpes en el cerro del Hoyo.

Senn (1940), reporta unos estratos de calizas con numerosas especies de *Venericardia planicosta*, que se cree pertenecen a la Formación Caratas. Estas capas están expuestas en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón y este autor les concedió el nombre de capas Cerro Corazón.

Nance (1942), Observó un anticlinal en el sector de cerro Corazón, y le otorga a los afloramientos más profundos la edad de la Fm. Vidoño, relegando a la Fm. Bergantín a profundidades de 2000 m. Birketvedt's (1942) está de acuerdo con los hallazgos presentes, pero para él los afloramientos más antiguos corresponden al Grupo Santa Anita.

Fichter (1946), define para el área de Corazón-Caruto tres episodios depositacionales, caracterizados por una serie transgresiva y Geosinclinal (Cretácico), una serie regresiva (mayormente Terciaria) y una serie molásica (Cuaternaria). Además

describe la estructura de cerro Corazón como un amplio y alto anticlinal disectado transversalmente por las fallas Guanabanos y El Viento.

Potie (1989), plantea que el sector situado al sur del cabalgamiento de Chaguaramal esta ocupado por un pliegue en rodilla de gran longitud de onda, llamado anticlinal de cerro Jiménez / El Guamo (cerro Corazón) cuyo estilo de plegamiento resulta difícil de determinar ya que las terminaciones del anticlinal del cerro El Guamo (cerro Corazón) están cubiertas por depósitos más jóvenes.

Santiago (1990), describe la distribución de la secuencia terciaria, a nivel del flanco sur de la Serranía del Interior Oriental, con particular énfasis sobre la Formación Los Jabillos de edad Oligoceno. Define las variaciones laterales de espesor y los contactos con la unidad infrayacente (Formación Caratas) y suprayacente (Formación Areo) calibradas bioestratigráficamente.

Aguasuelos Ingeniería (1991), propone que el anticlinal de Cerro Corazón es un pliegue asimétrico con un flanco norte suave (menos de 20 grados) y un flanco sur muy pendiente (más de 60 grados). El flanco norte constituye más de 90% de los afloramientos de los cerros Corazón y El Cantón; donde están expuestos más de 1500 m de areniscas oligocenas.

Singer (1994), con base en evidencias de deformaciones recientes a lo largo de los corrimientos frontales de la Serranía del Interior, observó accidentes frontales similares a amplias escamas WSW-ENE, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentes NW-SE según un patrón estructural en forma de “boomerang” observado en la extremidad suroriental de la falla de Urica.

1.6.- Importancia Exploratoria del Área

El presente estudio fue llevado a cabo dentro del proyecto Urica – Mundo Nuevo, creado con el objetivo de identificar y documentar oportunidades exploratorias mediante el estudio de los elementos y procesos de los sistemas petroleros del área. Estas oportunidades podrían ser de origen estructural, originadas a partir de rampas laterales y estructuras compresivas asociadas a imbriciones.

El valor exploratorio estratégico del área de estudio, esta relacionado a la presencia de estructuras compresivas similares a aquellas presentes en el norte de Monagas, pero a menor profundidad.

1.7.- Agradecimientos

A la Universidad Central de Venezuela por nuestra formación académica.

A PDVSA Gerencia de Exploración por el apoyo económico prestado en la elaboración de este trabajo.

A Humberto Sánchez, tutor industrial por sus oportunas observaciones e ideas.

A Víctor Padrón, tutor académico, por sus ideas y sabios consejos en la orientación académica de este trabajo.

Al personal de PDVSA Exploración: Giselle Gedler, Williams Rodríguez, Franco Marquéz, Jonathan Quinteros, Blas Gonzales, Maria Gabriela Castillo, Saul Osuna, Carlos Giraldo, Celina Perez, Ascensión Ojeda y Leonel Vegas, por el apoyo incondicional en la elaboración de este trabajo.

Silvano

A los profesores Víctor Padrón y Egleé Zapata por su confianza y amistad.

A mis compañeros y amigos Denis, Fernando, Luis Perdomo, Saileth, Paolo, Daniel, Gilberto, Darwing y Alberto; así como también a mi compañera de tesis Milena Quijada.

Agradezco a mis padres y hermanos, por su apoyo, solidaridad y comprensión, en especial a mi madre.

A mis tíos Julio y José Mendoza modelos de trabajo, mística y perseverancia, a mi padrino Franco D'Alessio, por su apoyo incondicional.

A Isiris Madrid, por comprenderme y estar siempre a mi lado.

Milena

A mis insuperables amigos y compañeros de estudios, Daniel Menéndez, y en especial a Nora Cueto, por su leal amistad.

A mi madre Milena Freites, por todo su amor y fortaleza, y por ser la persona que me ha guiado en mi vida; a mi padre Hehaclyff Quijada, por sus sabios consejos, a mi tíos: Wilfredo Quijada y Zulaima Guzmán, por su apoyo incondicional; a mis primas: Wilroxi Quijada, Tania Quijada y Roxana Quijada, y hermanos: Hehaclyff Quijada, Maholi Quijada y la adorable Melanie Quijada, por ser tan maravillosos y estar presentes en mis momentos difíciles.

A todas aquellas personas que de una u otra manera me ayudaron en la ejecución de la tesis, Giselle Gedler, por su asesoría y ayuda, la Sra. Carmen Arreaza, por su cariño y disposición, a los profesores: Ricardo Alezones y Lilian Navarro; a mi compañero de tesis Silvano D'Alessio; Ernesto Tundidor, al Sr. Cristóbal Martínez y Fernando Martínez.

INDICE

	páginas
1.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.- Objetivo General.....	1
1.2.- Objetivos Específicos.....	1
1.3.- Área de Estudio.....	2
1.3.1.- Ubicación Geográfica.....	2
1.3.2.- Vías de Acceso.....	2
1.3.3.- Ubicación Geológica.....	2
1.4.- Topografía.....	2
1.5.- Trabajos Previos.....	8
1.6.- Importancia Exploratoria del Área.....	10
1.7.- Agradecimientos.....	10
2.- METODOLOGÍA.....	12
2.1.- Compilación de Datos.....	12
2.2.- Levantamiento Geológico de Campo.....	12
2.3.- Trabajo de Laboratorio.....	15
2.3.1.- Análisis Petrográfico de secciones delgadas.....	16
2.3.2.- Análisis de Microscopía Electrónica.....	17
2.3.3.- Análisis de Cátodo Luminiscencia.....	20
2.3.4.- Análisis de Difracción de Rayos X.....	21
2.3.5.- Calibración de Porosidad con Analizador de Imágenes ADIE.....	22

2.4.- Trabajo de Oficina.....	24
2.4.1.- Elaboración de mapas, cortes y columnas estratigráficas.....	24
2.4.2.- Interpretación sísmica.....	25
2.4.3.- Integración de datos.....	26
3.- MARCO TEÓRICO.....	29
3.1.- Introducción.....	29
3.2.- Sistema de Clasificación de Areniscas.....	29
3.3.- Clasificación de Rocas Carbonáticas.....	32
3.4.- Procedencia y Ambiente Tectónico.....	34
3.4.1.- Diagrama Ternario QFL.....	35
3.4.2.- Diagrama Ternario QmFLt.....	35
3.4.3.- Tipos de Proveniencia.....	35
3.5.- Escala de Bioturbación.....	39
3.6.- Modelo Diagenético.....	39
3.6.1.- Soterramiento Somero (< 80°) C.....	40
3.6.2.- Soterramiento Intermedio (80° C – 130° C).....	42
3.6.3.- Soterramiento Profundo (130° C – 200° C).....	42
3.6.4.- Epidiagénesis.....	43
3.7.- Estilos Estructurales Compresivos.....	44
3.7.1.- Fault Bend Folds.....	44

3.7.2.- Fault Propagation Folds.....	47
3.7.3.- Pliegues Fallados.....	49
3.7.4.- Estilos Imbricados.....	51
4.- GEOLOGÍA REGIONAL.....	52
4.1.- Evolución Tectónica del Caribe Sur Oriental.....	52
4.2.- Marco Tectónico Regional.....	54
4.2.1.- Cuenca Oriental de Venezuela.....	56
4.2.1.1.- Sub-Cuenca de Guarico.....	57
4.2.1.2.- Sub-Cuenca de Maturín.....	57
4.2.2.- Principales discontinuidades Estructurales en la Sub-Cuenca de Maturín.	64
4.3.- Estratigrafía del Terciario en el Oriente de Venezuela.....	68
4.3.1.- Formación Vidoño.....	69
4.3.2.- Formación Caratas.....	69
4.3.3.- Formación Los Jabillos.....	72
4.3.4.- Formación Areo.....	75
4.3.5.- Formación Naricual.....	76
5.- ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	79
5.1.- Introducción.....	79
5.2.- Sección Estratigráfica Compuesta del Flanco Norte del Anticlinal cerro Corazón.....	80
5.2.1.- Sección quebrada Caña Larga.....	80

5.2.2.- Sección cerro El Guamo.....	82
5.2.3.- Sección cerro El Coco.....	88
5.3.- Sección Estratigráfica del Flanco Sur de cerro Corazón.....	92
5.3.1.- Sección Qda. Morrocoyes.....	92
5.4.- Sección Estratigráfica Presente al Sur del Corrimiento cerro Corazón (Anticlinal El Pegón).....	97
5.4.1.- Sección Punta de Piedra.....	97
5.4.2.- Correlación de la Sección del cerro Punta de Piedra con la Sección Compuesta de cerro Corazón.....	100
5.5.- Unidades Estratigráficas Informales.....	103
5.5.1.- Unidad A.....	103
5.5.2.- Unidad B.....	104
5.6.- Edad.....	105
6.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL.....	106
6.1.- Introducción.....	106
6.2.- Falla de Urica.....	107
6.3.- Anticlinal cerro Corazón.....	109
6.3.1.- Estructura somera.....	114
6.3.2.- Corrimiento cerro Corazón.....	118
6.3.3.- Estructura profunda.....	123
6.4.- Falla de Chaguaramal.....	125
6.5.- Sinclinal La Moya.....	126

6.6.- Falla Irama.....	126
7.- INTERPRETACIÓN DE TRANSECTOS SÍSMICOS.....	128
7.1.- Introducción.....	128
7.2.- Transecto A.....	128
7.3.- Transecto B.....	132
7.4.- Transecto C.....	136
8.- SEDIMENTOLOGÍA.....	140
8.1.- Introducción.....	140
8.2.- Estudio Petrográfico.....	140
8.2.1.- Microfacies.....	143
8.2.2.- Porosidad.....	150
8.3.- Diagénesis.....	150
8.3.1.- Procesos y Efectos Diagenéticos en Areniscas.....	150
8.3.2.- Paragénesis.....	177
8.3.3.- Evolución de la Porosidad.....	184
8.4.- Diagénesis del Intervalo Calcáreo.....	186
8.4.1.- Evidencias y Procesos.....	186
8.5.- Fuente de Sedimento.....	190
8.6.- Ambientes de Sedimentación.....	193

9.- INTEGRACIÓN SUPERFICIE – SUBSUELO.....	200
9.1.- Introducción.....	200
9.2.- Correlación Sísmica.....	201
9.2.1.- Síntesis Estructural.....	201
9.2.2.- Correlación Sismo – Estratigráfica.....	204
9.3.- Espesores Erosionados.....	212
9.4.- Evolución Estructural.....	212
10.- SISTEMA PETROLERO.....	215
10.1.- Introducción.....	215
10.2.- Modelo Geológico.....	215
10.3.- Modelaje Geoquímico.....	216
10.3.1.- Gráfico de Soterramiento.....	216
10.3.2.- Gráficos de Madurez de Roca Madre en Función de la Reflectancia de Vitritina.....	218
10.3.3.- Gráfico de Temperatura.....	220
10.3.4.- Gráfico de Transformación de la Roca Madre.....	221
10.3.5.- Gráfico de Hidrocarburo Acumulado.....	223
10.4.- Geoquímica de Menes.....	223
10.5.- Cuadros de Eventos del Sistema Petrolero.....	226

11.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	227
CONCLUSIONES.....	227
RECOMENDACIONES.....	232
BIBLIOGRAFÍA.....	233

ANEXOS

INDICE DE FIGURAS

		PÁGINA
Figura 1.1:	Mapa de ubicación del área de estudio en el contexto geográfico regional (Tomado de <i>Microsoft Encarta 2000</i>).	3
Figura 1.2:	Mapa topográfico mostrando en detalle el área de trabajo (Tomado de Cartografía Nacional 1968).	4
Figura 1.3:	Ubicación del área de estudio en el contexto geológico regional.	5
Figura 2.1:	Esquema general de la metodología empleada	13
Figura 2.2:	Microscopio petrográfico de luz polarizada modelo DLMP.	17
Figura 2.3:	Microscopio electrónico modelo JSM-5800 LV.	18
Figura 2.4:	Equipo de cubrimiento de oro.	19
Figura 2.5:	Pantalla principal del analizador digital de imágenes ADIE.	23
Figura 2.6:	Velocidades interválicas de las formaciones geológicas presentes en el área de trabajo	26
Figura 3.1:	Sistema de clasificación de areniscas, propuesto por Dott (1964) y modificado por Pettijohn <i>et al.</i> (1972)	31
Figura 3.2:	Clasificación de rocas carbonáticas de acuerdo a la textura depositacional. Dunhan (1962)	33
Figura 3.3:	Triángulo de Procedencia (QFL) según Dickinson <i>et al.</i> (1983)	37
Figura 3.4:	Triángulo de procedencia (QmFLt) según Dickinson <i>et al.</i> (1983)	38
Figura 3.5:	Tabla de escala de bioturbación, propuesta por Reineck y Singh (1980) en Muñoz (1999), modificada por D'Alessio y Quijada (2001)	39
Figura 3.6:	Cuadro del modelo diagenético usado para el área de cerro Corazón. Tomado de Surdam <i>et al.</i> (1989) y complementado con modelos propuestos por otros autores.	41
Figura 3.7:	Ilustración de la cinemática del <i>fault bend fold</i> . (Tomado de	45

	Tearpock y Bischke 1991).	
Figura 3.8:	Ilustración de la cinemática del <i>fault propagation fold</i> . (Tomado de Tearpock y Bischke 1991).	48
Figura 3.9:	Estructura <i>translated detachment folds</i> . (Tomado de Mitra, 1989b).	50
Figura 3.10:	Ilustración de la formación de estructuras imbricadas en secuencia hacia la cuenca. (Tomado de Tearpock y Bischke 1991).	51
Figura 4.1:	Evolución Jurásico - Paleoceno del norte y sur del caribe. (Tomado de Stephan <i>et al.</i> 1990)	53
Figura 4.2:	Evolución del borde sur del Caribe del Eoceno al Presente. (Tomado de Stephan <i>et al.</i> 1990)	55
Figura 4.3:	Mapa estructural del norte de Venezuela. (Tomado de Passalacqua <i>et al.</i> 1995)	54
Figura 4.4:	Sección esquemática en dirección norte – sur de la subcuenca de Maturín, mostrando la imbricación de escamas asociadas a la Serranía del Interior y el relleno sedimentario de la cuenca (<i>foredeep</i>)	58
Figura 4.5:	Provincias geológicas de la cuenca Este de Venezuela. (Tomado y Modificado de Di Croce 1995).	60
Figura 4.6:	Mapa de ubicación de las principales discontinuidades estructurales presentes en la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Passalacqua <i>et al.</i> 1995)	65
Figura 4.7:	Cuadro de correlación del oriente de Venezuela. (Tomado y Modificado de Parnaud <i>et al.</i> 1995).	73
Figura 4.8:	Sección Cronoestratigráfica de los depósitos sedimentarios Oligo - Mioceno. (Tomado y Modificado de Parnaud <i>et al.</i> 1995)	78
Figura 5.1	Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas que constituyen la columna compuesta presente en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón.	81
Figura 5.2:	Ubicación geográfica de la sección levantada a lo largo de la quebrada Caña Larga. Rumbo de la foto N 35° W.	83

Figura 5.3:	Estratos tabulares de areniscas cuarzosas de la Formación Los Jabillos, de orientación N 75° W/ 8° N, ubicados hacia el tope de la sección ubicada en las cercanías de la antena repetidora. Rumbo de la foto: N 55° E.	85
Figura 5.4:	Vista de la ladera sur de cerro Corazón, donde se observa una morfología escalonada en la ladera, como se destaca en color rojo en el dibujo esquemático inferior. Rumbo de la foto: N 70° E	86
Figura 5.5:	Estratos métricos de areniscas cuarzosas de la Formación Los Jabillos con presencia de laminación paralela, ubicada en la parte media de la sección entena repetidora. Rumbo de la foto: N 20° E.	87
Figura 5.6:	Laminación cruzada de bajo ángulo en estratos arenosos de la Formación los Jabillos, ubicado en la sección antena repetidora. Rumbo de la foto: N 05° W.	87
Figura 5.7:	Detalle en estrato ubicado en el tope de la sección levantada en la carretera Urica - antena repetidora, mostrando los colores de meteorización típicos de estas rocas y las horadaciones mayormente verticales presentes en ella. Rumbo de la foto: S 55° E.	89
Figura 5.8:	Arenisca cuarzosa de la formación Los Jabillos, con laminación cruzada de bajo ángulo, parcialmente destruida por la intensa bioturbación. Rumbo de la foto: N 50° E.	90
Figura 5.9:	Ubicación de las secciones estratigráficas correspondientes al flanco sur del anticlinal cerro Corazón y en el cerro Punta de Piedra.	93
Figura 5.10:	Vista general de los afloramientos en la qda. Morrocoyes, donde aflora los estratos de orientación N 85° E / 43° S que corresponden al flanco sur del anticlinal cerro Corazón. Rumbo de la foto: S 80° W.	95
Figura 5.11:	Estratos de areniscas con orientación en sus planos de estratificación y diaclasas casi perpendiculares a los mismos. Rumbo de la foto: S 65° W.	96
Figura 5.12:	Estratos de areniscas cuarzosas en bloques diaclasados, con una orientación E - W / 10° S en sus planos de estratificación y correspondientes a la Formación los Jabillos. Rumbo de la foto: S 25° W.	98

Figura 5.13:	Vista panorámica del cerro Punta de Piedra en sección transversal. A) marcada asimetría en la topografía. B) interpretación del paisaje, tomando en cuenta la sección levantada en el tope del cerro. Rumbo de la foto: S 75° W.	99
Figura 5.7:	Estratos de areniscas con rumbo casi paralelo a la carretera que conduce a las antena repetidoras, y un buzamiento muy bajo hacia el norte. La traza de uno de los planos de estratificación se destaca color rojo, así como el sentido y el ángulo aproximado de buzamiento con la flecha roja. Rumbo S 78 E	88
Figura 5.9:	Acuñamiento de capas de limolitas entre estratos tabulares de areniscas, en afloramientos de la parte media de la sección levantada en la carretera que conduce a la cima de cerro El Guamo. Rumbo N 10° W	91
Figura 5.10:	Interpretación esquemática de la figura 5.9 destacándose el acuñamiento de un estrato de limolita. Rumbo de la foto: N 10° W	91
Figura 5.11:	Ubicación geográfica de la sección levantada a lo largo de la qda. Caña Larga. Rumbo de la foto: N 35° W.	93
Figura 5.13:	Estratos de areniscas con orientación en sus planos de estratificación y diaclasas casi perpendiculares a los mismos. Rumbo de la foto: S 65° W.	97
Figura 5.14:	Estratos de areniscas cuarzosas en la parte media de la sección cerro Punta de Piedra, donde se destaca la presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo, en algunos casos interrumpida por horadaciones verticales del tipo Skolithos como se observa en B. Rumbo de la foto: S 45° W.	101
Figura 5.15:	Intensa bioturbación en estratos de areniscas ubicados en el tope de la sección del cerro Punta de Piedra, que corresponden a la Formación Los Jabillos. Rumbo de la foto: S 05° W.	102
Figura 6.1:	Estructura de cerro Corazón en el entorno estructural local, destacándose la individualización de esta estructura en un bloque tectónico delimitado por la falla de Urica, Chaguramal, cerro Corazón, El Pegón e Irama. (Tomado de Chaplet 2001).	106

Figura 6.2:	Falla de Urica como importante rasgo estructural en el oriente de Venezuela, destacándose el contraste entre las unidades estratigráficas puestas en contacto a ambos lados de la misma.	107
Figura 6.3:	Bifurcación de la falla de Urica en dos ramales: un ramal oriental conocido como falla Pegón y un ramal occidental de trayectoria curvilínea que representa la falla de Urica <i>sensu stricto</i> . (Tomado de Chaplet 2001).	110
Figura 6.4:	Expresión superficial del corredor transcurrente de Urica observándose el contraste de topografía a ambos lados de la falla, además del arrastre sufrido por las estructuras al este de la misma. Modificado de Imagen de Venezuela una Visión Espacial (1993)	110
Figura 6.5:	Interpretaciones de la estructura cerro Corazón hechas en el pasado. A) corte geológico en dirección NW - SE, propuesto por Fitcher (1946), el cual involucra la estratigrafía Cretácica de los afloramientos de cerro Corazón. B) corte geológico propuesto por Potie (1989), destacándose el carácter de la falla sobre la cual cabalga el anticlinal cerro Corazón, la cual no aflora en subsuperficie. C) corte propuesto por Aguasuelos Ingeniería (1991).destacándose los grandes espesores de la formación Los Jabillos involucrados.	112
Figura 6.6:	Reconstrucción de la estructura cerro Corazón, a partir de la fotografía, donde se muestra una vista transversal de la estructura en cuestión. La fotografía de rumbo S 82° W, fue tomada en la fila Ceiba en la porción más oriental del área de estudio. En la reconstrucción se muestra la imbricación de dos escamas: una más antigua y superficial y otra más joven, profunda y más grande, pero poco expuesta en superficie.	113
Figura 6.7:	Mapa geológico detallado del área cerro Corazón, mostrando la línea de corte A-A`.	115
Figura 6.8:	Corte geológico A-A` del anticlinal cerro Corazón ubicado en la figura anterior.	116
Figura 6.9:	Imagen <i>Land Sat</i> , donde se observa la expresión superficial del anticlinal cerro Corazón, en especial el flanco norte, donde las trazas de los planos de estratificación poseen expresión topográfica (rayas negras).	117

Figura 6.10:	Estratos tabulares de arenisca cuarzosa de la Formación los Jabillos, con orientación N 75° W / 8° N en sus planos de estratificación, ubicados hacia la cumbre de cerro Corazón muy cerca de la antena repetidora. Estos estratos con ligero buzamiento al norte se encuentran en la zona de charnela del anticlinal cerro Corazón. Rumbo de la foto: N 55° E.	117
Figura 6.11:	Estratos tabulares muy diaclasados de arenisca aflorantes en la margen derecha de la qda. Morrocoyes, que corresponden al flanco sur de la estructura superficial de cerro Corazón, los planos de estratificación presentan una orientación N 85° E / 43° S. Rumbo S 80° W.	119
Figura 6.12	Expresión superficial de la traza de la falla cerro Corazón en la ladera sur del cerro Caro, ubicado al noroeste del cerro Punta de Piedra. Rumbo de la foto: S 65° E.	120
Figura 6.13:	Diaclasas correspondientes al flanco norte de la estructura somera cerro Corazón. A) proyección estereográfica de los polos correspondientes a las diaclasas. B) diagrama de rosa correspondiente, mientras que en C se presenta un diagrama de concentración de polos.	122
Figura 6.14:	Diaclasas correspondientes al flanco sur de la estructura somera cerro Corazón. A) proyección estereográfica de los polos correspondientes a las diaclasas. B) diagrama de rosa correspondiente, mientras que en C se presenta un diagrama de concentración de polos.	124
Figura 7.1	Mapa geológico con la ubicación de los transectos sísmicos empleados.	129
Figura 7.2	Interpretación sísmico en tiempo del transecto sísmico A de orientación norte - sur.	130
Figura 7.3	Interpretación sísmica en profundidad del transecto sísmico A , de orientación aproximada norte – sur.	131
Figura 7.4	Interpretación sísmico en tiempo del transecto sísmico B de orientación N 15° E.	134
Figura 7.5	Interpretación sísmico en profundidad del transecto sísmico B de orientación N 15° E.	135

Figura 7.6	Interpretación sísmica en tiempo del transecto sísmico C , de orientación NW - SE.	138
Figura 7.7	Interpretación sísmica en profundidad del transecto sísmico C , de orientación NW - SE.	139
Figura 8.1:	Abundancia de los tipos litológicos presentes.	141
Figura 8.2:	Distribución de las microfacies a lo largo de la columna estratigráfica estudiada en cerro Corazón	142
Figura 8.3:	Vista general de las microfacies de areniscas subarcosas.	144
Figura 8.4:	Vista general de microfacies de areniscas cuarzosas.	146
Figura 8.5:	Vista general de las microfacies de areniscas sublitarenitas	147
Figura 8.6:	Vista general de microfacies de <i>Wackstone</i> – <i>Packstone</i> de fragmentos de molusco	149
Figura 8.7:	Calibración de las porosidades con el analizador de imágenes ADIE, practicado en 5 muestras aleatoriamente dispuesta en la columna estratigráfica de cerro Corazón. En la figura se presenta una microfotografía en nícoles paralelo y una imagen del ADIE (negro y rojo) para cada una de las cinco muestras analizadas, incluyendo los porcentajes de porosidad obtenidos con las técnicas.	151
Figura 8.8:	Contactos predominante grano – cemento observados en fotografía de <i>back scattered</i> y cátodo luminiscencia invertida. A) imagen de <i>back scattered</i> mostrando falsos contactos longitudinales y cóncavo – convexos. B) imagen de cátodo luminiscencia invertida destacando contactos reales entre grano – cemento y contactos entre cementos de sílice en continuidad óptica de granos de cuarzo, también se observa un relleno de microfracturas en los granos de cuarzo, con cemento den continuidad óptica de la misma naturaleza que el que envuelve los granos.	152
Figura 8.9:	Contactos predominantemente longitudinales. A) fotomicrografía en nícoles paralelos observando el empaquetamiento bastante suelto con predominio de contactos longitudinales entre granos. B) fotomicrografía en nícoles cruzados destacando los contactos longitudinales entre los granos.	152

- Figura 8.10** Deformación de los granos dúctiles. En la parte superior se muestra la deformación sufrida por una mica muscovita, **A)** u fotomicrografía bajo nícoles paralelos que destaca la forma ondulada de la mica en torno a los granos de cuarzo. **B)** la fotomicrografía bajo nícoles cruzados se destaca la fuerte birrefringencia de este mineral, además de procesos de ilitización.
- En la parte inferior se muestra una evidencia de los procesos de deformación sobre los fragmentos líticos que constituyen pseudomatriz. **C)** fotomicrografía bajo nícoles paralelos de un fragmento de roca, el cual fluye hacia los poros adyacentes. **D)** la misma imagen bajo nícoles cruzados destaca a parte de la deformación, fuerte alteración que presenta el mismo.
- Figura 8.11:** Saturación entre cementos de sílice en granos de cuarzo adyacentes. **A)** imagen de back scatered destacando el empaquetamiento apretado en la muestra. **B)** imagen de cátodo luminiscencia en la misma muestra destacando la presencia de cemento de sílice en continuidad óptica de granos de cuarzo. **C)** detalle (Recuadro Rojo) de la imagen mostrada en B, destacándose la saturación mostrada por este. **D)** se muestra estos contactos en una fotomicrografía bajo nícoles cruzados
- Figura 8.12:** Granos de feldespato potásico fracturados y alterados. **A)** fotomicrografía de *back scatered* destacándose la presencia fracturada del feldespato de potasio. **B)** composición química de dicho feldespato.
- Figura 8.13:** Cemento de sílice en continuidad óptica en granos de cuarzo. **A)** fotomicrografía en nícoles paralelos, que destaca la redondez original del grano. **B)** fotomicrografía bajo nícoles cruzados, destacándose la proporción de cemento de sílice existente y el desarrollo de caras euhedrales en los bordes del mismo.
- Figura 8.14:** Porosidad primaria con geometría poligonal condicionada por el desarrollo de sobrecrecimientos en continuidad óptica de granos de cuarzo (Qz) en condiciones de poca compactación. **A)** fotomicrografía bajo nícoles paralelo. **B)** fotomicrografía bajo nícoles cruzados, destacando con líneas verdes punteadas el borde original de los granos y las terminaciones euhedrales del cemento de sílice circundante

- Figura 8.15:** Cemento de sílice (Cqz) en continuidad óptica de granos de cuarzo (Qz), distinguido en la imagen de *back scattered* (**foto A**) dada la geometría en los bordes de los granos, pero solo cuantificando observando el contraste entre los granos y el cemento circundante en la fotografía de cátodo luminiscencia (**foto B**) y en la fotografía de cátodo luminiscencia invertida (**foto C**) 158
- Figura 8.16:** Granos de cuarzo fracturado donde las fracturas rellenas con cemento de sílice en continuidad óptica. **A**) fotomicrografía de *back scattered* observándose los granos de cuarzo y la porosidad primaria presente entre ellos. **B**) imagen de cátodo luminiscencia invertida en el mismo lugar anterior, observándose el contraste de luminiscencia entre el cemento que rellena las fracturas (Cpz: gris claro) y el grano fracturado (Qz: gris oscuro) 160
- Figura 8.17:** Cementos de minerales de arcilla. **A**) imagen de microscopía electrónica (SEM), destacando la presencia de cemento de ilita (IL) con su característico hábito fibroso, junto a granos de cuarzo. **B**) imagen de la misma naturaleza que la anterior, destacándose la presencia de cemento de esmectita (Sm) junto a los granos de cuarzo. 161
- Figura 8.18:** Cemento de caolinita (K), destacando la estructura típica en librito tanto en petrografía convencional (**foto A y B**), *back scattered* (**Foto C**) y SEM (**Foto D**) Además se destaca la importante microporosidad asociada este tipo de cemento, lo cual se visualiza muy bien en las fotografías de abajo nícoles paralelos (**Foto A**) y la imagen de *back scattered* (**foto C**) 162
- Figura 8.19:** Cementos epitaxiales de feldespatos tanto del tipo plagioclasa (Pl) como se observa en las fotomicrografías en nícoles paralelos (**A**) y en nícoles cruzados (**B**), además de feldespatos potásicos del tipo Ortosa (Or) como se observa en las fotomicrografías (**C y D**) de *back scattered*. El *spectrum* de la parte inferior de la figura revela la composición elemental de estos feldespatos. 163
- Figura 8.20:** Cemento de feldespato potásico (cfk) relleno de cavidad ocupada previamente por grano de cuarzo, el cual se observa reliquia que testifican la disolución parcial. **A**) imagen de *back scattered* destacando el contraste entre el cuarzo disuelto y el feldespato autógeno. **B**) *spectrum*, correspondiente a el 164

feldespatos. C) composición elemental del cuarzo.

- Figura 8.21:** Cemento de óxido de hierro (cofe) rellenando fracturas y cavidades primarias. **A)** imagen de *back scattered* destacando con los tonos más claros de gris la presencia de cemento de óxido de hierro rellenando fracturas. **B)** *spectrum* correspondiente a este cemento, destacando no sólo la abundancia de hierro en la composición, sino el abundante titanio presente. **C)** imagen de *back scattered* destacando el óxido de hierro rellenando cavidades primarias. **D)** *spectrum* de Hematita 165
- Figura 8.22:** Alteración de feldespatos a caolinita. **A)** alteración parcial de feldespatos. **B)** detalle de la caolinita producto de alteración del feldespatos, observándose reliquias del feldespatos previamente existente. **C)** *spectrum* correspondiente a la caolinita producto de alteración. **D)** *spectrum* correspondiente al feldespatos no alterado. 167
- Figura 8.23:** Imagen en *back scattered*, mostrando detalle de caolinita parcialmente alterada a illita, observándose una textura fibrosa, en este caso agrupados en paquetes. 168
- Figura 8.24:** Illita autigénica (IL) formando envoltorios o aureolas de alteración alrededor de feldespatos potásicos tipo Ortosa (Or). **A)** y **B)** fotomicrografías en nicoles paralelos y cruzados respectivamente, donde se destaca la presencia de un grano de ortosa alterando a illita en sus bordes. **C)** imagen de *back scattered*. **D)** imagen de microscopía electrónica (SEM), evidenciando el mismo proceso de alteración mostrado en **A)** y **B)**. **E)** *spectrum* mostrando la composición elemental del feldespatos en proceso de alteración. 169
- Figura 8.25:** Illitización de mica muscovita (mus). **A)** y **B)** fotomicrografías en nicoles paralelos y cruzados respectivamente, destacando la presencia de una mica muscovita alterando a illita en sus bordes y mucho más intensamente en las zonas de deformación señalada con la flecha en **B)**. **C)** imagen de *back scattered*, mostrando una mica muscovita alterando a illita con mayor intensidad en las zonas de deformación. **D)** y **E)** la composición elemental de la muscovita sin alterar y alterando. 170
- Figura 8.26:** Alteración a illita de la pseudomatriz formada por la deformación previa de fragmentos líticos. **A)** fotomicrografía 172

en nicoles paralelos destacando la presencia sucia de estas areniscas. **B)** fotomicrografía en nicoles cruzados los colores de birrefringencia típicos de la ilita asociados a la pseudomatriz

- Figura 8.27:** Fotografía bajo nicoles cruzados, mostrando la disolución de cemento silicio y granos de cuarzo en contacto con arcillas autigénicas, destacándose la acción corrosiva que estas arcillas ejercen sobre el cuarzo 173
- Figura 8.28:** Disolución parcial de feldespatos. **A)** y **B)** fotomicrografías bajo nicoles paralelos y cruzados respectivamente, destacando la disolución parcial de un grano de Ortosa. **C)** y **D)** fotomicrografía en nicoles paralelos y cruzados de un grano de plagioclasa disuelto parcialmente. 174
- Figura 8.29:** Fotomicrografía en nicoles paralelos mostrando porosidad móldica. 175
- Figura 8.30:** Empaquetamiento no homogéneo asociado a disolución preferencial en bandas de granulometría más gruesa. **A)** fotomicrografía en nicoles paralelos destacando en azul la porosidad presente. **B)** fotomicrografía con la misma imagen en nicoles cruzados. 175
- Figura 8.31:** Fracturas abiertas. **A)** fotomicrografía bajo nicoles paralelos, destacando el proceso de disolución que ocurre en torno a la fractura. **B)** fotomicrografía bajo nicoles cruzados. 176
- Figura 8.32:** Cuadro paragenético de la Formación Los Jabillos para el área de cerro Corazón. 179
- Figura 8.33:** Diagrama paragenético de la Formación Los Jabillos para el área de cerro Corazón. 180
- Figura 8.34:** Cuadro sintético de la variación de la porosidad a lo largo de la columna generalizada de la Formación Los Jabillos, para el área de cerro Corazón 185
- Figura 8.35:** Fotomicrografías de procesos diagenéticos orgánicos vistas bajo nicoles cruzados. **A)** fragmento de roca carbonática con presencia de envoltorio micrítico. **B)** micritización total de un foraminífero béntico del género *Lenticulina*. **C)** alga verde correspondiente a la Familia *Dasicladacea*, altamente micritizada. **D)** fragmento de molusco micritizado y 188

horadado. **E)** tubo de *Serpulido*, destacando la pared laminar de calcita lodosa, así como el relleno parcial de micrita y espato en estructura de *Geopetalo*

Figura 8.36:	Fotomicrografía bajo nicoles cruzados de procesos de cementación y reemplazo. A) cemento de espato equigranular. B) cemento en bloques de espato ocluyendo cavidades previamente disueltas en la micrita. C) ostrácodo relleno en su interior por espato equidimensional. D) reemplazo de glauconita por carbonato de calcio.	189
Figura 8.37:	Fotomicrografías (Nicoles cruzados) de procesos de neomorfismo de inversión homoaxial. B) fragmento de molusco con neomorfismo de inversión heteroaxial y envoltorio micrítico. C) la flecha roja indica la presencia de recristalización de la micrita a pseudo espato y espato fino. D) estilolitas de alta amplitud, rellenas de residuos insolubles (arcilla y óxido de hierro).	191
Figura 8.38:	Cuadro sintético mostrando la abundancia relativa de los componentes detríticos en las areniscas de cerro Corazón correspondientes a la Formación Los Jabillos.	194
Figura 8.39:	Triángulo Q-F-L de las areniscas de la Formación Los Jabillos, para el área cerro Corazón, en base a la clasificación de Dickinson <i>et al.</i> (1983)	195
Figura 8.40:	Triángulo Qm-F-Lt de las areniscas de la Formación Los Jabillos para el área cerro Corazón, en base a la clasificación de Dickinson <i>et al.</i> (1983)	196
Figura 9.1:	Mapa geológico con la ubicación del <i>loop</i> sísmico empleado en la correlación. (Tomado y modificado de Chaplet 2001).	202
Figura 9.2:	Correlación sísmica entre cerro Corazón – La Vieja – Quiamare (Transecto D).	203
Figura 9.3:	Perfil SP del pozo A, mostrando los topes de las formaciones.	208
Figura 9.4:	Perfil Rayos Gamma del pozo B, mostrando los topes de las formaciones.	211
Figura 10.1:	Modelo geológico sobre el cual fue hecho el modelaje geoquímico.	215

Figura 10.2:	Columna estratigráfica para los dos pozos ficticios modelados. A) Cresta del Anticlinal cerro Corazón. B) Sinclinal La Moya.	216
Figura 10.3:	Diagrama de soterramiento para el pozo ficticio “A”, modelado en la cresta del Anticlinal cerro Corazón	217
Figura 10.4:	Diagrama de soterramiento para el pozo ficticio “B”, modelado en el Sinclinal La Moya.	218
Figura 10.5:	Gráficos de madurez de roca madre en función de la reflectancia de vitrinita. A) Anticlinal cerro Corazón. B) Sinclinal La Moya	219
Figura 10.6	Gráficos de temperatura para el pozo ficticio “A”, modelado en la cresta del Anticlinal cerro Corazón	220
Figura 10.7:	Gráfico de temperatura para el pozo ficticio “B” modelado en el Sinclinal La Moya	221
Figura 10.8:	Gráficos de transformación en la roca madre. A) Anticlinal cerro Corazón. B) Sinclinal La Moya	222
Figura 10.9:	Gráfico de hidrocarburo acumulado. A) Anticlinal cerro Corazón. B) Sinclinal La Moya	224
Figura 10.10:	Cromatografía de la fracción saturada de la muestra recolectada al sur de cerro Corazón	225
Figura 10.11:	Cuadro de eventos del sistema petrolero de la escama tectónica de cerro Corazón, en función de las unidades estratigráficas involucradas.	226
Figura 10.12:	Cuadro de eventos del sistema petrolero de la escama tectónica de cerro Corazón, con respecto al tiempo.	227

INDICE DE ANEXOS (Tomo II)

ANEXO 1: Mapa de Ubicación de las Secciones Estratigráficas Levantadas.

ANEXO 2: Mapa Geológico. Área cerro Corazón.

ANEXO 3: Corte Geológico de Superficie A-A'. Área cerro Corazón.

ANEXO 4: Mapa de Muestras. Área cerro Corazón..

ANEXO 5: Columnas Estratigráficas Levantadas

Columna Estratigráfica Sección cerro El Coco.

Columna Estratigráfica Cerro El Guamo.

Columna Estratigráfica Sección carretera Urica – Antena Repetidora.

Columna Estratigráfica Sección Qda. Caña Larga.

Columna Estratigráfica Compuesta cerro Corazón.

Columna Estratigráfica Qda. Morrocoyes.

Columna Estratigráfica cerro Punta de Piedra.

ANEXO 6: Mapa de Ubicación de Transectos sísmicos.

ANEXO 7: Transectos Sísmicos sin Interpretar

Transecto A

Transecto B

Transecto C

Transecto D

ANEXO 8: Transectos Sísmicos Interpretados

Transecto A

Transecto B

Transecto C

Transecto D

ANEXO 9: Hoja Sedimentológica.

ANEXO 10: Hoja Petrográfica.

ANEXO 11: Hoja Diagenética.

Para el alcance de los objetivos trazados se cumplieron las actividades y etapas que se muestran en el organigrama de la **figura 2.1**.

2.1.- Compilación de Datos

- Revisión Bibliográfica de los trabajos realizados en el área de estudio.
- Revisión de las hojas topográficas 7345 y 7445 a escala 1:100.000 y las hojas 7345- II – NE, 7345 – II – SE, 7445 – III- NO y 7445 – III – SO, a escala 1:25.000, todas ellas emitidas por el Ministerio de Energía y Minas. También se revisaron los mapas geológicos de superficie E-10-B, D-10-D, D-11-C, E-11-A a escala 1:50.000 creados por *Creole Petroleum Corporation*, y las imágenes de radar a escala 1:75.000 y 1:25.000, suministrado por el departamento de sensores remotos de PDVSA E & P.

2.2.- Levantamiento Geológico de Campo

Logística del trabajo de campo: comprende una serie de aspectos necesarios para la óptima ejecución del trabajo de campo. A saber:

- Fotointerpretación de las imágenes de radar y análisis de los mapas geológicos existentes para esta área.
- Localización de las secciones estratigráficas de interés.
- Identificación de las vías de acceso a la zona de estudio.
- Ubicación del campamento base más adecuado y seguro.
- Tiempo estimado de 30 días para ejecutar el levantamiento de campo, en base a la superficie en km² de la zona en estudio y a la complejidad de la misma.

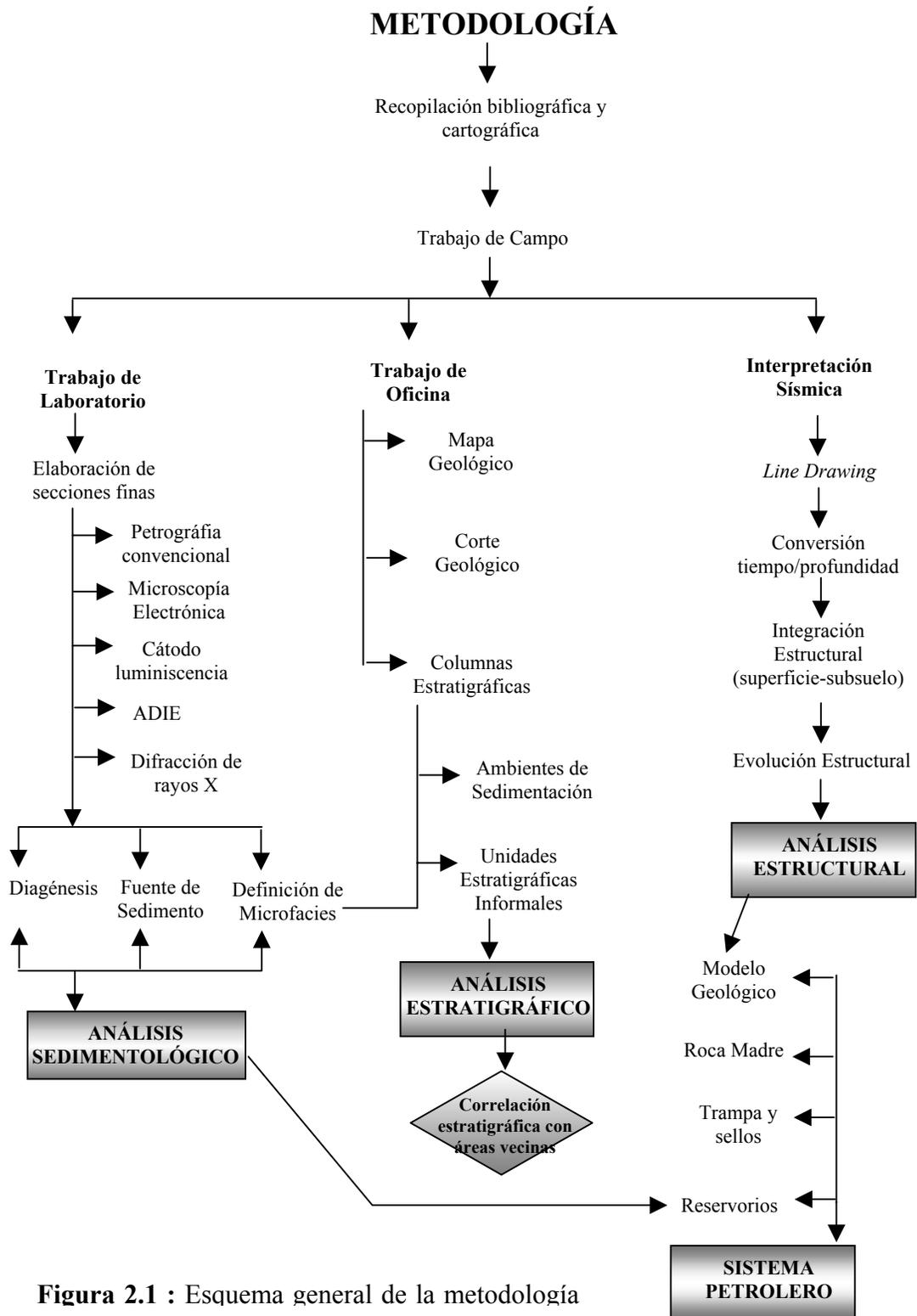


Figura 2.1 : Esquema general de la metodología

- Excursiones exploratorias de campo, a fin de constatar: la calidad y acceso de los afloramientos, rasgos topográficos y antrópicos prominentes a ser usados como referencia para la ubicación y cartografía de los datos recogidos en el levantamiento.
- Evaluación de la estrategia a seguir en la ejecución del levantamiento geológico de campo, con base en lo observado en las excursiones exploratorias.
- Ejecución del levantamiento geológico de campo a detalle.

Aspectos a considerar en el levantamiento geológico de campo

- Ubicación de los afloramientos a ser levantados con el uso de un Posicionador Global Satelital (GPS) y el método de triangulación empleando una brújula y dos o tres puntos de referencia. Lo accidentado del terreno, junto a las altas pendientes impiden el uso de poligonales.
- Orientación espacial de los planos de estratificación (rumbo y buzamiento).
- Forma de las capas (tabular, lenticular, acuñada, etc).
- Tipos de contactos entre capas contiguas (transicional, abrupto, concordante, de falla, etc)
- Características texturales y mineralógicas, tales como: tamaño de los granos, composición mineralógica (si es posible), redondez de los granos y escogimiento (cuando se pueda observar).

- Identificación y descripción de estructuras sedimentarias de ordenamiento interno (estratificación y laminación), de deformación, así como marcas y calcos en las superficies de estratificación (marcas de base y/o tope).
- Contenido fosilífero, tomando en cuenta el tipo de fósiles, su ubicación y disposición en los estratos.
- Rasgos dominantes a mayor escala en las secuencias estratigráficas tales como: alternancias rítmicas de litologías, distribución irregular de paquetes; repetición de paquetes, patrones granocrecientes y granodecrecientes, etc.
- A nivel estructural se debe tomar en cuenta: la orientación espacial de los planos axiales de los pliegues, ángulos interlimbares, orientación espacial de los planos de falla, orientación de estrías y lineaciones en el plano de falla, orientación espacial de los planos de diaclasas, patrones de diaclasamiento especificando la frecuencia y extensión de cada patrón, características de las diaclasas: rellenas, vacías, etc.
- Recolección de 90 muestras de superficie de tamaño mayor o igual a un puño. Composicionalmente, a excepción de dos muestras de limolitas y una lutita limosa, el resto de las muestras son areniscas.
- Determinación de la única unidad litoestratigráfica de campo como consecuencia de la característica monotonía litológica.

2.3.- Trabajo de Laboratorio

Se realizaron 60 secciones delgadas de roca, (53) areniscas debidamente teñidas para ver porosidad, (4) calizas, (2) Limolitas y (1) Lutita limosa. Estas secciones fueron elaboradas de manera compartida por el laboratorio Geológico de PDVSA E y P, en

la ciudad de Puerto la Cruz, y el laboratorio Geológico de PDVSA E y P, en Caracas, donde los suscritos prestaron apoyo en su elaboración.

Se procesaron un total de 8 muestras para análisis de difracción de rayos X, de acuerdo a la metodología de PDVSA E y P en el laboratorio Geológico de la ciudad de Puerto La Cruz.

Se seleccionaron 10 muestras para análisis de microscopía electrónica, incluyendo SEM, *Back Scattered* y Cátodo luminiscencia de acuerdo a la metodología de INTEVEP, la cual se detallara posteriormente.

Se prepararon un total de 3 muestras entre lutitas y limolitas para análisis paleontológicos de foraminíferos, nannoplacnton calcáreo y palinología, de acuerdo a la metodología de PDVSA E y P en el laboratorio Geológico de la ciudad de Puerto la Cruz.

2.3.1.-Análisis Petrográfico de secciones delgadas

El análisis petrográfico se hizo con el uso del microscopio petrográfico de luz polarizada modelo DLMP (**figura 2.2**). Estos análisis tienen la finalidad de caracterizar de manera cualitativa la textura y composición de las rocas clásticas estudiadas. donde:

La textura: comprende la determinación de tamaños de grano, escogimiento, redondez, componentes principales, tipos de contacto y tipos de porosidad.

La Composición: toma en cuenta la composición mineralógica porcentual en granos, matriz y cemento, tiene como resultado final la clasificación composicional de la roca en base al contenido de cuarzo, feldespato, fragmentos

de roca y matriz, con el empleo de la clasificación de Pettijohn, Potter y Siever (1972).

La Diagénesis: en este aspecto se describen los efectos diagenéticos presentes, así como evidencias de la sucesión u ordenamiento de estos procesos.

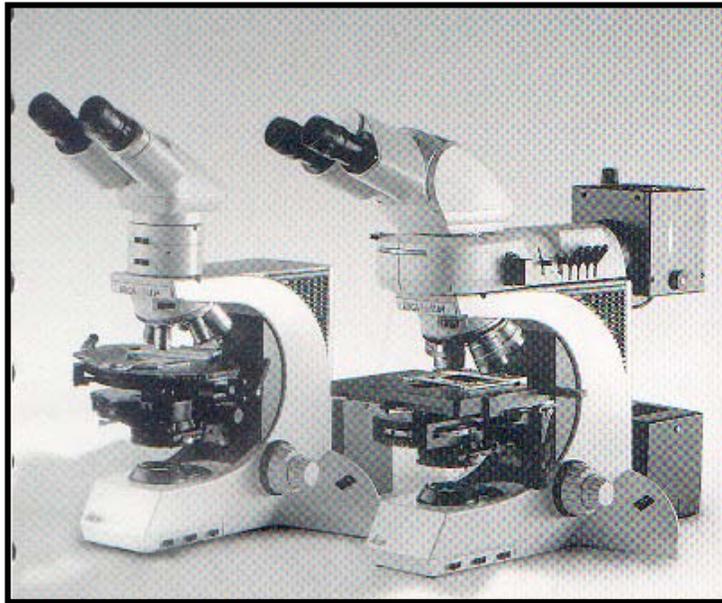


Figura 2.2: Microscopio petrográfico de luz polarizada modelo DLMP

2.3.2.-Análisis de Microscopía Electrónica

Para realizar este análisis se utiliza el microscopio electrónico de barrido modelo JSM-5800 LV (**figura 2.3**). Se evalúan dos tipos de muestras: (1) tacos de fracción de roca *SEM*, donde es posible observar las características texturales y (2) sección pulida para realizar *Back Scattered*, el cual es utilizado para distinguir los contrastes composicionales presentes en la sección.



Figura 2.3: Microscopio electrónico modelo JSM-5800 LV

Muestras de roca (SEM): la base para lograr un eficaz análisis es realizar un adecuado montaje de las muestras a estudiar, para que no existan problemas de carga y se obtenga una mejor resolución. El montaje de dichas muestras consta principalmente:

- Inicialmente se seleccionan muestras frescas de rocas con tamaños que oscilan entre los 1,5 x 1,5 cm., en las cuales se puedan apreciar las mejores características de la roca para observar en detalle la morfología.
- La roca se pega con silicón en un portamuestra de cilindro de aluminio de diámetro de 1,5 cm.
- A continuación se utiliza el equipo para recubrimiento de oro que consiste principalmente de un cubrimiento por evaporación de baño iónico; la muestra se coloca en una cabina por un tiempo aproximado de 300 seg, en donde se va evaporando y adhiriendo la muestra con oro utilizando un vacío de 10^{-1} .

(figura 2.4)



Figura 2.4: Equipo de cubrimiento de oro

- En la elaboración de estas muestras es recomendable utilizar un papel blanco debajo de la muestra de roca, ya que este puede servir como indicador de la coloración de oro, para que luego al utilizar el microscopio electrónico no existan problemas de carga.
- Se introduce la muestra en el microscopio y por medio del programa *Link sis* se obtiene la composición química, como también se puede obtener la adaptación de la imagen del microscopio al PC por medio del programa *Autobeam*.

Sección pulida: En este estudio las secciones delgadas deben estar bien elaboradas para que existan superficies planas y pulidas. Una muestra debidamente pulida es un factor muy importante porque de esto depende un eficaz estudio ya que se observan todas las características presentes en la sección petrográfica. Las etapas para la preparación de las muestras son las siguientes:

- Una primera etapa en la cual se coloca la sección delgada en un desionizador por un tiempo de 10 segundos para que la muestra libere todo tipo de resto de resina que pudo haber quedado de la elaboración de la sección petrográfica.

- A continuación se coloca la muestra en un disco de pulitura 9 que contenga Alúmina.
- Al culminar se coloca de nuevo en el desionizante por un tiempo de 10 seg, para que libere cualquier tipo de resto de alúmina que pueda haber quedado.
- Al obtener la sección debidamente pulida, se coloca en una cabina para realizar el recubrimiento con carbón por un tiempo de 300 seg. con un vacío de 10^{-1} .
- A continuación se adhiere la sección pulida a un portamuestra de aproximadamente 3 cm de diámetro para finalmente introducirla al microscopio. Al igual que para el SEM, se obtienen los datos químicos por medio del programa *Link sis*, y la adaptación de la imagen del microscopio al PC se realiza por medio del programa *Autobeam*.

2.3.3.- Análisis de Cátodo Luminiscencia

El análisis de cátodo luminiscencia fue realizado con el empleo de la técnica más avanzada, conocida como cátodo luminiscencia bajo microscopía electrónica (*SEM . CL*) donde el dispositivo *SEM . CL* comprende un detector de luminiscencia emitido a *SEM*. El *SEM* básico bombardea muestras con e^- en un vacío, mientras se emite luz visible como parte del proceso.

La preparación de las muestras es la misma que requiere el análisis de microscopía electrónica en secciones delgadas de roca (*Back Scattered*), ya que estas dos técnicas pueden ser ejecutadas al mismo tiempo.

Esta técnica es usada esencialmente con la finalidad de diferenciar fases detríticas y diagenéticas en las areniscas estudiadas, permitiendo ponderar la proporción real de

cemento de sílice (sobrecrecimientos en continuidad óptica), poco visible en la petrografía convencional. También es útil en la determinación de tiempos de cementación en areniscas con más de un evento de cementación, por lo cual es una herramienta importante en la determinación de la *Paragénesis* de una roca.

Las evidencias diagenéticas observadas en la petrografía convencional junto con las evidencias observadas en los análisis de microscopía electrónica y cátodo luminiscencia permiten reconstruir la sucesión de los procesos diagenéticos (*Paragénesis*) presentes en la secuencia estudiada.

2.3.4.- Análisis de Difracción de Rayos X

Los rayos X son radiaciones electromagnéticas producidas cuando un rayo de e^- golpea una sustancia y causa una rápida desaceleración de los electrones. Esta técnica se fundamenta en un tubo de rayos X donde los electrones al chocar con un objetivo producen rayos X que son filtrados y dirigidos a la muestra en el difractómetro.

Para el análisis de roca, las muestras fueron reducidas a polvo (5 – 10 μm). Los resultados de los análisis rindieron información cuantitativa de los minerales presentes en las rocas.

Estos análisis sirven de apoyo al análisis petrográfico en cuanto a la composición mineralógica de las rocas, específicamente en la abundancia de feldespatos potásicos y arcillas autigénicas. Sin embargo, esta técnica no permite la diferenciación de fases detríticas y diagenéticas.

2.3.5.- Calibración de Porosidad con Analizador de Imágenes ADIE

El módulo **ADIE**, Analizador Digital de Imágenes Estratigráficas, es un sistema auxiliar computarizado que tiene como objetivo apoyar el registro, a partir de una base de datos, de análisis cuantitativos de muestras estratigráficas y sedimentológicas a través del análisis digital de imágenes, logrando así la caracterización textural de materia orgánica, en el área, perímetro, elongación e irregularidad, para las muestras del área **palinológica** y la caracterización de partículas y poros para las muestras del área **sedimentológica**, en el área, perímetro, elongación, irregularidad y orientación.

ADIE, por medio del análisis digital de imágenes, capta imágenes de secciones finas/delgadas de rocas, tomadas directamente a través del microscopio o de las fotografías de las preparaciones.

La pantalla principal de ADIE está dividida en cuatro áreas (**figura 2.5**):

1. Área de menú
2. Área de Imagen
3. Área de Funciones Específicas
4. Área de Botones Generales

El **Área de Imagen** está representada por el área que cubre la imagen de la muestra. Igual a la observada en el microscopio.

El **Área de Menú**, es la que presenta el conjunto de acciones que se pueden ejecutar en el módulo. De estas se selecciona **Ambiente**, que es la que permite al usuario establecer las condiciones de trabajo. De ellas, se acciona **Configurar Entrada**, opción que permite al usuario especificar el objetivo que utilizará en el microscopio y realizar la calibración del mismo.

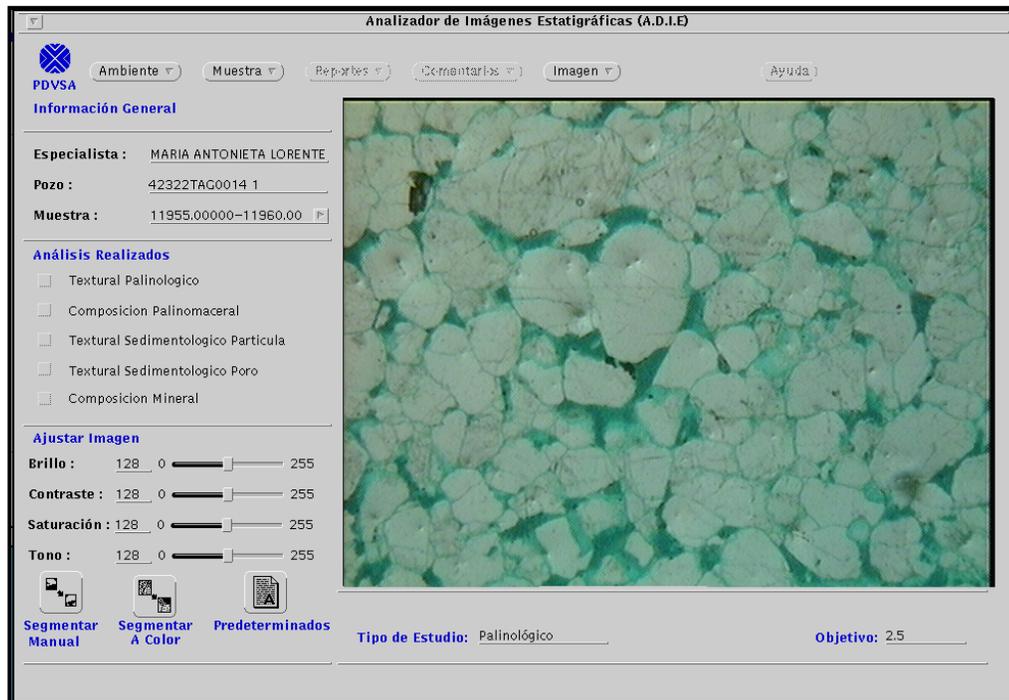


Figura 2.5: Pantalla principal del analizador digital de imágenes ADIE

El **Área de Funciones Específicas** contiene las diferentes acciones con las cuales el usuario puede modificar la imagen. De esta área se selecciona **Ajustar Imagen**, donde el usuario tiene la posibilidad de mejorar el aspecto de la imagen en tiempo real (durante la captura), a través de los siguientes parámetros: brillo, contraste, saturación y tono.

En ésta misma área, seguidamente se selecciona la opción **Segmentar a Color**. Allí el sistema permite realizar la segmentación de la imagen en forma automática, con tres alternativas (mínima, **media**, máxima), que especifica el nivel de detalle al que desea que se caractericen los colores presentes en la imagen.

Llegado a este punto, se selecciona en la imagen los espacios porales, los cuales por la impregnación tienen la misma tonalidad, lo que hace que el programa los reconozca por su coloración.

Seguidamente, en el área de **Botones Generales**, se elige la opción **Editar**, a través del cual el usuario continúa con el procesamiento de la imagen pasando a la etapa de edición de la misma. En el área de **Funciones Específicas de Edición**, en **Edición Automática de Partículas**, se escoge la opción **Bordes**, que elimina las partículas unidas al borde de la imagen, y la opción **Pequeñas**, que elimina las partículas que tengan un área expresadas en micras².

Al finalizar la edición, el programa arroja la totalidad del área para las partículas seleccionadas, en mm², y conociendo el área total de la imagen para el objetivo utilizado, se procede al cálculo del porcentaje de la porosidad con una simple regla de tres.

2.4.- Trabajo de Oficina

2.4.1.- Elaboración de mapas, cortes y columnas estratigráficas

- Sobre las bases topográficas a escala 1:10.000 y 1:25.000 se vació toda la información geológica recabada en el levantamiento geológico de campo para crear mapas geológicos detallados de la zona en estudio.
- Se elaboraron columnas estratigráficas individuales para cada una de las secciones levantadas; a saber: carretera Urica – Cima cerro Corazón, Qda. Caña Larga, Antena repetidora – cerro abajo, Qda. Morrocayos y Cima del Cerro Punta de Piedra. A demás se construyó una columna compuesta para la ladera sur de cerro Corazón.
- Se elaboró un corte geológico con orientación N14W, el cual atraviesa transversalmente la estructura de cerro Corazón.

2.4.2.- Interpretación sísmica

Se interpretaron líneas sísmicas 2D cercanas al área de cerro Corazón, con la finalidad de conocer las características de la estructura de cerro Corazón en subsuelo, así como la posición de la misma en la secuencia de estructuras compresivas entre la Serranía del Interior y el subsuelo del norte de Monagas.

La interpretación y correlación de las reflexiones sísmicas, fueron realizadas siguiendo los patrones estándares para la correlación de las reflexiones sísmicas y guiándose por la geometría de las diversas estructuras presentes en el área.

Los horizontes interpretados fueron: tope de la discordancia pre – Las Piedras, tope Mioceno Temprano, tope Oligoceno, tope Cretácico y tope intra Cretácico. La interpretación de los horizontes y fallas fue realizada en el Programa Seiswork de la plataforma Landmark.

Se realizó una conversión a profundidad de las trazas sísmicas (horizontes y fallas). La conversión del tiempo a profundidad fue realizada por medio del programa GEOSEC de la plataforma Paradigm Geofisic. Este programa requiere como parámetro de entrada las velocidades intervalicas de las unidades estratigráficas en cuestión y las secciones sísmicas en tiempo. **(figura 2.6)**

EDAD		FORMACIONES	UNIDAD GENERAL	COLOR	Velocidad	
Qt.	Pleistoceno	Mesa	Molasa	Yellow	2444	
	Plioceno	Las Piedras				
TERCIARIO	Mioceno	La Pica - Morichito	Mioceno medio-superior	Brown	3028	
		Carapita				
		Naricual				Naricual
	Oligoceno	Areo - Los Jabillos	Oligoceno	Orange	3963	
	Eoceno	Caratas	Eoceno-Paleoceno-Cretácico	Green	4268	
	Paleoceno	Vidoño				
Maastrichtiense	San Juan					
CRETACICO	Campaniense	San Antonio	Eoceno-Paleoceno-Cretácico	Green	4268	
	Santoniense					
	Coniaciense					
	Turonense	Querecual				
	Cenomaniense					
	Albiense	Chimana				Intra - Cretácico
	Aptiense	El Cantil				
Barremiense	Barranquín	4268				

Figura 2.6: Velocidades interválicas de las formaciones geológicas presentes el área de trabajo (Suministrado por el proyecto exploratorio Urica – Mundo Nuevo)

2.4.3.- Integración de datos

Análisis Estructural

Se construyeron secciones geológicas producto de la integración de cortes geológicos de superficie y la información de subsuelo presente en los transectos sísmicos **A** y **C**, sub-paralelos entre si y perpendiculares a la estructura, y el transecto **B**, que es casi perpendicular a los dos anteriores. Esta integración de datos permite mostrar una visión en tres dimensiones de la estructura de cerro Corazón.

Análisis Estratigráfico

El análisis petrográfico de las muestras correspondientes a la sección compuesta de Cerro Corazón, así como las características mesoscópicas tales como: estructuras sedimentarias, contactos litológicos y patrones de sedimentación; permitieron establecer unidades estratigráficas informales para la sección compuesta de cerro Corazón.

El análisis estratigráfico en la sección compuesta junto con la información sísmica permitieron establecer una correlación estratigráfica por medio de una correlación sísmica, entre el dominio norte de Pirital y Bloque Santa Rosa separados por el sistema de rampas laterales de Urica. Esta correlación permite observar la distribución de facies y espesores de las unidades que afloran en cerro Corazón en sentido norte – sur y este – oeste.

Análisis Sedimentológico

Mediante la integración de las características de campo y las características texturales y composicionales de las rocas presentes en la sección de estudio, se definen litofacies y microfacies, sirviendo de apoyo al análisis estratigráfico y permitiendo definir la fuente y el ambiente de sedimentación de la unidad aflorante.

Asimismo, la integración de todas las herramientas petrográficas como: petrografía convencional, microscopía electrónica, cátodo luminiscencia, difracción de rayos X y el analizador de imágenes digitales ADIE, permiten analizar los procesos diagenéticos dominantes, el ordenamiento de estos procesos diagenéticos en función de las temperaturas involucradas en ellos y la evolución de la porosidad a lo largo de la secuencia.

Sistema Petrolero

La integración final de los datos involucra el establecimiento del sistema petrolero del área de cerro Corazón, evaluando las rocas reservorios, rocas sellos, trampa (forma y edad), preservación, generación y vías de migración, tipos de crudos y *timing*. Para lo cual se realiza un modelaje geoquímico en dos puntos ficticios en el área de cerro Corazón, empleando, el programa *basin mod 1D*, cuyos datos de entrada son: la

historia termal del área, las unidades estratigráficas involucradas, incluyendo espesores, edades, litología y los parámetros geoquímicos de la roca madre modelada.

También se presentan los análisis de geoquímica de menes, hechos por el proyecto exploratorio Urica Mundo Nuevo, en muestras recolectadas en el área de cerro Corazón y finalmente se establece un cuadro de eventos vs tiempo, destacando: roca generadora, roca reservorio, roca sellante, roca sobre carga, formación de trampas, migración, acumulación y preservación.

La información geoquímica relacionada a la madurez termal y los parámetros referentes a la roca madre fueron suministrados por el proyecto exploratorio Urica – Mundo Nuevo.

3.1.- Introducción

En este capítulo se tratará sobre aquellos principios teóricos que fundamentan el Estudio Geológico Integrado del Anticlinal de cerro Corazón, en las áreas de Sedimentología, Petrografía, Diagénesis y Geología Estructural.

En el campo de la Sedimentología y Petrografía, se empleó para la tipificación de las litologías estudiadas, el Sistema de Clasificación de Areniscas de Pettijohn, Potter y Siever (1972) y la Clasificación de Rocas Carbonáticas, conforme a la textura depositacional, de Dunham (1962). En cuanto al área fuente de las areniscas de la Formación Los Jabillos se usaron los Triángulos de Proveniencia (**QFL** y **QmFLt**) de Dickinson y Sucker (1979) y Dickison *et al.* (1983). Además, se muestra una escala de intensidad de bioturbación propuesta por Reineck y Singh (1980) en Muñoz (1999, modificada por los autores).

En Diagénesis, se utilizó el Modelo Diagenético de Surdam *et al.* (1989), el cual se complementó con modelos mostrados por Corrales *et al.* (1977), Bogg (1992), Wilson (1994), y Scasso y Limarino (1997), en sus publicaciones sobre diagénesis.

En el área de Geología Estructural se explican los estilos estructurales en regímenes compresivos, dentro de cinturones de corrimientos, partiendo de los trabajos presentados por Suppe (1983 y 1985) en Tearpock y Bischke (1991).

3.2.-Sistema de Clasificación de Areniscas

El sistema usado para la clasificación de las areniscas es el propuesto por Dott (1964) y modificado por F. J. Pettijohn *et al.* (1972). Esta clasificación atañe esencialmente la mineralogía de los sedimentos y la presencia o ausencia de matriz. Es independiente del ambiente depositacional, aunque algunas litologías son más

comunes en ciertos ambientes. La naturaleza del cemento en la arenitas no es tomada en consideración.

La clasificación consiste en un diagrama triangular con terminación o vértices en los componentes de Cuarzo (**Q**), Feldespato (**F**) y Fragmento de Roca (**FR**). El cuarzo (**Q**) ubicado en el vértice superior del triángulo, comprende todos los tipos de cuarzo. El feldespato (**F**), en el vértice inferior izquierdo del triángulo, incluye todos los granos de feldespato, tanto plagioclasas como feldespatos potásicos. Los fragmentos de Roca (**FR**) situados en el vértice inferior derecho del triángulo, engloba todos los fragmentos de rocas de grano fino ya sean volcánicos, chert, calizas, filitas, esquistos, lutitas, areniscas, etc (**figura 3.1**)

El triángulo está dividido en varios campos. De acuerdo al esquema de la **figura 3.1**, las areniscas son divididas en tres grupos basados en la textura:

- **Arenitas:** son aquellas areniscas compuestas solamente de granos, con menos del 15% de matriz.
- **Wacas:** son las que contienen entre 15 % y 75% de matriz y
- **Arcilitas:** corresponde a aquellas donde el contenido de matiz sobrepasa el 75%.

La subdivisión de las arenitas y wackas están basadas en la abundancia relativa de Cuarzo, Feldespatos y Fragmento de Roca.

El campo de las **Arenitas** se divide en:

- **Arenitas cuarzosas:** Rocas cuyo contenido de granos de cuarzo es mayor del 90%, y el de feldespato y fragmento de roca, menor del 5%.

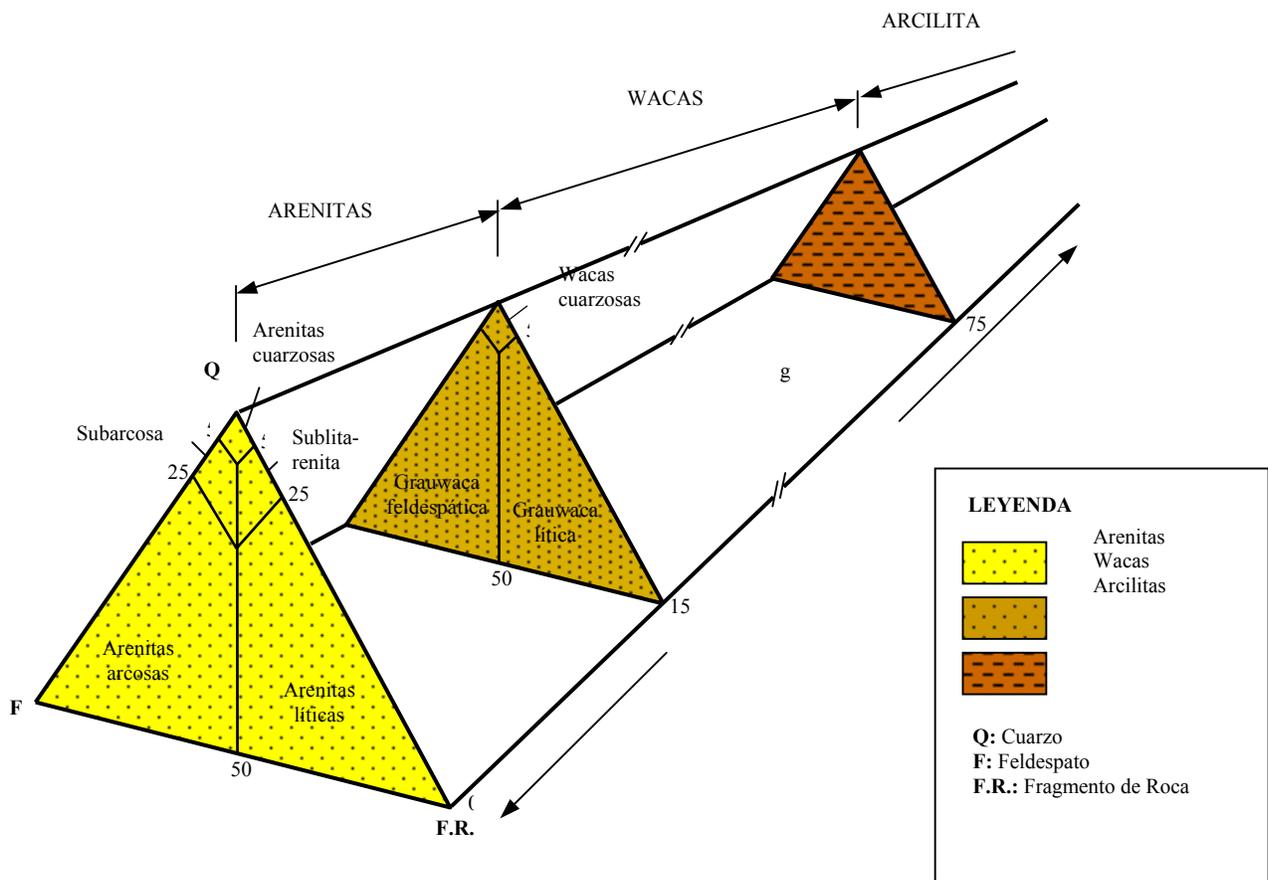


Figura 1: Sistema de clasificación de las areniscas, propuesto por Dott (1964) y modificado por F. J. Pettijohn *et al.* (1972).

- **Subarcosas:** Rocas con un contenido en cuarzo comprendido entre 75% y el 95% y en las que los feldespatos son más abundantes que los fragmentos de rocas.
- **Sublitarenitas:** Con contenido de cuarzo entre 75% y el 95%, y en la que los fragmentos de roca dominan sobre los feldespatos.
- **Arenita arcosa:** Se refiere a una arenita con menos de 75% de cuarzo y más de 25% de feldespato, lo cual excede el contenido de fragmento de roca.
- **Arenita lítica:** Es aplicado donde el contenido de fragmento de roca excede el 25% y es mayor que el de feldespato, y el contenido de cuarzo es menor del 75%.

El campo de las **Wacas**, grupo transicional entre arenitas y las arcilitas, presenta dos clases principales:

- **Grauwacas feldespáticas:** Roca donde domina los detritos de feldespato. El término **wacas arcósicas** es empleado para arcosas con una significativa proporción de matriz
- **Grauwacas líticas:** Roca donde domina los detritos de feldespato, las
- **Wacas cuarzosas:** Es un tipo de roca poco común, y están dominadas por cuarzo además de algo de matriz.

3.3.- Clasificación de Rocas Carbonáticas

La clasificación que se usó para los litotipos calcáreos es el presentado por Dunham (1962), la cual se basa en la textura originaria del sedimento carbonático, a partir del cual se forma la roca. Distingue seis tipos de rocas carbonatadas, cinco de ellos caracterizados por su textura, y el sexto, que incluye todas las rocas en las que la textura original no es reconocible (**figura 3.2**).

Textura Depositacional Reconocible					Textura Depositacional no Reconocible (Se subdivide de acuerdo a clasificaciones que fueron diseñadas para basarse en texturas físicas y diagénesis)
Los componentes originales no se enlazaron durante la depositación				Los componentes originales se enlazaron durante la depositación, como lo demuestra: intercrecimiento material esquelético, laminación contraria a la gravedad, cavidades parcialmente llenas de sedimentos y tapadas por materia orgánica y que son demasiados grandes para llamarlas intersticial.	
Contiene lodo (Partículas de tamaño de arcilla y limo fino)			Carece de lodo y es soportado por granos		
Soportado por lodo		Soportado por granos			
Menos de 10% de grano	Más de 10% de grano				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	

Figura 3.2: Clasificación de rocas carbonáticas de acuerdo a la textura depositacional. Dunham (1962)

Dunham (1962), da una gran importancia al contenido en lodo y lo considera ligado a depósitos de baja energía, por lo que el objetivo primordial de la clasificación es establecer una ordenación según la energía del medio. Otro aspecto básico de esta tipificación es la abundancia de granos. Tres grados de abundancia pueden ser reconocidos:

1. Rocas donde los granos son bastante abundantes y prominentes, más del 10%, pero no son tan numerosos como para estar en contacto uno con otros. En tal textura se dicen que los granos están “flotando”. Estos son llamados “soportado por lodo”.
2. Rocas en las cuales los granos son menos abundantes que un 10%.
3. Rocas en las cuales los granos son tan abundantes que están en contactos unos con otros, los cuales son necesariamente los “soportados por granos”.

3.4.- Procedencia y Ambiente Tectónico

La composición de las areniscas, está influenciada por el carácter de la proveniencia sedimentaria, la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca depositacional, y de las vías de dispersión de sedimentos desde el área fuente hasta la cuenca de depósito. La relación entre proveniencia y cuenca está gobernada por las placas tectónicas, las cuales controlan la distribución de los tipos de areniscas (Dickinson y Suczek, 1979)

La distribución de las areniscas terrígenas constituye varios tipos de terrenos de proveniencia dependientes, como se expuso anteriormente, de la placa tectónica. Las variaciones composicionales más significativas entre las areniscas terrígenas pueden ser mostradas como diagramas triangulares de ploteos ternarios. Los tres ápice o polos, representan proporciones recalculadas de grupos de granos por conteo de

puntos modales. Dos juegos alternados de polos (**QFL** y **QmFLt**) son útiles. (Dickinson y Suczek, 1979 y Dickinson *et al.*, 1983, ver **figuras 3.3 y 3.4**)

3.4.1.- Diagrama Ternario QFL

El diagrama **QFL**, es aquel donde todos los granos de cuarzo son ploteados en conjunto, el énfasis es en la estabilidad del grano, y de este modo en la meteorización, relieve de proveniencia, y mecanismo de transporte, así como roca fuente.

Los polos son (1) granos cuarzosos totales (**Q**), incluyendo fragmentos líticos policristalinos tales como chert y cuarcita; (2) granos de feldspatos monocristalino (**F**); y (3) fragmentos líticos policristalinos inestables (**L**) o también sedimentarios o ígneos, incluyendo variedades matamórficas (**figura 3.3**).

3.4.2.- Diagrama Ternario QmFLt

El diagrama **QmFLt**, es aquel donde todos los fragmentos líticos son ploteados en conjunto, el énfasis es hacia el tamaño de grano de la roca fuente, porque las rocas de grano más fino aportan más fragmentos líticos tamaño arena.

Los polos son (1) granos de cuarzo (**Qm**) que son exclusivamente monocristalino; (2) granos de feldspatos monocristalinos (**F**) y (3) fragmentos líticos policristalinos totales (**Lt**), incluyendo variedades cuarzosas (**figura 3.4**).

3.4.3.- Tipos de Proveniencia

Los diagramas composicionales triangulares, **QFL** y **QmFLt**, son subdivididos en campos característicos de grupos de arenisca derivados de los diferentes terrenos de proveniencia controlados por las placas tectónicas. Tres clase principales son determinados: “**bloque continental**”, “**arco magmático**” y “**orógeno reciclado**”. Los grupos de areniscas de cada uno incluyen tres variantes, de los cuales los

subcampos permanecen dentro de otras subdivisiones más grandes. La posición de la línea de frontera de las subdivisiones es empírica. Las divisiones principales con base en la procedencia son:

- **Bloques Continentales**

Dentro de este grupo la fuente de sedimento son del escudo y la plataforma o de bloques del basamento fallado. Los bloques continentales, se dividen en: ratón interior, continental transicional y basamento levantado.

- **Arcos Magmáticos**

Dentro de los arcos magmáticos activos, la fuente de sedimentos están dentro de los arcos orogénicos de arcos de islas o en los márgenes continentales activos. Los ambientes tectónicos incluyen cuencas detrás y delante del arco, ambientes de fosa, mares marginales detrás del arco y cuencas locales dentro del cinturón volcánico. Se distinguen tres divisiones: arcos no disectados, arco transicional y arcos disectados.

- **Orógeno Reciclado**

Dentro del orógeno reciclado, la fuente de sedimentos proviene de secuencias sedimentarias y en menor proporción de rocas volcánicas y metamórficas que han sido expuestas y erosionadas debido a levantamientos orogénicos, y de escamas sobrecorridas . La variedad de marcos tectónicos incluye el complejo de subducción de arcos orogénicos, regiones montañosas a lo largo de los cinturones de sutura de colisión de orógeno, y los cinturones plegados de corrimiento en un régimen de deformación thin-skinned asociado a una cuenca antepaís (foreland).

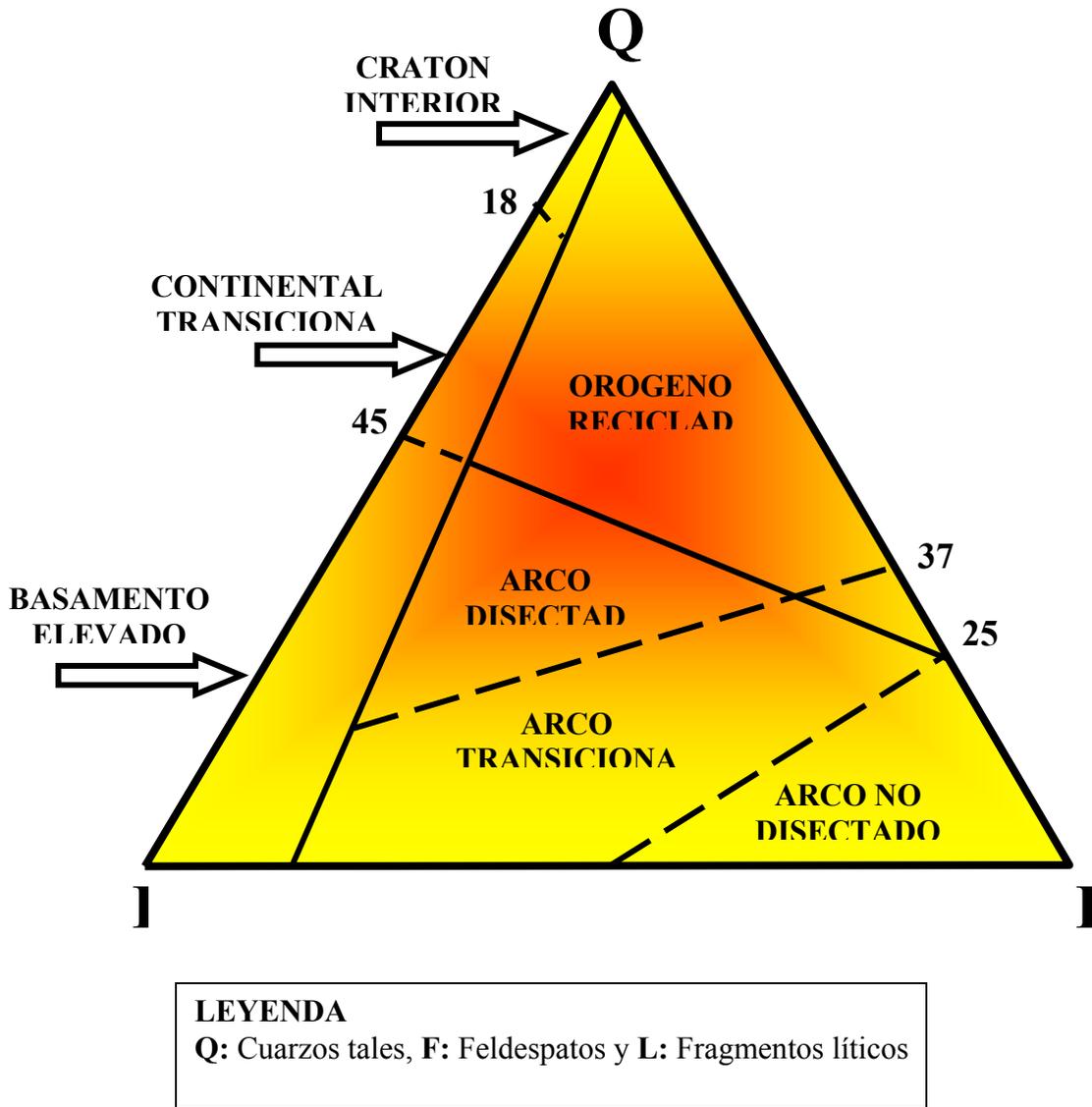
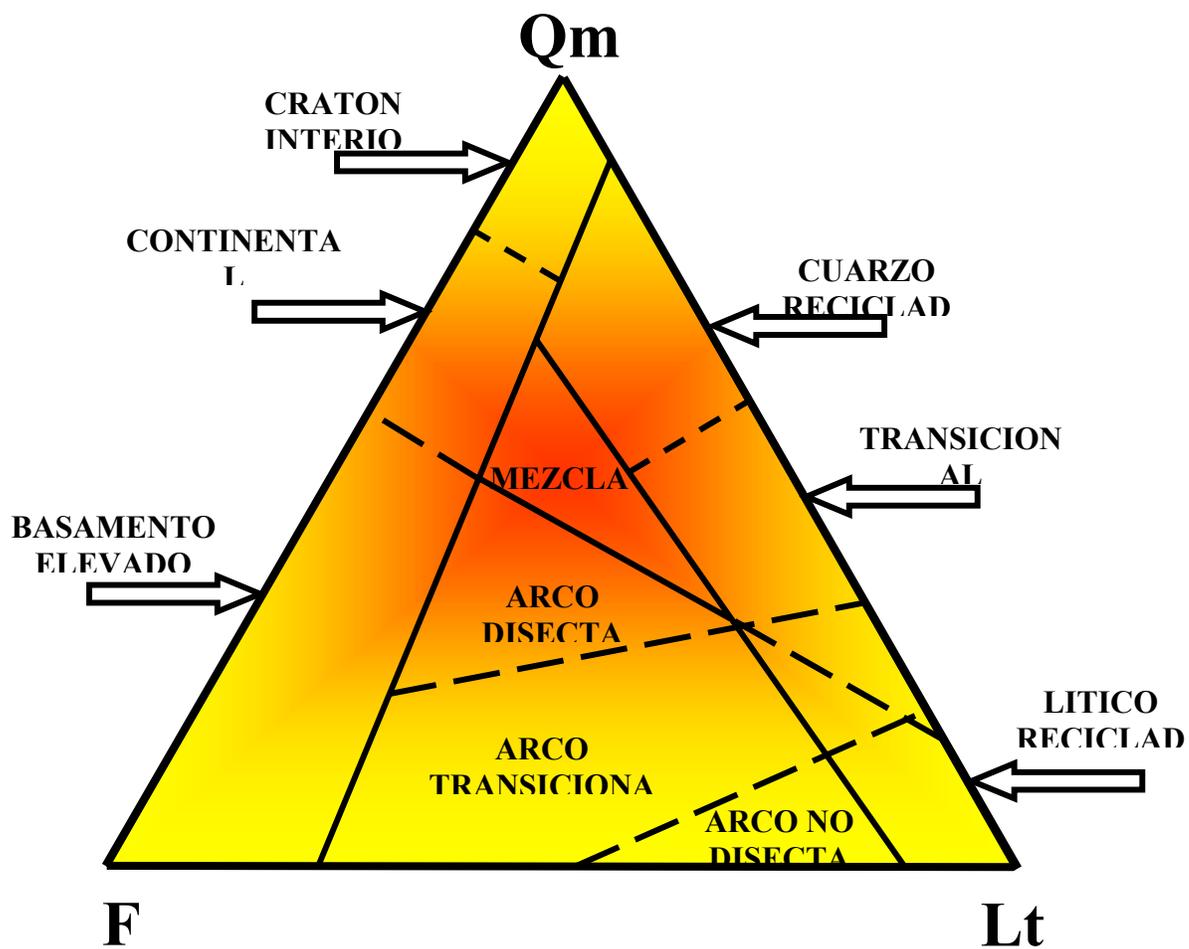


Figura 3.3: Triángulo de Procedencia (QFL) según Dickinson *et al.* (1983)



LEYENDA
Qm: Cuarzos monocristalinos, **F:** Feldespatos y **Lt:** Fragmentos líticos totales

Figura 3.4: Triángulo de Procedencia (**QmFLt**) según Dickinson *et al.* (1983)

Tres tipos gradacionales de los modos de arreglos son denotados en la gráfica **QmFLt (figura 3.4)**: variedades cuarzosas, líticas y una transicional. Las tres variantes no pueden ser distinguidas en el gráfico **QFL (figura 3.3)** porque muchos

fragmentos líticos son granos de chert que ploteado junto con los cuarzo va a caer en el mismo polo. Estas variantes son denominadas: complejos de subducción, orógenos colisionales y foreland elevado.

3.5.- Escala de Bioturbación

La escala de bioturbación se basa en el grado de destrucción o preservación de la laminación de las rocas, la cual queda representada por el porcentaje de área bioturbada, como se muestra en la **figura 3.5**.

% de Área Bioturbada	Escala
0 -5	Ausente
5 - 25	Raro
25 - 50	Moderado
50 - 75	Común
75 - 100	Abundante

Figura 3.5: Tabla de escala de bioturbación, propuesta por Reineck y Singh (1980) en Muñoz (1999), modificada por D'Alessio y Quijada (2001).

3.6.-Modelo Diagenético

El modelo diagenético empleado es un modelo integrado del propuesto por Surdam *et al.* (1989) en el manuscrito de la Evolución de la Porosidad en Sistemas de Areniscas / Lutitas, y de las publicaciones sobre Diagénesis de Areniscas realizadas

por los autores: Corrales *et al.* (1977), Boggs (1992), Wilson (1994), y Scasso y Limarino (1997). Ver **figura 3.6**

La premisa del modelo diagenético, es que en adición a la fábrica depositacional cercana a la superficie y los procesos mecánicos, la interacción de los componentes orgánicos e inorgánicos controlan las reacciones minerales durante la diagénesis. Estas interacciones incluyen una serie de procesos físicos y químicos, los cuales proporcionan una explicación al mecanismo de cómo las secuencias diagenéticas que se muestra en la **figura 3.6** es tan común en areniscas que han sufrido **progresivos y continuos soterramiento y diagénesis**.

Las reacciones y procesos diagenéticos son divididos en tres partes: zonas diagenéticas de soterramiento somero, intermedio y profundo.

3.6.1.- Soterramiento Somero (interface agua / sedimento – 80° C)

Se define soterramiento somero como el soterramiento a la profundidad necesaria que alcanza aproximadamente 80°C. Esta profundidad varia de 1,5 a 3 km (aproximadamente 5000 a 10000 pies).

Los procesos significativos que incluyen soterramiento somero son: compactación, la precipitación de carbonatos y cemento de arcilla, y envoltorios de granos por óxidos, infiltración y regeneración de arcillas y óxidos, precipitación de caolinita; y de menor importancia la disolución incipiente de granos, precipitación de cuarzo y reemplazamiento de granos por carbonatos.

Varios de los procesos diagenéticos químicos cercanos a la superficie proporcionan un fuerte control sobre la evolución de la porosidad. Los procesos mecánicos los cuales actúan sobre la evolución de la porosidad incluyen compactación, deformación

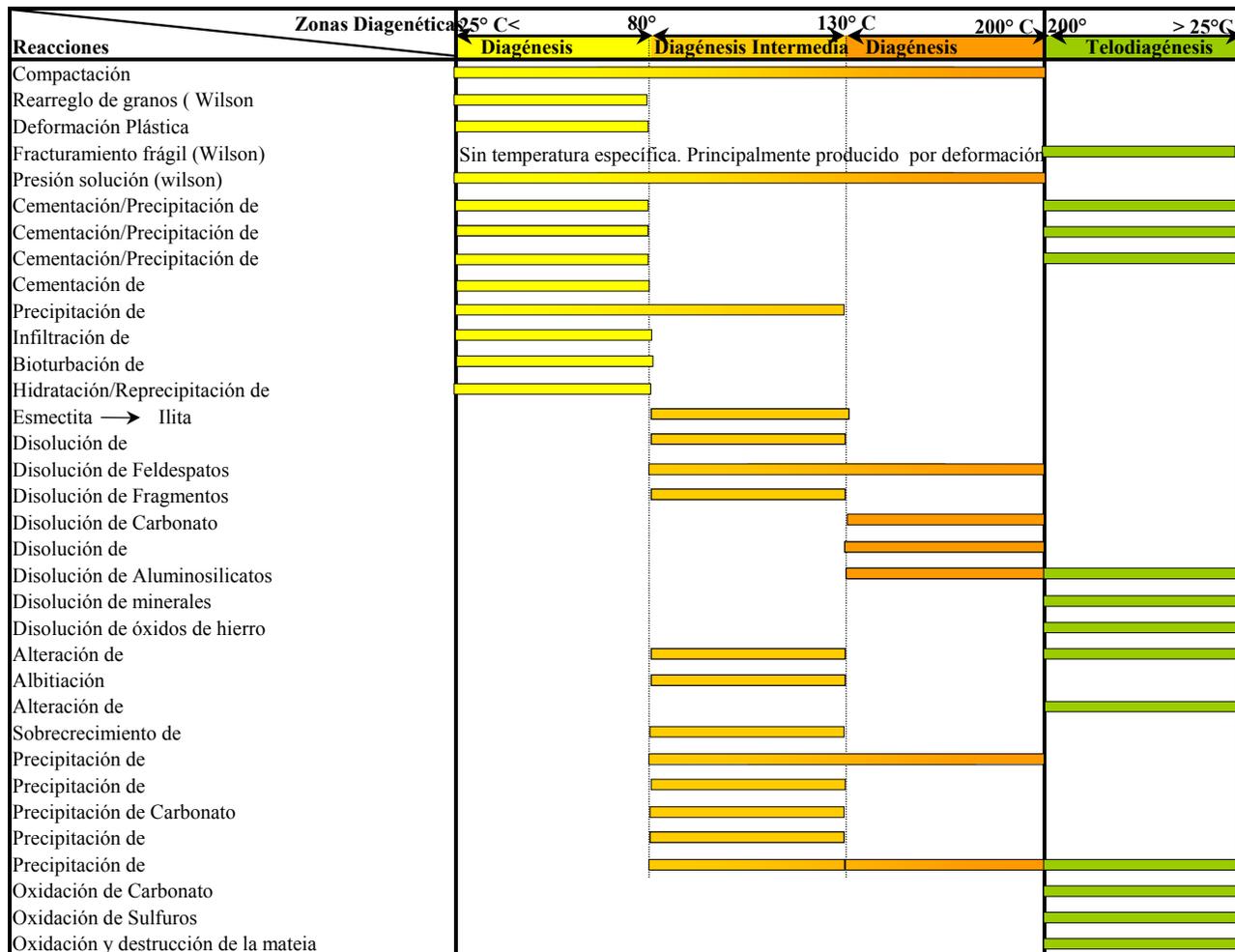


Figura 3.6: Cuadro del modelo diagenético usado para el área de cerro Corazón. Tomado de Sur (1989), complementado por los modelos presentados por los autores Corral (1977), Bogg (1992), Wilson (1994), Scasso y Limarino (1997), en sus publicaciones sobre diagénesis.

de granos dúctiles, geopresurización, migración de petróleo dentro de la sección y formación temprana de aro de arcilla. Estos procesos podrían ser operativos desde el soterramiento temprano hasta el soterramiento tardío.

3.6.2.- Soterramiento Intermedio (80° C – 130° C)

Con el soterramiento progresivo, las arenas entran en la zona de soterramiento intermedio (zona de diagénesis intensa: 80 a 120° C) En este intervalo dentro de un yacimiento potencial de hidrocarburo, toman lugar las reacciones más importantes para el aumento de la porosidad; los cementos de carbonatos formados tempranamente pueden ser disueltos, como también pueden ser inhibidos los que se forman tardíamente, asimismo pueden ser disueltos los granos de aluminosilicatos (tanto feldespáticos y líticos). En consecuencia es esta zona la porosidad puede ser reducida, así como también preservada.

Entre las reacciones que destruyen la porosidad y que caracterizan esta zona están: Los cementos tardíos de carbonatos ferrosos que ocluyen la porosidad significativamente, los productos de reacción (ej: caolinita, ilita y clorita) que pueden formarse como resultado de la disolución de aluminosilicatos.

3.6.3.- Soterramiento Profundo (130° C – 200° C)

El procesos más devastador de la porosidad a temperaturas que sobrepasan los 130° C es la cementación de cuarzo. No obstante esta cementación puede ser inhibida por numerosos factores, los más significativos de estos son: aros de clorita, migración temprana de hidrocarburos y geopresurización. Cuando se entra en la zona del soterramiento profundo, los ácidos orgánicos han sido descarboxilados y la alcalinidad del agua de poro es otra vez dominada por el HCO_3 .

La formación de estos ácidos puede generar disolución de feldespatos, carbonatos y minerales sulfatados. Este proceso comienza aproximadamente a 140° C y termina a 200° C. El aumento de la porosidad y preservación potencial de estas reacciones es directamente proporcional a la disponibilidad y distribución espacial de hidrocarburos.

3.6.4.- Epidiagénesis o Zona Telogenética

Es un episodio que puede ocurrir en cualquier momento de la diagénesis, cuando un sedimento es levantado o queda expuesto por el desmantelamiento de los depósitos superiores por erosión. El intemperismo físico, la liberación de esfuerzo de sobrepresión y el movimiento de masas sobre la pendiente del terreno puede generar porosidad de fracturas (Corrales *et al.* 1977).

Las modificaciones telogenéticas de una asociación de minerales pueden ocurrir a una profundidad por debajo de la superficie de la Tierra, pero dentro de la zona de circulación de aguas meteóricas, o pueden ocurrir en la superficie por procesos de meteorización. Ellos pueden incluir disolución de cementos formados previamente o de un arreglo de granos (creación de porosidad) o alteración del arreglo de granos *in situ* a minerales de arcilla (oclusión de la porosidad). Alternativamente, dependiendo de la naturaleza del agua de poro, los cementos de sílice y carbonatos pueden ser precipitados.

Los cambios diagenéticos que han sido atribuidos a las modificaciones telogenéticas, incluyen oxidación y destrucción de la materia orgánica, oxidación de carbonato ferroso a la forma de óxido de hierro y eventualmente hematita, oxidación de sulfuros a la forma de sulfato tal como yeso, disolución de piroxenos, anfíboles, y otros minerales pesados durante la meteorización, y alteración de detritos de feldespato a caolinita. Los detritos de feldespatos también son reportados alterando a ilita y a

feldespato potásico autigénico Otros cambios telogenéticos pueden incluir alteración de clorita a vermiculita y disolución de óxidos de hierro y carbonatos.

3.7.-Estilos Estructurales Compresivos

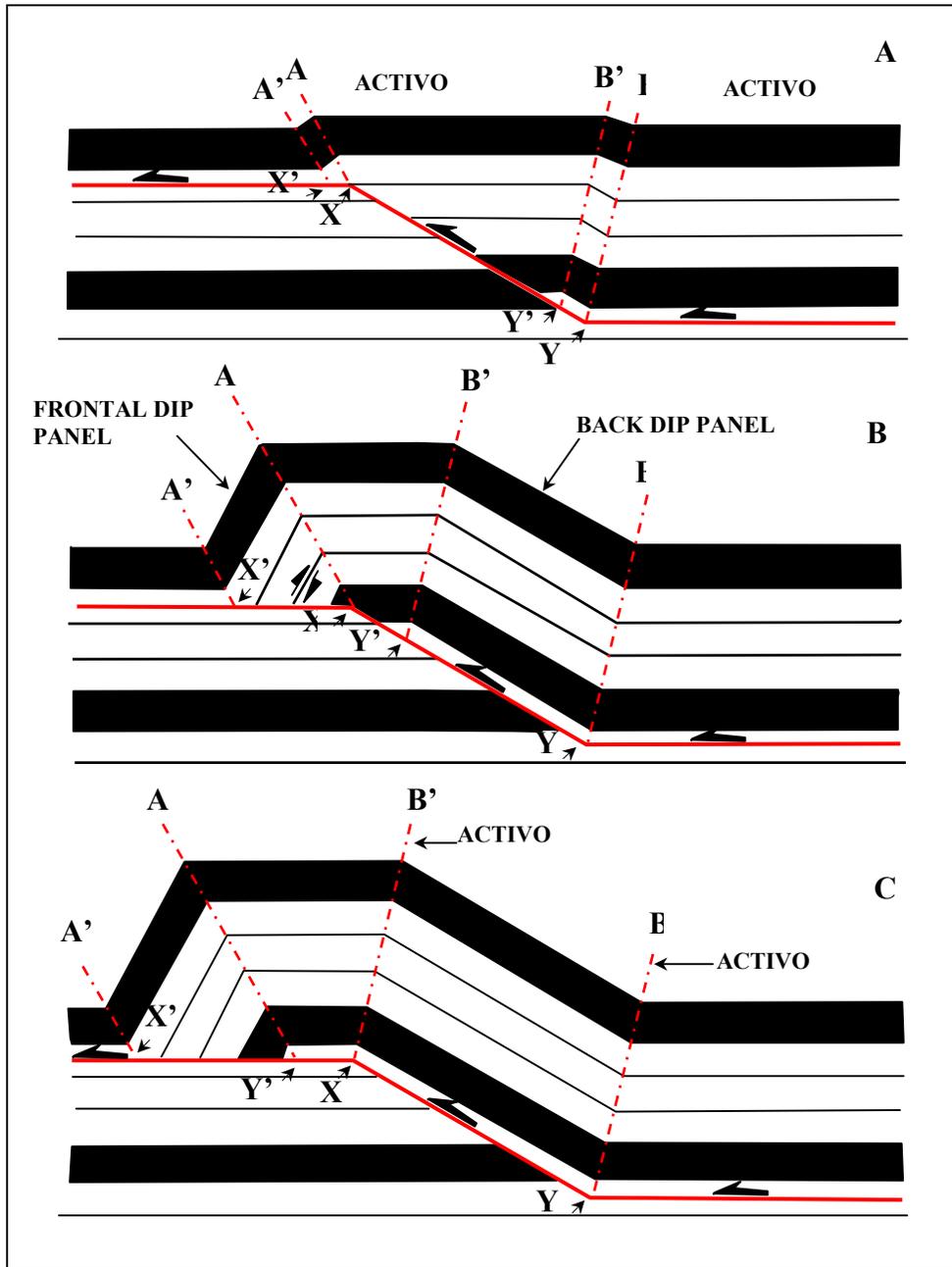
La mayoría de las estructuras observadas en los cinturones plegados de corrimiento pueden ser explicadas a partir de tres modelos básicos: pliegues asociados a cambios en la orientación de la falla o fault bend folds (simétricos), pliegues generados a partir de la propagación de una falla o fault propagation folds (asimétricos) y pliegues asociados a superficies de despegue o detachment folds. Otras geometrías más complicadas, como duplex, imbricaciones y cuñas, pueden ser consideradas sistemas de estas tres estructuras básicas. (Mitra, 1992 en Parra, 2001) Los dos estilos estructurales: fault bend folds y fault propagation folds son los tipos más simples de pliegues que comúnmente están presentes en las cuencas petroleras. (Tearpock y Bischke, 1991)

3.7.1.-Fault Bend Folds

Los fault bend folds fueron descritos por Rich (1934) en la región de sobrecorrimientos de la Montaña Pine de los Apalaches, donde él reconoció que este estilo de pliegues consiste de anticlinales simétricos. Rich también reconoció que estos pliegues estaban asociados a fallas de corrimiento y postuló que los pliegues eran el resultado de la deformación “thin skinned”. El ejemplo fue eventualmente modelado utilizando un concepto de conservación de volumen y la cinemática de los procesos son como siguen, (Suppe, 1983 en Tearpock y Bischke, 1991).

- Cinemática de un Fault Bend Folds

Un despegue en un nivel estructural profundo (Nivel Y, **figura 3.7**) se desplaza a través de una rampa a un nivel estructural más alto (Nivel X). El movimiento a lo



LEYENDA: — Fallo - - - - Superficie axial

Figura 3.7: Ilustración de la cinemática del fault bend fold. (Tomado de Tearnock v Bischke 1991)

largo de la falla y el principio de conservación de volumen causan que las capas cabalguen sobre la rampa y se plieguen a través de la superficie axial BY. Esto causa la formación del flanco posterior de buzamiento (back dip panel) (BYY'B' de la Figura 3.7). Similarmente las capa se mueven hacia la rampa y sobre el plano deben plegarse a través de la superficie axial AX, lo cual forma el flanco anterior de buzamiento (frontal dip panel) AXX'A' (**figura 3.7 a**). Como las capas se doblan a través de la superficie axial AX, se asume que ellas experimentan un deslizamiento capa a capa dentro del flanco anterior de buzamiento (frontal dip panel). Este desplazamiento produce cizallamiento en el flanco anterior del pliegue (**figura 3.7 b**) y causa que el ángulo buzamiento de el flanco anterior sea mayor que el del flanco posterior de buzamiento (back dip panel). Como las capas se pliegan a través de la superficie axiales activas BY y AX, se produce probablemente porosidad por fractura en las capas deformadas.

Como los pliegues crecen, el deslizamiento de la falla se incrementa, los paneles de buzamiento se extienden a lo ancho, y el punto Y' migra hacia el punto X (**figura 3.7 b**) hasta que el pliegue alcanza su máxima amplitud. Cuando esto ocurre, la superficie axial B'Y' ha migrado hasta el tope de la rampa y el punto Y' alcanza el ángulo de corte (cutoff) superior del bloque cabalgado (footwall) (punto X en la **figura 3.7 b**). El pliegue ahora se extiende por el movimiento lateral de la superficie AY' alejándose de la superficie axial B'X. (**figura 3.7 c**). Como los dos paneles de buzamiento se alejan uno de otro, y como el pliegue ha alcanzado su máxima amplitud, donde no queda material corrientemente se pliega a través de la superficie axial AY'. Esta superficie se ha vuelto inactiva. Sin embargo, el material continúa plegándose a través de las superficies axiales B'X y BY, probablemente fracturando la roca.

3.7.2.- Fault Propagation Folds

Los fault propagation folds son los tipo de pliegues más comunes observados en afloramiento y en sísmica, y como los fault bend folds son considerados buenas trampas estructurales. Los fault propagation folds, como su nombre los indica, poseen la característica particular de que a medida que el pliegue crece la deformación avanza hasta el punto de propagar el corrimiento; por esto el nombre de fault propagation folds (Suppe 1985 en Tearpock y Bischke, 1991)

Los fault propagation folds típicamente tienen un ángulo mayor de cutoff que los fault bend folds, en el rango de aproximadamente de 20° a 40°.

- Cinemática de un Fault Propagation Folds

La cinemática del fault propagation folds es como sigue: una falla propagándose hacia arriba de un despegue, causa que las capas en el frente de la punta de la falla en propagación doblen hacia adelante y se muevan hacia la rampa, es decir, origina el pliegue en el frente del punto ciego de las capas. (**figura 3.8 a**). Como en el fault bend folds, las capas también se pliegan hacia la rampa creada por la propagación de la falla de corrimiento y a través de la superficie axial B, creando el flanco posterior de buzamiento (back dip panel), delimitado por las superficies axiales B y B' (**figura 3.8 a**).

Este estilo de tendencia de plegamiento acomodan el deslizamiento a lo largo de la superficie de falla por un incremento en la cantidad de deformación dentro del núcleo del pliegue. Por lo tanto, las capas cercanas al final de la falla de corrimiento inclinaran hacia delante, frecuentemente originando ángulos de alta inclinación (**figura 3.8 a**) Esta intensa deformación dentro de las más inclinadas capas de buzamiento, así como, los deslizamientos capa a capa entre la estratificación, consume el deslizamiento a lo largo de la falla de corrimiento. De este modo, el

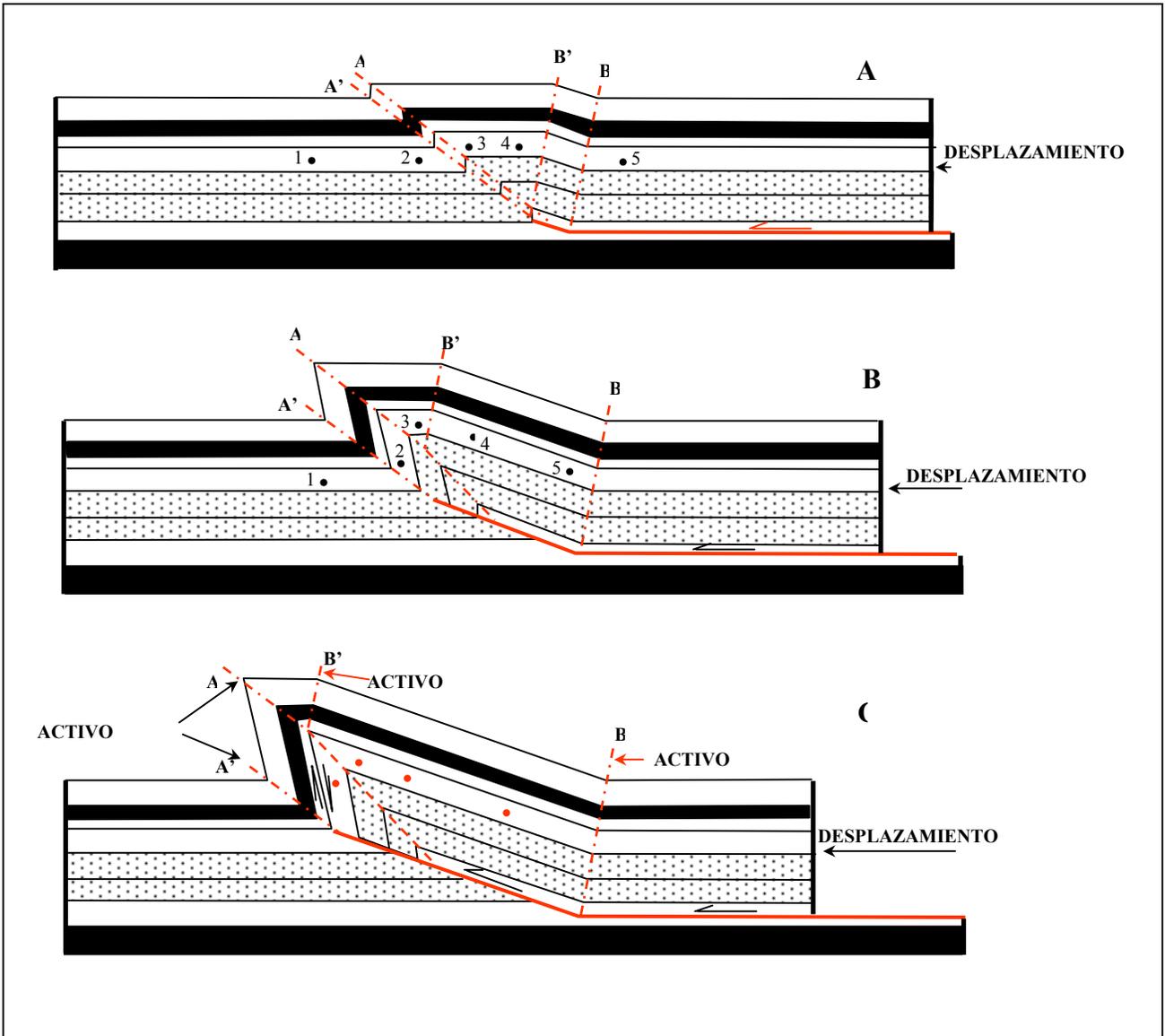


Figura 3.8: Ilustración de la cinemática del fault propagation fold. (Tomado de Tearpock y Bischke 1991)

LEYENDA

- Falla
- - - Superficie Axial

desplazamiento desaparece dentro del núcleo del pliegue. Además, las más inclinadas capas de buzamiento entre el frente y el tope de la estructura forman dos superficies axiales A y A' (**figura 3.8 a**)

Como el pliegue crece en amplitud, y la falla en propagación se mueve hacia adelante, se incorpora más material dentro del flanco frontal de la estructura.

Consecuentemente, como la falla se mueve hacia delante y como la superficie axial A' se mueve alejándose de la superficie axial A, la superficie axial A' incorpora el punto 2 de la Figura 3.8 b dentro del flanco frontal de mayor inclinación de buzamiento. Con el incremento de la deformación los paneles de buzamiento definidos por las superficies axiales AA' y BB' se ensanchan (**figura 3.8 c**) También es de notar, que la superficie axial B' es una superficie activa en la que se modifica la inclinación de la superficie axial A como la superficie B' se mueve hacia delante. Esto tiene el efecto de incrementar la amplitud del pliegue, sugiriendo que las capas estructuralmente bajas aprietan el plegamiento e incorpora más material dentro del flanco posterior de la estructura (**figura 3.8 c**). La superficie axial activa también tiene el efecto de fracturar la roca.

3.7.3.- Pliegues Fallados

Estas estructuras son comunes en cinturones plegados de corrimientos, en donde el proceso de plegamiento está directamente asociado a fallas. Dentro de estas estructuras Mitra (1989b), diferencia las estructuras *translated detachment folds*, donde el plegamiento es favorecido por niveles de despegue, generando se anticlinales asimétricos que posteriormente son fallados generando dos bloque uno cabalgante (*hanging wall*) y otro cabalgado (*footwall*) este último afectado por el arrastre del fallamiento inverso. En la **figura 3.9** se muestra la diferencia en la geometría de los pliegues en respuesta a la inclinación del *cutoff*.

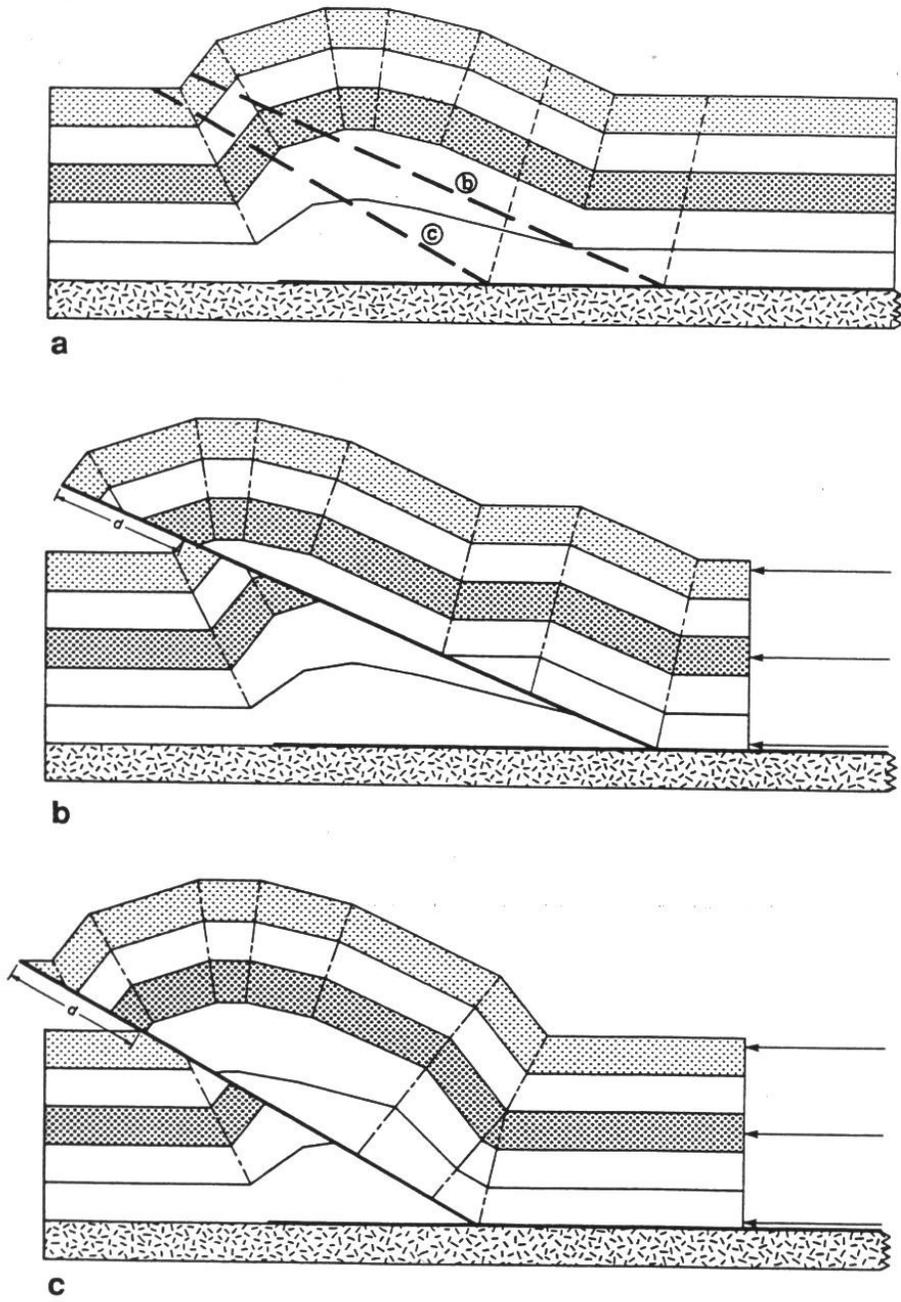


Figura 3.9: Estructura *translated detachment folds*. **a)** Geometría del pliegue incipiente asociado al despegue. **b)** Geometría asociada a una falla de ángulo bajo. **c)** Geometría asociada a una falla de ángulo alto. (Tomado de Mitra, 1989b)

3.7.4.- Estilos Imbricados

A mayor escala que los modelos planteados con anterioridad, cuando un cinturón de corrimientos se desplaza progresivamente sobre el *foreland*, los esfuerzos compresivos generan nuevos corrimientos que se propagan hacia el interior de la cuenca por delante de los corrimientos más antiguos. La secuencia de corrimientos generan una sucesión de escamas tectónicas imbricadas, cuyo nivel de despegue es común, en esta sucesión de escamas, aquellas más antiguas tiene mayor ángulo de *cutoff*, al ser levantadas por las escamas más jóvenes. (figura 3.10)

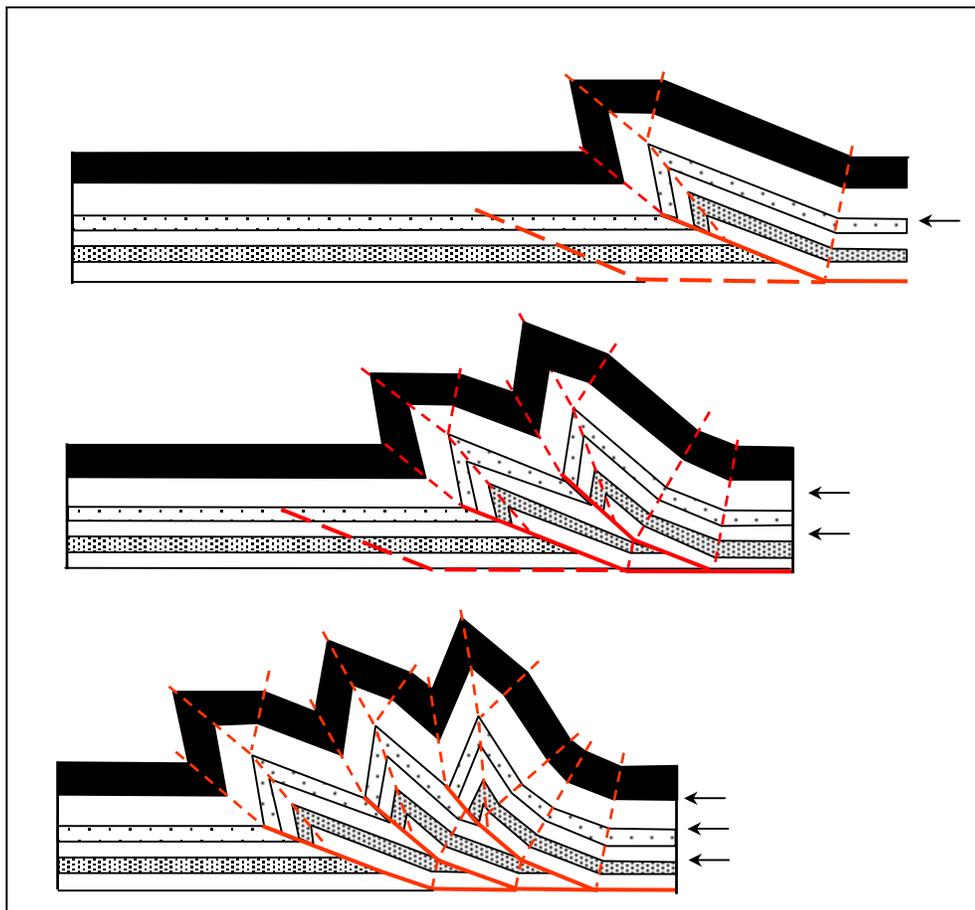


Figura 3.10: Ilustración de la formación de estructuras imbricadas en secuencia hacia la cuenca. (Tomado de Tearpock y Bischke 1991)

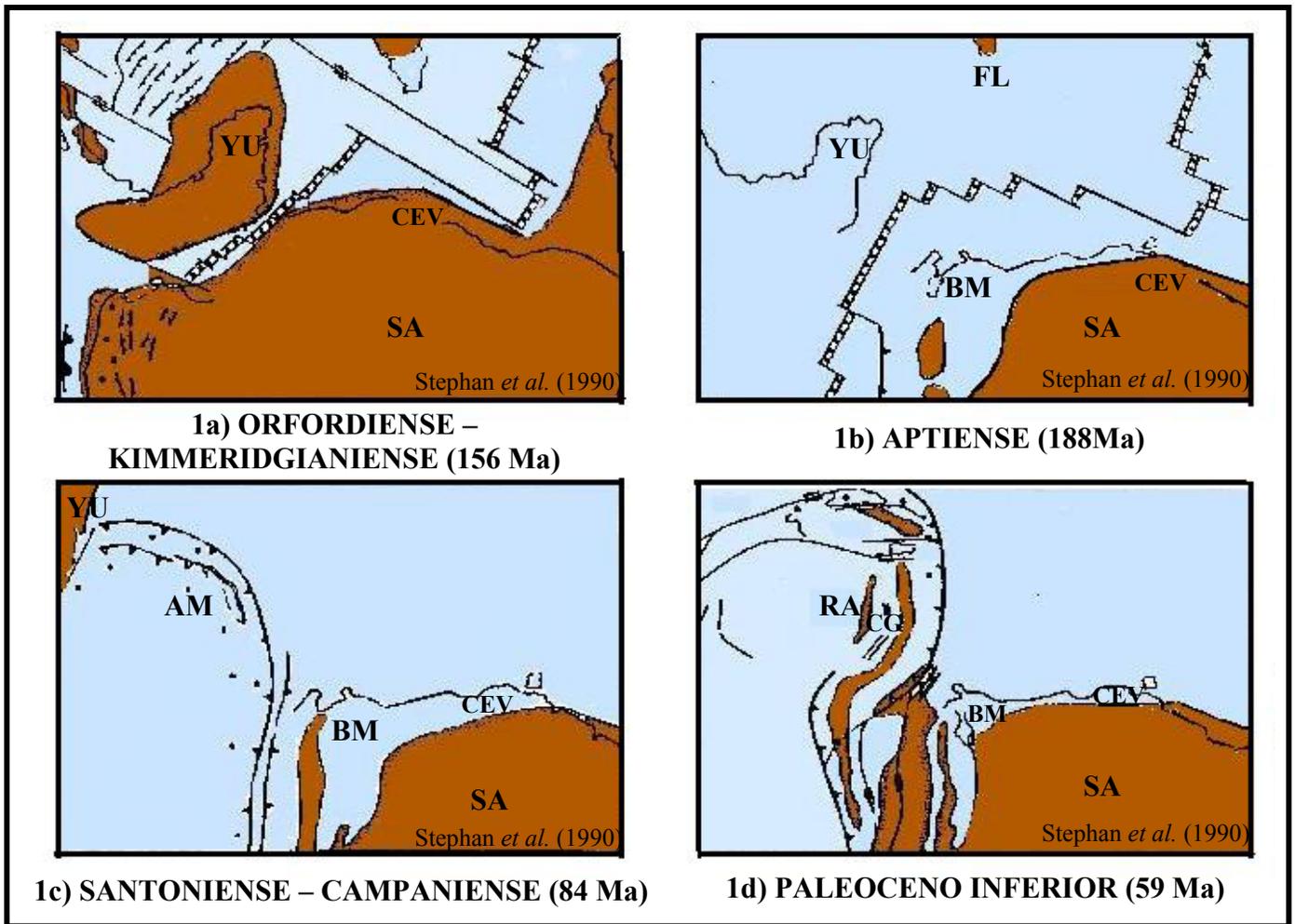
4.1. Evolución Tectónica del Caribe Sur Oriental

En el contexto de las placas tectónicas, la Cuenca Oriental de Venezuela fue formada a partir de una compleja interacción entre las placas de Suramérica, Norteamérica y el Caribe.

La Evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, según Di Croce (1995), está controlada por tres episodios mayores. Esos episodios están conectados con el movimiento relativo post-Jurásico de Sudamérica con respecto a Norteamérica y en el caso de los terrenos terciarios con respecto a la placa Caribe.

El primer episodio desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío (165 Ma – 80 Ma) caracterizado por el *rifting* o expansión en dirección noroeste – sureste, relacionado a la separación de Pangea. El segundo episodio se extiende desde el Campaniense al Eoceno (80 Ma - 49 Ma) caracterizado por un insignificante movimiento relativo entre Sur y Norteamérica. Sin embargo, este episodio marca el comienzo de un importante movimiento relativo de la placa Caribe hacia el oriente que ocurre desde el Eoceno hasta el presente (49 Ma - 0 Ma).

Basado en el escenario de las placas tectónicas y el marco tectónico se puede diferenciar: una fase de *rifting* asociada a la ruptura de Pangea durante el Triásico - Jurásico Tardío, tal y como se observa en la **figura 4.1 a**; posterior a la fase de extensión se produjo una fase de subsidencia del margen pasivo ocurrida entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Tardío en el occidente de Venezuela y Jurásico Tardío - Oligoceno en el oriente de Venezuela. La culminación de la expansión entre Norte y Sudamérica ocurrió en tiempos del Campaniense, así como la colisión del proto-arco de las Antillas menores contra el margen pasivo de Norteamérica (Cuba - Republica Dominicana) y Sudamérica (**Figura 4.1c**), con lo cual se da inicio a una fase de margen activo en el contexto Caribe entre el Cretácico Tardío al Presente. Desde el



SA: Suramérica; BM: Bloque de Maracaibo; YU: Yucatán; CEV: Cuenca Este de Venezuela; FL: Florida; AM: Antillas Menores; RA: Ridge de Aves; CG: Cuenca de Granada

Figura 4.1. Evolución Jurásico – Paleoceno del norte y sur del Caribe. (Tomado de Stephan *et al.* 1990)

Paleoceno hasta el presente (**Figura 4.1d**) se produce el avance diacrónico de la deformación transpresiva sobre el margen norte de Sudamérica producto de la migración hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa de Norte y Sudamérica.

En el oeste de Venezuela, la transpresión ocurrió en el Eoceno medio - temprano (**figura 4.2a**). Progresivamente la transpresión afectó el centro y oriente de Venezuela, durante el Oligoceno tardío - Mioceno medio (**figura 4.2b**). El margen pasivo formado durante el Cretácico es transformado en un frente de corrimientos y cuencas *foreland* asociadas. El vulcanismo en el arco de las Antillas Menores, así como el emplazamientos de las napas de Lara en el oeste de Venezuela se produce en el Eoceno (Stephan *et al.*, 1990). El Oligoceno constituye un período de relativa estabilidad tectónica probablemente por el desplazamiento lento de la placa Caribe hacia el este como se muestra en las **figuras 4.2 c-d** (Stephan *et al.*, 1990).

4.2. Marco tectónico Regional

El contexto geodinámico del norte de América del sur en la actualidad, está marcado por un límite transcurrente de placas a lo largo de los sistemas de fallas destrales de Boconó, San Sebastián y El Pilar, los cuales se encuentran en perfecta continuidad mecánica y cinemática según Audemard y Giraldo (1997) (**figura 4.3**).

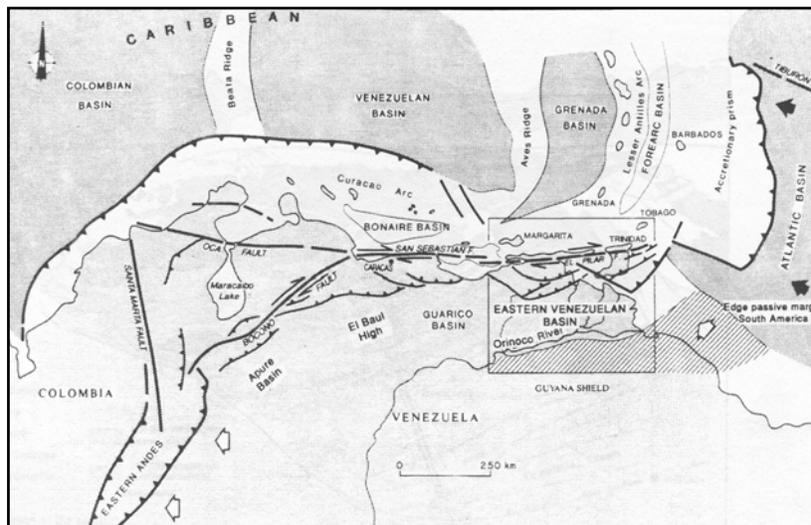
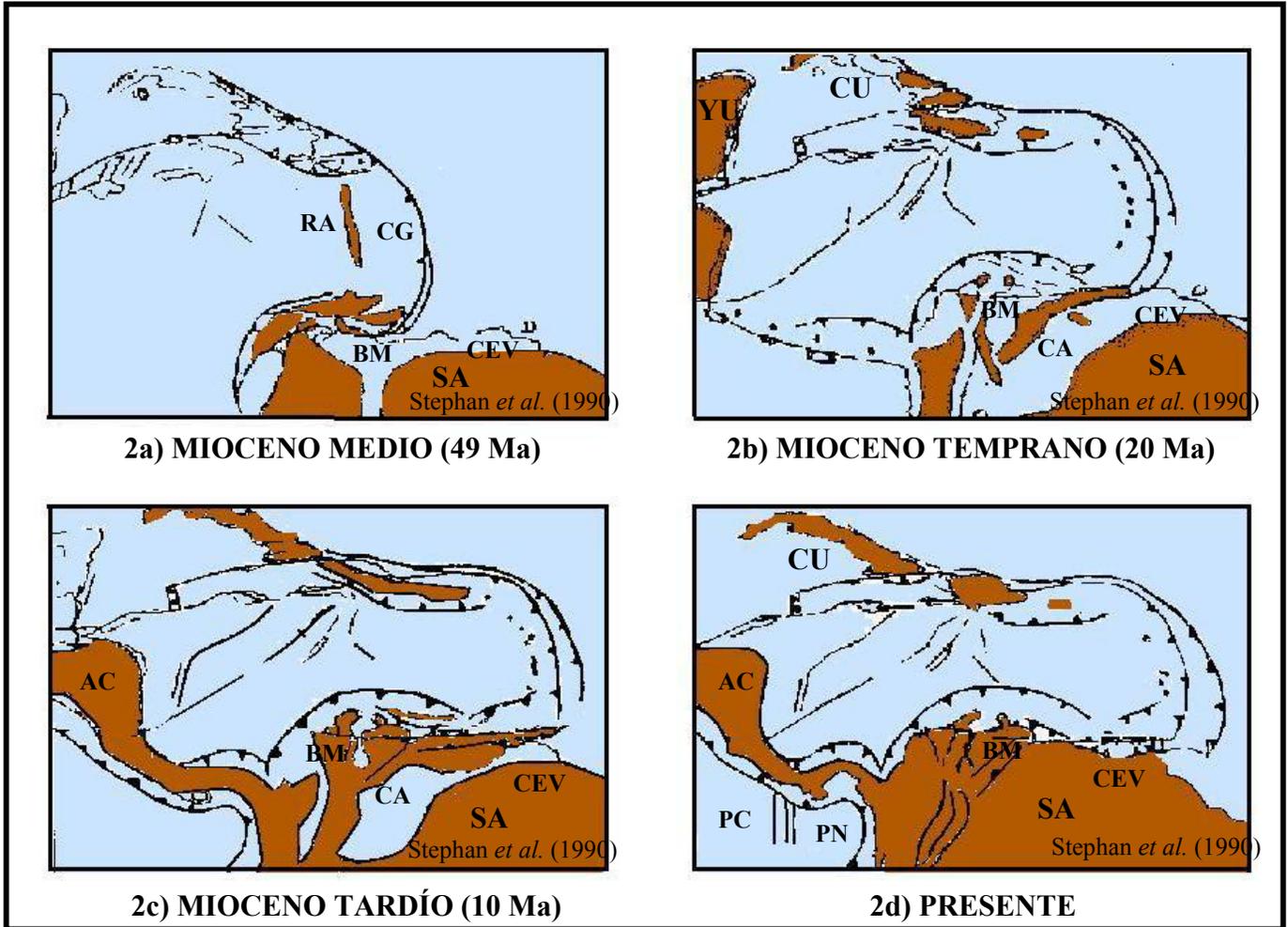


Figura 4.3: Mapa estructural del norte de Venezuela. (Tomado de Passalacqua *et al.* 1995)



SA: Suramérica; BM: Bloque de Maracaibo; YU: Yucatán; CEV: Cuenca Este de Venezuela; FL: Florida; AM: Antillas Menores; RA: *Ridge* de Aves; CG: Cuenca de Grenada; CA: Cordillera Andina; AC: América Central; PN: Placa de Nazca; PC: Placa de Cocos

Figura 4.2. Evolución del borde sur del Caribe del Eoceno al Presente. (Tomado de Stephan *et al.* 1990)

Hacia el oeste de Venezuela la falla de Boconó de orientación NE - SW, la falla de Santa Marta con orientación NW-SE y desplazamiento opuesto, constituyen un sistema conjugado que expulsa hacia el norte un bloque triangular conocido como Bloque de Maracaibo.

Hacia el centro y oriente de Venezuela la convergencia oblicua de la placa Caribe contra el norte de Sudamérica genero una repartición de la deformación (*Strain Partitioning*) con fallas Transcurrentes de orientación este - oeste y estructuras de acortamiento con vergencia SSE mayormente como lo expresa Passalacqua *et al.* (1995). En este contexto se desarrolla la cuenca oriental de Venezuela.

4.2.1 Cuenca Oriental de Venezuela

La cuenca oriental de Venezuela como se dijo anteriormente es el resultado de la convergencia oblicua de la placa Caribe contra la placa Suramericana, y según Erlich & Barrett (1992) y Di Croce *et al.* (1999) es el nombre colectivo que se le da a dos subcuencas contiguas: la subcuenca de Guarico en el oeste y la subcuenca de Maturín en el este, incluyendo su continuación costa - afuera denominada Plataforma Deltana. La cuenca oriental de Venezuela está limitada al sur por las rocas Precámbricas del cratón de Guayana, el arco de El Baúl al oeste, la corteza oceánica del océano Atlántico ecuatorial hacia el este, y los cinturones ígneos y metamórficos en la Cordillera de la Costa/Villa de Cura y Araya/Paria al norte.

El límite que separa la subcuenca de Guárico y Maturín es el arco de Urica, el cual fue intermitentemente activo desde el Mioceno hasta el Holoceno, mientras que el límite más al sur lo constituye la estructura compleja asociada a la falla de Anaco.

4.2.1.1.- Sub-Cuenca de Guárico

La subcuenca del Guarico se encuentra entre el arco del Baúl al oeste y la falla de Urica al este, y está limitada al norte, entre Caucagua y San Carlos por el Sistema Montañoso del Caribe, compuesto por tres cinturones alóctonos superpuestos de rocas metamórficas.

La Cuenca esta constituida por una serie de compartimientos estructurales alóctonos, y autóctonos, según Blanco & Sánchez (1989):

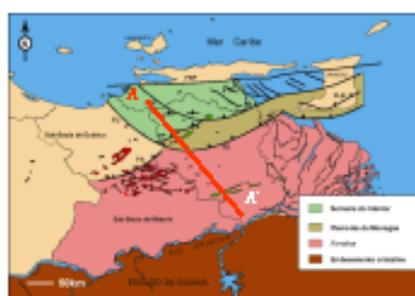
- La Faja Piemontina al Norte, constituye un compartimiento alóctono, que representa una sucesión de escamas compuestas de *flysch* Paleoceno - Eoceno con un substrato Cretácico, que se extiende desde Boca de Uchire en el Estado Anzoátegui hasta San Carlos, Estado Cojedes.

- La Faja Piemontina sobrecorre al sur un compartimiento para-autóctono denominado faja volcada, la cual muestra claras estructuras de compresión y una anchura variable entre 2 y 7 kilómetros, involucrando las formaciones: Roblecito, Naricual, Quebradón y Quiamare.

- La Faja volcada sobrecorre un tercer compartimiento autóctono denominado faja de buzamientos suaves o dominio cuenca, caracterizado por pliegues amplios y fallas normales e inversas de poco desplazamiento. Los pliegues disminuyen en frecuencia y amplitud hacia el sur. Este compartimiento involucra un relleno molásico Oligo-Mioceno representado por las formaciones: Roblecito, Quebradón y Quiamare.

4.2.1.2- Sub-Cuenca de Maturín

Según Hung (1997), la subcuenca de Maturín puede ser dividida en tres provincias geológicas: a) la Serranía del Interior, b) el Piedemonte de Monagas y c) la Cuenca *Foreland* de Maturín (**figura 4.4**).



CRONOESTRATIGRAFÍA

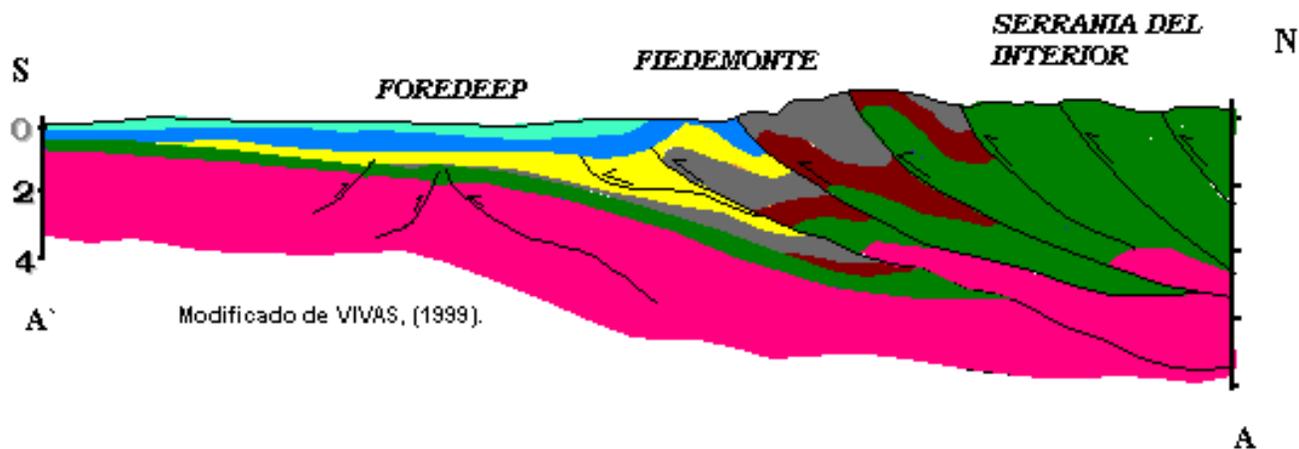
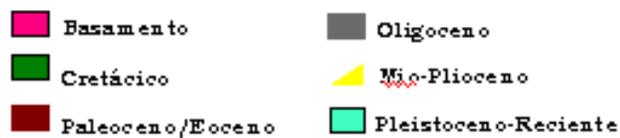


Figura 4.4: Sección esquemática en dirección norte - sur de la subcuenca de Matuzá, mostrando la imbricación de escamas asociadas a la Serranía del Interior y el relleno sedimentario de la cuenca (*foredeep*)

Las fallas geológicas más importantes que individualizan las provincias y dominios son: El Pilar, Urica, San Francisco, Pirital y la falla Los Bajos (**figura 4.5**).

A) Serranía del Interior

Según Passalacqua *et al.* (1995) y Hung (1997), la Serranía del Interior está constituida por un cinturón de plegamiento con vergencia SSE, con presencia de pliegues y corrimientos de orientación aproximada N 70° E al sur de El Pilar. Esta provincia es denominada por Carnevalli (1988) como dominio norte, destacando su carácter alóctono y muy deformado con una longitud de 60 a 90 km en dirección norte - sur. (**figura 4.5**)

La serranía se encuentra limitada al norte por la falla de El Pilar, al sur por el corrimiento de Pirital, al oeste por la falla de Urica de dirección NW - SE y finalmente al este por la falla Los Bajos, con orientación similar a la anterior.

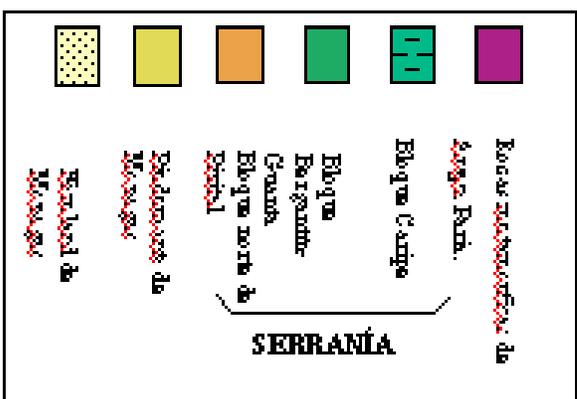
González de Juana *et al.* (1980) dividen la Serranía en dos bloques; el de Bergantín al oeste de la falla de San Francisco y el de Caripe al este de dicha falla y al sur del corrimiento de Quiriquire. Aguasuelos Ingeniería (1991) proponen dos unidades tectónicas o bloques separados por el corrimiento de Mundo Nuevo, en el área comprendida entre la falla de Urica y la falla de San Francisco. El bloque alóctono de Bergantín – Guanta al norte del referido corrimiento y el bloque norte del Pirital al sur.

- Bloque Bergantín – Guanta

Según Aguasuelos Ingeniería (1991), este bloque está constituido por anticlinales y sinclinales de rumbo promedio N60-70E, formando un tren de pliegues más o menos de sur al norte, que involucran una cobertura Cretácea - Terciaria intensamente plegada (**figura 4.5**).

LEYENDA

-  Faja de la costa
-  Faja de la Guayana
-  Faja de la Guayana
-  Comunal
-  Faja normal



FT = faja de la Guayana
FT1 = faja San Francisco
FT2 = faja El Pinar
FT3 = faja Guayana
FA = faja Asumi
CMY = comunal Mucubajare
CP = comunal Casipa
FD = faja de Dabobal

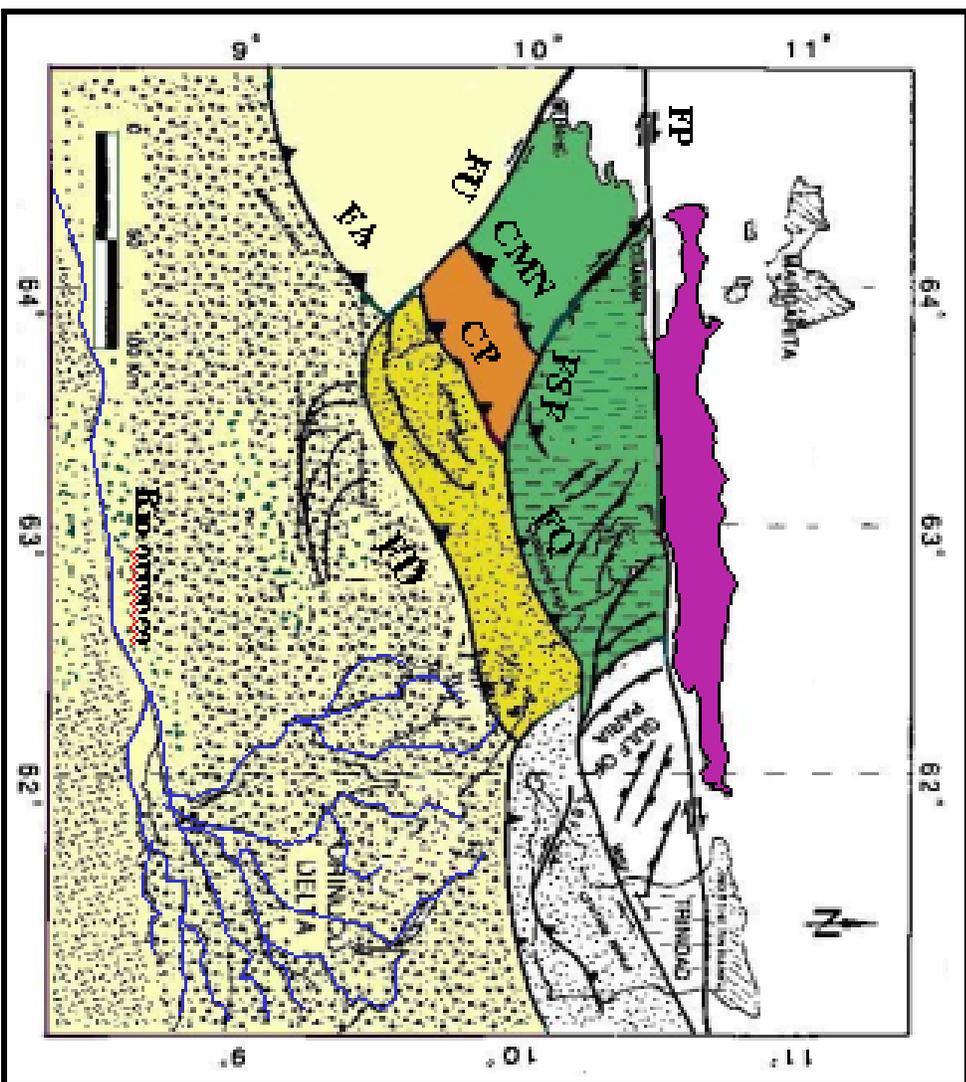


Figura 4.5 Provincias geológicas de la Guayana Este de Venezuela
 (Tomado y Modificado de Di Croce 1999)

Esos pliegues tienen una longitud de onda comprendida entre 2 y 5 km y son generalmente asimétricos con un flanco sur más inclinado, en ocasiones volcado. Todos los pliegues están cortados de manera abrupta por la falla de San Francisco hacia el este, mientras que hacia el oeste, al llegar al corredor de fallas transcurrentes de Urica, todos los pliegues se orientan hacia el Noroeste, antes de amortiguarse rápidamente contra estas estructuras.

Los anticlinales tienen tendencias a ser más continuos en sentido oeste – este que los sinclinales, tal es el caso de los anticlinales de: Bergantín - El Bocado, río Aragua – Los Ipures y Mundo Nuevo. Al contrario los sinclinales de río Orégano y Los Caballos por ejemplo tienen poca continuidad lateral. El sinclinal de Buena Vista es la excepción ya que se sigue por más de 40 km. con un rumbo constante N60E, desde el límite de los estados Anzoátegui y Monagas hasta la falla de San Francisco.

El anticlinal de mayor importancia de la zona es el anticlinal de Mundo Nuevo, que posee un rumbo N 60°-70° E y se sigue de oeste a este por más de 65 km, es muy asimétrico, con un flanco norte largo y suave y un flanco sur que por el contrario presenta buzamientos fuertes, inclusive volcados hacia el norte.

El corrimiento de Mundo Nuevo es la discontinuidad geológica sobre la cual cabalga el anticlinal del mismo nombre, y ella constituye el contacto tectónico que separa el compartimiento de Bergantín Guanta al norte del compartimiento norte de Pirital al sur.

La traza de este corrimiento se sigue por más de 40 km desde los ríos Aragua y Orégano al oeste donde se conecta con la falla de Urica, hasta las cercanías del alto de San Juan al Este, donde se pierde por debajo de la Formación Mesa.

El corrimiento de Mundo Nuevo tiene un buzamiento fuerte, de algunos 40 a 50 grados hacia el norte y aunque es difícil estimar los desplazamientos hacia el sur este,

parece razonable pensar en 5 km de desplazamiento, con lo cual se explica el contraste entre la secuencia del Cretácico superior puesta en contacto con secuencias mayormente oligocenas en el bloque norte del Pirital.

- **Bloque Norte de Pirital**

El compartimiento Norte de Pirital está limitado al norte, por el corrimiento de Mundo Nuevo, al sur por el corrimiento mayor de Pirital y al oeste por la rampa lateral de Urica; se extiende por más de 30 km en sentido norte - sur. (**figura 4.5**)

Este dominio estructural está cubierto y sellado por los depósitos cuaternarios de la Fm. Mesa, excepto en la parte noroeste, donde aflora en los cerros Corazón y Caruto. En función de esto el bloque en cuestión puede ser dividido en dos porciones, una de mayor extensión donde las estructuras están cubiertas por sedimentos cuaternarios, denominada zona Areo - Caicara según Aguasuelos Ingeniería (1991), y otra mucho más pequeña denominada zona Corazón – Caruto.

La zona Areo – Caicara se extiende desde el corrimiento de Pirital hasta el flanco sur de los anticlinales cerro Corazón y Jiménez, y en ella destaca, entre otras estructuras, el anticlinal de Pirital, definido en los años 40 como alto de Pirital, con un rumbo N 70° E, el cual se hunde y se amortigua hacia el noroeste hasta desaparecer contra el corrimiento de Pirital en el sector de Punta de Mata. Esta estructura se generó a finales o posterior al Mioceno Medio, ya que involucra formaciones de esta edad.

La zona Corazón - Caruto centra el interés de este trabajo y se caracteriza por una configuración estructural y geomorfológica muy compleja y caótica en contraste con la organización de las estructuras y el relieve mostrado por el bloque contiguo de Bergantín - Guanta.

Esas estructuras afectan una espesa secuencia esencialmente oligocena (Fm. Los Jabillos) excepto por el sector más Noroccidental, a lo largo del río Amana, donde está preservado el Mioceno Inferior (Fm. Naricual).

Las estructuras más representativas de esta zona caótica son:

- Anticlinal cerro Jiménez ubicado al este de San Juan y cortado por el río Areo, el cual es un anticlinal asimétrico, con un flanco norte de buzamiento fuerte (50 a 80 grados) y un flanco sur suave.
- El anticlinal de Caruto con una extensión de 27 km, el cual presenta cierta simetría en sus flancos, un eje de rumbo casi este - oeste con declive al oeste, lo cual ocasiona el hundimiento y amortiguamiento de esta estructura en las proximidades del río Amana y la falla de Urica, permitiendo la preservación de grandes espesores de la Formación Naricual, mientras que hacia el este aflora todo el Oligoceno y el Eoceno medio.
- El sinclinal de Cusparal y el Anticlinal La Colorada: estas estructuras se encuentran al norte del anticlinal El Caruto y constituyen pliegues de buzamientos suaves (menores a 20 grados) que afectan sedimentos oligocenos, aunque al igual que el anticlinal El Caruto presentan un engrosamiento de la Fm. Naricual (Mioceno Medio) hacia el oeste. El sinclinal de Cusparal es truncado al norte por el corrimiento de Mundo Nuevo.
- El anticlinal cerro Corazón constituye la estructura más meridional de esta zona. Presenta un estilo de plegamiento similar a los pliegues del Bloque Bergantín - Guanta y constituye el punto central de este estudio por lo cual se detallará posteriormente.

B) Piedemonte de Monagas

Se encuentra ubicado al sur de los corrimientos de Pirital y Quiriquire, que plegaron cinturones continuos en el subsuelo y se detuvo en el frente de deformación. Dichos anticlinales son la evidencia de una actividad compresiva Neógena, encontrándose en

ellos importantes campos productores como: El Tejero, El Carito, El Furrial, Corozo y Boquerón. Posee una longitud aproximada de 50 km. en dirección norte - sur y es también conocido como dominio central según Carnevalli (1988), quien menciona la presencia de cabalgamientos y pliegues asociados, fallas rumbo deslizantes y diápiros de barro.

C) *Foreland* de Maturín

El antepaís se encuentra limitado al norte por el frente de deformación, al sur por el cratón de Guayana y el Océano Atlántico al noreste. El sustrato de la cuenca lo constituye el basamento ígneo-metamórfico aflorante en el cratón, en ella predomina el fallamiento normal con rumbos entre N 60°-70° E y las estructuras *roll over*. El relleno sedimentario es Neógeno.

4.2.2.- Principales Discontinuidades Estructurales en la subcuenca de Maturín (figura 4.6)

- Falla de El Pilar

El sistema de fallas transcurrentes de El Pilar según Audemard *et al.* (2000) se extiende por casi 350 km., desde la fosa de Cariaco hasta el Golfo de Paria, constituyendo el contacto transcurrente dextral de rumbo promedio este - oeste, entre las placas Suramericana y Caribe. Este sistema se conecta al oeste con la subducción de las Antillas Menores, mientras que al este se extiende tomando el nombre de San Sebastián, y posee un desplazamiento dextral máximo entre los 100 y 150 km (Audemard & Giraldo, 1997).

La falla de El Pilar según Rossi (1986), yuxtapone dos dominios estructurales y litológicos fundamentalmente diferentes: un dominio al norte de la falla, constituido

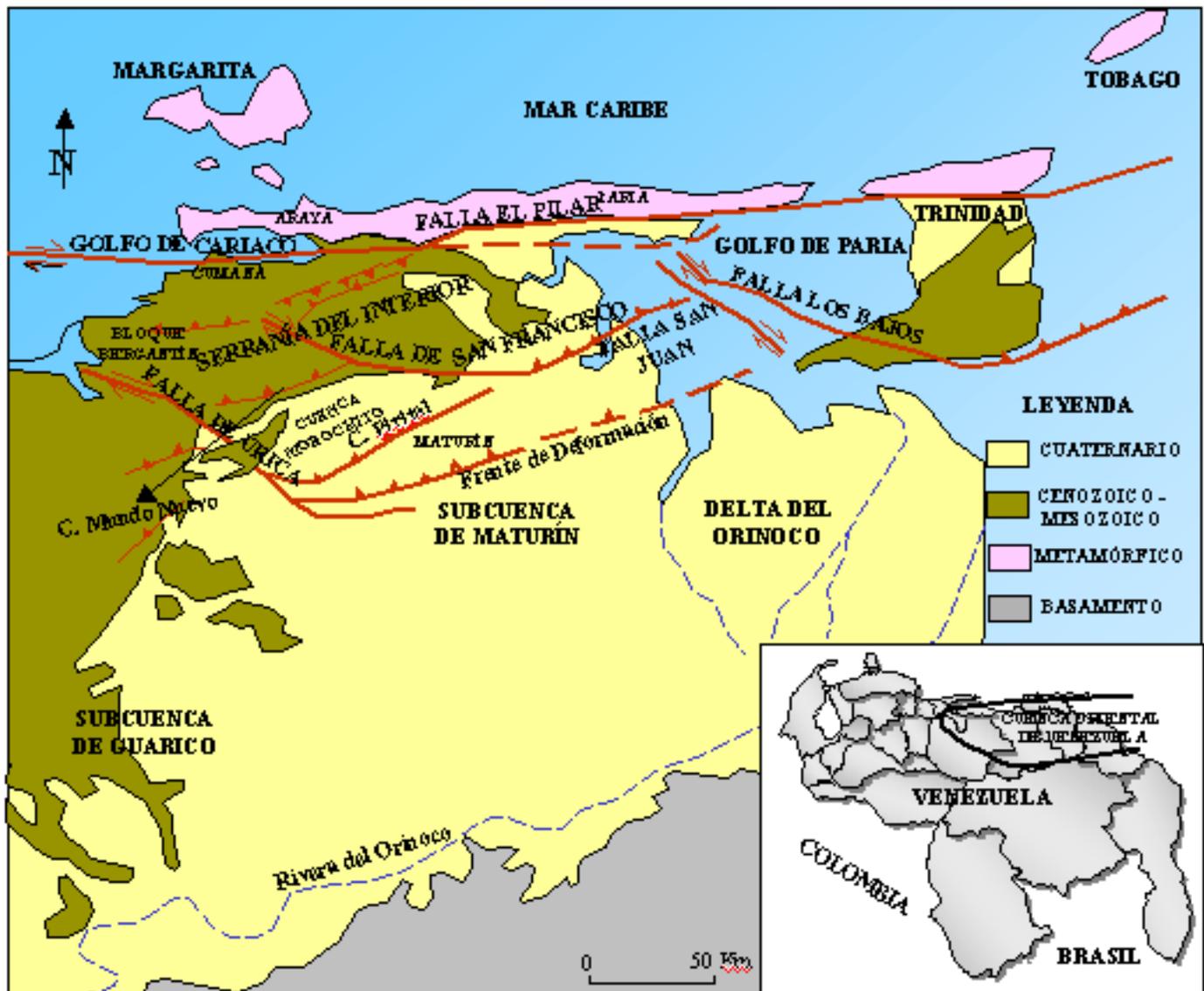


Figura 4.6 : Mapa de ubicación de las principales discontinuidades estructurales presentes en la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Parnaud *et al.* 1995)

por un apilamiento de napas metaofiolíticas y metasedimentarias (Bloque Araya - Paria); y un dominio sur constituido por secuencias sedimentarias plegadas correspondientes a la Serranía del Interior Oriental.

Rossi (1986), divide el sistema de fallas de El Pilar en tres sectores: la fosa de Cariaco, más hacia el oeste, donde el sistema de fallas genera una cuenca *pull apart*, un sector central en tierra firme ubicado detrás del Golfo de Cariaco y por último un sector oriental entre Casanay y El Pilar donde la falla pone en contacto rocas metamórficas de Ayara - Paria con rocas sedimentarias al sur de la falla en la Serranía del Interior.

Beltrán *et al.* (1994), observan evidencias de deformación reciente asociados a esta falla, tales como: el *push up* transpresivo que genera el levantamiento de terrenos de edad Plio-Pleistoceno, en el tramo ubicado entre Cumaná y Casanay. Mientras que en el tramo entre Casanay y El Pilar, la falla posee un carácter anastomosado con numerosas evidencias geomorfológicas de actividad tectónica reciente que afecta sedimentos pleistocenos y depósitos aluviales recientes. Finalmente en el tramo ubicado al Este de la población de El Pilar, depósitos pantanosos holocenos, presentan lineaciones E - W dispuestas en *échelon* que controlan los drenajes.

Falla de Urica

La falla de Urica es una falla transcurrente dextral de orientación aproximada N 60° - 70° W, que se extiende desde la ensenada de Barcelona al norte hasta la esquina suroeste del estado Monagas en las cercanías al río Tonoro, con una extensión de aproximadamente 180 km, según Peirson (1965).

Aguasuelos Ingeniería (1991), define este rasgo estructural como el corredor tectónico de mayor importancia a escala regional en la Cuenca Oriental de Venezuela, el cual comprende dos tramos: un tramo occidental de unos 40 Km. de longitud

ubicado entre el sur de Barcelona y el río Amana, de rumbo N 60° - 70° W, en el cual las fallas y materiales involucrados están en superficie, mientras que el tramo oriental de unos 55 km de longitud tiene una orientación N 40° - 50° W y se encuentra oculto por debajo de sedimentos cuaternarios. El cambio de rumbo ocurre aproximadamente a la altura del sinclinal de Dividive (bloque oeste) y el anticlinal de Caruto (bloque este).

Este accidente tectónico presenta evidencias de actividad reciente en el golfo de Barcelona, donde escarpes de falla de edad holocena deforman el fondo marino según Espinoza y Daza (1985) y fallamiento muy reciente, menor a 2000 años evidenciado en las albuferas holocenas del Juncal al oeste de Barcelona según Singer (1989). En la terminación sur de este sistema, un amortiguamiento en *cola de caballo* contra la falla de Anaco, genera un fallamiento de tipo transtensional que afecta tanto a la Formación Mesa como el glacis reciente, según Beltrán *et al.* (1996).

- **Falla de San Francisco**

Según Erlich & Barret (1990) en Moscardelli (2000), la falla de San Francisco se encuentra al este de Barcelona y al norte de Maturín, y presenta una extensión lineal de aproximadamente 93 km., un rumbo N 80 W y un desplazamiento lateral no mayor a 25 km, y el carácter dextral de la misma se observa como lo manifiesta Moscardelli (2000), por el desplazamiento de unidades topográficas a ambos lados del corredor de esta falla en el sistema montañoso de la Serranía del Interior.

La falla de San Francisco entre San Antonio de Maturín y la cabecera del río Aragua se divide en dos ramales según Aguasuelos Ingeniería (1994). Un ramal septentrional con traza sigmoidal entre San Francisco y el río Aragua, y un ramal meridional el cual cambia de rumbo abruptamente al sureste de Guanaguana.

Según Beltrán *et al.* (1996) este accidente transcurrente dextral, de orientación NW - SE, presenta evidencias geomorfológicas diagnosticas de actividad reciente, como se observa en el tramo sur de la falla, entre Guanábana y Quiriquire, donde la falla se ramifica y cambia de dirección para tomar rumbo E - W. Esta traza sur, de ángulo bajo y vergencia sur, genera una serie de escamas frontales que controlan el piedemonte de la Serranía del Interior y esas escamas deforman por medio de escarpes de flexura transpresivos las rampas asociadas a la Formación Mesa.

- **Falla de Los Bajos**

Audemard *et al.* (2000), la describen como una falla transcurrente dextral de inclinación subvertical, la cual se desprende de la falla de El Pilar hacia el sur de la península de Paria, con un rumbo promedio N 64° W y una longitud de 155 km., en su mayoría presente bajo el mar, aunque presenta expresión superficial a lo largo de 30 km de longitud en el suroeste de Trinidad.

- **Corrimiento de Pirital**

El corrimiento de Pirital según Aguasuelos Ingeniería (1991), tiene una extensión de unos 55 km, desde el río Guarapiche al este, hasta la cercanía del pozo TALA-1 al oeste. En su parte más occidental está desplazado dextralmente por una de las fallas del Corredor de Urica. De esta forma se pueden distinguir dos tramos: un tramo occidental de alrededor de 15 km de longitud y un tramo oriental de unos 40 km de longitud.

4.3.- Estratigrafía del Terciario en el Oriente de Venezuela

Las unidades estratigráficas del terciario asociadas a la Cuenca Oriental de Venezuela y en especial al área de trabajo y su entorno geológico local son las siguientes:

4.3.1.-Formación Vidoño

Hedberg Pyre (1944-a) le designan el nombre de “lutita Vidoño” al intervalo lutítico entre las areniscas de San Juan y el Miembro Caratas de la Formación Santa Anita. Luego la Formación Santa Anita fue elevada a rango de grupo y sus tres miembros a formaciones (Liddle, 1946 y Hedberg, 1950).

Litológicamente, la Formación Vidoño está constituida por lutitas oscuras, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras, con glauconita (L.E.V). Para Macsotay *et al.* (1986), esta Formación está compuesta de lutitas negras, silíceas, calcarenáceas, frecuentemente glauconíticas y piritosas; con intercalaciones menores de limolitas calcáreas de espesores centimétricos.

Aflora a lo largo de la Serranía del Interior de Monagas y Anzoategui (L.E.V), mientras que al sur del piedemonte se presenta en el subsuelo en la subcuenca de Guárico y Maturín. El espesor aproximado en superficie es de 300 m en el Río Querecual y Río Orégano, y en subsuelo hacia el sur se registran 30 m de espesor.

La edad propuesta por Hedberg y Pyre (1944-a) para esta Formación es Maastrichtiense a Paleoceno. En la región de Puerto La Cruz, Galea (1985) atribuye esta formación a depósitos de talud inferior con paleoprofundidades de 2000 m o más.

4.3.2.-Formación Caratas

Hedberg y Pyre (1944-a, b), diferenciaron dos secuencias litológicas dentro de esta unidad, para el área tipo del Bloque Bergantín. La inferior pelítico – arenosa, es la Formación Caratas *sensu stricto*, y la secuencia superior llamada Miembro Tinajitas, de carácter carbonático rudítica y bioclástica, según Salvador (1964).

Rosales (1960) establece el desarrollo de la Formación en la Serranía del Interior en el norte de Anzoátegui y Monagas, en donde describió a Caratas (ex Formación Mundo Nuevo de la Creole) en los miembros “Limón” (ahora Tinajitas) y “Ventarrón” (intervalo subyacente de cuarcitas masivas); los cuales conforman hacia el norte una tercera litofacies indivisible, equivalente a los dos anteriores y compuestas de limolitas calcáreas – glauconíticas y areniscas.

La litología de esta Formación es descrita en el LEV como una secuencia compleja de limolitas pluridecamétricas y areniscas plurimétricas, que pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas. En el río Querecual, es de carácter pelítico – arenoso (Renz, 1962), y va pasando gradualmente a secuencias más arenosas hacia el sureste (Rosales 1960), pero en todas las áreas presenta una anomalía carbonática plurimétrica en su tope, que constituye el Miembro Tinajitas.

La Formación Caratas *sensu stricto* está constituida por areniscas de grano fino a medio, gris verdosas, que meteorizan a pardo oscuro y pardo rojizo, de espesores centimétricos a métricos, pero que llegan a formar paquetes pluridecamétricos. Las limolitas y lutitas son de color gris oscuro intercaladas con calcarenitas o marlitas. Campos *et al.* (1985) describieron la Formación en el subsuelo del noreste del estado Anzoátegui (Pozo La Vieja 1) compuesta predominantemente de calizas grises a gris verdoso, masivas, glauconíticas y ocasionalmente intercalada con lutitas y arcilitas. El contenido de arenisca aumenta hacia el sur hasta que, en el área de Santa Barbara, la sección se compone de areniscas masivas similares a las de la Formación Los Jabillos suprayacente.

La Formación Caratas aflora en toda la región piemontina del norte de los estados Anzoátegui y Monagas y esta unidad ha sido señalada en pozos al sur del frente de montañas, con base en su contenido de glauconita, pero no ha sido confirmado paleontológicamente en la mayoría de los casos (Lamb, 1964). Los espesores suelen ser variables, presentando 315 a 335 m en la sección tipo (L.E.V), 100 a 126 m en el

área de Barcelona (Galea, 1985), 327 en río Orégano y 300 en las quebradas Mariano y La Pegua (Macsotay *et al.*, 1986). El Miembro Tinajitas en la mayoría de sus afloramientos, no excede 12 m de espesor (Macsotay *et al.*, 1986; Potie, 1989).

La base de la Formación Caratas es concordante y diacrónica sobre la Formación Vidoño, mientras que el contacto superior de la Formación Caratas *sensu lato* es de concordancia estratigráfica en el área tipo (Renz, 1962) y hacia la región de Barcelona, la relación es claramente de inconformidad paralela con la Formación Los Jabillos suprayacente (Macsotay *et al.*, 1986)

La edad propuesta para la Formación Caratas *sensu stricto* se ha sugerido como Eoceno temprano a medio (Renz, 1962; Galea, 1985) extendido desde la zona de *Acarinina pentacamerata* a la de *Truncorotaloides rohri*. El Miembro Tinajitas, con base en su abundante fauna de foraminíferos grandes y foraminíferos planctónicos (globigerínidos espinosos), es de edad Eoceno Medio, desde la zona *Globogerinatheca subconglobata* a *Truncorotaloides rohri*, según Galea (1985).

La Formación Caratas fue depositada en varios ambientes sedimentarios y en el caso particular de los afloramientos más meridionales, hacia el sur de Mundo Nuevo se tiene una sedimentación de plataforma más arenosa que en las localidades septentrionales (Rosales, 1960). El miembro Tinajitas originalmente definido como arrecifal por la presencia de algas y foraminíferos orbitoidales son redefinidas por Galea (1985), definiéndolas como calizas biostromales, depositadas sobre el margen de plataforma en condiciones de alta energía.

Carrillo (1999), con base en las asociaciones de facies descritas para esta Formación al sur del anticlinal de Mundo Nuevo en el estado Monagas indica un ambiente de talud medio/superior.

Según Parnaud (1995) las formaciones Vidoño y Caratas fueron depositadas durante la regresión ocurrida en el Paleoceno – Eoceno, dentro de la Megasecuencia de Margen Pasivo (**figura 4.7**).

4.3.3.-Formación Los Jabillos

Hedberg y Pire (1944-a) fueron los primeros en reportar las areniscas cuarzosas como Miembro Los Jabillos de la Formación Merecure. Posteriormente, Hedberg (1950) lo elevó al rango de Formación, unidad basal del Grupo Merecure.

La Formación se extiende desde el campo La Vieja hacia el norte hasta el río Naricual, y desde el Sinclinal de Tinajitas y río Naricual a lo largo del piedemonte de la Serranía del Interior hasta la falla de San Francisco. La sección tipo se encuentra en el río Querecual en un sector al oeste del cerro Los Jabillos.

Litológicamente, la Formación fue descrita en subsuelo por De Sisto (1972) como areniscas gruesas y macizas, comúnmente claras a gris rosado, de grano medio a grueso, muy duras y cuarcíticas, intercaladas con capas delgadas de lutitas y algunas capas de carbón. Macsotay *et al.* (1986) describieron la Formación, en superficie, como areniscas cuarcíferas, de grano medio a grueso, en capas de gran espesor, con intercalaciones de lutitas limosas, por lo cual según el L.E.V la Formación Los Jabillos forman prominentes cuestas de buzamiento a lo largo del piedemonte de la Serranía del Interior en el norte de Anzoátegui y Monagas.

La Formación, según Peirson (1965), es discordante sobre formaciones más viejas, desde Tinajitas hasta Querecual, en el bloque sobrecorrido del Pirital al norte de Monagas. En el campo La Vieja, el contacto Los Jabillos – Naricual es transicional, estando ausentes las lutitas de la Formación Areo. Potie (1989), en su estudio del transecto Cumaná - Urica, afirmó que el hiatus entre Caratas y Los Jabillos abarca las

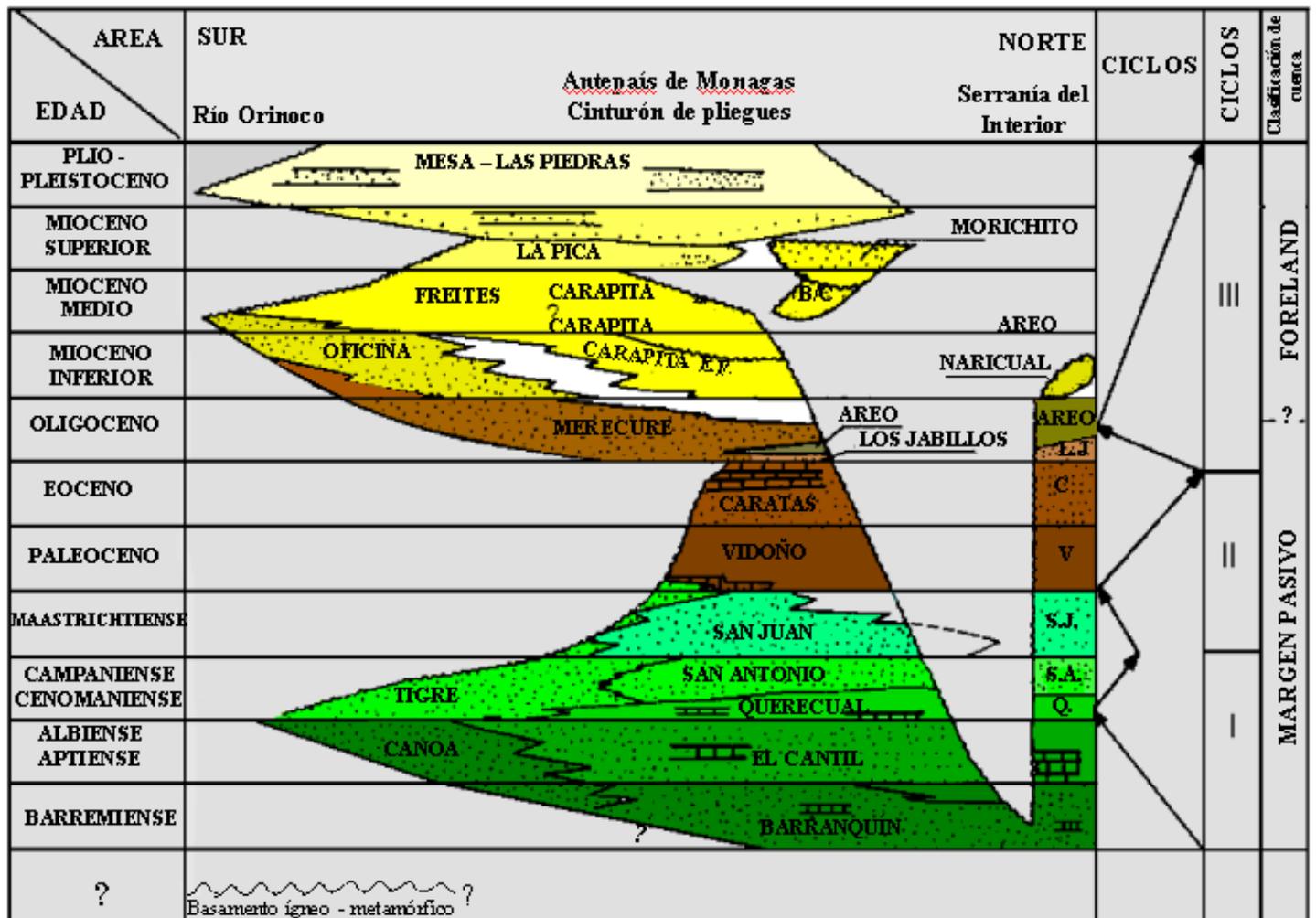


Figura 4.7: Cuadro de correlación del oriente de Venezuela. (Tomado y modificado de Parnaud et al. 1995).

zonas *Globigerinatheka semiinvoluta* y *Turborotalia (Globorotalia) cerroazulensis* y parte de las zonas *P. micra*/*G. chipolensis*. Lamb (1964) propone para esta Formación la edad Oligoceno Temprano, mientras que el nannoplacton calcáreo sugiere una edad Oligoceno Tardío, Furrer y Castro (1997, comentarios enviados al CIEN) asignaron su fauna al Oligoceno.

Los paleoambientes propuestos para la Formación Los Jabillos son variables: Rosales (1967) reporta un ambiente litoral de influencia fluvial, Furrer y Castro (1997), con base en la fauna asignan un ambiente de plataforma externa y talud, Yoris (1989), califica a Los Jabillos como facies arenosas compuestas de abanicos internos conglomeráticos y facies lutítico - arenosas de abanico medio o externo. Macsotay *et al.*, (1986) consideraron un ambiente en barras submarinas en una plataforma interna, basado en icnofósiles.

Santiago (1990) sugiere que el marco ambiental para la Formación Los Jabillos coincide con un sistema deltaico progradante hacia el norte, dominado por la acción del oleaje, observándose ambientes característicos de frente deltaico.

Sams (1995), en su análisis secuencial de las unidades estratigráficas terciarias en los campos Orocuai y Jusepín, en el norte de Monagas, menciona que la Formación Los Jabillos contiene dos secuencias estratigráficas de edad Oligoceno temprano, y que estos sedimentos se depositaron en un margen de plataforma externa de un margen pasivo y los sistemas encadenados están constituidos por: una cuña clástica asociada al margen de la plataforma (*lowstand shelf margin wedge*) y depósitos de rellenos de valles excavados (*incised valley fill*), pertenecientes al sistema transgresivo. La cuña clástica está asociada al descenso del nivel del mar hace 33 millones de años, mientras que el valle excavado está asociado al descenso del nivel del mar global hace 30 millones de años y posterior ascenso.

Según Parnaud *et al.* (1995), la transgresión final que se desarrolla durante el Oligoceno comienza con la depositación inicial de las areniscas basales de la Formación Merecure, reservorio principal del área del Furrial. Sin embargo los depósitos arenosos del Oligoceno presentes en el noreste de Anzoátegui y noroeste de Monagas, pertenecen a la Formación Los Jabillos, de particular interés para este estudio (**figura 4.7**).

4.3.4.- Formación Areo

Hedberg (1950) introdujo provisionalmente el término lutita de Areo, para designar una facies marino lutítica, glauconítica y fosilífera, expuestas en el río Areo y otras quebradas del noroeste de Monagas y noreste de Anzoátegui. La incluyó en el Grupo Merecure, (Léxico Estratigráfico 1956) y la describió brevemente. Peirson (1965) estableció la Formación como miembro medio del Grupo Merecure y la edad como predominantemente Oligoceno, basado en la persistente presencia de *Globigerina ciperoensis* y *G. ampliapertura*.

La Formación aflora a lo largo del frente de montañas, en el norte de los estados Anzoátegui y Monagas, encontrándose en el subsuelo en pozos perforadas en el área. Hacia el norte, la unidad desaparece por erosión, mientras hacia el sur, pasa transicionalmente a las areniscas de la Formación Merecure. La localidad tipo aflora en el río Areo, al este de San Juan.

En cuanto a la litología, predominan lutitas grises con capas delgadas de concreciones glauconíticas de ferrolita amarillenta a rojiza, asociadas con moluscos. Además, capas ocasionales de areniscas cuarzosas duras, gris claro a blanco, de 1 a 10 m de espesor. Se encuentran también algunas calizas duras y delgadas.

La Formación Areo yace concordantemente sobre la Formación Los Jabillos. Hacia el tope, está en contacto concordante y diacrónico con la Formación Naricual. Al este

del área tipo, esta formación yace concordantemente sobre la Formación Carapita. Potie (1989), en el transecto Cumaná - Urica, describió esta formación como concordante entre las formaciones Los Jabillos y Naricual.

El espesor de esta unidad es de más de 305 m en la localidad tipo. Renz (1957) señala de 254 a 1200 m. Rossi (1985) con estudios en el transecto Cariaco - Maturín, reportó un espesor de 300 m. Vivas y Macsotay (1995) reportan 200 m de esta unidad en el cerro Caruto, al norte del pueblo de Urica.

La edad de esta Formación es Oligoceno medio ya que la porción inferior corresponde a la Zona de *Globorotalia opima opima* y la superior en la Zona de *Globigerina ciperoensis ciperoensis*

Los paleoambientes correspondientes a esta unidad según Vivas y Macsotay (*op cit.*) varían de una plataforma externa a talud superior. Furrer y Castro (*op. cit.*) reportan el mismo paleoambiente en la sección aflorante en el río Aragua.

La Formación Areo según Parnaud (1995) constituye un equivalente lateral de la Formación Merecure, la cual pasa de al norte a facies lutíticas de mayor profundidad de aguas (**figura 4.7**).

4.3.5.- Formación Naricual

Hedberg y Pyre (1944-b) formalizaron el nombre como el Miembro Naricual de la parte superior de la Formación Merecure, aunque esta unidad fue descrita con anterioridad por Ralph Arnold (1913) (Informe inédito) y otros autores como Peirson (1965) y Garner (1926) quienes describieron la secuencia carbonosa del río Naricual. Hedberg (1950) elevó el Miembro Naricual al rango de formación.

Esta formación se extiende desde el flanco sur de la Serranía del Interior, en su localidad tipo del río Naricual, y el río Aragua, en la faja de afloramientos entre 1 y 3 km de ancho; hasta el anticlinal de Cumuñucual y el río Orégano, mientras que al oeste de la depresión de Barcelona, se presenta a lo largo del Piedemonte de Guárico.

Esta formación se compone de un tramo inferior de 488 m de lutitas carbonosas, lutitas arenosas; un tramo medio de 914 – 1067 m, que contiene importantes paquetes de carbón, y un intervalo superior de 457 m, de areniscas gruesas intercaladas con lutitas grises no fosilíferas y algunos carbones. Las areniscas son típicamente masivas, meteorizan a tonos amarillentos y rojizos. Son compactas, bien estratificadas, duras a muy duras, cuarcíticas, de grano fino a grueso, con buen escogimiento y engrosamiento del grano hacia el tope. Rizaduras y estratificación cruzada son comunes.

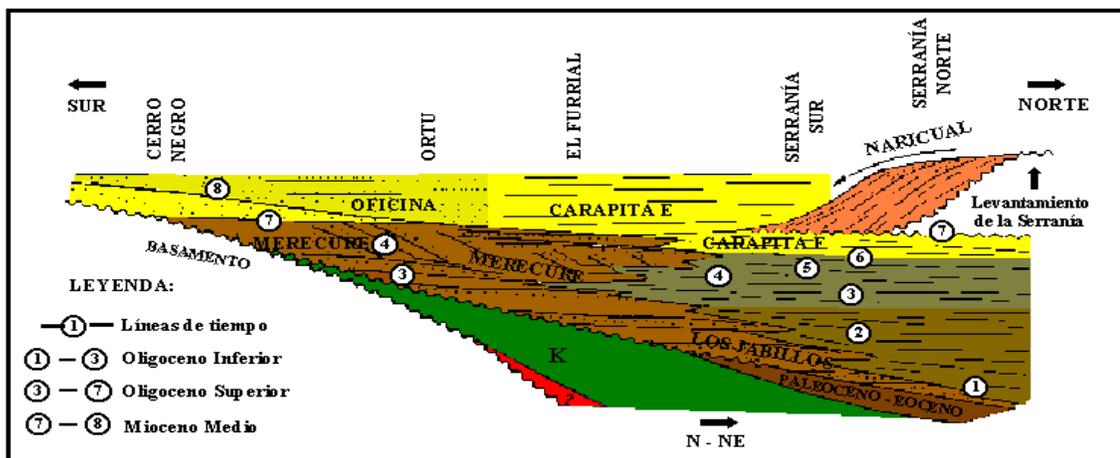
En cuanto a los contactos, en el bloque de Santa Rosa, Peirson (1965), notó que Naricual es bruscamente transicional, vertical y lateralmente, con las formaciones Areo, Carapita y Capiricual.

En la localidad tipo, el contacto inferior de esta unidad es de dos tipos: 1) transicional con la Formación Areo y 2) discordante y erosivo con la Formación Los Jabillos. El contacto superior es de falla, con la Formación Capiricual.

El ambiente sedimentario de la Formación Naricual, según Peirson (1965), corresponde a una fase regresiva en aguas dulces y salobres, relacionado a un sistema deltaico grande o una región amplia de tierras bajas pantanosas. Socas (1990) considera a la Formación Naricual como un registro del levantamiento incipiente de la Serranía del Interior en el norte, evento tectónico que es correlativo con la propagación de sistemas deltaicos hacia el sur. La edad de esta Formación con base en el contenido fosilífero de las unidades estratigráficas adyacentes se encuentra entre el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano.

La Formación Naricual, según Parnaud *et al.* (1995), marca el inicio de la Megasecuencia de Colisión Oblicua y el comienzo de la regresión que se extiende hasta el Pleistoceno. En la **figura 4.7** se observa también su equivalencia con otras unidades.

La **figura 4.8** corresponde a una sección norte - sur del oriente de Venezuela donde se muestra la distribución de las unidades estratigráficas entre el Oligoceno y el Mioceno temprano, observándose los depósitos sinorogénicos, cercanos al frente de deformación y en el alóctono (Serranía del Interior). Estos depósitos contienen numerosas discordancias que separan varias formaciones.



5.1.- Introducción

En el área de cerro Corazón se tiene una sola unidad estratigráfica correspondiente a la Formación Los Jabillos, que a consecuencia de la complejidad estructural de la zona se encuentra repetida por medio de la falla cerro Corazón, a través de la cual esta secuencia cabalga areniscas cuarzosas en el cerro Punta de Piedra. El espesor mínimo estimado para esta unidad es de 695 m, por encima de los cuales la secuencia es cubierta por los depósitos molásicos cuaternarios.

El levantamiento geológico en el área de estudio tuvo características particulares, a consecuencia de las altas pendientes del terreno, a demás, de la presencia de afloramientos discontinuos, presentes en los interfluvios y no así en los lechos de las quebradas.

Las secciones estratigráficas, fueron levantadas en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón, en ambas laderas del cerro con el mismo nombre, donde se estudiaron las siguientes secciones estratigráficas: sección quebrada. Caña Larga, sección carretera Urica – Antenas Repetidoras, sección cerro El Guamo y sección cerro El Coco. En el flanco sur de la estructura solo se levantó una sección estratigráfica, al igual que en el cerro Punta de Piedra al sur de la falla cerro Corazón.(ANEXO 1)

En este capítulo se describen las secciones estratigráficas levantadas, con las cuales se construyó la columna generalizada del anticlinal cerro Corazón, se definen unidades informales para esta formación, se correlaciona esta secuencia general con la secuencia levantada en el flanco sur y finalmente se correlacionan las secuencias del cerro Punta de Piedra con la secuencia cabalgante.

5.2.- Sección Estratigráfica Compuesta del Flanco Norte del Anticlinal cerro Corazón (ANEXO 5)

La columna estratigráfica general para el área de cerro Corazón fue construida como producto de la correlación de tres secciones estratigráficas locales que afloran en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón, tales como: una sección basal presente en la quebrada Caña Larga, en la ladera sur del referido cerro. Una sección intermedia aflorante en la ladera sur del sector denominado cerro Guamo, incluyendo la sección levantada en la carretera Urica – antena repetidora, por último la sección superior aflora en la ladera norte de cerro Corazón (**Figura 5.1**).

A continuación se describen en detalle las secciones estratigráficas aflorantes en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón.

5.2.1.- Sección quebrada Caña Larga (A)

- Ubicación y Acceso

Esta sección se encuentra en el flanco sur de cerro Corazón, específicamente al oeste de la carretera que conduce a la antena repetidora (cima de cerro Corazón) desde el pueblo de Urica (**figura 5.1**).

La quebrada Caña Larga se ubica en un sector donde la fila localmente cambia su orientación E-W para tomar una dirección NW al oeste de dicha quebrada. La quebrada Caña Larga y el tributario de mayor longitud de la quebrada Negra (ladera norte de cerro Corazón) deprimen localmente la línea de cresta formando una *ensilladura* (ANEXO 1).

El acceso a esta sección se hace por medio de un vehículo de doble tracción, partiendo desde el pueblo de Urica, por la carretera que conduce a la antena

repetidora, hasta la intersección con el desvío que conduce a la quebrada Irama y el caserío Las Vueltas. Desde esa intersección y por espacio de 15 minutos se debe emprender una caminata, en sentido oeste, a lo largo del tope de la fila, para llegar a la naciente de la quebrada. (**figura 5.2**)

- Características Generales

La quebrada Caña Larga constituye una sección de difícil acceso y altas pendientes en la cual afloran estratos escasos y dispersos de areniscas muy diaclasadas con rumbo promedio N 60° W/15 N

- Estratigrafía (ANEXO 5)

Consiste de areniscas silíceas algo micáceas, de grano fino, con un color gris claro – beige que meteoriza a amarillo y un escogimiento moderado. Estas arenas están presentes en estratos tabulares de apariencia mayormente masiva, con escasa presencia de laminación paralela y horadaciones verticales hacia la parte media de esta sección.

El espesor individual de los estratos oscila entre 2 y 6 m y el espesor de la sección levantada es de 116 m, de los cuales un 80 % corresponden a cubiertos que se alternan con los escasos estratos presentes en esta sección.

5.2.2.- Sección cerro El Guamo (B)

- Ubicación y Acceso

La sección se encuentra ubicada en la parte central de la ladera sur de cerro Corazón, específicamente en sector conocido como Cerro El Guamo, donde se tienen las cotas más elevadas de la zona de trabajo, e incluye la sección aflorante a lo largo de la

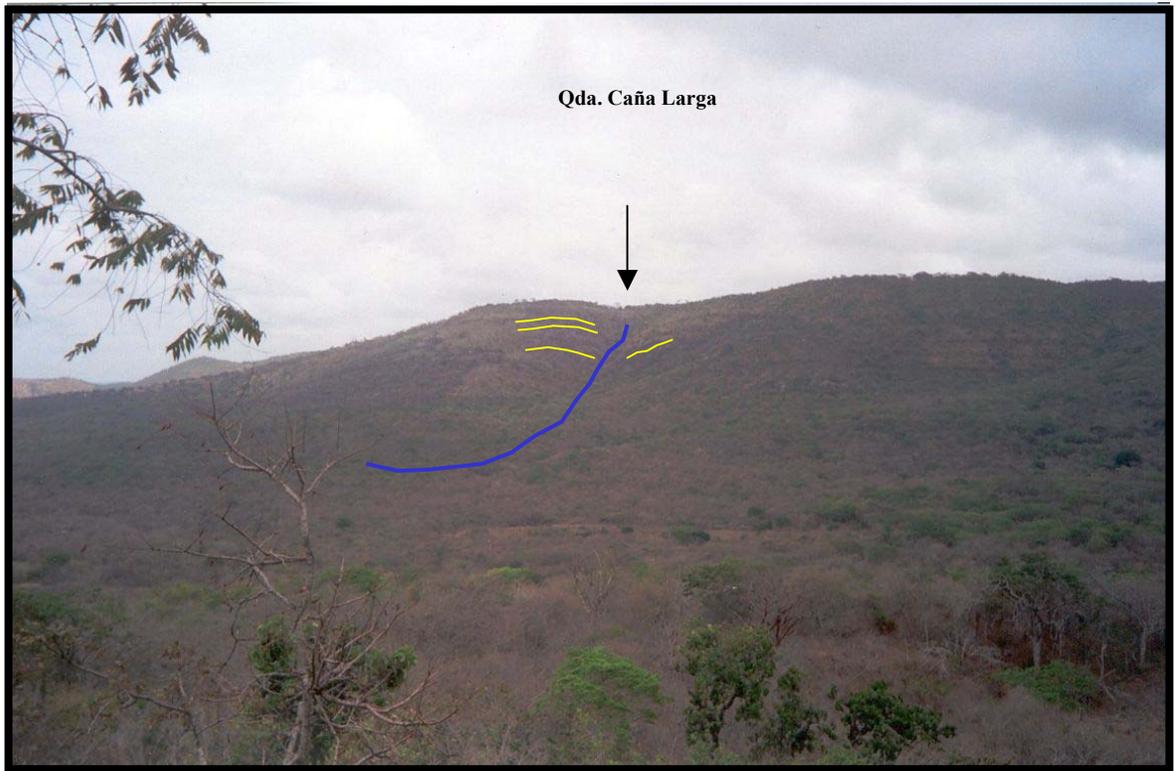


Figura 5.2: Ubicación geográfica de la sección levantada a lo largo de la quebrada Caña Larga. Rumbo de la foto N 35 W.

carretera que conduce a las antenas repetidoras, ubicada justo al oeste del cerro El Guamo, la cual fue correlacionada con la sección antes mencionada mediante criterios de campo (**Figura 5.1**).

El acceso a esta sección se hace por medio de la carretera que conduce a las antenas repetidoras desde el pueblo de Urica, con el uso de un vehículo de doble tracción y por espacio de 25 minutos. Luego desde la cima se comienza el levantamiento geológico descendiendo por la ladera.

- Características Generales

En esta sección, aparte de las altas pendientes reinantes en la ladera sur de cerro Corazón, se tiene la particularidad de que no aflora a lo largo de una quebrada, sino que se presenta en una franja de 600 m de espesor ladera abajo, en la cual se tienen estratos dispersos que fueron correlacionados para construir la columna estratigráfica del lugar.

En este sector aflora la sección más completa de la ladera sur de cerro Corazón correspondiente a la Formación Los Jabillos, caracterizada por estratos tabulares y diaclasados de arenisca, con una orientación promedio N75W/8 N (**figura 5.3**). En esta sección el bajo ángulo de las capas buzantes al norte y las altas pendientes al sur de la ladera ocasionan una morfología escalonada (**figura 5.4**) que también se aprecia más al oeste donde afloran estratos dispersos.

- Estratigrafía (ANEXO 5)

La sección levantada es eminentemente clástica (**figura 5.3**), con la presencia de areniscas cuarzosas muy cementadas, de color beige – blanquecino meteorizando a colores pardos y amarillentos, de grano medio a grueso y un escogimiento moderado a bueno. Los estratos son tabulares y presentan espesores métricos. (**figura 5.5**)



Figura 5.3: Estratos tabulares de areniscas cuarzosas de la Formación Los Jabillos, de orientación N 75° W / 8° N, ubicados hacia el tope de la sección de la antena repetidora. Rumbo de la foto: N 55° E.

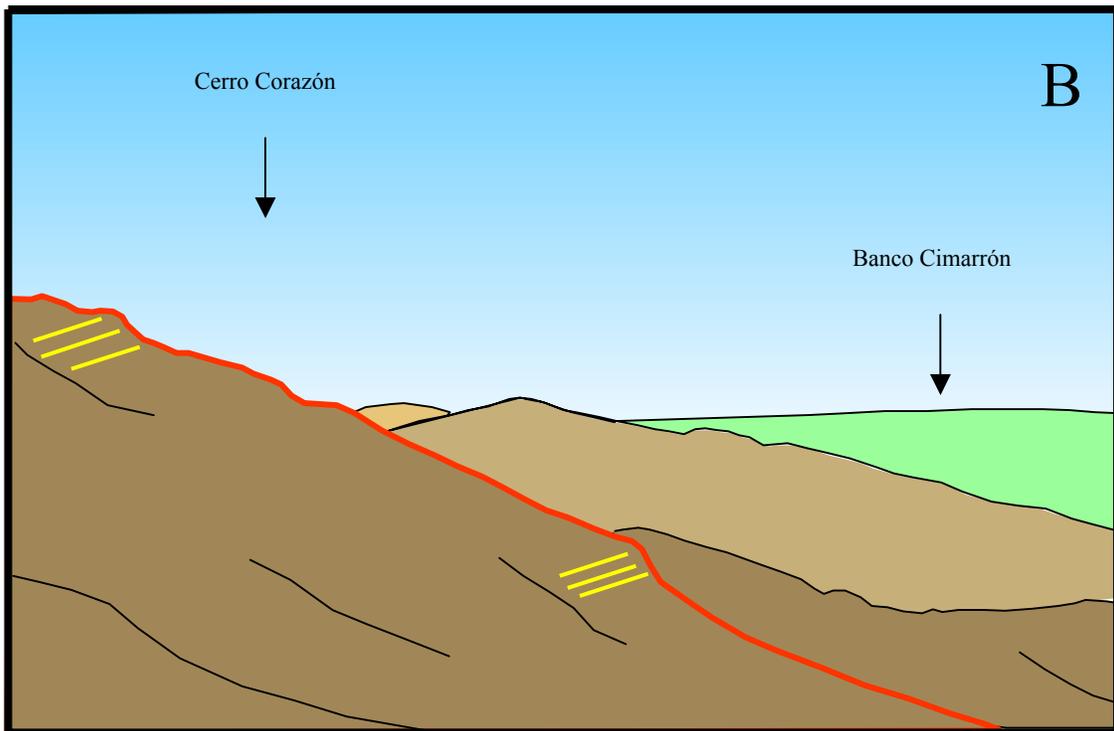
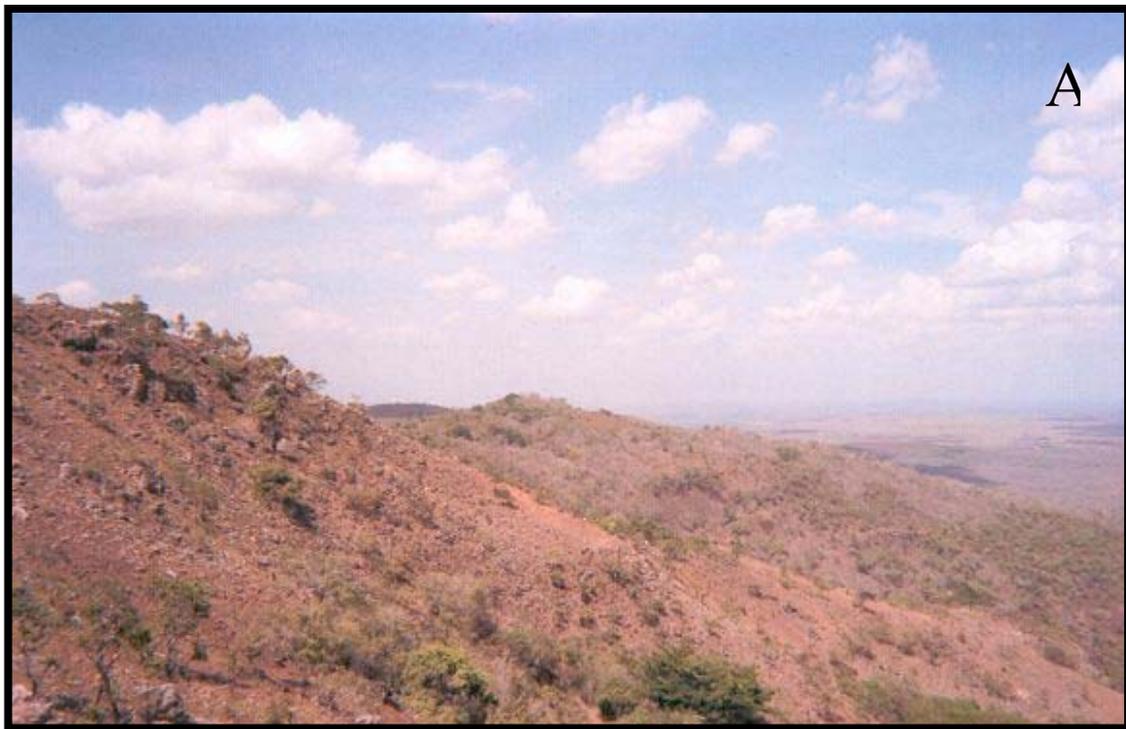


Figura 5.4: Vista de la ladera sur de cerro Corazón (A), donde se observa una morfología escalonada en la ladera, como se destaca en color rojo en el dibujo esquemático inferior (B)- Rumbo de la foto: N 70° E.

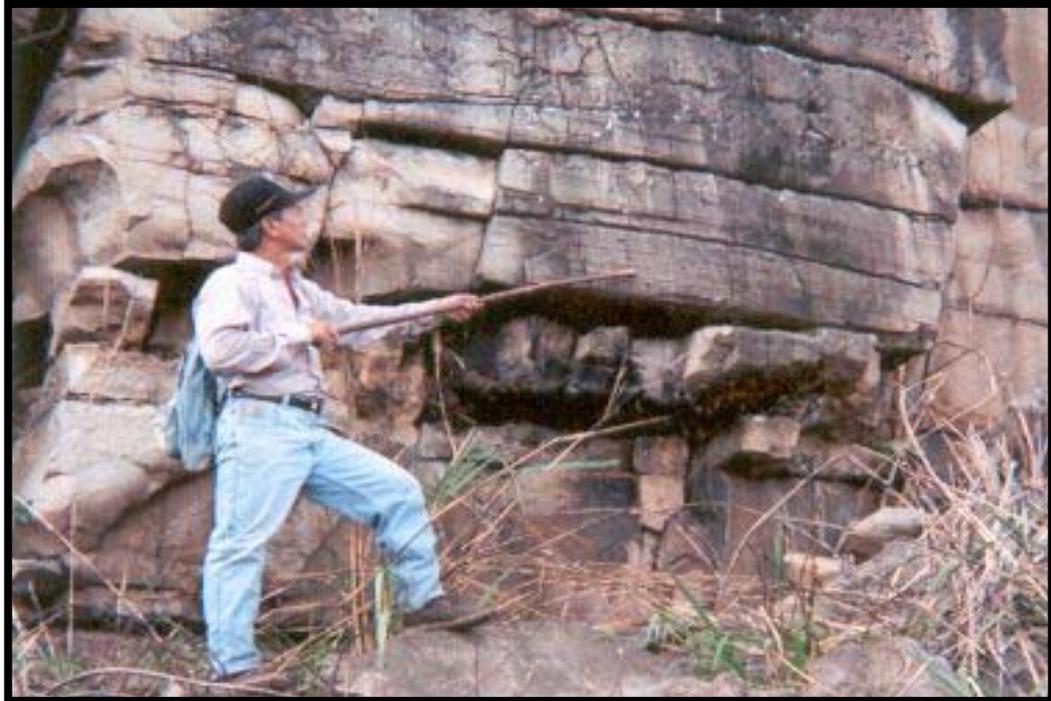


Figura 5.5: Estratos métricos de areniscas cuarzosas de la Formación Los Jabillos con presencia de laminación paralela, ubicada en la parte media de la sección antena repetidora. Rumbo de la foto: N 20° E.



Figura 5.6: Laminación cruzada de bajo ángulo en estratos arenosos de la Formación Los Jabillos, ubicado en la sección antena repetidora. Rumbo de la foto: N 05° W.

También son comunes las areniscas de grano muy grueso y areniscas con clastos de cuarzo tamaño gránulo, flotando en una matriz arenosa de grano medio, todas ellas fuertemente cementadas por sílice.

En cuanto a las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, en esta sección es común la presencia de laminación paralela (**figura 5.5**), mayormente en estratos de areniscas de grano medio, también es ocasional la presencia de laminación y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (**figura 5.6**), con una orientación aproximada 25° NW medida bidimensionalmente.

Las estructuras sedimentarias de carácter orgánico presentes son las horadaciones verticales tipo *Skolithos* (**figura 5.7**), aunque la influencia orgánica más importante sobre la secuencia es bioturbación sin diferenciar que conduce a la destrucción total o parcial de la laminación (**figura 5.8**)

A mayor escala se observa en la secuencia algunos patrones de sedimentación granocrecientes hacia el tope.

El espesor total de la sección producto de la correlación de la dos columnas estratigráficas involucradas es de 321 m, aunque cerca de un 60 % de este espesor lo constituyen una serie de cubiertos presentes entre paquetes de estratos.

5.2.3.- Sección cerro El Coco (C)

- Ubicación y extensión

La sección estratigráfica estudiada se encuentra ubicada en la ladera norte de la fila cerro Corazón, que se muestra disectada en una serie de estribaciones. Esta sección específicamente se encuentra en la estribación central, ubicada justo al norte del cerro El Guamo y las antenas repetidoras. (**figura 5.1**)



Figura 5.7: Detalle en estrato ubicado en el tope de la sección levantada en la carretera Urica - antenas repetidoras, mostrando los colores de meteorización típicos de estas rocas y las horadaciones mayormente verticales presentes en ella. Rumbo de la foto S 55° E .



Figura 5.8: Areniscas cuarzosas de la Formación Los Jabillos, con laminación cruzada de bajo ángulo, parcialmente destruida por la intensa bioturbación. Rumbo de la foto: N 50° E.

El acceso a esta zona se hace por medio de un vehículo de doble tracción, desde el pueblo de Urica hasta las antenas repetidoras, ubicadas en el cerro El Guamo, para posteriormente emprender una caminata en sentido norte por espacio de unos 35 minutos.

- Características Generales

Constituye una sección muy discontinua con escasos afloramientos y bloques de roca dispersos, al igual que otras secciones estudiadas en el área de trabajo. La orientación en los planos de estratificación es N 60° E / 17° N, los cuales se manifiestan en las imágenes de sensores remotos como trazas bien definidas. (**figura 6.7**)

- Estratigrafía (ANEXO 5)

La sección levantada está constituida por un cuerpo calcáreo con un espesor inferido de 10 m, sobre el cual descansa una secuencia arenosa de 220 m de espesor. El intervalo calcáreo basal no se presenta como afloramientos continuos sino en bloques *in situ*. Este intervalo está constituido por calizas fosilíferas duras y muy cementadas, destacándose los abundantes restos de bivalvos. Este intervalo calcáreo está presente al sur del cerro El Coco en una zona ligeramente deprimida, que constituye un abra.

La secuencia arenosa suprayacente al intervalo antes mencionado está constituida por: areniscas cuarzosas cementadas, de color blanco grisáceo que meteorizan a colores pardo rojizo, de grano medio a grueso, mal escogidas y con presencia de clastos tamaño gránulo. Los estratos son tabulares y presentan espesores métricos.

La única estructura sedimentaria de ordenamiento interno presente es la laminación paralela, mientras que las estructuras de carácter orgánico son abundantes, destacando las horadaciones verticales del tipo *Skolithos* y la bioturbación sin diferenciar, presente en proporciones moderadas a abundantes.

5.3.- Sección Estratigráfica del Flanco Sur de cerro Corazón

El flanco sur del anticlinal cerro Corazón se encuentra prácticamente borrado por la erosión, sin embargo, una sola sección estratigráfica pudo ser levantada en las adyacencias del cerro Punta de Piedra. (**figura 5.9**)

5.3.1.-Sección Qda. Morrocayos (D)

- Ubicación y Acceso

La quebrada Morrocayos se encuentra ubicada entre la ladera sur de cerro Corazón y la ladera norte del cerro Punta de Piedra (ANEXO 1), por lo cual tiene una orientación aproximada este – oeste y recibe aguas de los tributarios que descienden de ambas laderas. La sección de estudio se localiza aguas arriba en la quebrada y se encuentra muy próxima al cerro Punta de Piedra.

El acceso a la quebrada se debe hacer por medio de un vehículo doble tracción, a través de la carretera entre el pueblo de Urica y el caserío de El Rosario, desde donde se toma otra carretera de tierra hacia el hato El Totumo en sentido norte y luego de aproximadamente 1,5 km, un desvío en sentido oeste que conduce a un camino de tierra paralelo a la quebrada Morrocayos, y luego de transitar 1 km en vehículo y cerca de 15 minutos de caminata divisar el lecho de la quebrada y los afloramientos.

- Características Generales

La secuencia estratigráfica levantada en la quebrada Morrocayos, aflora a lo largo de una *ventana erosional* u *ojal* en las molasas del Cuaternario. Esta sección pertenece al

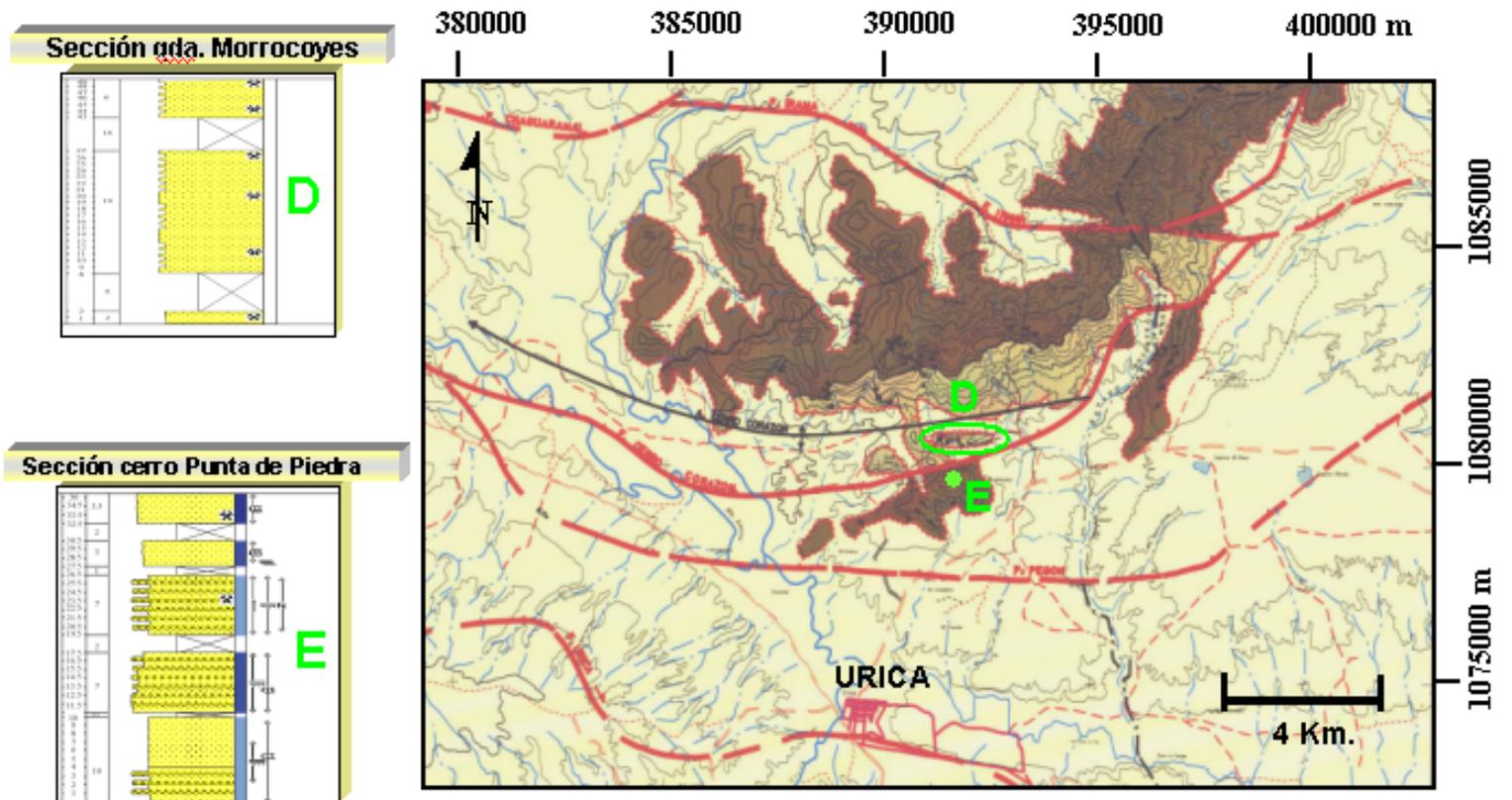


Figura 5.9: Ubicación de la sección estratigráfica correspondientes a el flanco sur del anticlinal cerro Corazón y aquella aflorante en el cerro Punta de Piedra.

flanco sur del anticlinal cerro Corazón, donde los planos de estratificación presentan una orientación promedio N 85° W/ 45° S. (**figura 5.10**)

- Estratigrafía (ANEXO 5)

La sección se encuentra constituida por areniscas aparentemente cuarzosas de grano medio y color gris blanquecino meteorizando a ocre-amarillo, en general presenta un escogimiento moderado.

Los afloramientos están constituidos por estratos tabulares y masivos con espesores métricos y submétricos, intensamente diaclasados, con un promedio de 10 diaclasas por metro, las cuales son casi perpendiculares a la estratificación (**figura 5.11**). En términos generales los afloramientos levantados en esta quebrada exhiben un grado de fracturamiento y diaclasamiento superior a las otras secciones levantadas.

- Correlación con el Flanco Norte del Anticlinal cerro Corazón

Esta sección es correlativa con la parte basal de la columna estratigráfica compuesta levantada en el flanco norte del anticlinal cerro Corazón, específicamente en la parte inferior de la sección levantada en la quebrada Caña Larga.

Las correlación entre las rocas a ambos flancos del anticlinal se hizo tomando en cuenta características mesoscópicas comunes como: la presencia de estratos masivos con escasa presencia de bioturbación y un color beige - amarillento que meteoriza a tonos marrones claros. Las características microscópicas de las rocas en ambas localidades muestran semejanzas y aunque se detallaran más en el capítulo 8 se puede destacar la presencia de areniscas subarcóicas de grano fino.



Figura 5.10: Vista general de los afloramientos en la qda. Morrocoyes, donde afloran estratos de orientación N 85° E/ 43° S que corresponden al flanco sur del anticlinal cerro Corazón. Rumbo de la foto: S 80° W.



Figura 5.11: Estratos de areniscas con orientación $N 85^\circ E/40^\circ S$ en sus planos de estratificación y diaclasas casi perpendiculares a los mismos. Rumbo de la foto: $S 65^\circ W$.

5.4.- Sección Estratigráfica Presente al Sur del Corrimiento cerro Corazón (Anticlinal El Pegón)

Las secuencias aflorantes en el cerro Punta de Piedra corresponden al flanco sur del anticlinal El Pegón, el cual como se detallará en el capítulo 6, solo aflora en el cerro antes mencionado puesto que al norte se encuentra sobrecorrido por la escama cerro Corazón y al sur esta erosionado y cubierto por la sedimentación cuaternaria.

5.4.1.- Sección Punta de Piedra

- Ubicación y Extensión

La secuencia estratigráfica levantada se sitúa en la cima del cerro Punta de Piedra donde las rocas aflorantes constituyen un escarpe, en la ladera norte de este cerro, del cual toma su nombre (ANEXO 1).

El acceso a esta sección puede hacerse de distintas maneras y una de ellas es subiendo la ladera norte del cerro Punta de Piedra desde los afloramientos de la quebrada Morrocayos.

- Características Generales

Constituye la única secuencia estratigráfica continua presente en esta localidad, puesto que en el resto solo hay afloramientos y estratos dispersos.

La sección estratigráfica presenta planos de estratificación con una orientación aproximada E-W/ 8° S donde los estratos buzcan ligeramente al sur (**Figura 5.12**), generando un relieve de cuevas que se manifiesta en una ladera sur de poca pendiente y una ladera norte más pendiente, con escarpes y rampas coluvio-aluviales. (**figura 5.13**)

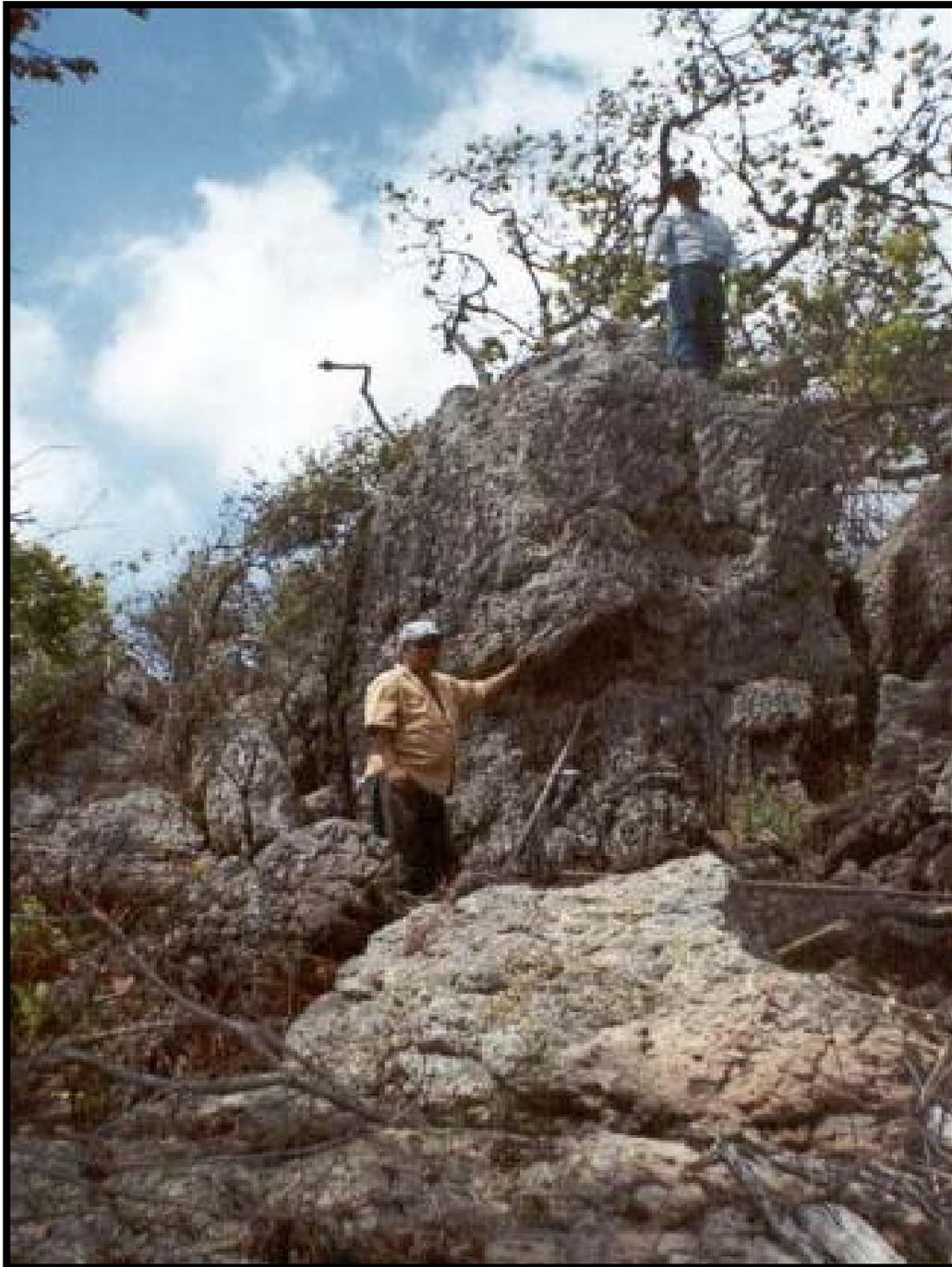


Figura 5.12: Estratos de areniscas cuarzosas en bloques diaclasados, con actitud E-W/ 10° S, correspondientes a la Formación Los Jabillos. Rumbo de la foto: S 25° W.

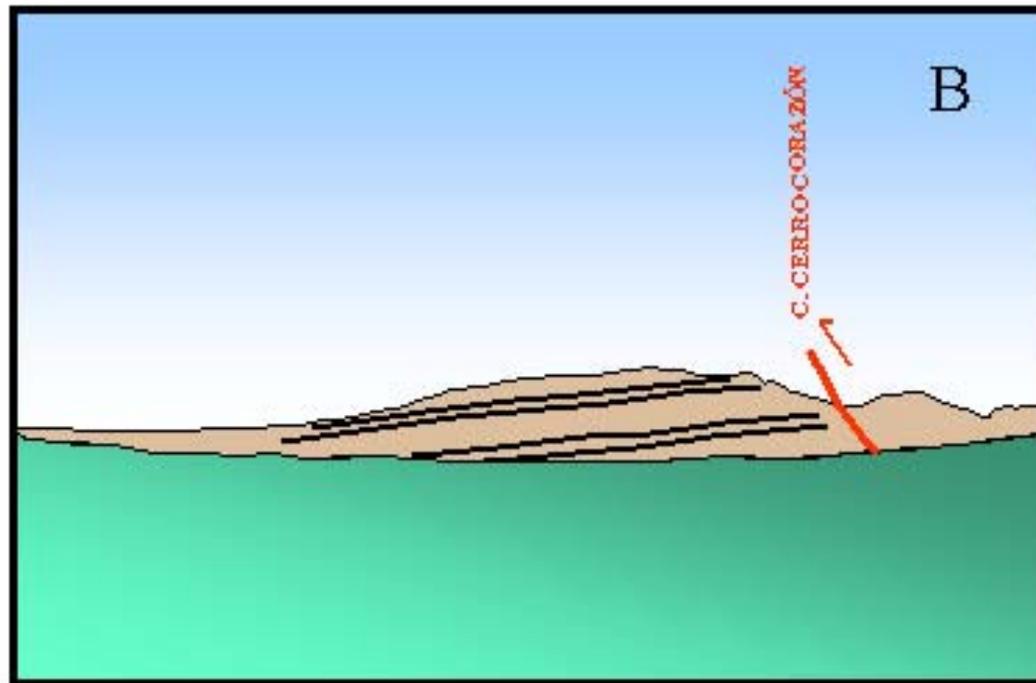
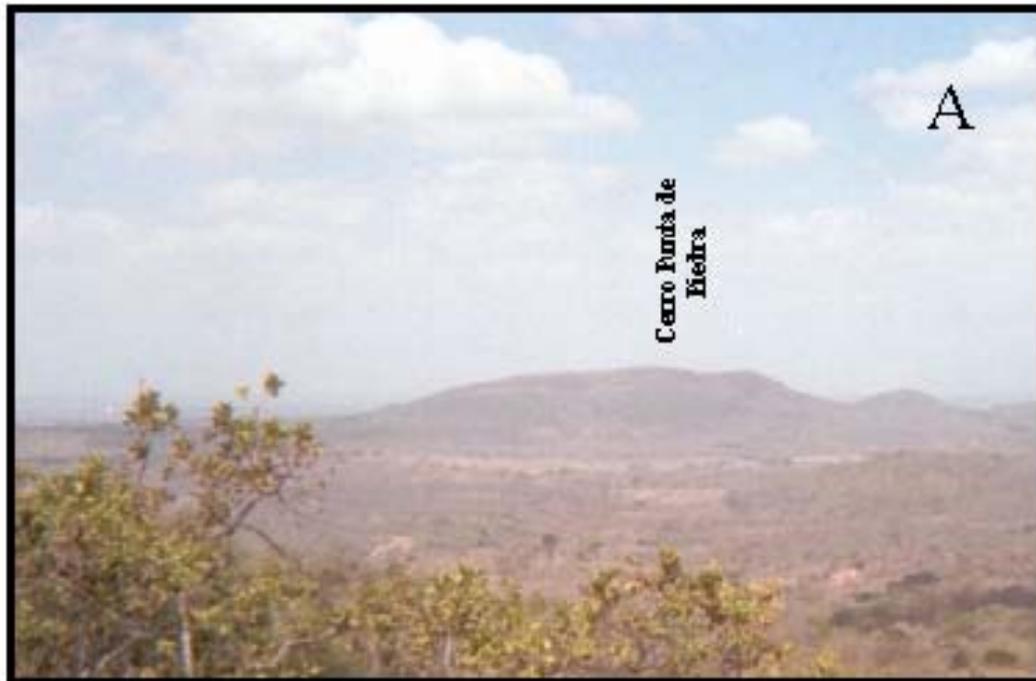


Figura 5.13 : Vista panorámica del cerro Punta de Piedra en sección transversal. **A)** marcada asimetría en su topografía. **B)** interpretación del paisaje, tomando en cuenta la sección levantada en el tope del cerro. Rumbo de la foto: S 75° W.

- Estratigrafía (ANEXO 5)

La sección, al igual que las demás, es eminentemente clástica y está constituida por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, con frecuencia subconglomeráticas, de color blanquecino que meteorizan a colores pardo-rojizo. En general las rocas exhiben un escogimiento de moderado a malo y una buena redondez, lo cual es evidente en areniscas de grano muy grueso.

En cuanto a las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, la laminación y estratificación cruzada es muy abundante (**figura 5.14**) y en ella se alternan granulometrías gruesas (subconglomeráticas) y medias entre los planos de estratificación-laminación cruzada (*foreset*), aunque la laminación paralela en menor proporción también está presente.

La influencia de la actividad orgánica sobre la secuencia sedimentaria es importante, observándose ocasionales horadaciones verticales del tipo *Skolithos* (**figura 5.14**). Además la bioturbación sin diferenciar es responsable de la destrucción parcial y en algunos casos total de la laminación y otras estructuras de ordenamiento interno dentro de la secuencia en estudio (**figura 5.15**).

El espesor de la secuencia levantada es de 36 metros y ella se distingue de las secciones levantadas en la ladera sur de cerro Corazón por los niveles de oxidación tan importantes.

5.4.2.-Correlación de la sección del cerro Punta de Piedra con la sección compuesta de cerro Corazón

La sección estratigráfica levantada en el cerro Punta de Piedra, se cree que es correlativa con la parte más superior de la sección compuesta levantada en cerro

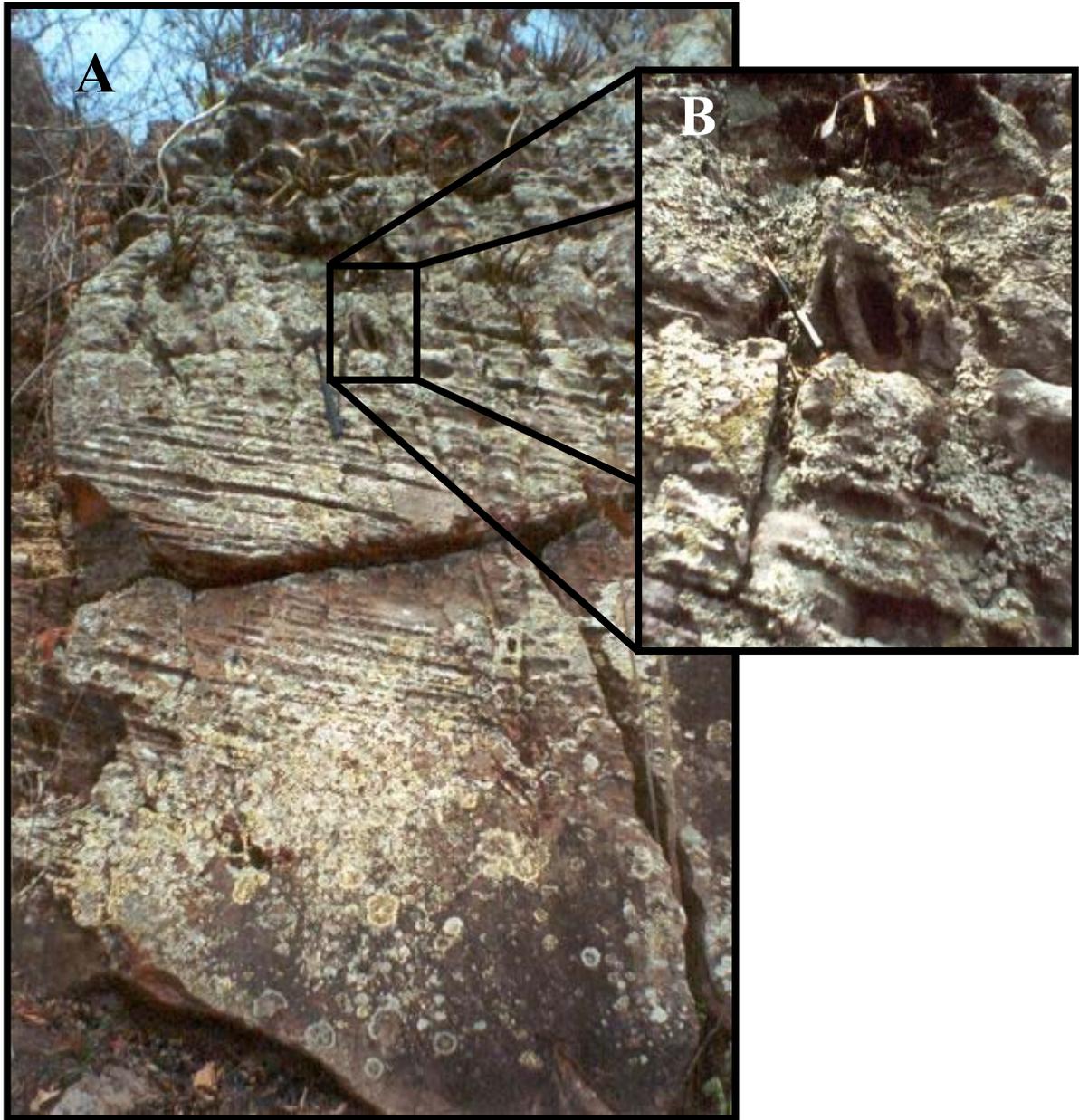


Figura 5.14: Estratos de areniscas cuarzosas en la parte media de la sección cerro Punta de Piedra, donde se destaca la presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo; en algunos casos interrumpida por horadaciones verticales del tipo *Skolithos* como se observa en **B**. Rumbo de la foto: S 45° W.

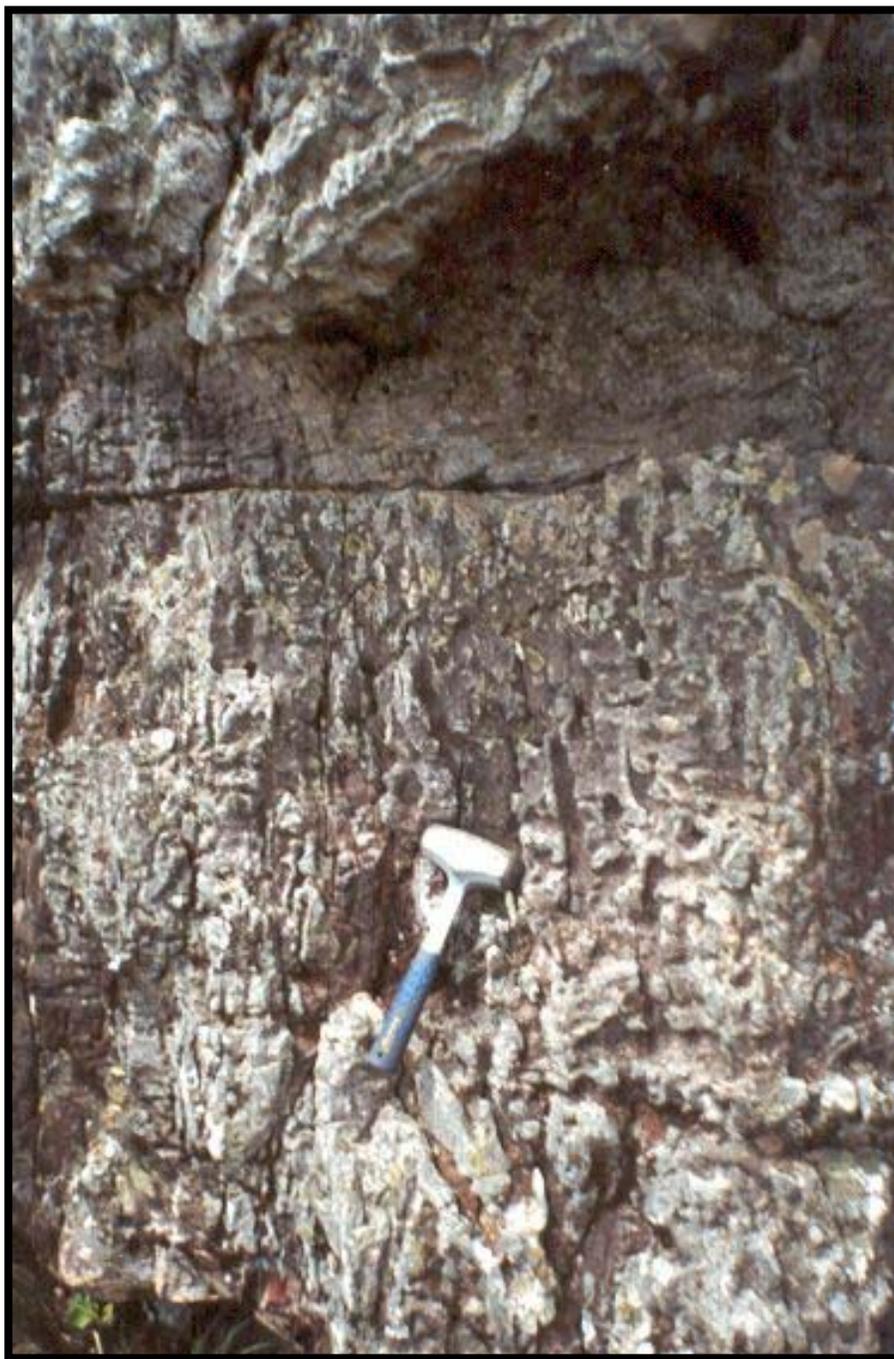


Figura 5.15: Intensa bioturbación en estratos de areniscas ubicados en el tope de la sección del cerro Punta de Piedra, que corresponden a la Formación Los Jabillos. Rumbo de la foto: S 05° W.

Corazón, por encima de la caliza cerro Corazón, sección que aflora en el cerro El Coco (ANEXO 1)

En cuanto a los rasgos de afloramiento es común la presencia de areniscas cuarzosas en estratos métricos, con presencia de abundante bioturbación, laminación paralela y cruzada planar. Las areniscas presentan colores blanco - rojizos que meteorizan a tonos pardo rojizos muy característicos. En cuanto a las características petrográficas comunes destacan: el tamaño de grano medio, el mal escogimiento y la presencia de clastos tamaño grano embebidos en la matriz arenosa. Composicionalmente estas areniscas son cuarzosas y en ellas hay presencia de cuarzo policristalino.

5.5.- Unidades Estratigráficas Informales

La estratigrafía de cerro Corazón está constituida únicamente por la Formación Los Jabillos con un espesor mínimo de 690 metros, en contacto inferior de falla con areniscas de la parte superior de esta misma unidad formacional, y contacto discordante con unidades cuaternarias. Con el empleo de los datos de campo y los análisis petrográficos, que se detallará en el capítulo 8, se establecen dos unidades estratigráficas informales:

5.5.1.- Unidad A

Constituye la unidad inferior de afloramientos escasos y discontinuos de areniscas masivas en su mayoría subarcosas, de grano fino, redondeados, y bien escogidos. En esta unidad las estructuras sedimentarias son poco comunes, tomando en cuenta la escasez de los afloramientos para este intervalo, pero hay escasa presencia de bioturbación sin diferenciar, horadaciones verticales tipo *Skolithos* escasa y laminación paralela en menor proporción. Esta unidad se encuentra en contacto de falla con areniscas cuarzosas infrayacentes y en contacto transicional con la unidad B suprayacente. El espesor total alcanza 268 m. (ANEXO 5 y 9)

5.5.2.- Unidad B

La unidad superior de la Formación Los Jabillos está constituida por areniscas en su mayoría cuarzosas de grano medio, con escogimiento bueno a moderado, siendo éste muy malo hacia el tope de este intervalo. Estas se presentan muy limpias y maduras mineralógicamente. La distribución vertical de estas areniscas en la columna litoestratigráfica muestra patrones de apilamiento granocreciente hacia el tope, en paquetes no mayores a 10 m de espesor.

En cuanto a las estructuras sedimentarias, se observan estructuras asociadas a un régimen de flujo relativamente elevado, tal es el caso de la laminación cruzada de bajo ángulo y la laminación paralela, además de estructuras biogénicas como horadaciones verticales del tipo *Skolithos*.

Esta unidad alcanza un espesor de 427 m y se encuentra en contacto transicional con la unidad A infrayacente, mientras que el contacto superior es discordante con los depósitos molásicos cuaternarios.

Esta unidad presenta un horizonte calcáreo tipo *Packstone* con un espesor estimado de 10 m, constituido por calizas fosilíferas muy duras y bien cementadas que hacia el oeste pasa lateralmente a *Wackstone*. El esqueleto granular de estas rocas lo constituyen fragmentos de moluscos muy retrabajados, así mismo existe abundante recristalización y cementación en estas calizas.

Este nivel carbonático anómalo, se encuentra ubicado entre areniscas cuarzosas muy limpias de la **unidad B**, es decir, marca una interrupción en la sedimentación siliciclástica muy rica en cuarzo. (ANEXO 5 y 9)

5.6.- Edad

La sección de estudio debido a su carácter predominantemente clástico no pudo ser calibrada bioestratigráficamente, puesto que los análisis paleontológicos de foraminíferos, nannoplacnton calcáreo y palinología, practicados sobre dos muestras de limolitas y una de lutita fueron estériles, por lo cual no arrojaron información acerca de la edad de la sección.

La edad fue determinada mediante la correlación de horizontes sísmicos, en transectos sísmicos 2D, próximos a los afloramientos de cerro Corazón, aunado a las características litológicas características de la Formación Los Jabillos, con los cuales se establece una edad oligocena a la sección de estudio.

Los rasgos estructurales en este capítulo son descritos, tomando en cuenta la interpretación de imágenes de sensores remotos, el levantamiento geológico de campo y trabajos realizados con anterioridad en el área.

6.2.- Falla de Urica

La falla de Urica, definida por Rod (1959) como una falla transcurrente dextral, se extiende hacia el noreste, desde el campo de Tácata, hasta el sur de Barcelona, este autor sugiere un desplazamiento de 40 km, evidenciado por las rocas Cretácicas y Miocenas puestas en contacto a ambos lados de la falla (**figura 6.2**). Esta falla es un rasgo estructural anterior al Cretácico, la cual ha tenido momentos de reactivación, especialmente durante la formación de los pliegues y cabalgamientos durante el Mioceno Medio.

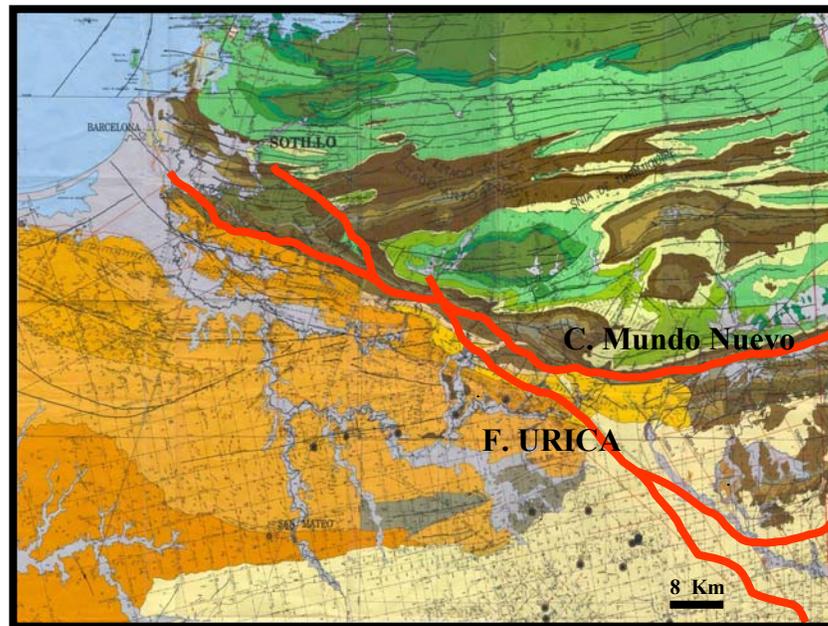


Figura 6.2: Falla de Urica como importante rasgo estructural en el oriente de Venezuela, destacándose el contraste entre las unidades estratigráficas puestas en contacto a ambos lados de la misma.

Rossi (1985), así como Vivas (1985 en Aguasuelos Ingeniería 1991) definieron la falla de Urica con el término **mega rampa oblicua dextral** para describir el borde occidental del conjunto alóctono en la Serranía más el bloque del Pirital. En consecuencia constituye la rampa lateral de los diferentes corrimientos asociados al acortamiento de la Serranía.

Aguasuelos Ingeniería (1991) dividen este importante corredor tectónico a escala regional en dos tramos: un tramo occidental ubicado entre el sur de Barcelona y el río Amana, de rumbo N50 - 60W, donde las fallas y los materiales involucrados se encuentran en superficie. La segunda porción corresponde al tramo oriental, oculto bajo el Cuaternario y con una orientación aproximada N60 - 70W. Además interpretan el sistema de fallas de Urica como un corredor transpresivo que acompaña el desplazamiento de la Serranía del Interior hacia el SSE.

Para Stepham (2001), el sistemas de fallas de Urica podría encontrarse instalado sobre un antiguo “hinge line”, motivado a la ausencia de correlación entre los pliegues de la cuenca molásica y los de la Serranía, así como al arrastre y amortiguamiento de los pliegues a ambos lados del “corredor de Urica”. Según este autor esto solo puede ser explicado suponiendo la presencia de una fuerte discontinuidad mecánica de rumbo NNO - SSE, anterior al plegamiento, entre el dominio molásico y la futura Serranía. Lo más eficiente y común para permitir el plegamiento independiente de cada compartimiento es la presencia de un conjunto de paleofallas normales cretácicas con buzamiento hacia el NE, entre ambos compartimientos, donde el compartimiento de la actual Serranía fue el más subsidente y posteriormente fue invertido.

Singer *et al.* (1998) describen en base a deformaciones recientes, una serie de accidentes frontales WSW - ENE, en el sector conocido como El Merey, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentes NW - SE, en las cercanías del río Amana, asociadas al sistema de fallas de Urica.

La integración de información de superficie y subsuelo hecha por Chaplet (2001), muestra, en consonancia con las evidencias de deformación reciente, que para el área próxima a cerro Corazón y al pueblo de Urica el sistema de fallas de Urica se ramifica en dos fallas principales, un ramal oriental con orientación NW - SE que progresivamente cambia su orientación en una dirección E - W justo al sur del anticlinal cerro Corazón, donde deja de comportarse como una rampa lateral para constituir la rampa frontal o corrimiento. Esta falla fue denominada Falla Pegón por Chaplet (**figura 6.3**). El segundo ramal constituye la falla de Urica *sensu stricto*, que posee una orientación NW - SE y un trazado curvilíneo, que alterna tramos transcurrentes con tramos compresivos, por lo cual podría decirse que en este sector próximo al pueblo de Urica la falla presenta curvaturas transpresivas. Otros autores como Audemard (com pers. 2001), prefieren justificar la geometría como producto de un replegamiento del plano de falla, puesto que la posibilidad anterior exige un plano de falla de muy bajo ángulo. (**figura 6.3**)

La falla o sistema de fallas de Urica ejerce una importante influencia sobre las estructuras próximas a ella, en el caso particular del anticlinal cerro Corazón, se observa un truncamiento de la estructura hacia el oeste, además del arrastre en sentido NE -SW, evidenciado en la imagen de radar de la **figura 6.4**.

6.3.- Anticlinal cerro Corazón

El anticlinal cerro Corazón constituye el punto central de este estudio, y esta estructura ha sido objeto de muchas interpretaciones estructurales, desde los años cuarenta cuando Fichter (1946) describió una estructura anticlinal con una charnela plana en posición horizontal y limbos con pendientes pronunciadas, que dan idea de

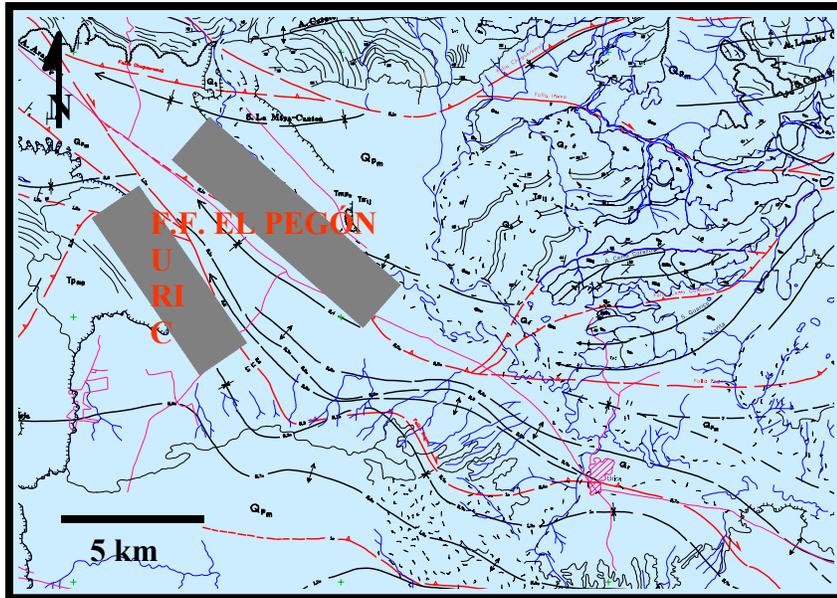


Figura 6.3: Bifurcación de la falla de Urica en dos ramales: un ramal oriental conocido como falla El Pegón y un ramal occidental de trayectoria curvilínea que representa la falla de Urica *sensu stricto* (Tomado de Charlet 2001)

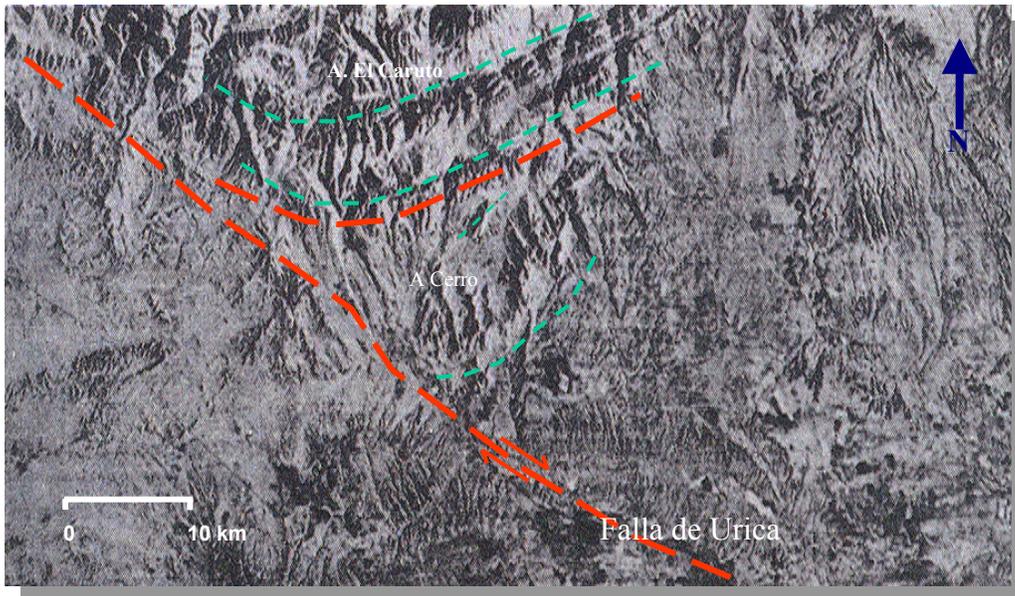


Figura 6.4: Expresión superficial del corredor transcurrente de Urica, observándose el contraste de topografía a ambos lados de la falla, además del arrastre sufrido por las estructuras al este de la misma. Modificado de Imagen de

un estilo de plegamiento encofrado para este pliegue ubicado al norte del poblado de Urica (**figura 6.5a**).

Otros autores como Potie (1989) y Aguasuelos Ingeniería (1991) observaron un anticlinal asimétrico, con un flanco norte largo de baja pendiente y un flanco sur abrupto que necesariamente debía descansar sobre una falla inversa. Estas interpretaciones son más acordes al estilo de deformación compresivo presente en la Serranía del Interior y el subsuelo de Anzoátegui y Monagas, que evidencia transporte tectónico al sur e involucra el corredor de Urica como rampa lateral.

La diferencia entre estas dos interpretaciones radica en el carácter de la falla o cabalgamiento asociado al pliegue, puesto que para Potie (1989) dicha falla es ciega (**Figura 6.5b**), mientras que para Aguasuelos Ingeniería (1991) esta falla corta la secuencia plegada entre el flanco sur del anticlinal y el sinclinal de Guarico al sur, y se encuentra cubierta por molasas (**figura 6.5c**). Esta falla es conocida como falla cerro Corazón.

El levantamiento geológico de superficie reveló la presencia de una estructura mucho más compleja a la interpretada con anterioridad por otros autores. Lo que corrientemente se ha llamado anticlinal cerro Corazón constituye una doble estructura ocasionada por dos episodios de plegamiento de igual vergencia, superpuestos uno sobre otro (**figura 6.6**).

La estructura en cuestión no es más que la imbricación de dos escamas en secuencia, una mas antigua cuyo pliegue descansa sobre la falla cerro Corazón ubicada al norte del cerro Punta de Piedra y otra más joven, cuya falla presenta un nivel de despegue común con la estructura anterior y una rampa más meridional, que levanta y expone en superficie el anticlinal cerro Corazón sometiéndola a erosión. Esta falla es conocida como falla El Pegón según Chaplet (2001) y fue identificada previamente por Singer *et al.* (1998) con base en la deformación de depósitos cuaternarios.

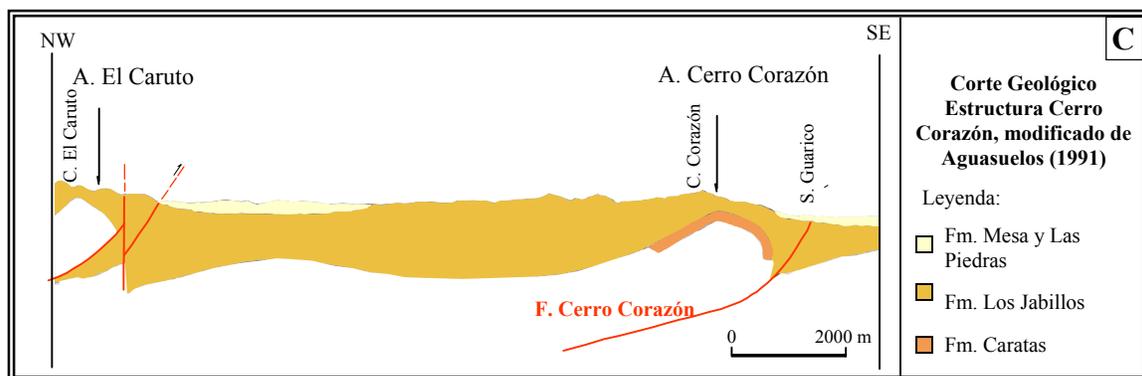
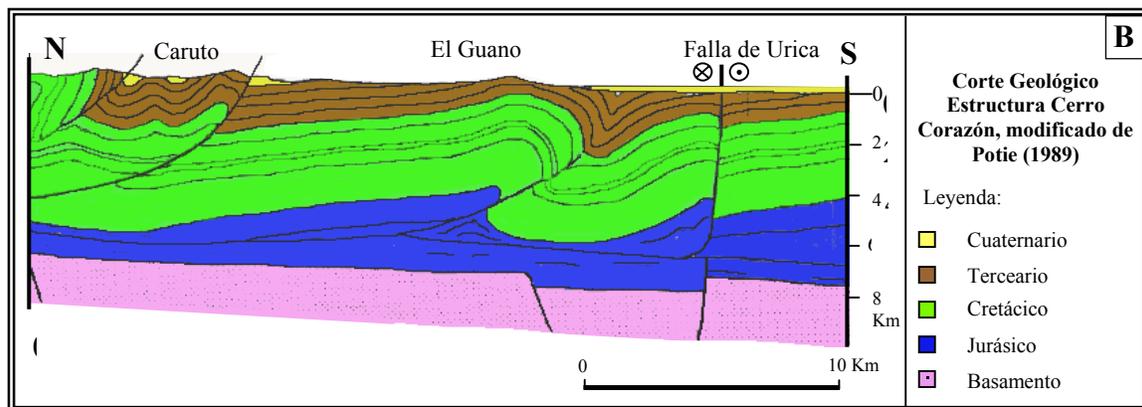
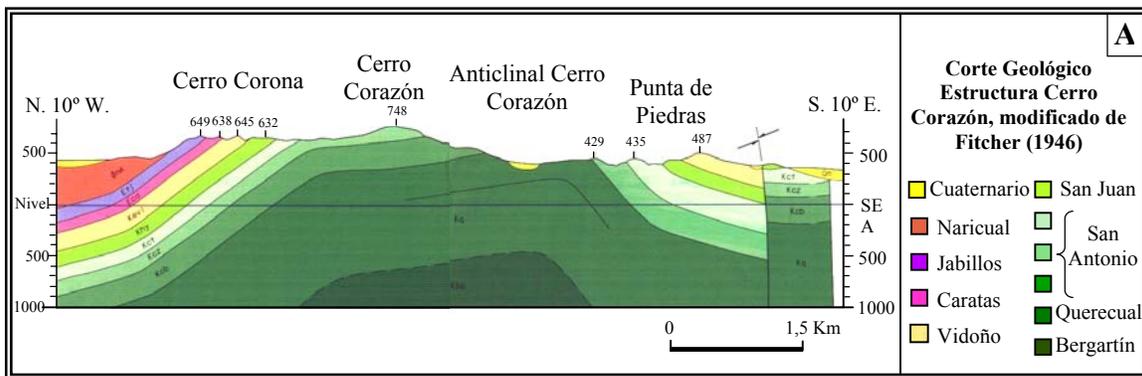


Figura 6.5: Interpretaciones Previas de la estructura cerro Corazón. **A)** corte geológico en dirección NW-SE, propuesto por Fitcher (1946), el cual involucra la estratigrafía Cretácica en los afloramientos de cerro Corazón. **B)** corte geológico propuesto por Potie (1989), destacándose el carácter de la falla sobre la cual cabalga el anticlinal cerro Corazón, la cual no aflora en subsuperficie. **C)** corte propuesto por Aguasuelos Ingeniería (1991) destacándose los grandes espesores de la Formación

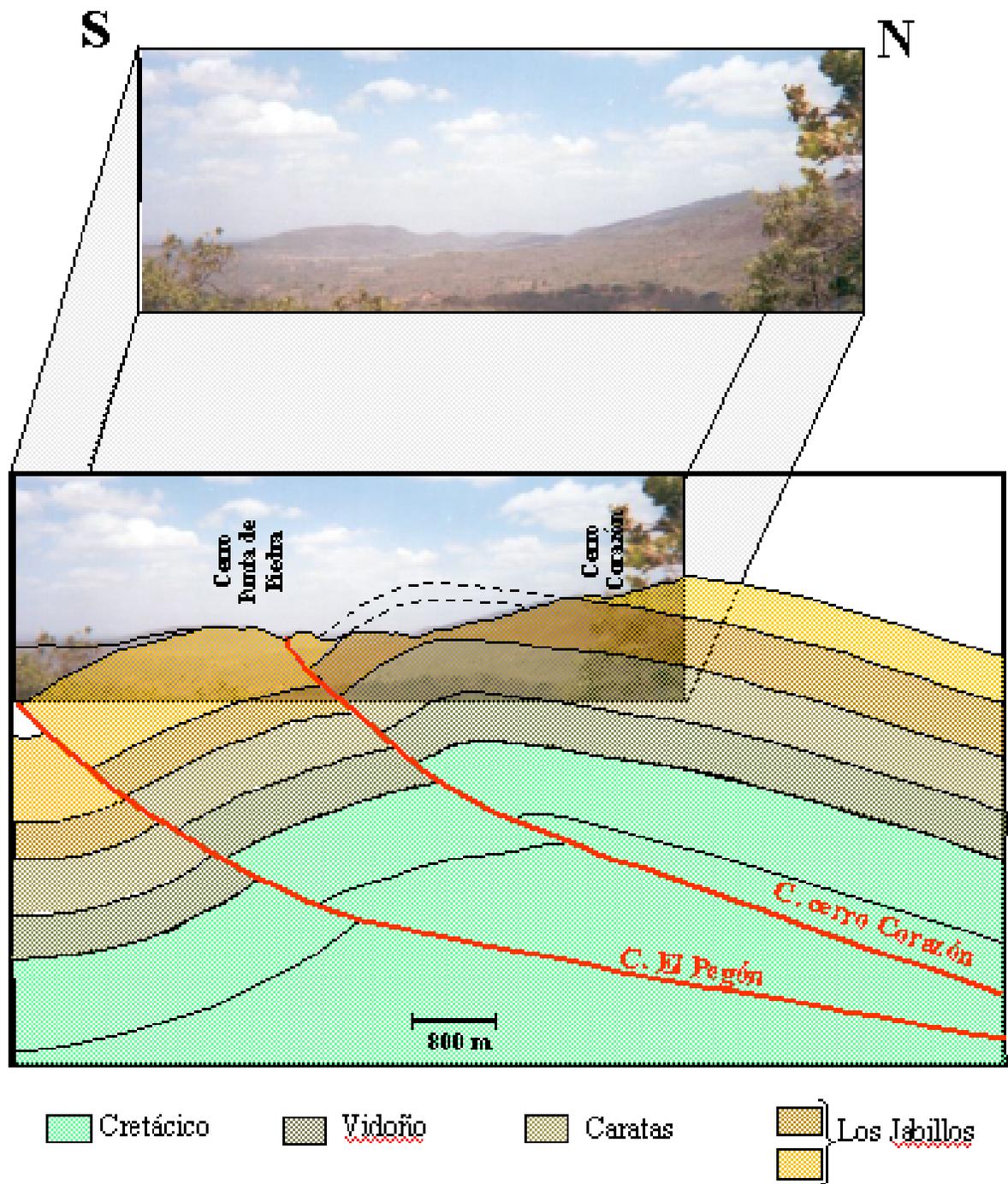


Figura 6.6: Reconstrucción de la estructura cerro Corazón, a partir de la fotografía, donde se muestra una vista transversal de la estructura en cuestión. La fotografía de rumbo S 82 W, fue tomada en la fila Ceiba, ubicada en la porción más oriental del área de estudio. En la reconstrucción se muestra la imbricación de dos escamas: una más antigua y superficial y otra más joven, profunda y más grande, pero poco expuesta en superficie.

Las dos fallas que definen las escamas y la doble estructuración, presentan superficies de despegue común.

6.3.1.- Estructura Somera

En el área de cerro Corazón aflora la escama superficial de la doble estructura, y está compuesta por: un corrimiento conocido como corrimiento cerro Corazón y un anticlinal muy asimétrico, con un flanco norte de pendiente entre unos 10° y 15° , dotado de una gran expresión topográfica y el flanco sur con presencia de pendientes entre 35° y 45° , cuya expresión en superficie se limita a unos pocos afloramientos que se truncan contra la falla cerro Corazón al norte del cerro Punta de Piedra (**figuras 6.7, 6.8** y ANEXOS 2 y 3).

El eje de este anticlinal muestra una orientación $N 70^{\circ} E$ que es truncada al oeste por el corredor de Urica, el cual también rota ligeramente la estructura hacia el norte.

Flanco Norte

El flanco norte de la estructura somera tiene una orientación preferencial $N 73^{\circ} E / 15^{\circ} N$ en la estratificación, que se encuentra aflorando a todo lo largo de la Fila “cerro Corazón”. Su expresión en superficie es importante, sobre todo en la ladera norte de la referida Fila, donde las trazas de estos planos de estratificación se observan en la imagen *Land sat* de la **figura 6.9** .

En la ladera sur de la Fila “cerro Corazón” la pendiente del terreno es mucho más pronunciada, y los estratos buzcan al norte con menor inclinación (subhorizontal) (**figura 6.10**), debido a la proximidad con la zona de charnela del pliegue (ANEXO 2 y 3). Estas capas presentan una orientación preferencia $N 75^{\circ} E / 7^{\circ} N$, que junto a lo escarpado del terreno constituyen una morfología escalonada en las laderas (**figura 5.3. Capítulo 5**), sin expresión visible en las imágenes de sensores remotos.

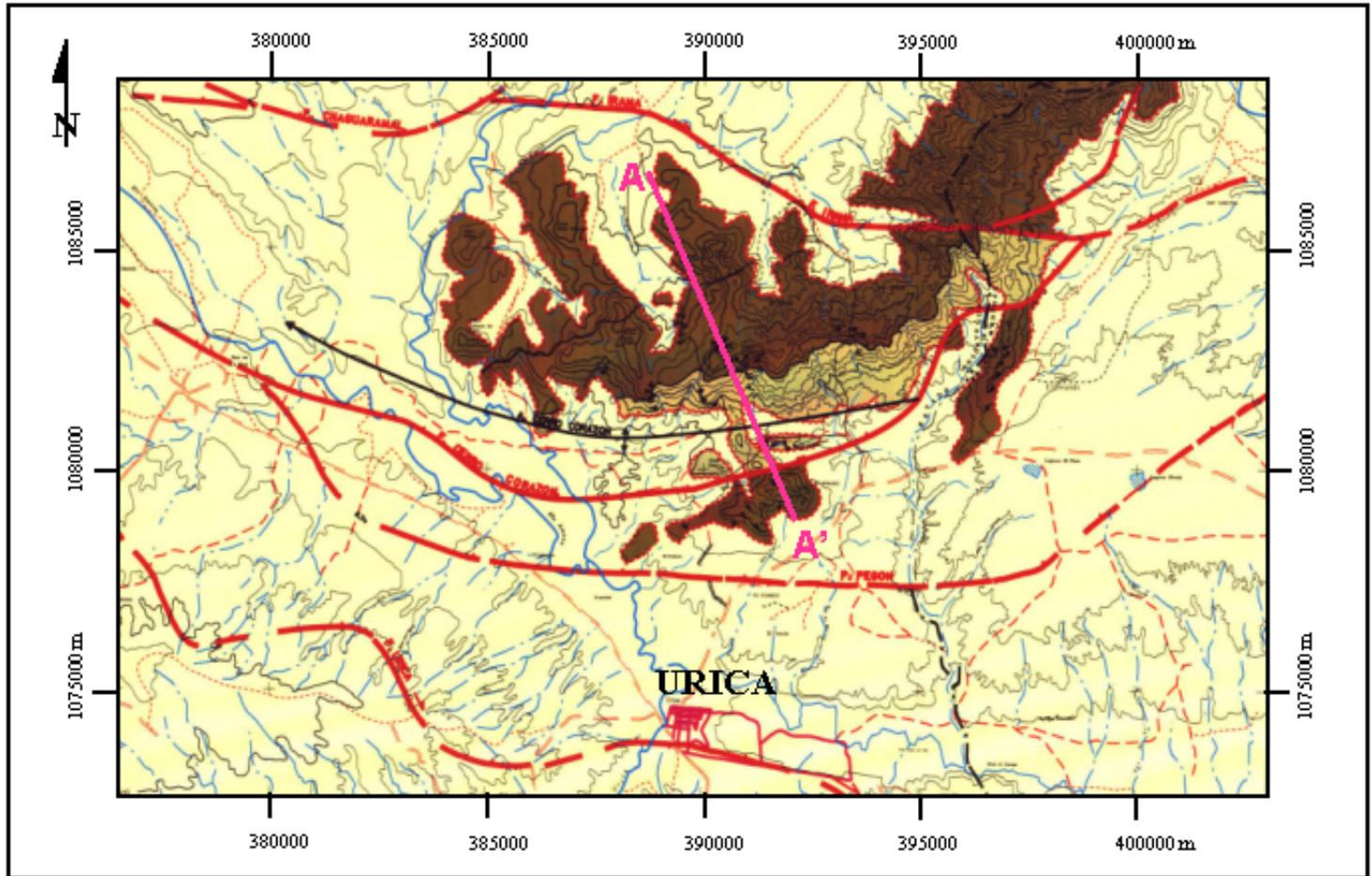


Figura 6.7: Mapa geológico detallado del área cerro Corazón, mostrando la línea de corte A - A'

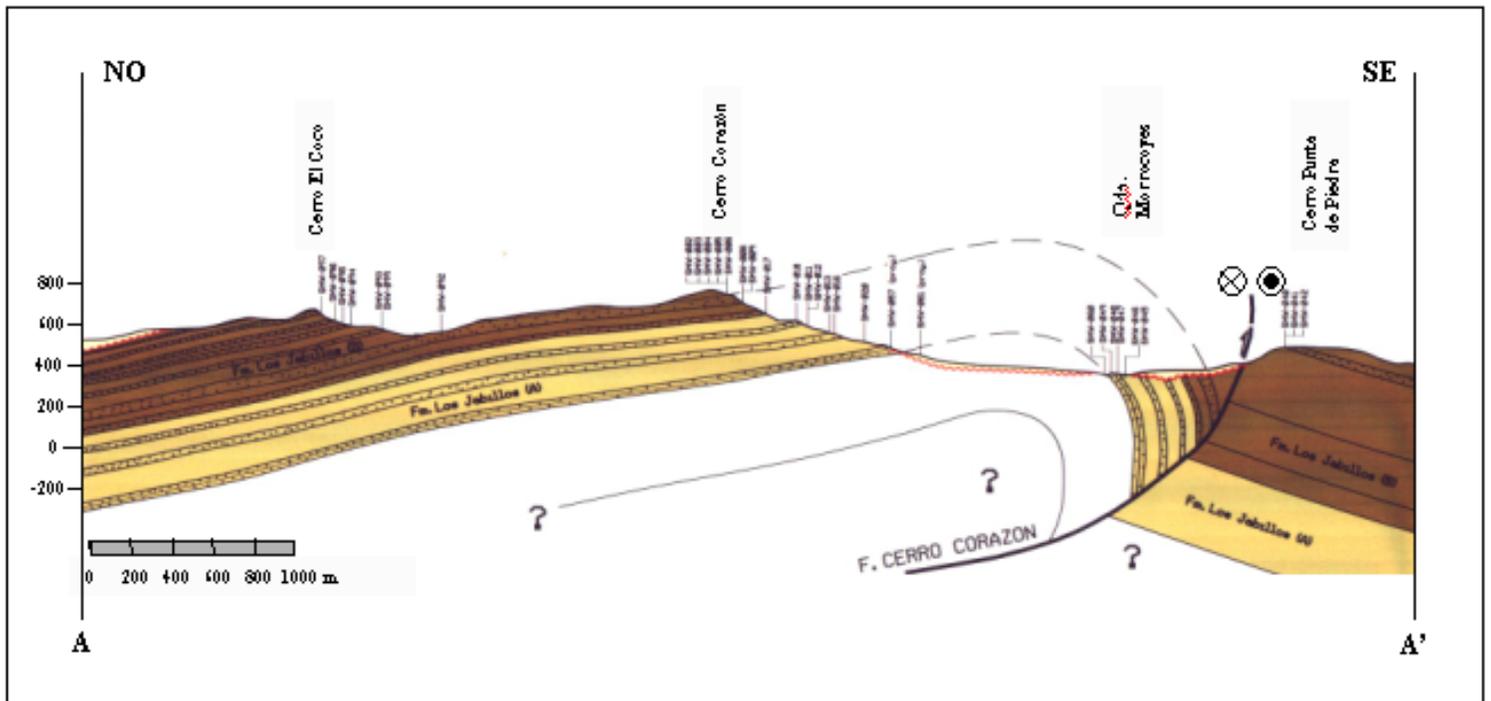


Figura 6.8: Corte geológico A - A' del anticlinal cerro Corazón, ubicado en la figura anterior

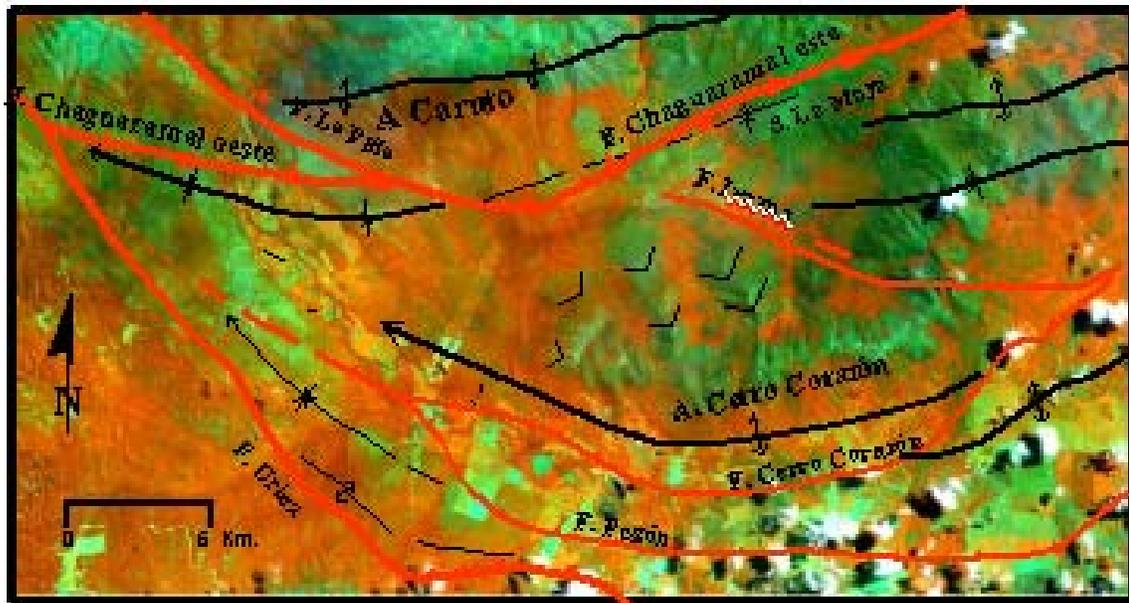


Figura 6.9: Imagen *Landsat* donde se observa la expresión superficial del anticlinal cerro Corazón, en especial el flanco norte, donde las trazas de los planos de estratificación poseen expresión topográfica (trazas negras).



Figura 6.10: Estratos tabulares de areniscas cuarzosas de la Formación Los Ishillos, con orientación $N 75^{\circ} W / 8^{\circ} N$, ubicados hacia la cumbre de cerro Corazón, muy cerca de la antena repetidora. Estos estratos con ligero buzamiento al norte se encuentran en la zona de chamela del anticlinal cerro Corazón rumbo de la foto $N 55^{\circ} E$.

Flanco Sur

El flanco sur del anticlinal superficial se encuentra prácticamente borrado por la erosión y los pocos afloramientos se encuentran restringidos a la qda. Morrocoyes ubicada al norte del cerro Punta de Piedra y muy próximos a la falla cerro Corazón.

Los estratos aflorantes a lo largo de esta quebrada tienen una orientación N 85° E / 40° S y presenta un mayor fracturamiento que los estratos del flanco norte de la estructura (**figura 6.11**).

En cuanto a la expresión geomorfológica el anticlinal cerro Corazón se encuentra prácticamente borrado por la erosión en su charnela y flanco sur, por lo que desde el punto de vista geomorfológico puede ser considerado como una comba de flanco, pero el resto de la topografía es concordante con la estructura (**figura 6.6**)

6.3.2.-Corrimiento cerro Corazón

El corrimiento cerro Corazón individualiza la escama de la estructura cerro Corazón, con respecto a la estructura El Pegón. Se ubica al sur de cerro Corazón y al norte del cerro Punta de Piedra, donde la rampa frontal presenta una orientación preferencial N 80° E y una traza en superficie (**Figura 6.12a**) entre los cerros Caro y Punta de Piedra, donde la observación de espejos y estrías de falla dan idea de un movimiento predominantemente inverso con una pequeña componente de movimiento transcurrente dextral (**Figura 6.12b**).

Hacia el oeste de la localidad antes mencionada, en las proximidades de la confluencia de los ríos Tucuyucual y Amana, la traza de la falla se encuentra en subsuperficie cubierta por sedimentos cuaternarios. En esta localidad el corrimiento cerro Corazón es truncada por uno de los ramales del corredor de Urica, denominado corrimiento El Pegón por Chaplet (2001)(ANEXOS 2 Y 3).



Figura 6.11: Estratos tabulares muy diaclásados de areniscas aflorantes en la margen derecha de la qda. Momrococes, que corresponden al flanco sur de la estructura superficial de cerro Corazón, los planos de estratificación presentan una orientación $N 85^{\circ} E / 43^{\circ} S$. Rumbo de la foto: $S 80^{\circ} W$.

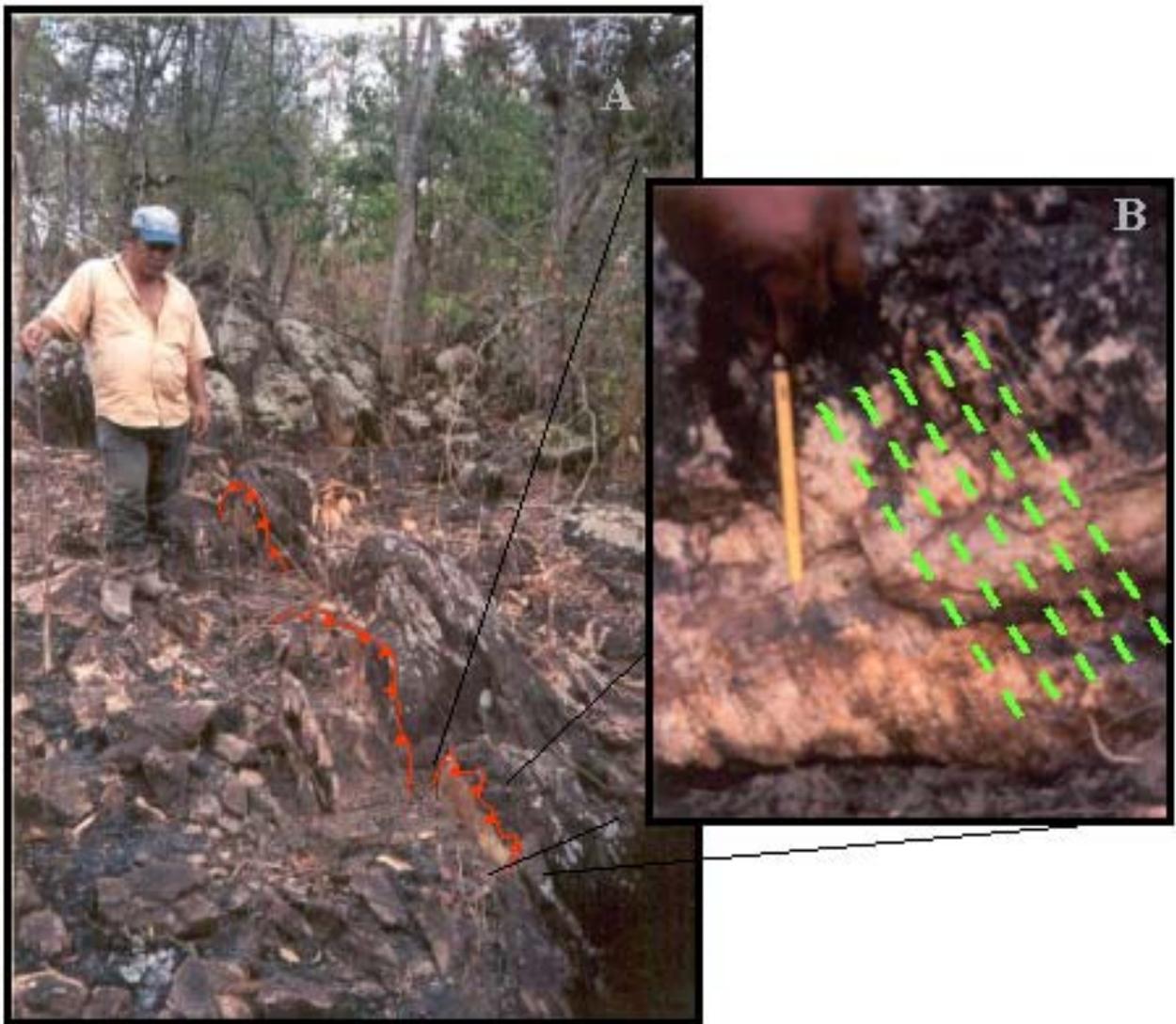


Figura 6.12: Expresión superficial de la traza de la falla Cerro Corazón en la ladera sur del cerro Caro ubicado al NW del cerro Punta de Piedra. El plano de falla exhibe una orientación este - oeste. **A)** espejos de falla en estratos en posición subvertical debido a la deformación concentrada en esta zona. **B)** detalle de espejos de falla, destacándose estrias con $\text{pitch} = 65^\circ \text{NW}$, lo que da idea de un movimiento predominantemente inverso con cierta componente sinistral.

El corrimiento cerro Corazón al este del cerro Punta de Piedra toma una orientación N 40° E y luego de pasar al norte de la fila Ceiba entra en contacto con la falla Aparicio de orientación N 80° E. En este tramo oriental del corrimiento cerro Corazón, la traza también se encuentra cubierta en su mayor parte por la sedimentación molásica del cuaternario.

El desplazamiento o acortamiento asociado al corrimiento cerro Corazón es moderado, puesto que en el salto de falla aflorante, se pone en contacto areniscas correspondientes a la parte basal de la Formación Los Jabillos sobre areniscas de la parte superior de la misma Formación.

- **Diaclasas**

El estudio de las diaclasas se fundamenta en la proyección estereográfica de todos los polos de los planos de diaclasas, a partir de los cuales se construyen diagramas de rosas y diagramas de densidad para cada flanco del anticlinal

El flanco norte de la estructura concentra la mayor densidad en mediciones de diaclasas debido a la mayor abundancia de afloramientos, sin embargo la frecuencia de diaclasas es de 2 por metro aproximadamente y estas se presentan en su totalidad abiertas.

Las diaclasas en el flanco norte de la estructura, pueden agruparse en dos familias, una con tendencia a orientarse en dirección norte - sur y otra cuyos rumbos se aproximan a la dirección este - oeste. Ambos sistemas en su mayoría son subverticales como se observa en la proyección estereográfica de los polos de las diaclasas del flanco norte del anticlinal. (**figura 6.13a**)

La representación estadística de distribución de los polos de las diaclasas por medio del diagrama de rosas (**figura 6.13b**) y el diagrama de densidad de polos (**figura 6.13c**) revela la presencia de dos direcciones principales de diaclasamiento, una de rumbo N 25° W y otra de rumbo N 83° E.

En flanco sur de la estructura la abundancia de datos de diaclasas es mucho menor debido a la escasez de afloramientos y la intensa erosión, sin embargo, la frecuencia de diaclasas en este sector es de 6 por metro, debido a una mayor intensidad de fracturamiento en áreas cercanas al corrimiento cerro Corazón.

La representación estereográfica de los polos de diaclasas para el flanco sur de la estructura, a pesar de la escasez de datos presenta una tendencia muy similar a las diaclasas correspondientes al flanco norte (**figura 6.14a**). Además, la representación estadística por medio de diagramas de rosas y de densidad (**figura 6.14 b y c**) muestran exactamente las mismas direcciones preferenciales en las dos familias de diaclasas presentes.

Un tercer sistema de diaclasas, no representado en los estereogramas, fue observado tanto en el flanco norte y sur de la estructura. Estas diaclasas son paralelas a la estratificación y reciben el nombre de *banking planes*, según Audemard (*com pers.* 2002) y su origen está asociado a levantamientos y descompactación de la sección.

La presencia de estos sistemas de diaclasas en el subsuelo, podrían favorecer la migración y acumulación de fluidos en niveles estratigráficos inferiores.

6.3.3.- Estructura Profunda

La mayor parte de esta escama tectónica carece de expresión en superficie y los escasos afloramientos están restringidos al cerro Punta de Piedra donde hay presencia de estratos correspondientes al flanco sur de esta estructura profunda (**figura 6.6**).

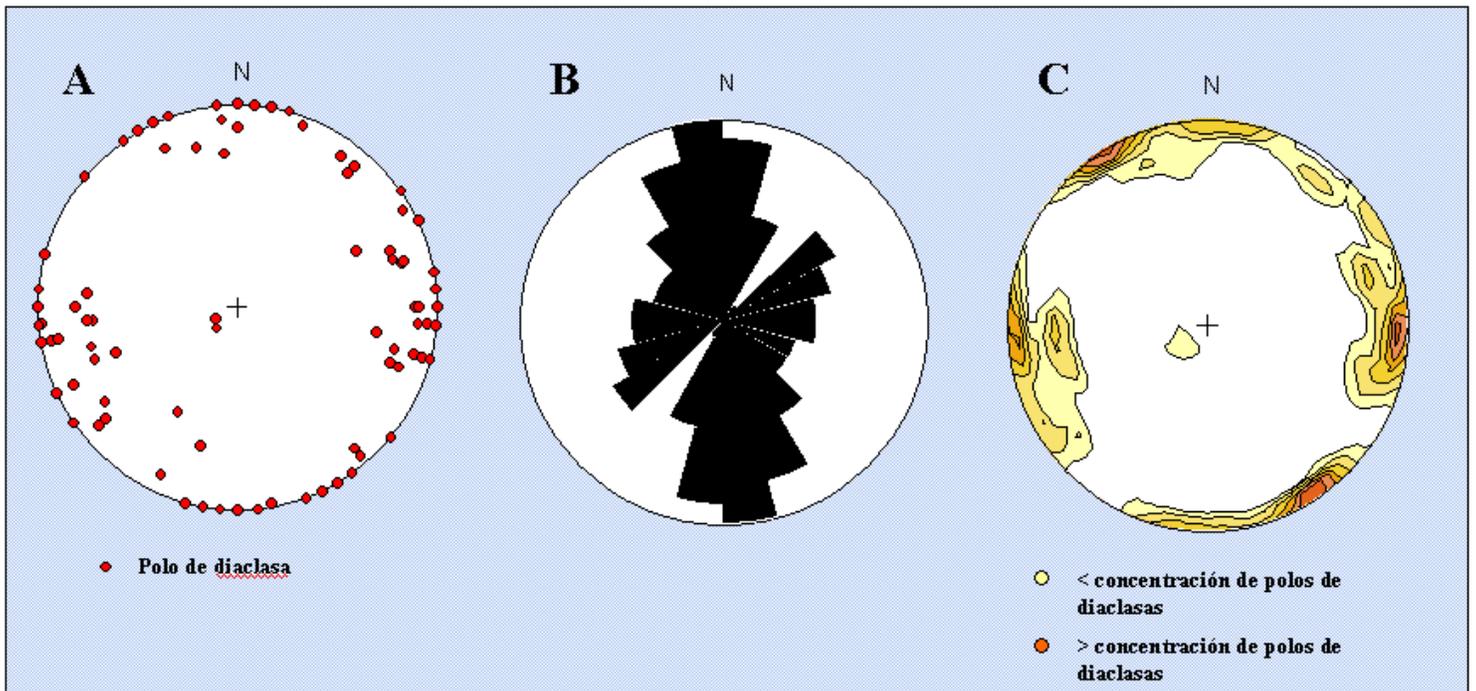


Figura 6.13: Diaclasas correspondientes al flanco norte de la estructura somera cerro Corazón. **A)** proyección estereográfica de los polos correspondientes a las diaclasas. **B)** diagrama de rosa correspondiente, mientras que en **C** se presenta un diagrama de concentración de polos.

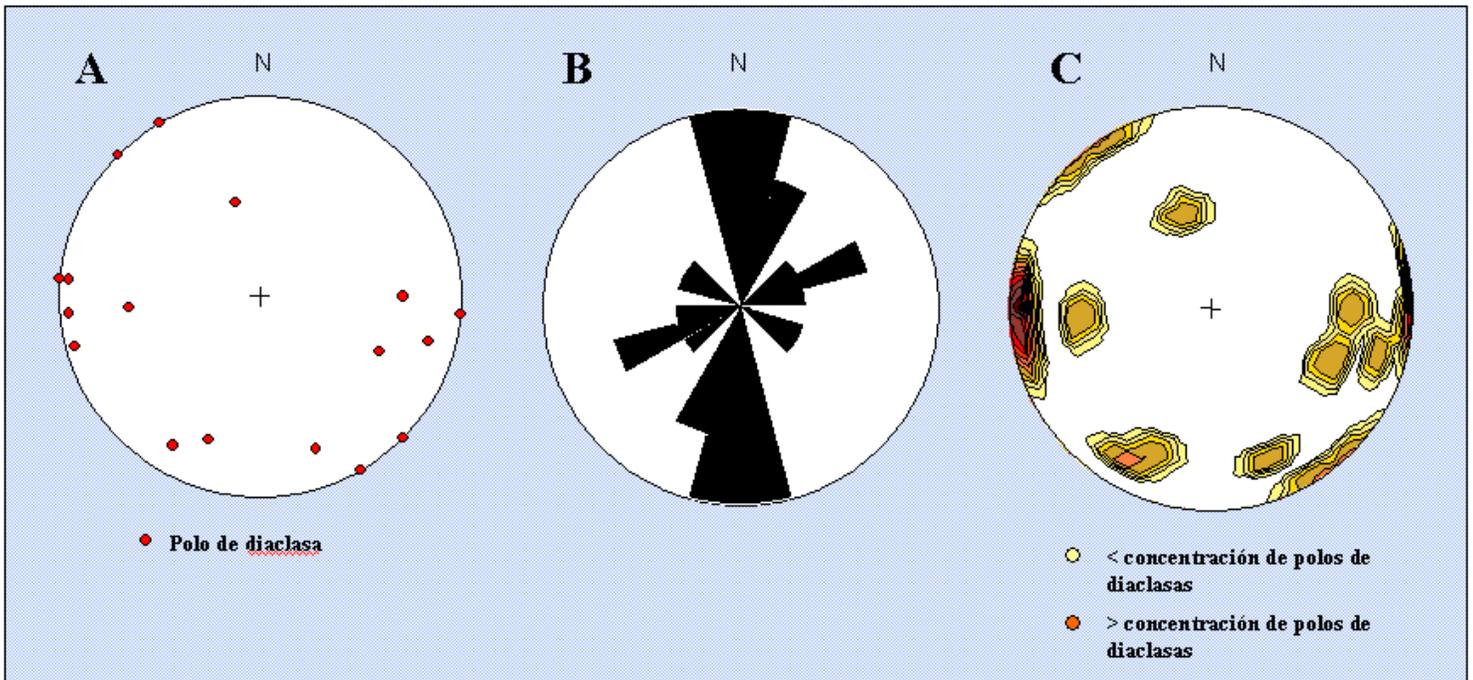


Figura 6.14: Diaclasas correspondientes al flanco sur de la estructura somera cerro Corazón. **A)** se muestra la proyección estereográfica de los polos correspondientes a las diaclasas. **B)** diagrama de rosa correspondiente, mientras que en **C** se presenta un diagrama de concentración de polos.

La falla sobre la cual cabalga el pliegue, levantando la estructura somera antes mencionada se encuentra sellada por sedimentos molásicos cuaternarios y fue denominado corrimiento El Pegón, por Chaplet (2001), con el uso de sísmica 2D. En cuanto al flanco norte del pliegue en la estructura profunda, se encuentra bajo el despegue de la falla cerro Corazón y el pliegue somero asociado a ésta.

6.4.- Falla Chaguaramal

Aguasuelos Ingeniería (1991) la definen como una falla inversa y transcurrente dextral de rumbo N 80° E. Sigue el flanco sur del anticlinal de Caruto desde el río Amana al oeste, hasta la Mesa de San Juan al este. Trunca las capas de rumbo N 50° E del flanco norte del anticlinal de cerro Corazón (al este del río Tucuyunal). Esta falla combina un levantamiento del bloque norte y su desplazamiento relativo hacia el este.

Además, según los mismos autores esta falla hacia el oeste se conecta con la falla Urica - Norte; mientras que hacia el este se une con el corrimiento de Mundo Nuevo.

Chaplet (2001), en su mapa integrado superficie - subsuelo visualiza la falla Chaguaramal como una estructura mucho más compleja, que en términos generales es una falla inversa de orientación NE - SW ubicada al sur del anticlinal Caruto y al norte del anticlinal cerro Corazón, la cual se prolonga más al oeste hasta entrar en contacto con el sistema de rampas laterales de Urica. Sin embargo, en detalle la falla de Chaguaramal se encuentra disectada por una falla transcurrente dextral de rumbo N 60° W llamada falla La Piña, la cual disloca la falla Chaguaramal, separándola en dos porciones, una occidental de orientación N 80° W, sometida al arrastre de la falla de Urica y una oriental de orientación aproximada N 30° E rotada hacia el sur por el desplazamiento de la falla La Piña (**figura 6.9**).

La observación de imágenes de sensores remotos muestran contrastes entre la topografía de las filas donde aflora el anticlinal Caruto y las planicies al norte del

anticlinal cerro Corazón entre los ríos Amana y Tucuyucual, lo cual es una evidencia de la presencia de la falla. Además, el truncamiento en los estratos de pequeños relieves al NE del río Irama contra el flanco sur del anticlinal Caruto constituyen una evidencia concluyente (**figura 6.9**).

6.5.- Sinclinal La Moya

El sinclinal La Moya es una estructura que se encuentra ubicada inmediatamente al sur de la falla o corrimiento de Chaguaramal y al norte del anticlinal cerro Corazón, con el cual mantiene concordancia en la estratigrafía oligo - miocena. Esta estructura mayormente se encuentra cubierta por la sedimentación molásica plio - pleistocena.

Chaplet (2001), en su mapa de integración superficie – subsuelo, a través sísmica 2D, observa esta estructura bajo las planicies y mesas ubicadas entre los ríos Amana y Tucuyucual, al noroeste del anticlinal cerro Corazón, donde el eje del sinclinal tiene una orientación casi E-W que en la cercanía a la falla de Urica es ligeramente rotada hacia el norte producto del arrastre de esta falla.

El sinclinal La Moya se ubica al norte de cerro Corazón, y al sur de la falla Chaguaramal en su tramo oriental, cuyo transporte tectónico hacia el sur es mucho mayor que en la porción oeste de la referida falla (**Figura 6.9**).

6.6.- Falla Irama

La falla de Irama se encuentra ubicada al este de cerro Corazón, es una falla transcurrente dextral de orientación N 68° W, que se comporta como rampa lateral de un corrimiento de orientación promedio E - W, el cual en este trabajo se le da el mismo nombre.

La falla Irama fue definida por Chaplet (2001), y se encuentra en su mayoría cubierta por sedimentos cuaternarios entre cerro Corazón y cerro El Caruto, la falla de Irama individualiza una escama superficial y replegada con expresión en superficie, específicamente en el cerro El Cantón, ubicado al este de cerro Corazón, pero, en el capítulo de interpretación de transectos sísmicos se detallará mucho más a cerca de esta estructura.

7.1.- Introducción

En este capítulo se describen las interpretaciones hechas en tres transectos sísmicos 2D, en área de cerro Corazón, con la finalidad de observar la configuración estructural en subsuelo del área cerro Corazón y la disposición de ésta con respecto a estructuras vecinas tanto en la Serranía del Interior como en el subsuelo de Anzoátegui y Monagas. En la **Figura 7.1** se muestra un mapa con la ubicación de los transectos interpretados con respecto a los relieves positivos de cerro Corazón.

Los transectos estudiados fueron interpretados en tiempo para posteriormente ser convertidos a profundidad. La orientación y longitud de los mismos es variable: El transecto **A** posee una orientación N 04° W y una longitud de 42 km, el transecto **B** = (**B₁** + **B₂** + **B₃**) presenta una orientación aproximada N 78° E y una longitud de 71 km, y finalmente el transecto **C** = (**C₁** + **C₂**), con una orientación N 43° W y una extensión de 27 km. El análisis de estos tres transectos aporta una visión tridimensional de la estructura cerro Corazón. A continuación se muestra la descripción detallada de estos Transectos:

7.2.-Transecto A

Para la interpretación de este transecto se empleó la información estratigráfica recopilada por los pozos A y B, que fueron proyectados en una sección adyacente y mediante el amarre con otros transectos y datos de geología de superficie, se llevó la estratigrafía a la línea de interés.

Este transecto a gran escala evidencia la presencia de una imbricación de escamas en secuencia, donde destacan de norte a sur, los corrimientos de Chaguaramal, cerro Corazón, El Pegón, la falla de Urica y el corrimiento de Tala, que constituye la estructura más joven cuyo despegue se interpreta aproximadamente a 3700 ms o a una profundidad de 6.8 km (**figura 7.2 y 7.3**).

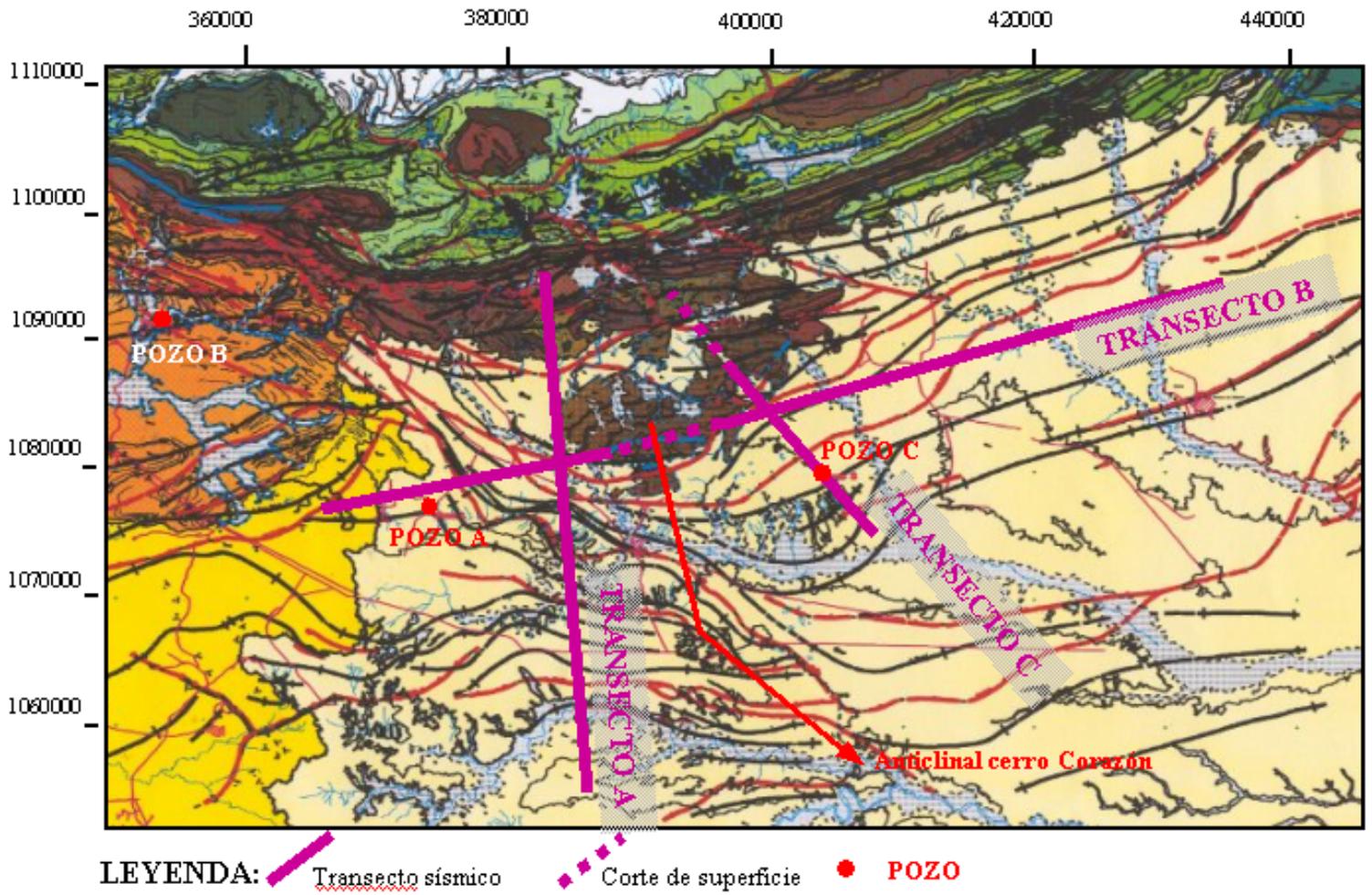
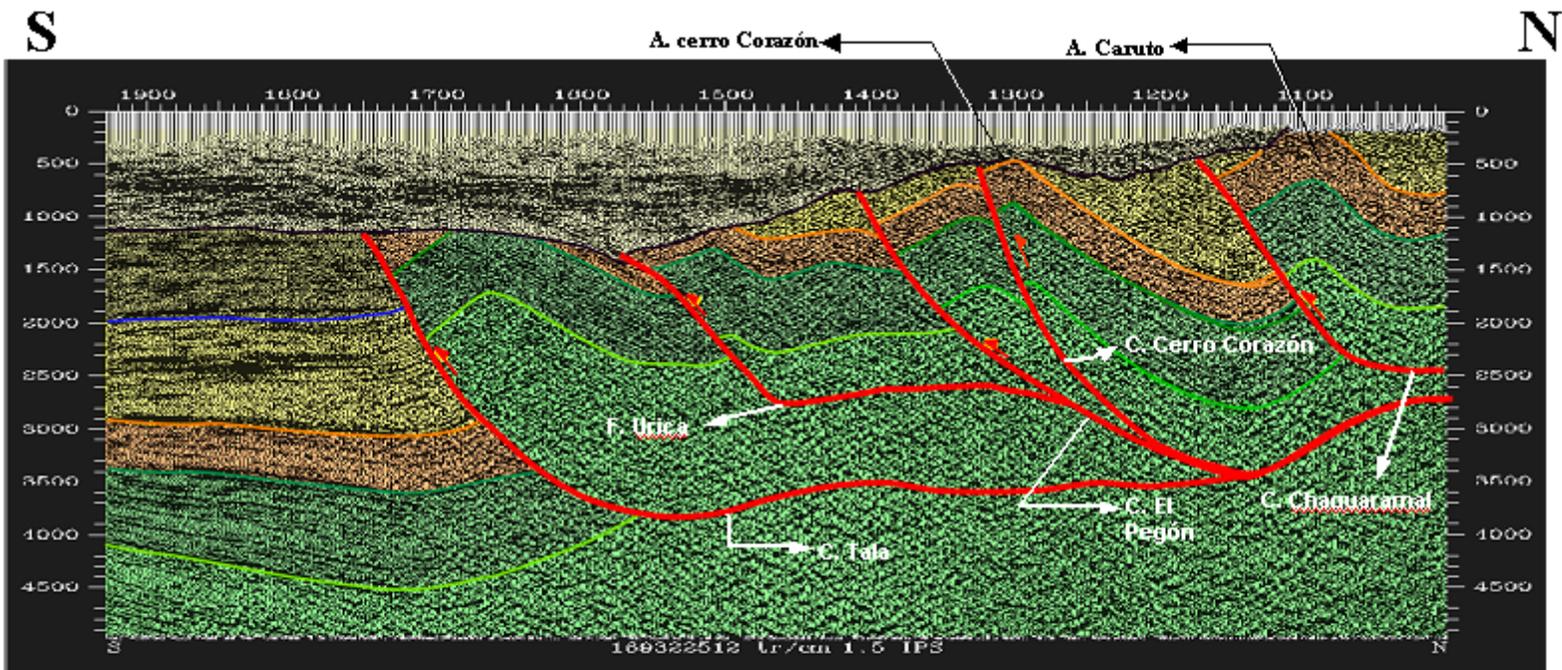


Figura 7.1: Mapa geológico con la ubicación de los transectos empleados



Escala Horizontal: \longleftrightarrow
4035 km

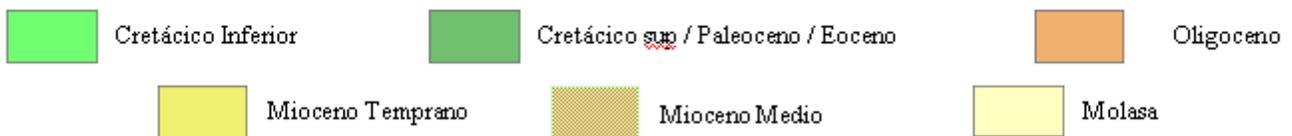


Figura 7.2: Interpretación sísmica en tiempo del trasccto sísmico A, de orientación N - S.

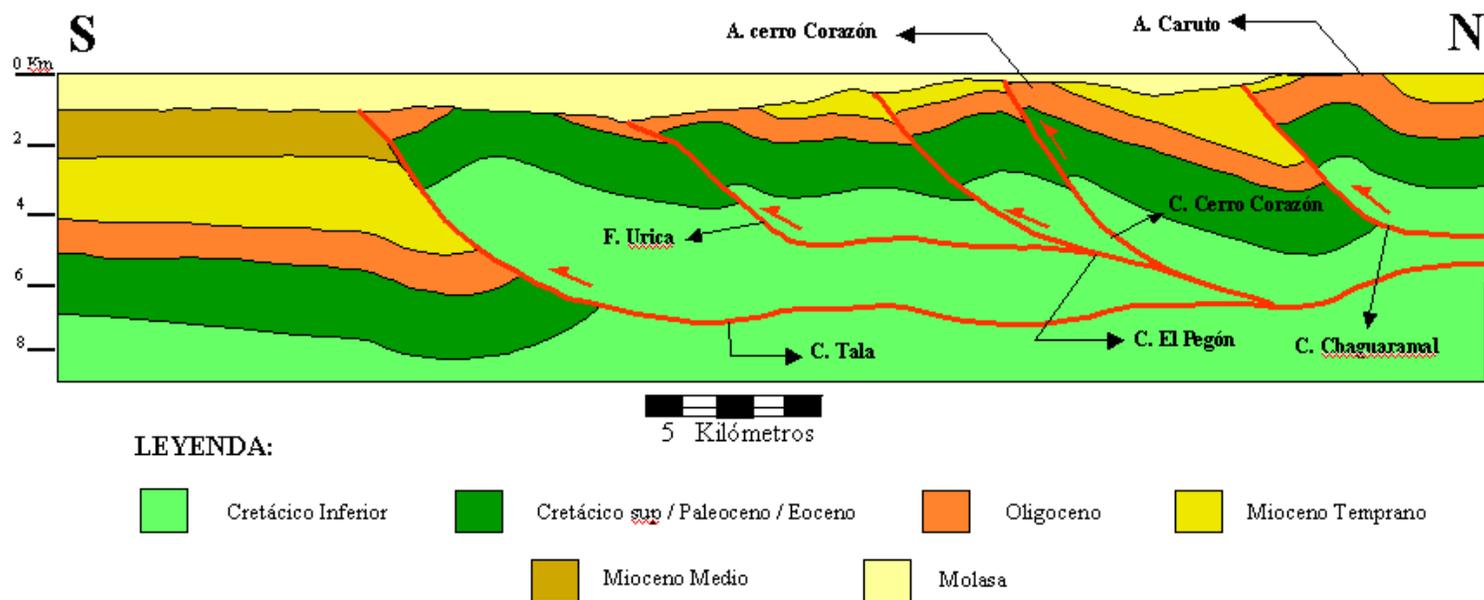


Figura 7.3: Interpretación sísmica en profundidad del transecto sísmico A, de orientación aproximada norte - sur

La estructura de cerro Corazón constituye el objetivo de este trabajo, está ubicada al norte del anticlinal El Caruto y es un pliegue fallado con expresión superficial al este del transecto en cuestión, en los afloramientos de cerro Corazón. El corrimiento asociado lleva el mismo nombre que el anticlinal y presenta un despegue común con las escamas tectónicas adyacentes (**figura 7.2 y 7.3**).

El flanco norte del anticlinal cerro Corazón culmina en una estructura sinclinal, ubicada justo al sur de la falla de Chaguaramal. Este sinclinal es conocido como sinclinal La Moya, y su génesis esta relacionada a los levantamientos de la escama de cerro Corazón producto de la imbricación de escamas más recientes hacia el sur.

Inmediatamente al sur de la estructura de cerro Corazón se encuentra otro pliegue fallado, asociado al corrimiento El Pegón el cual presenta buzamiento norte en su rampa y un despegue común con el corrimiento de Tala (**figura 7.2 y 7.3**).

La escama conocida como El Pegón sobrecorre el sistema de rampas laterales de Urica, caracterizado por presentar un despegue más superficial a 2800 ms y a una profundidad de 4.7 km. Enraizado en el corrimiento El Pegón (**figura 7.2 y 7.3**).

7.3.-Transecto B

El transecto B tiene una orientación N 80° E y está constituidos por dos líneas sísmicas separados por un vacío de información de 11,5 km (**B₂**) coincidente con los relieves positivos de cerro Corazón. El transecto de oeste a este está compuesto por: la línea sísmica **B₁** con una extensión de 21 km y el transecto finaliza con la sección sísmica **B₃** de 38.5 km de extensión.

Este transecto esta constituido por secciones sísmicas paralelas al rumbo de los corrimientos, y en ella se muestra una vista frontal de la doble estructuración en cerro Corazón, destacando el anticlinal y el corrimiento cerro Corazón, interpretado

aproximadamente a 200 ms y a una profundidad de 0,9 km involucrando rocas del Cretácico superior a nivel de la rampa frontal, la cual es muy somera, debido a las proximidades con la traza de este corrimiento en superficie (**Figura 7.4 y 7.5**).

En la estructura de El Pegón, el corrimiento del mismo nombre presenta un despegue interpretado a nivel del Cretácico inferior, aproximadamente a 1600 ms y a una profundidad de 4,4 km. Las rampas laterales correspondientes a este corrimiento presentan diferencias en cuanto a su inclinación, puesto que la rampa lateral oeste cercana al corredor de Urica, muestra una mayor pendiente que la rampa lateral este. Esto refleja una mayor deformación hacia la porción occidental de la estructura, posiblemente motivado a la deformación asociada al sistema de rampa laterales de Urica (**figura 7.4 y 7.5**).

En cuanto a las estructuras adyacentes es importante destacar la presencia del sistema de rampas laterales de Urica, al oeste de la estructura cerro Corazón, con la presencia de un anticlinal asociado a éstas. La rampa lateral de Urica se une con el despegue Corazón, interpretado aproximadamente a 200 ms y a una profundidad de 0,9 km involucrando rocas del Cretácico superior a nivel de la rampa frontal, la cual es muy somera, debido a las proximidades con la traza de este corrimiento en superficie (**Figura 7.4 y 7.5**).

En la estructura de El Pegón el corrimiento del mismo nombre, presenta un despegue interpretado a nivel del Cretácico inferior, aproximadamente a 1600 ms y a una profundidad de 4,4 km. Las rampas laterales correspondientes a este corrimiento presentan diferencias en cuanto a su inclinación, puesto que la rampa lateral oeste cercana al corredor de Urica, muestra una mayor pendiente que la rampa lateral este, esto refleja una mayor deformación hacia la porción occidental de la estructura, posiblemente motivado a la deformación asociada al sistema de rampa laterales de Urica (**figura 7.4 y 7.5**).

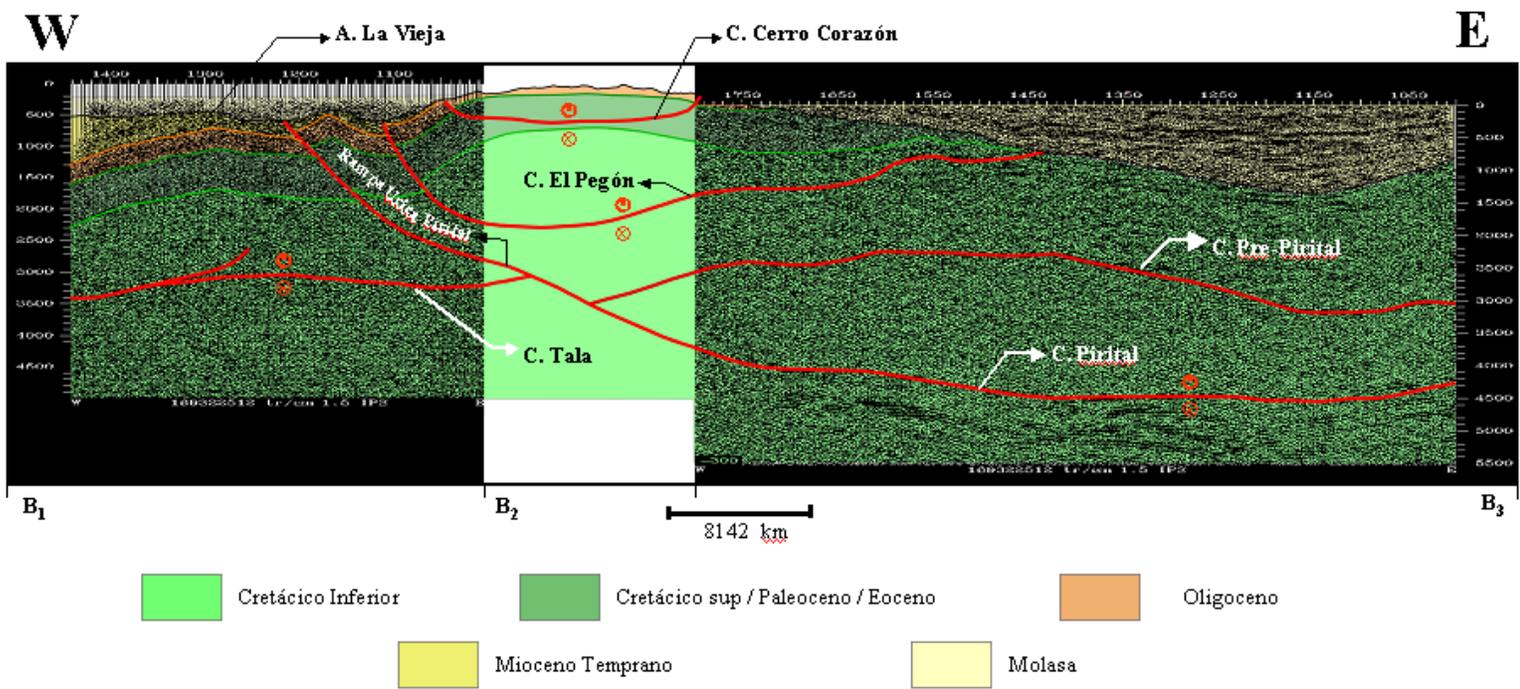


Figura 7.4: Interpretación sísmica en tiempo del transecto sísmico B, de orientación aproximada N 15° E.

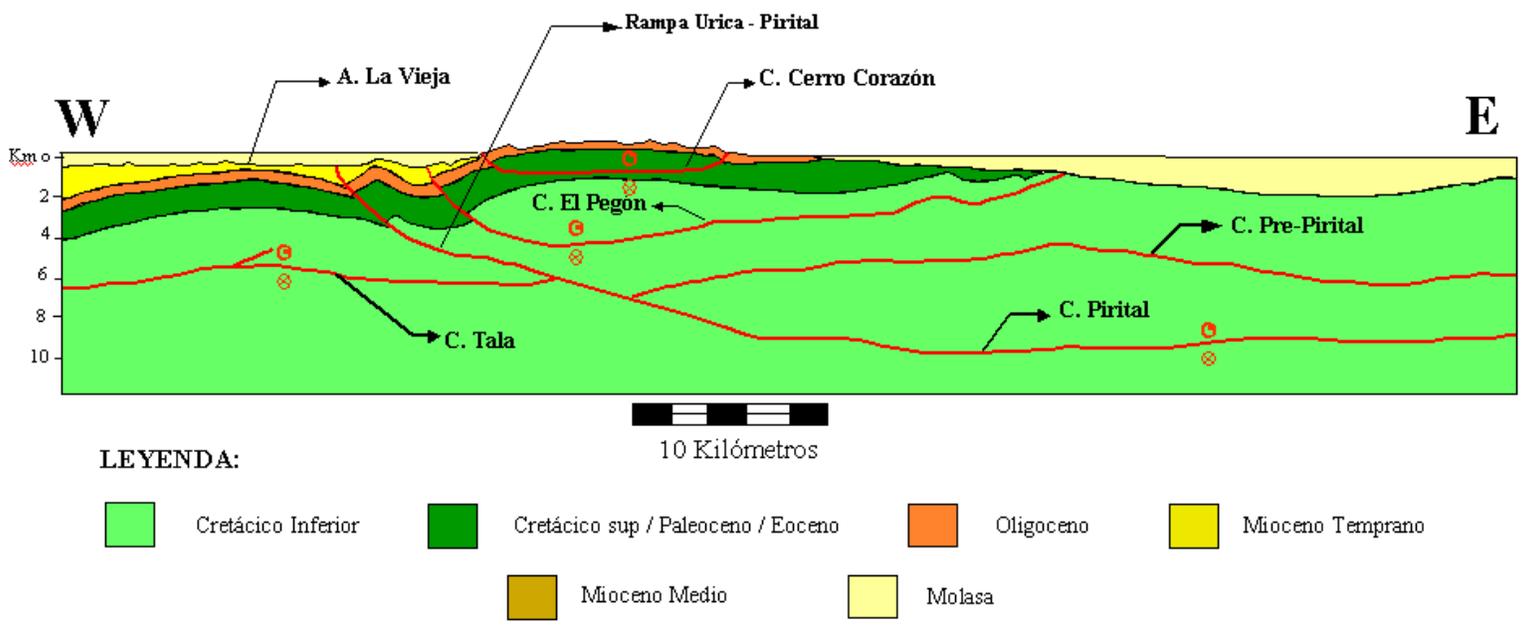


Figura 7.5: Interpretación sísmica en profundidad del transecto sísmico B, de orientación aproximada este - oeste

En cuanto a las estructuras adyacentes es importante destacar la presencia del sistema de rampas laterales de Urica, al oeste de la estructura de cerro Corazón, con la presencia de un anticlinal asociado a estas. La rampa lateral de Urica se une con el despegue profundo del corrimiento de Pirital (*rampa Urica – Pirital*), el cual se profundiza hacia el este hasta 5000 ms y a 9,8 km (**Figuras 7.4 y 7.5**).

La falla antes mencionada hacia el oeste trunca el despegue correspondiente al corrimiento de Tala, presente a 3000 ms y a una profundidad de 5,8 km. Además también trunca el anticlinal amplio de la Vieja (**figura 7.4 y 7.5**).

Las relaciones de corte entre el corrimiento de Tala y Pirital dan idea de una actividad más joven para el corrimiento de Pirital que trunca y desplaza la deformación asociada al corrimiento de Tala cuyo periodo de actividad es un poco más antigua.

En este transecto se interpreta un despegue intermedio entre las estructuras someras y el corrimiento de Pirital, que en el proyecto exploratorio Macal - Cerro - Corazón fue denominado Pre-Pirital. Este despegue es truncado por la *rampa Urica – Pirital*. El corrimiento Pre-Pirital es afectado por el plegamiento asociado con al corrimiento de Pirital (**figuras 7.4 y 7.5**).

7.4.-Transecto C

Esta ubicado al este del área de estudio, tiene una orientación N 45° W y esta constituido por un corte geológico de superficie de 7,2 km de longitud, y la sección sísmica C₂ con 16,8 km de longitud. La estratigrafía en esta sección fue correlacionada con geología de superficie en el sector septentrional de la misma, mientras que en el sector meridional se utilizó el pozo C.

En este transecto se muestra una vista perpendicular de las estructuras, destacándose la presencia de la escama El Pegón en subsuperficie, oculta en el extremo noroeste,

bajo una escama más superficial denominada Irama, cuyo despegue se interpreta aproximadamente a 900 ms y una profundidad de 2 km. Esta escama solo aflora al este de cerro Corazón, específicamente en el cerro El Cantón, donde expone rocas terciarias correspondientes a las formaciones Vidoño, Caratas y Los Jabillos principalmente. A demás, esta escama se encuentra bastante replegada (**Figuras 7.6 y 7.7**).

La escama El Pegón en su porción más central se encuentra erosionada y oculta por los sedimentos cuaternarios de las formaciones Mesa y Las Piedras. La traza en subsuperficie del corrimiento El Pegón se encuentra próxima al SP 1400 y el despegue de dicho corrimiento se interpreta aproximadamente a 2300 ms y una profundidad de 5 km (**Figuras 7.6 y 7.7**).

En cuanto a las estructuras más profundas, estas involucran un despegue intermedio denominado Pre - Pirital por el proyecto exploratorio Macal – Cerro Corazón, bajo el cual se podría estar repitiendo una secuencia Cretácico (**Figuras 7.6 y 7.7**).

El corrimiento Pre - Pirital, tiene vergencia norte, por lo cual se somerisa hacia el sureste y tiende a profundizarse al noreste hasta truncarse contra el corrimiento del Pirital, por lo cual dicho corrimiento no esta presente al oeste de la rampa Urica - Pirital.

El corrimiento Pre- Pirital se muestra deformado por una serie de retrocabalgamientos que despegan a nivel de Pirital y por la deformación asociada al corrimiento de Pirital.

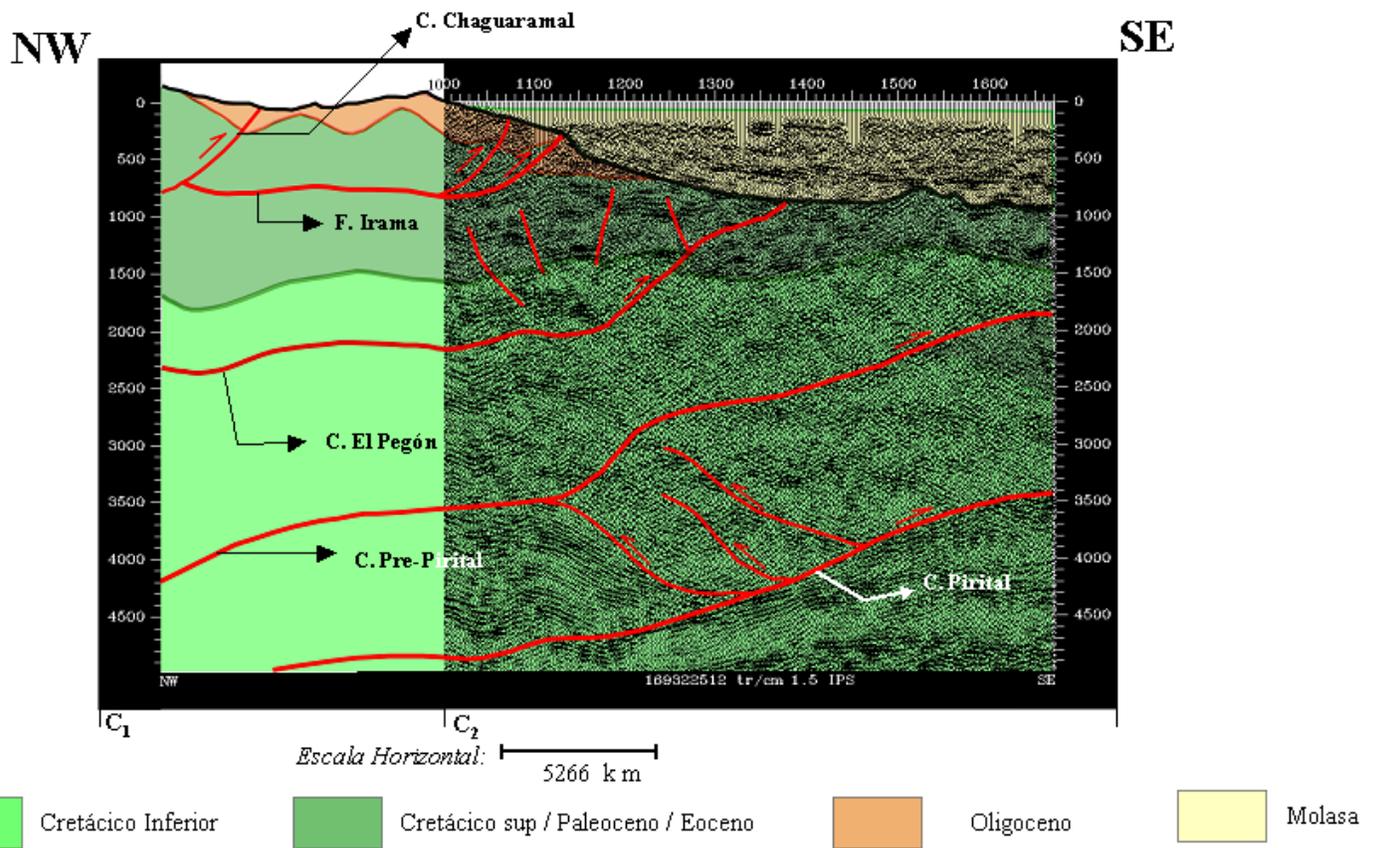


Figura 7.6: Interpretación sísmica en tiempo del transecto sísmico C, de orientación NW - SE.

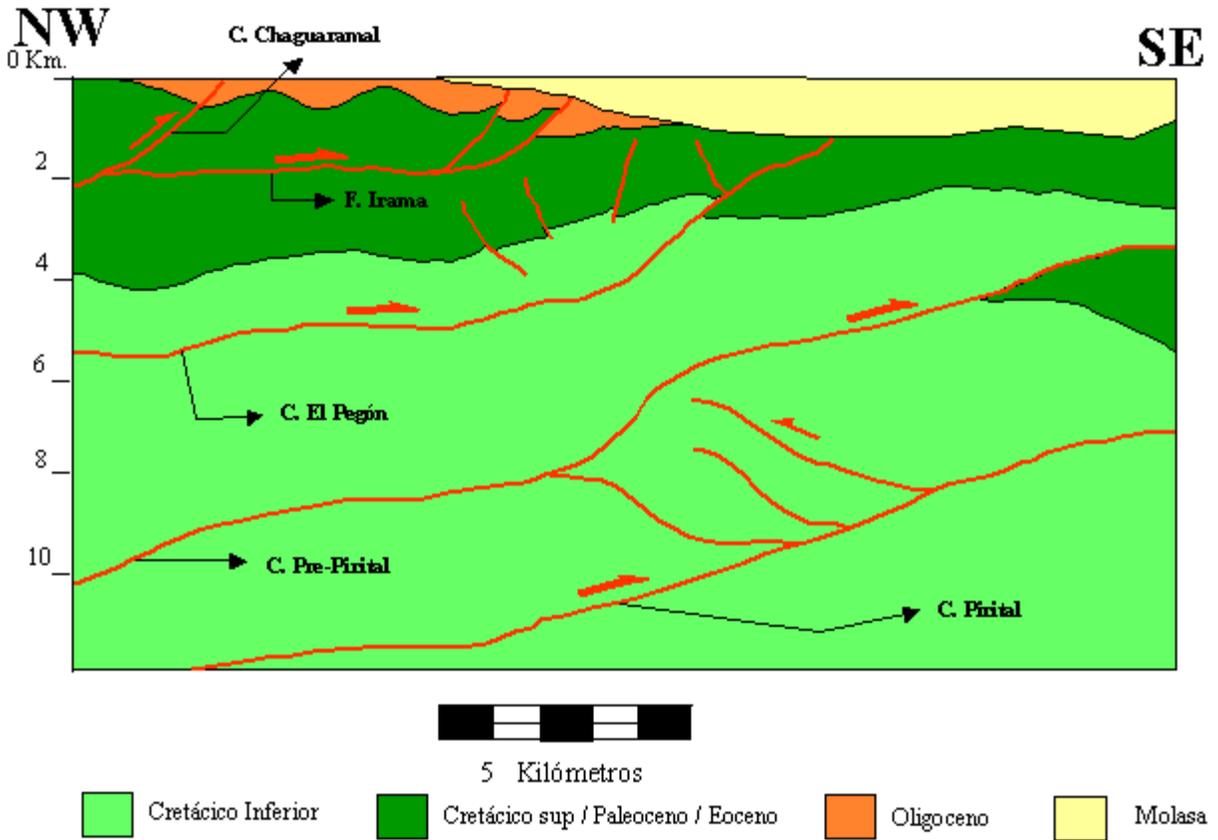


Figura 7.7: Interpretación sísmica en profundidad del transecto sísmico C, de orientación aproximada sureste - noroeste

8.1.- Introducción

La columna litoestratigráfica correspondiente al anticlinal Cerro Corazón presenta monotonía en cuanto a tipos litológicos, por lo cual se define una litofacies mayoritaria de areniscas de grano medio a fino, en estratos en su mayoría masivos que en algunos casos poseen patrones de sedimentación granocreciente hacia el tope de secuencias de espesor no mayor a 10 m y estructuras sedimentarias a menor escala como estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, además de abundante bioturbación. La segunda litofacies muy escasa y localizada, la constituye una caliza granular rica en restos fósiles de apariencia coquinoide.

La caracterización sedimentológica de esta secuencia estratigráfica correspondiente a la Formación Los Jabillos, solo pudo ser efectuada a nivel microscópico motivado a los escasos afloramientos y la monotonía de dicha secuencia. En este sentido se definen tres microfacies en base a la composición y características texturales, observando la distribución de estas microfacies a lo largo de la columna, con la finalidad de servir de apoyo a las interpretaciones y calibraciones estratigráficas, además de ser útil como patrón de correlación con otros afloramientos de la misma formación.

8.2.- Estudio Petrográfico

Las muestras de areniscas correspondientes a la Formación Los Jabillos fueron clasificadas según Pettijohn, Potter y Siever (1972), tomando en cuenta, el porcentaje de matriz y la proporción relativa de granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.

En la sección de estudio se clasificaron desde el punto de vista composicional 56 secciones delgadas de roca, observándose el predominio de areniscas subarcóicas (36%) y areniscas cuarzosas (36%), y proporciones menores de areniscas

sublitarenitas (20%), limolitas cuarzosas (2%), waca litica (1%) y *Wackstone – Packstone* de fragmentos de moluscos (2%) (**Figura 8.1**) (ANEXO 9)

La distribución de los tipos petrográficos se muestra en la **figura 8.2**. Observándose el claro predominio de areniscas subarcóicas hacia parte basal y media de la sección, con presencia esporádica de areniscas cuarzosas y sublitarenitas, mientras que hacia la parte superior de la sección existe un claro predominio de areniscas cuarzosas alternado con escasas areniscas sublitarenitas, como se observa en la hoja sedimentológica del **ANEXO 10**.

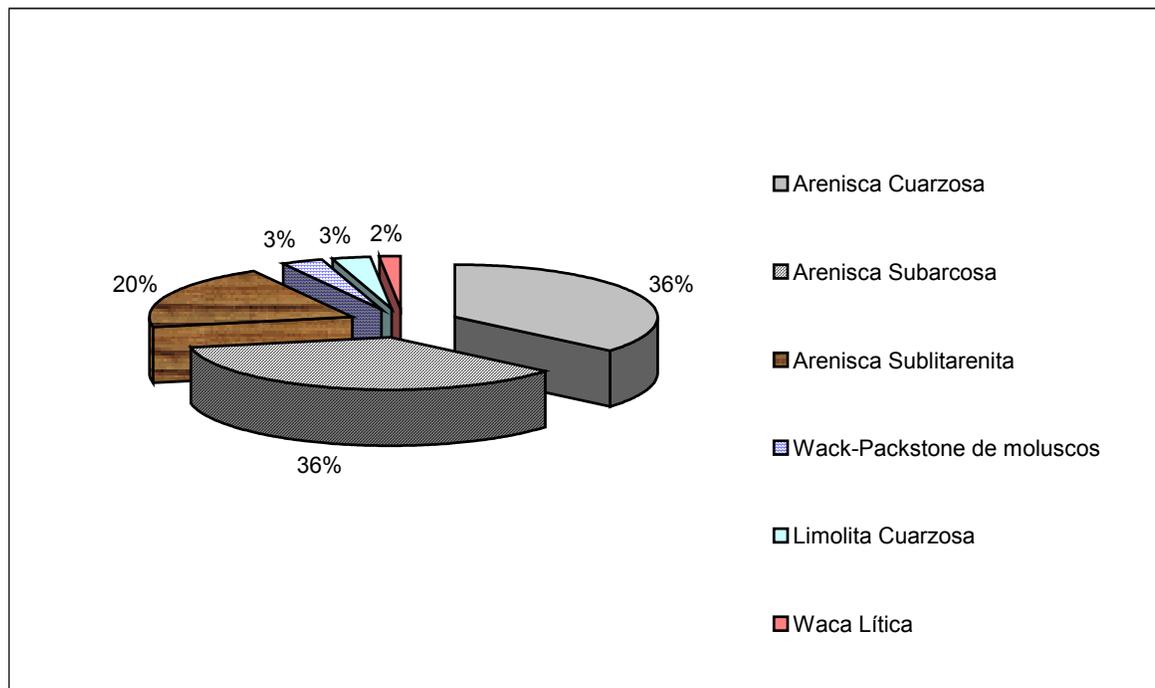
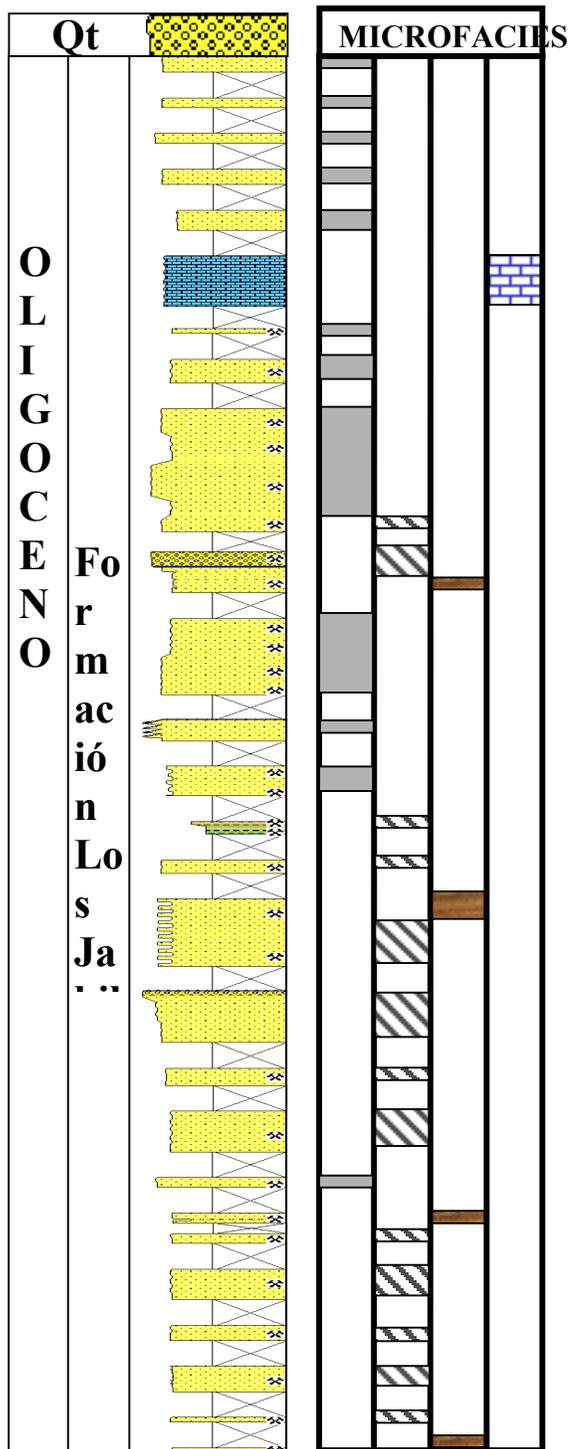


Figura 8.1: Abundancia de los tipos de areniscas presentes

Las calizas correspondientes al miembro calcáreo ubicado en la parte superior de la sección fueron clasificadas de acuerdo a la clasificación textural de Dunham (1962), tomando en cuenta la relación entre el lodo carbonático y componentes aloquímicos, con lo cual este autor introduce los conceptos texturales soportado por lodo y soportado por grano.



Leyenda

- Textura

-  Areniscas de grano grueso
-  Areniscas de grano medio a fino
-  Intercalaciones de lutitas v limolitas

- Microfacies

-  Areniscas Cuarzosa
-  Areniscas
-  Areniscas
-  Wack – Packstone de fragmentos de moluscos

Figura 8.2 : Distribución de las microfacies a lo largo de la columna estratigráfica estudiada en cerro Corazón.

8.2.1.- Microfacies

A partir de las muestras analizadas petrográficamente se definen microfacies para la secuencia estratigráfica estudiada, tomando como parámetro principal la clasificación composicional propuesta por Pettijohn, Potter y Siever (1972), algunas características texturales como tamaño del grano, escogimiento, redondez y la distribución de los litotipos presentes a lo largo de la columna litoestratigráfica. (**Figura 8.2**)

Se definieron cuatro microfacies, dos de las cuales son de gran importancia al ocupar un 95 % de la columna estratigráfica estudiada, y diferenciar dos unidades estratigráficas informales, como se especificó en el capítulo 6. La primera microfacies es de areniscas subarcósicas, ubicada en la base de la columna, la segunda en importancia es la microfacies de areniscas cuarzosas suprayacente a la anterior y por último se tiene una microfacies de areniscas sublitarenitas más escasa y aleatoriamente dispuesta en la columna, además de una microfacies de *wackstone - packstone* de fragmentos de moluscos localmente dispuesta en la parte superior de la columna estratigráfica. La microfacies de areniscas sublitarenitas es mucho menos abundante y se encuentra aleatoriamente dispuesta en la sección y la microfacies de *Wackstone - Packstone* de fragmentos de moluscos se encuentra en la parte superior de la columna.

Areniscas Subarcosas (figura 8.3)

Las areniscas subarcosas ocupan un 40 % del total de muestras analizadas y se encuentran concentradas hacia la porción inferior de la secuencia estudiada.

El tamaño de grano en estas areniscas es fino en su totalidad, mientras que existe un escogimiento moderado a bueno y los granos en su mayoría se muestran subredondeados.

Desde el punto de vista composicional, al igual que las areniscas de la microfacies anterior, el componente detrítico predominante es el cuarzo, con porcentajes que oscilan entre el 60 y 75 %. Al igual que en las areniscas cuarzosas los granos de cuarzo son monocristalinos casi en su totalidad, donde aquellos de origen plutónico son más abundantes que los provenientes de una fuente metamórfica. Las variedades policristalinas son muy escasas y no superan un 3 %.

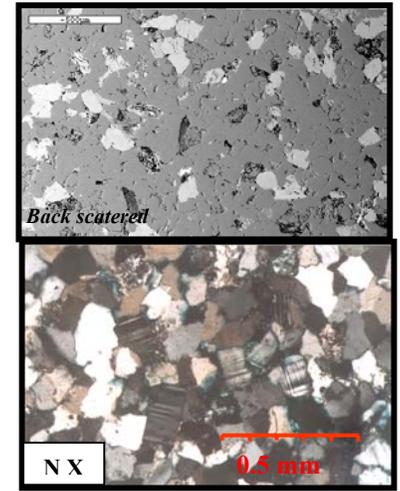


Figura 8.3: vista general de microfacies de areniscas subarcosas

Los granos de feldespatos se presentan en cantidades que oscilan entre 10 y 5 %, están presentes en sus tres variedades donde la ortosa es mayoritaria hacia el sector medio de la columna estratigráfica oscilando entre 2 y 6 %, mientras que hacia la porción inferior de la columna la plagioclasa es el feldespato mayoritario con porcentajes cercanos al 4 %. El microclino constituye el feldespato menos abundante, presente a nivel de trazas en el sector medio de la columna y alcanzando su mayor abundancia (3%) hacia el sector inferior de la columna litoestratigráfica. La particularidad del microclino a parte de su típico maclado con estructura enrejada, es la apariencia limpia y libre de alteración que muestran estos feldespatos en comparación con las otras variedades presentes en las muestras.

De los tres componentes detríticos principales, los fragmentos líticos son minoritarios, representando porcentajes del 5 al 1%. Los fragmentos de chert son los más abundantes, observándose en cantidades del 1 al 4.5 %, y particularmente característicos por mostrar una apariencia sucia, debido a los abundantes residuos insolubles (óxidos, arcillas, etc) atrapados entre los microcristales de cuarzo que componen estos fragmentos. Otros fragmentos líticos observados en menor

proporción son fragmentos de roca metamórficas y sedimentarias (areniscas y limolitas) en cantidades que van desde trazas hasta el 1% para cada uno.

Los accesorios detríticos dentro de esta microfacies son micas tipo muscovita llegando a alcanzar un 2 % y pequeños granos de circón mayormente a nivel de trazas, pero con una abundancia máxima de 1.5 %.

La microfacies de areniscas subarcosas muestra ausencia de matriz y una gran variedad de minerales autigénicos, encabezados por el cemento de sílice en continuidad óptica con los granos de cuarzo cuyo abundancia promedio es del 7%, otros minerales como: caolinita, illita, esmectita, y la mezcla de caolinita – illita e illita – esmectita aparecen como producto de alteración de feldespatos y algunos fragmentos líticos en proporciones que van del 1 al 6%.

La porosidad en estas areniscas es baja motivado por granulometría más fina y la mayor diversidad e intensidad de procesos diagenéticos como: cementación, alteración de granos inestables y mayor compactación.

Areniscas Cuarzosas (figura 8.4)

Las areniscas cuarzosas se encuentra agrupadas hacia la porción superior de la secuencia estudiada, aunque de manera esporádica se presentan hacia la parte basal de la misma.

En estas areniscas predomina el tamaño de grano medio hacia la parte superior de este intervalo, aunque también existe un porcentaje importante de areniscas de grano fino en la parte inferior del mismo. El escogimiento es moderado y disminuye en el tope del intervalo donde son comunes areniscas de grano medio en la parte superior del intervalo, con presencia de clastos tamaño granulo embebidos entre los granos de arena. Los granos en su mayoría se muestran subredondeados.

Los granos de cuarzo ocupan porcentajes de 75 y 82 % y son casi en su totalidad monocristalinos, mientras que las variedades policristalinas ocupan un 2 % y hacia la parte superior del intervalo se incrementan hasta alcanzar un 7 %

Los fragmentos líticos están presentes en porcentajes de 1 al 3,5%, constituidos en su mayoría por granos de chert, aunque hay presencia de fragmentos de esquistos y de areniscas a nivel de traza.

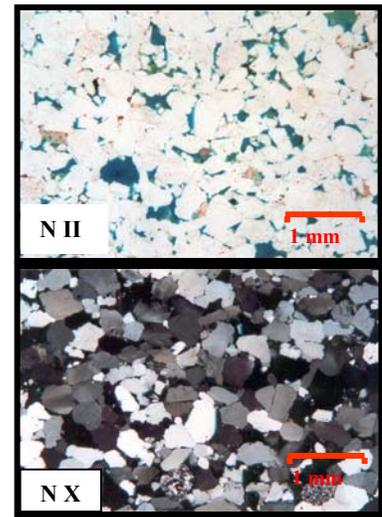


Figura 8.4: vista general de microfacies de areniscas cuarzosas

Los granos de feldespatos constituyen el componente detrítico minoritario, ocupando porcentajes entre 0.5 y 3 %, la única variedad presente es la ortosa reconocida por las evidencias de alteración selectiva de este mineral.

Los minerales accesorios presentes dentro de los componentes detríticos de estas rocas son: la muscovita, el circon, sin superar el 1 % y en muy pocos casos la turmalina a nivel de traza.

En esta microfacies las areniscas cuarzosas poseen abundante cemento de cuarzo presente como sobrecrecimiento en continuidad óptica de granos de cuarzo, en cantidades entre 6 y 11 %. Otros cementos presentes en muy pequeñas cantidades es el cemento de caoliníta y óxido de hierro precipitada en cavidades primarias (2 y 1 % respectivamente).

La composición eminentemente cuarzosa en estas areniscas, aunado a la ausencia de matriz y el abundante cemento de cuarzo, hacen pensar que en esta microfacies el proceso diagenético dominante es la cementación, proceso que ocurrió de manera

temprana inhibiendo la compactación y preservando una porosidad primaria que se encuentra entre el 4 y 7 %.

La composición cuarzosa de estas areniscas y el abundante contenido de cemento de sílice en continuidad óptica, hace difícil la diferenciación entre la fracción detrítica y el cemento para lo cual fue necesario el empleo de microscopía electrónica y cátodo luminiscencia.

Areniscas Sublitarenitas (figura 8.5)

Las areniscas sublitarenita ocupan un 20 % del total de muestras analizadas. Su distribución en la columna estratigráfica es aleatoria, por lo que se encuentran intercaladas con areniscas cuarzosas y subarcosas de las otras dos microfacies.

En estas areniscas predomina el tamaño de grano fino, aunque también hay presencia de areniscas de grano medio. El escogimiento es bueno y los granos en su mayoría son suredondeados a subangulosos.

En cuanto a la composición, los granos de cuarzo constituyen el componente predominante de estas areniscas, en cantidades que oscilan entre el 60 y el 75 %. El cuarzo presente es casi en su totalidad monocristalinos, en su mayoría son de origen plutónico, aunque en menor proporción hay presencia de cuarzos monocristalinos de origen metamórfico. Los cuarzos policristalinos son prácticamente inexistentes.

Los fragmentos líticos son el segundo componente detrítico en abundancia, en cantidades que oscilan entre el 6 y el 12 %, con una casi total abundancia de granos de chert cuyas características son muy similares a las mostradas por estos granos en

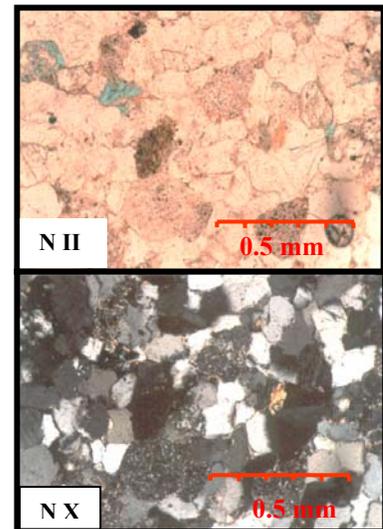


Figura 8.5: vista general de microfacies de areniscas sublitarenitas

las areniscas subarcosas. En menores proporciones se observan fragmentos líticos de origen metamórfico y sedimentario (fragmentos de lutitas y limolitas) que en total no exceden un 3 %.

Los detritos de feldespatos se observan en proporciones ligeramente menores que los fragmentos líticos mostrando una abundancia no mayor al 8 %. El feldespato predominante es la plagioclasa en cantidades entre 1 y 4 % . La ortosa y el microclino se encuentran en cantidades muy semejantes que en ambos casos no exceden el 2 %.

Los minerales accesorios se presentan a nivel de trazas y están representados por mica muscovita, circon y esfena.

La presencia de cementos y minerales autigénicos ocupan porcentajes entre 12 y 3 %. Los sobrecrecimientos de sílice autigénico alrededor de granos de cuarzo se encuentran en cantidades muy variables entre 2 y 8 %, mientras que el resto de los minerales autigénicos presentes son el producto de alteración de feldespatos y fragmentos de roca, tales como arcillas tipo illita, esmectita y en algunos casos caolinita – illita; que no exceden el 3 %.

Los procesos diagenéticos sufridos por estas rocas son muy parecidos a los que se observan en las areniscas subarcosas, donde además la cementación de cuarzo, característica en toda la sección estratigráfica, los procesos de alteración, disolución y la deformación de algunos granos dúctiles están presentes y tiene una importante influencia en la destrucción de la porosidad.

Wack-Packstone de fragmentos de moluscos (Figura 8.6)

Para la caliza de Cerro Corazón, se identificaron dos microfacies: microfacies de *Wackstone* y microfacies *Wack-Packstone*, la primera localizada en el extremo oeste

(Cerro Cabeza de Vaca) y la segunda en la región centro norte de la fila cerro corazón (Cerro el Coco).

En estas microfacies los aloquímicos varían de 22 al 45 %, correspondiendo los menores porcentajes hacia el oeste del área de trabajo. En ellos predominan los fragmentos fósiles, que alcanzan un 41 % y un mínimo de 18 % al oeste. Estos fragmentos fósiles están constituidos en un 37 % por fragmentos de moluscos, los cuales alcanzan solo un 15 % al oeste del nivel calcáreo. En menores porcentajes se observan fragmentos fósiles tales como: ostrácodos (<3%), fragmentos de algas verdes (<1 %) predominando el género *Dasycladacea* y foraminíferos en porcentajes menores al 1 %, en mal estado de preservación predominando las formas bénticas, de las cuales se identifica el género *Lenticulina*.

Por último los fragmentos de caliza muestran porcentajes cercanos al 2.5 %.

La matriz compuesta por lodo carbonático varía de un 31 al 50 %, incrementándose dichos porcentajes en sentido oeste. La distribución de la matriz no es homogénea y en algunas ocasiones la misma se encuentra recristalizada.

El cemento predominante es espato equigranular (fig.) que alcanza un valor máximo de 24 %. También se observa cemento en bloques en porcentajes que no superan el 5%. Ocasionalmente se distingue cemento drusa (<1%).

Los extraclastos, solo se presentan al oeste de la zona de trabajo, y están constituidos por granos de cuarzo tamaño limo fino, en proporción no mayor al 1.5 %. La Porosidad es escasa y se presenta por disolución en gran medida asociada a estilolitas.



Figura 8.6: vista general de microfacies de *Wackstone* – *Packstone* de fragmentos de moluscos

8.2.2.- Porosidad

La porosidad promedio para las Formación Los Jabillos es del 8.6%, con un mínimo de 3% y un máximo de 15%, estimadas visualmente a través del análisis petrográfico de 54 muestras. Para una mejor calibración de los porcentajes arrojados petrográficamente, se utilizó el Analizador Digital de Imágenes Estratigráficas, **ADIE**, para darle un carácter más cuantitativo a los valores de porosidad obtenidos visualmente.

Por medio del Analizador Digital de Imágenes Estratigráficas, **ADIE**, se examinaron 6 muestras, localizadas a lo largo de la columna generalizada, como se indica en la sección sintetizada de la **figura 8.7**.

8.3.- Diagénesis

8.3.1-Procesos y Efectos Diagenéticos en Areniscas

Los procesos diagenéticos presentes son: compactación, cementación, alteración y disolución. La compactación es de baja a media, la cementación es principalmente de sílice, con raras ocurrencias de cementos de caolinita, feldespatos, minerales de arcilla y hematita. La alteración y disolución, se presenta principalmente en granos inestables de feldespatos y fragmentos líticos en menor proporción, en granos de cuarzo, cemento de sílice y de material alterado.

- **Compactación**

La compactación en la columna estratigráfica estudiada es de baja a media, evidenciada por un predominio de contactos longitudinales entre granos y contactos grano cemento, a demás de escasos contactos tangenciales. Tal como se observa en las **figuras 8.8 y 8.9**. Dichas evidencias se mantienen en toda la secuencia

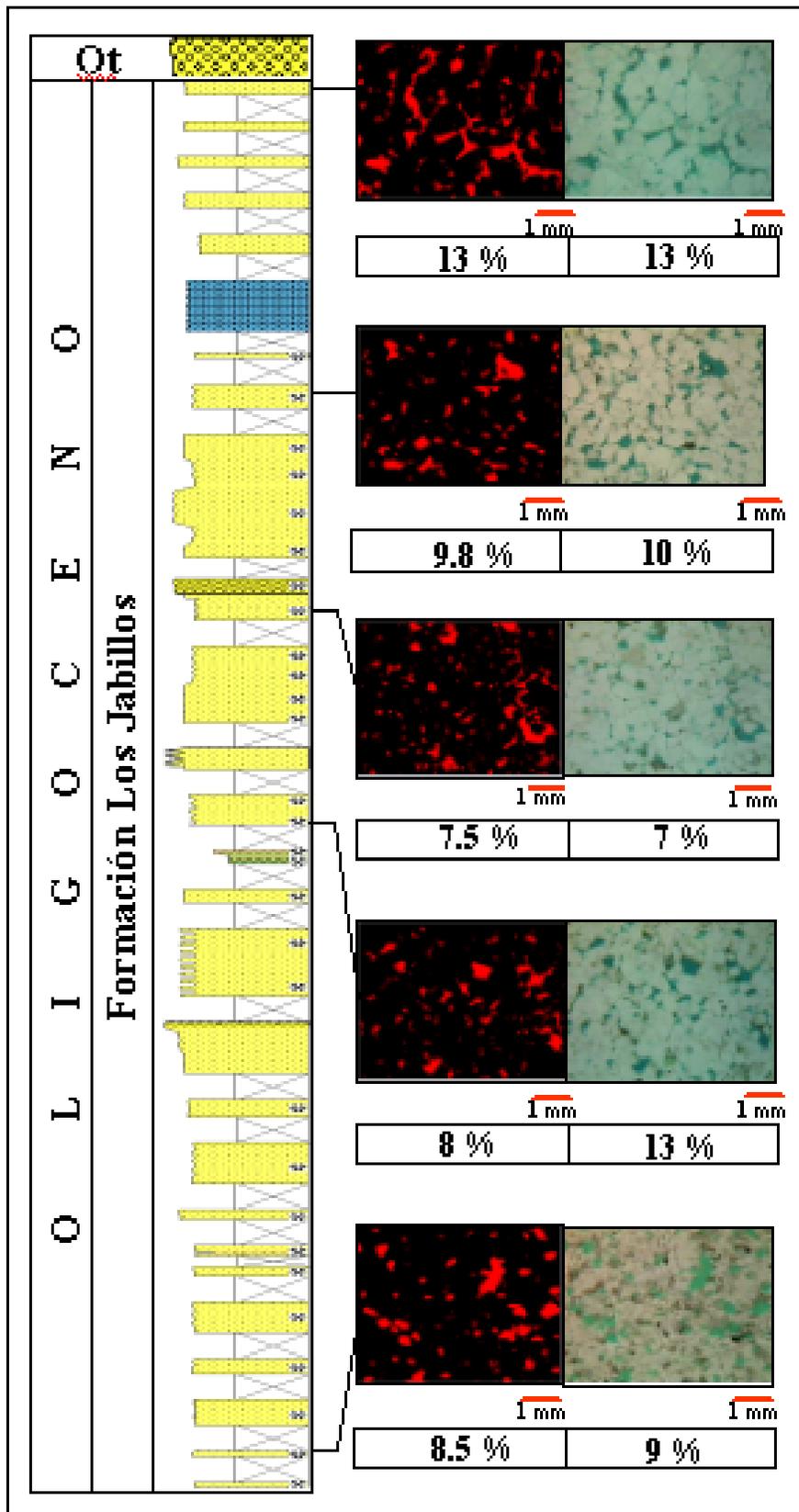


Figura 8.7 : Calibración de porosidades con el analizador de imágenes digitales ADIE, practicado en 5 muestras aleatoriamente dispuesta en la columna estratigráfica de cerro Corazón. En la figura se presenta la columna estratigráfica del área, con la ubicación de las muestras en las cuales se calibró la porosidad, para cada muestra se presenta una una imagen del ADIE (negro y rojo) y una fotomicrografía en rícoles paralelos, a demás para cada una de las cinco muestras analizadas, se incluyen los porcentajes de porosidad obtenidos con las dos técnicas.

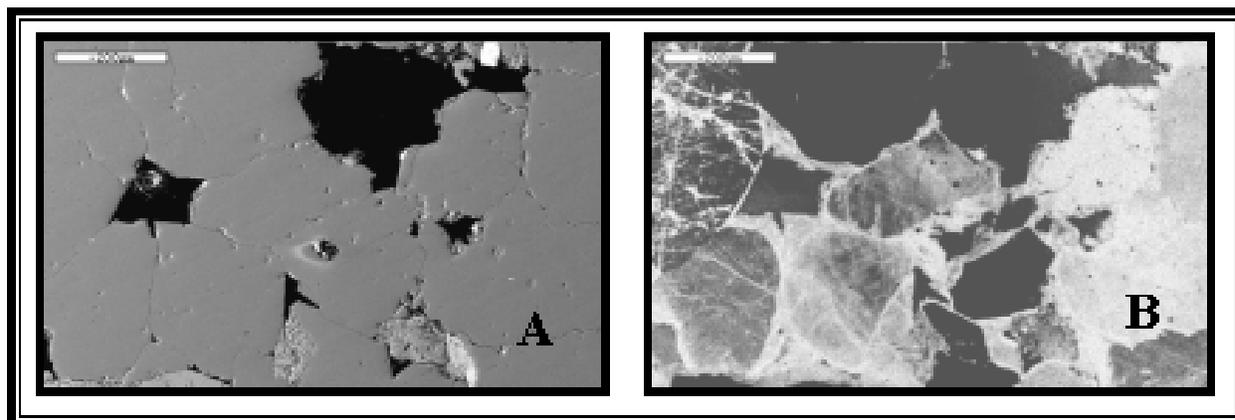


FIGURA 8.8: Contactos predominantes grano-cemento observados en fotografías de *back scattered* y cátodo luminiscencia invertida. **A)** *back scattered* mostrando falsos contactos longitudinales y cóncavo – convexos. **B)** imagen de cátodo luminiscencia invertida destacando los contactos reales grano – cemento de sílice en continuidad óptica de granos de cuarzo, también se observa un relleno de microfisuras en los granos de cuarzo, con cemento en continuidad óptica de la misma naturaleza silicea. Muestra SMW 058, microfácies de areniscas subarcosas.

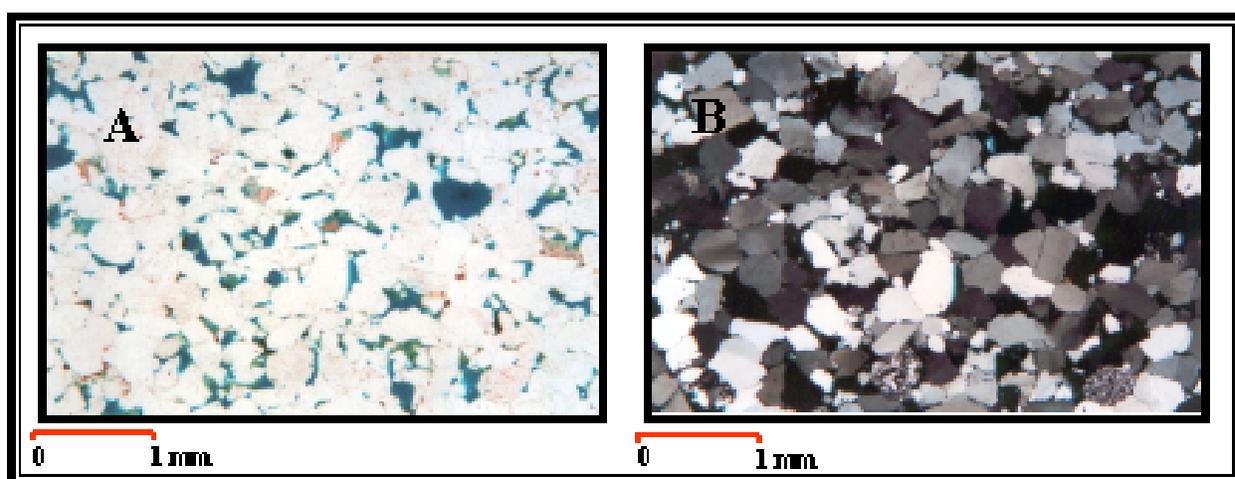


FIGURA 8.9: Contactos predominantemente longitudinales. **A)** fotomicrografía con núcleos paralelos mostrando el empaquetamiento suelto con predominio de contactos longitudinales entre granos. **B)** fotomicrografía en núcleos cruzados destacando los contactos longitudinales entre los granos. Muestra SMW 002, microfácies de areniscas cuarzosas.

litoestratigráfica. Los contactos cóncavos - convexos y suturados son pocos abundantes

Aunado a esto se tiene deformación de granos dúctiles, principalmente de muscovita, y de fragmentos de líticos metamórficos y sedimentarios. Dando inicio al fracturamiento de las micas y a la formación de pseudomatriz (Dickinson 1970), obstruyendo la porosidad primaria. Obsérvese la **figuras 8.10**. Como parte de esta deformación dúctil se puede mencionar la presencia de cementos de sílice en contacto concavo convexo y suturado, como se muestra en la **figura 8.11**

Los efectos de la compactación también quedan evidenciados por la presencia de fracturas a nivel microscópico, que se presenta en granos de feldespatos y cuarzo, aunque algunas de estas fracturas podrían ser heredadas de la roca fuente (**figura 8.12**). Algunas imágenes de cátodo luminiscencia revelaron la existencia de microfracturas en granos de cuarzo selladas por cemento de sílice en continuidad óptica. (**figura 8.8**)

- **Cementación**

El cemento es esencialmente silíceo, como sobrecrecimiento en continuidad óptica con los granos de cuarzo, evidenciado comúnmente por el aro de residuos insolubles en torno al borde original del grano, definiendo la frontera entre el mismo y el cemento circundante (**Figura 8.13**)

En los casos donde el aro de residuos insolubles, constituidos por arcillas y óxidos, no se manifiesta, el cemento silíceo puede ser reconocido por sus terminaciones euhedrales, lo que a su vez definen poros con geometría poligonales. (**Figura 8.14**). Sin embargo solo el método de cátodo luminiscencia permitió diferenciar la frontera entre los granos y el cemento, cuantificando la proporción de cemento de sílice presente. (**Figura 8.15**)

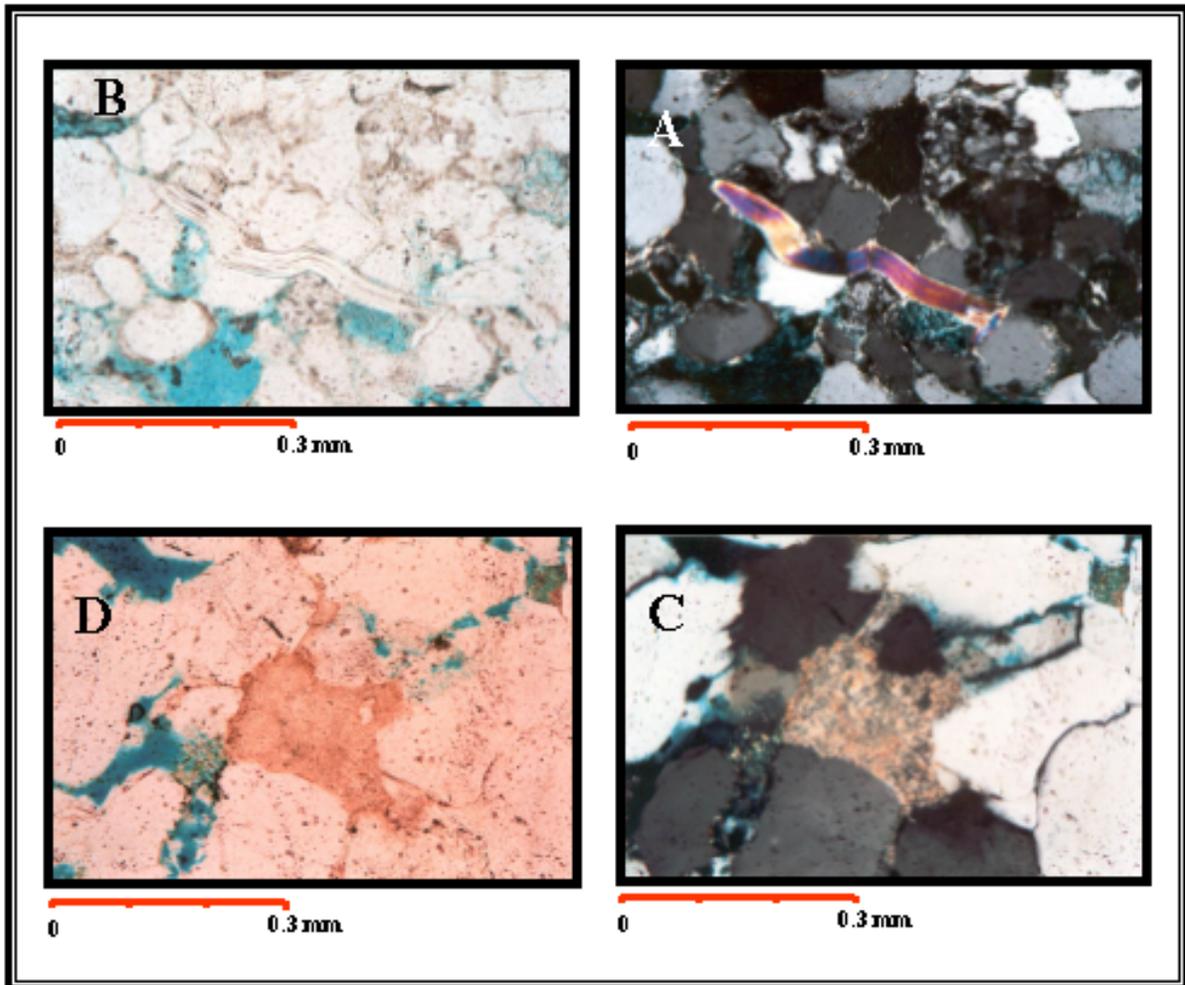


Figura 8.10: Deformación de granos dúctiles. En la parte superior se presenta mica muscovita deformada. **A)** fotomicrografía bajo nícoles paralelos que destaca la forma ondulada de la mica en torno a los granos de cuarzo. **B)** fotomicrografía bajo nícoles paralelos donde destaca la fuerte birrefringencia de este mineral, además de procesos de ilitización. Muestra SMW 080, microfacies de areniscas sublitarenitas.

En la parte inferior se muestra fragmentos líticos formando pseudomatrix. **C)** fotomicrografía bajo nícoles paralelos de un fragmento de roca, el cual fluye hacia los poros adyacentes. **D)** la misma imagen bajo nícoles cruzados destacando la fuerte alteración que presenta el mismo. Muestra SMW 005, microfacies de areniscas cuarzosas.

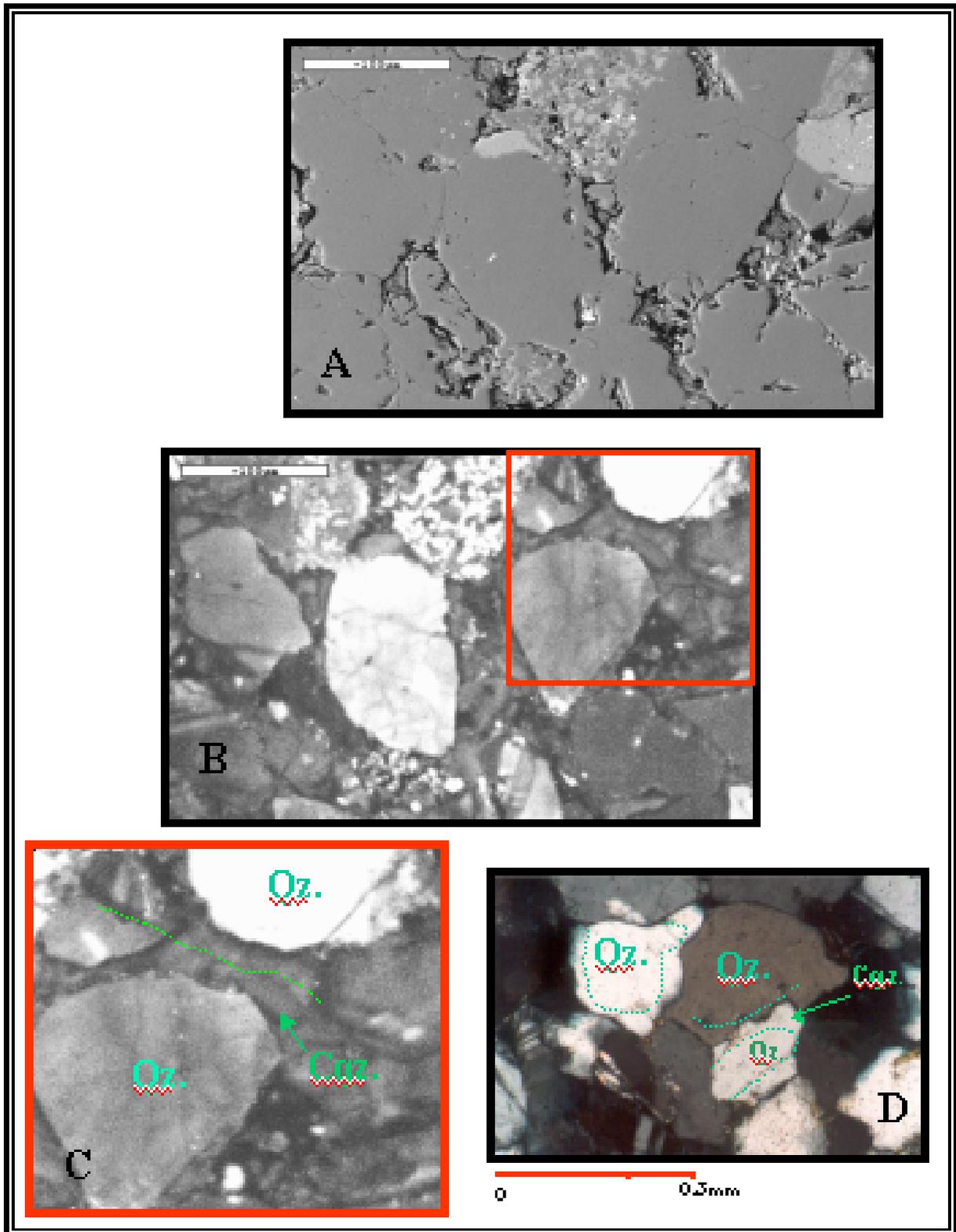


FIGURA 8.11: Sinteración entre cementos de sílice en granos de cuarzo adyacentes. **A)** imagen de *back scattered* destacando el empaquetamiento apretado en la muestra. **B)** imagen de cátodo luminescencia en la misma muestra, destacando la presencia de cemento de sílice en continuidad óptica de granos de cuarzo. **C)** detalle (Recuadro Rojo) de la imagen mostrada en **B**, destacándose la sinteración mostrada por el cemento en continuidad óptica. **D)** sinteración en una fotomicrografía bajo nicóles cruzados. Muestra SMWJ019, microfácies de areniscas subarcosas.

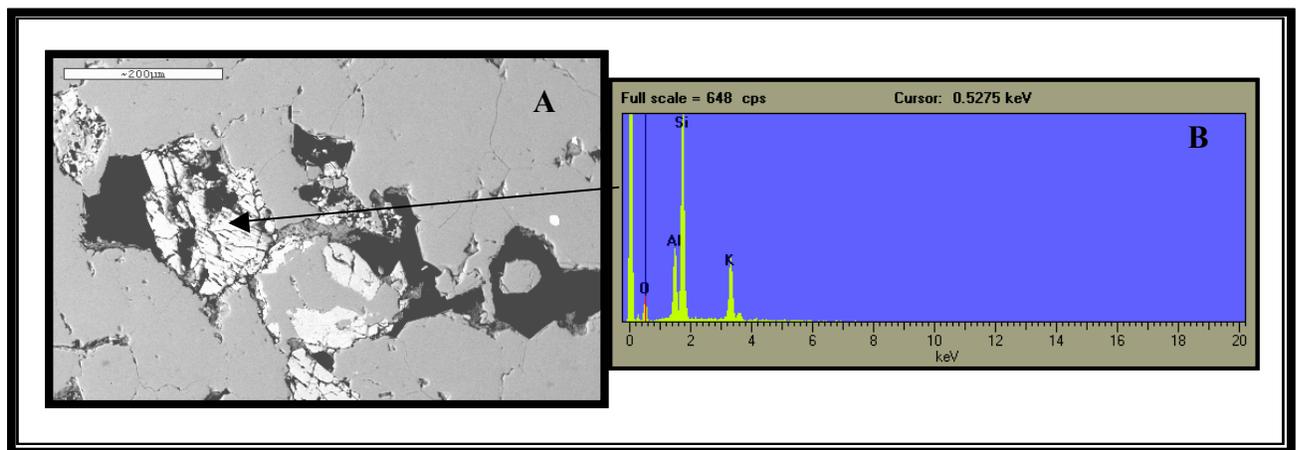


FIGURA 8.12: Granos de feldespato potásico fracturados y alterados. **A)** imagen de *back scatered* destacándose la apariencia fracturada del feldespato de potasio. **B)** composición química de dicho feldespato. Muestras SMW 045, micro facies de areniscas subarcosas.

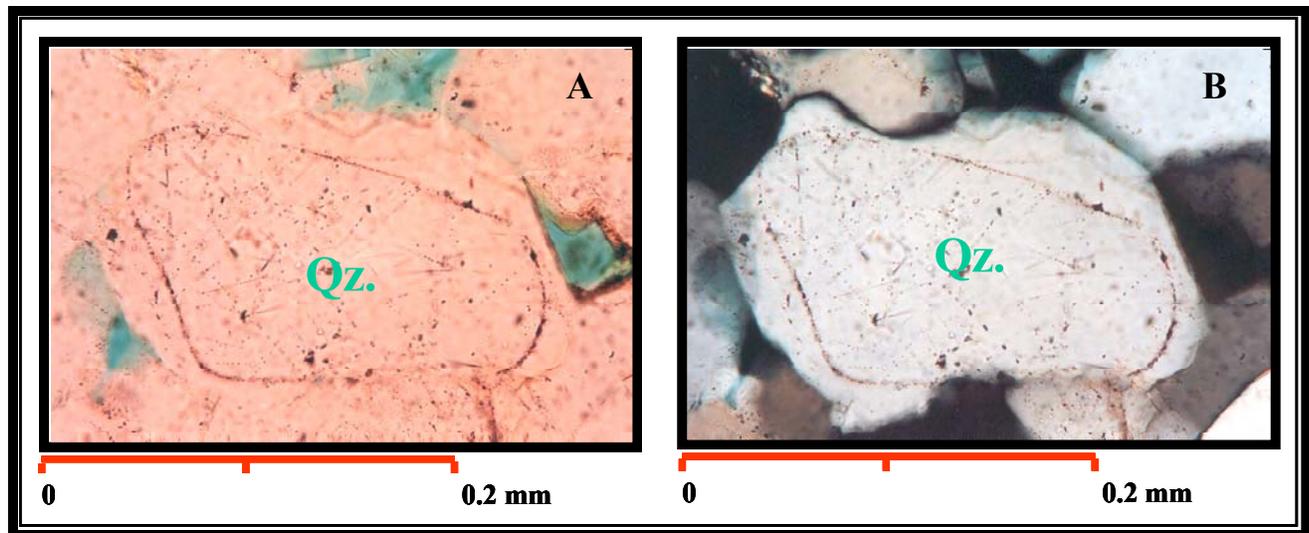


FIGURA 8.13: Cemento de sílice en continuidad óptica con grano de cuarzo. **A)** fotomicrografía en nícoles paralelos, que destaca la redondez original del grano. **B)** fotomicrografía bajo nícoles cruzados, destacándose la proporción de cemento de sílice existente y el desarrollo de caras euhedrales en los bordes del mismo. Muestra SMW 053, microfacies de areniscas cuarzosas.

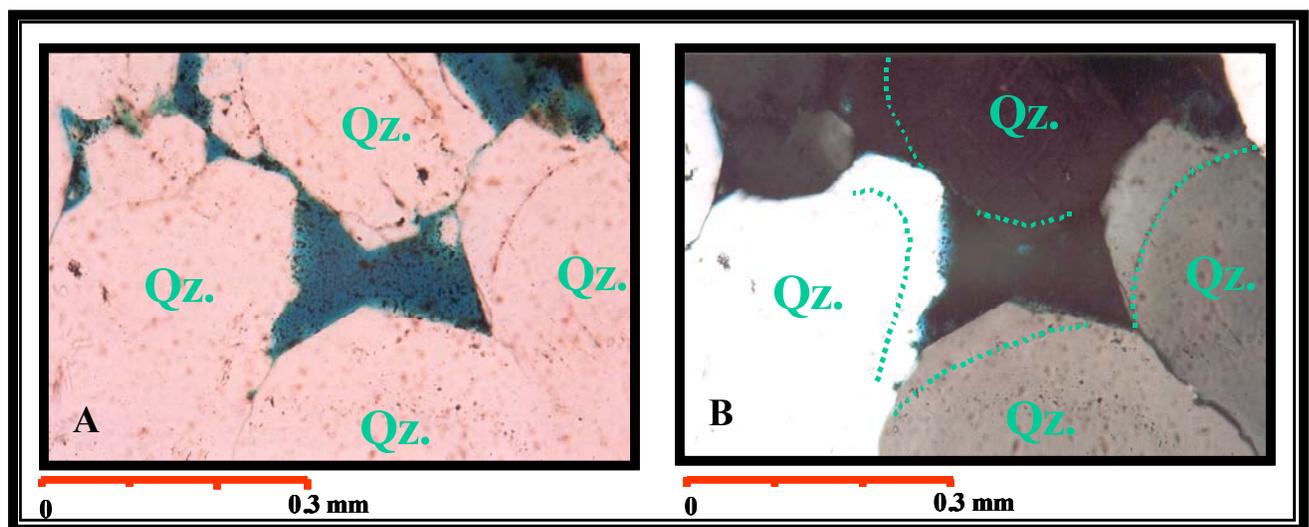


FIGURA 8.14: Porosidad primaria con geometría poligonal condicionada por el desarrollo de sobrecrecimientos en continuidad óptica de granos de cuarzo (Qz.) en condiciones de poca compactación. **A)** foto micrografía bajo nícoles paralelos. **B)** fotomicrografía bajo nícoles cruzados, destacando con líneas verdes punteadas el borde original de los granos y las terminaciones euhedrales del cemento de sílice circundante. Muestra SMW 002, microfacies de areniscas cuarzosas.

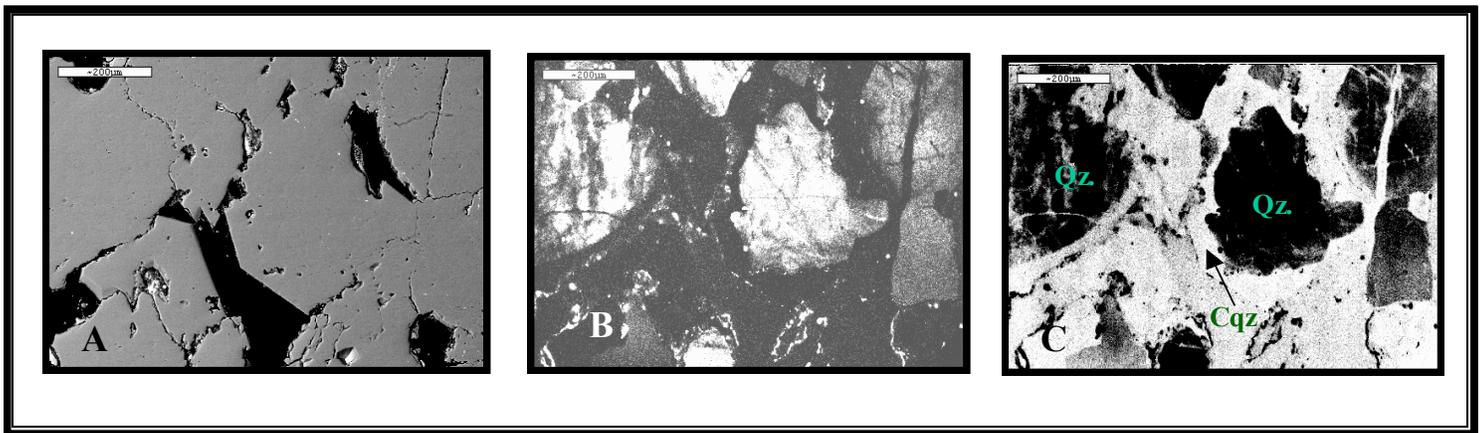


FIGURA 8.15: Cementos de sílice (**Cqz**) en continuidad óptica de granos de cuarzo (**Qz**). **A)** imagen de *back scattered* distinguiendo falsos bordes euhedrales en los bordes de los granos. **B)** contraste entre los granos y el cemento circundante en la imagen de cátodo luminiscencia. **C)** imagen de cátodo luminiscencia invertida donde se destaca la presencia de microfracturas en los granos rellenas con cemento silicio en continuidad óptica. Muestra SMW 002, microfácies de areniscas cuarzosas.

El cemento de sílice también se presenta rellenando fracturas dentro de granos de cuarzo, donde se presenta en continuidad óptica, solo pudiendo ser identificado a través del análisis de cátodo luminiscencia (**figura 8.16**)

La precipitación de minerales de arcillas como esmectita e illita se presentan rellenando poros entre cementos, indicando una precipitación posterior a la cementación de sílice. (**Figura 8.17**) Estas arcillas son escasas y se presentan de manera dispersa.

También se pudo observar cemento de caolinita, asociado a la microfacies de areniscas cuarzosas, el cual se expone con su hábito de estructuras en libritos y su típica microporosidad asociada, que para algunas arenisca se encuentran ocupadas por óxidos de hierro. Éste se observa rellenando poros entre granos de cuarzo sobrecrecidos. (**Figura 8.18**)

Otro cemento que se presenta, en menor proporción y de importancia diagenética es el cemento de feldespato, el cual se manifiesta como sobrecrecimiento de plagioclasa y ortosa en forma sintaxial y epitaxial. (**Figura 8.19**). Ocasionalmente, en las imágenes de microscopia electrónica (Back escattered), reliquias de cuarzos se observan embebidos en el cemento de feldespato, evidenciando un proceso de disolución anterior a la cementación. (**Figura 8.20**)

Por último los cementos de óxido de hierro se encuentran rellenando parcial o totalmente poros y fracturas. El óxido, en algunas areniscas, se presenta enmascarando minerales de arcilla, en otros casos incluyen elementos como titanio, además de escasa materia orgánica. (**Figura 8.21**)

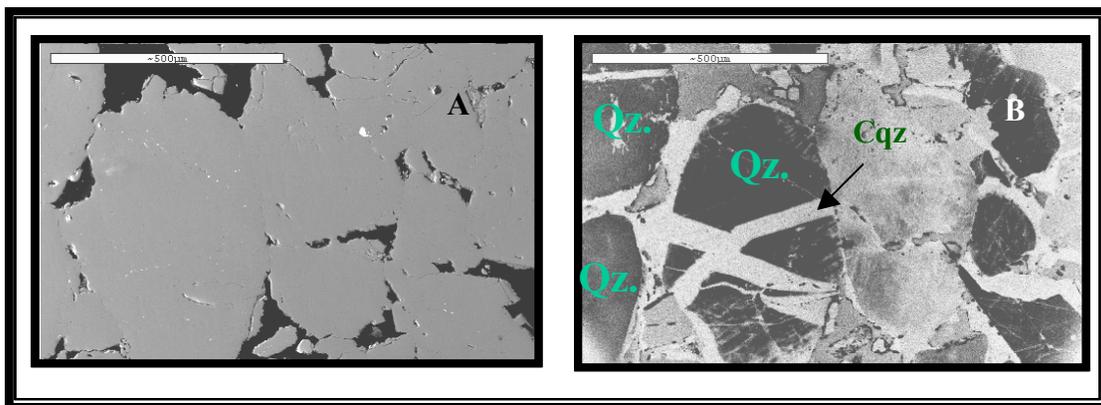


FIGURA 8.16: Granos de cuarzo fracturados donde las fracturas rellenas con cemento de sílice en continuidad óptica. **A)** fotomicrografía de *back scattered* observándose los granos de cuarzo y la porosidad primaria. **B)** fotomicrografía de cátodo luminiscencia invertida en el mismo lugar de la anterior, observándose el contraste de luminiscencia entre el cemento que rellena las fracturas (Cqz: gris claro) y el grano fracturado (Qz: gris oscuro). Muestra SMW 014, microfacies de areniscas cuarzosas.

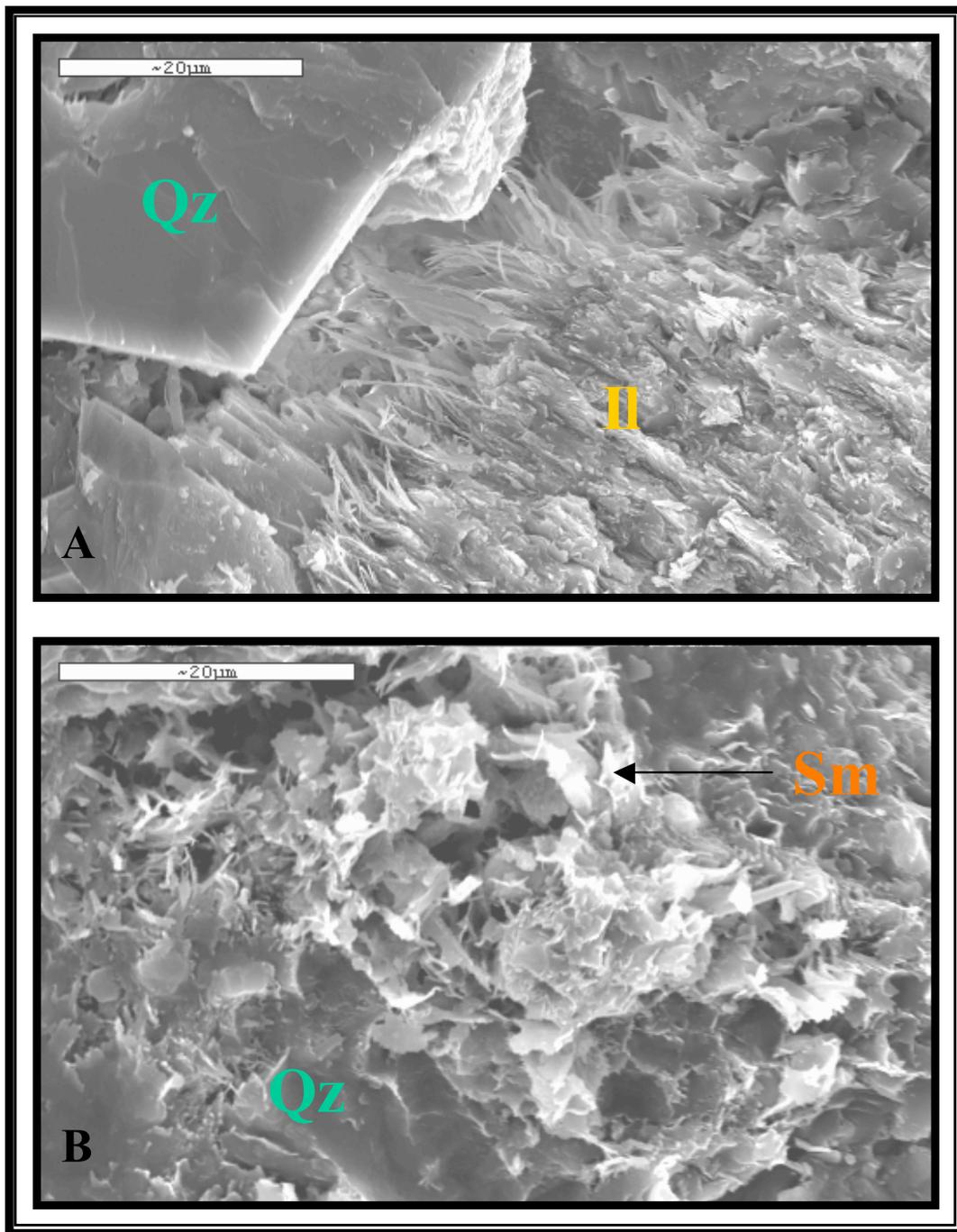


Figura 8.17: Cementos de arcilla. **A)** imagen de microscopía electrónica (SEM) destacando la presencia de cemento de illita (**Il**) con su característico hábito fibroso, junto a granos de cuarzo. **B)** se una imagen de la misma naturaleza que la anterior, destacando la presencia de cemento de esmectita (**Sm**) junto a los granos de cuarzo. Muestra SMW 019, microfacies de areniscas subarcosas.

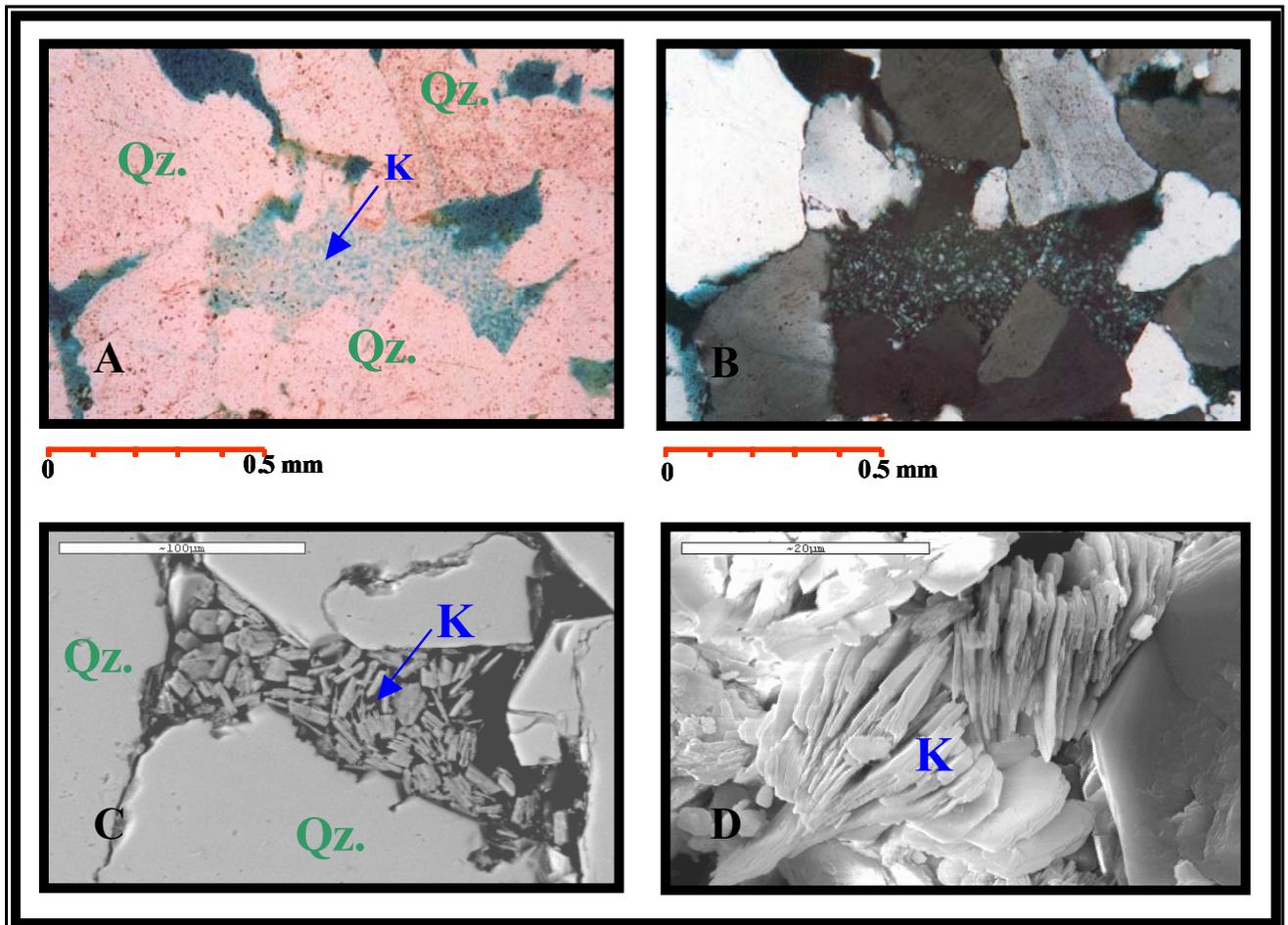


FIGURA 8.18: Cemento de caolinita (**K**), destacando la estructura típica en libritos tanto en petrografía convencional (fotos A y B), back scatered (Foto C) y SEM (Foto D). Además se destaca la importante micro - porosidad asociada este tipo de cementos lo cual se visualiza muy bien en las fotografía bajo nicoles paralelos (foto A) y la fotografía de *back scatered* (foto C). Muestra SMW 022, micro facies de areniscas cuarzosas.

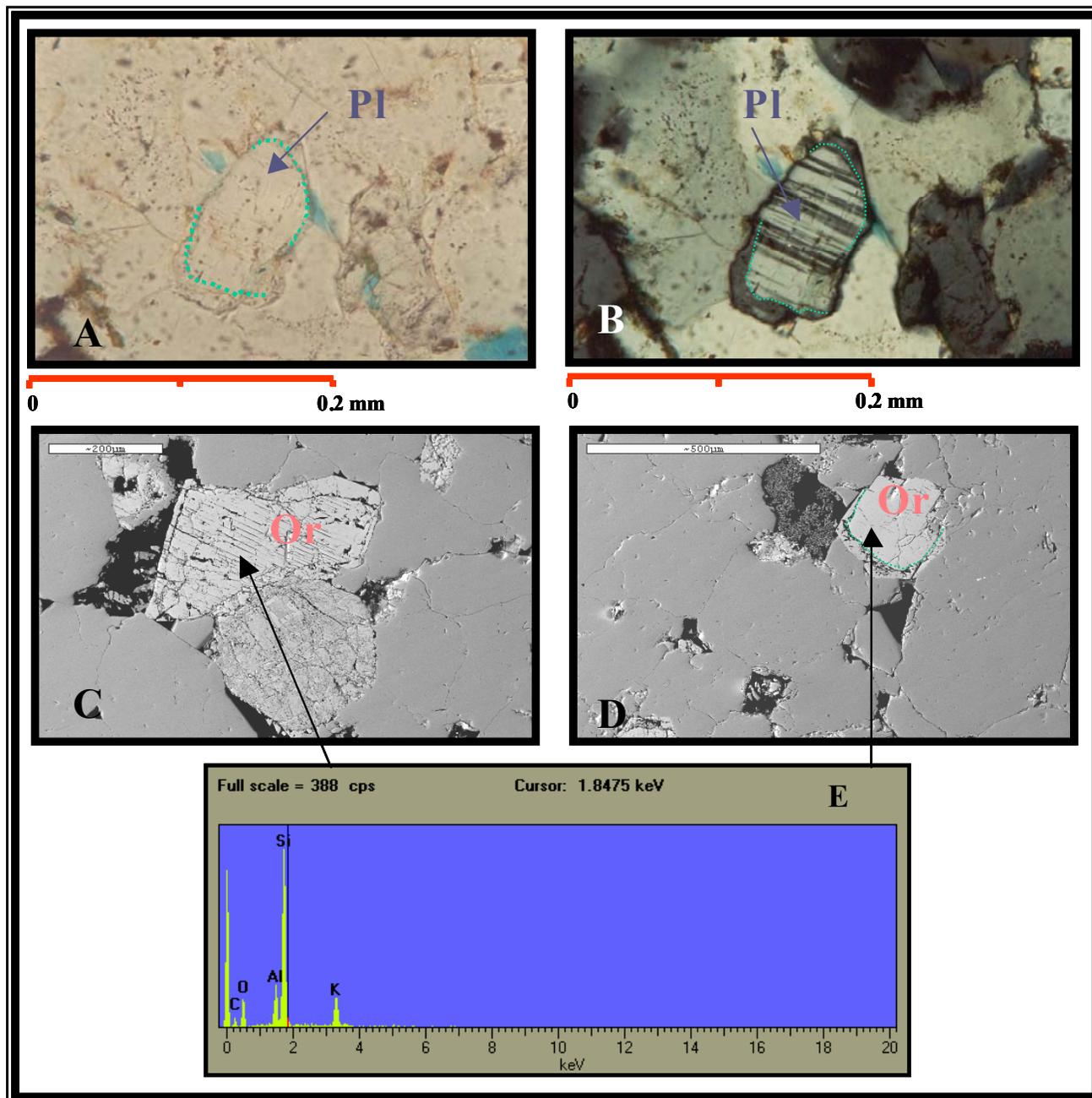


FIGURA 8.19: Cementos epitaxiales de feldespatos tanto del tipo plagioclasa (**Pl**) como se observa en las micrografías en nicoles paralelos (A) con nicoles cruzados (B), a demás de feldespatos potásicos del tipo Ortosa (**Or**) como se observa en las micrografías (C y D) de *back scatered*. El *spectrum* correspondiente a la ortosa de las figuras C y D, revela la composición elemental de estos feldespatos. Muestras SMW 019 y SMW 013, microfácies de areniscas subarcosas.

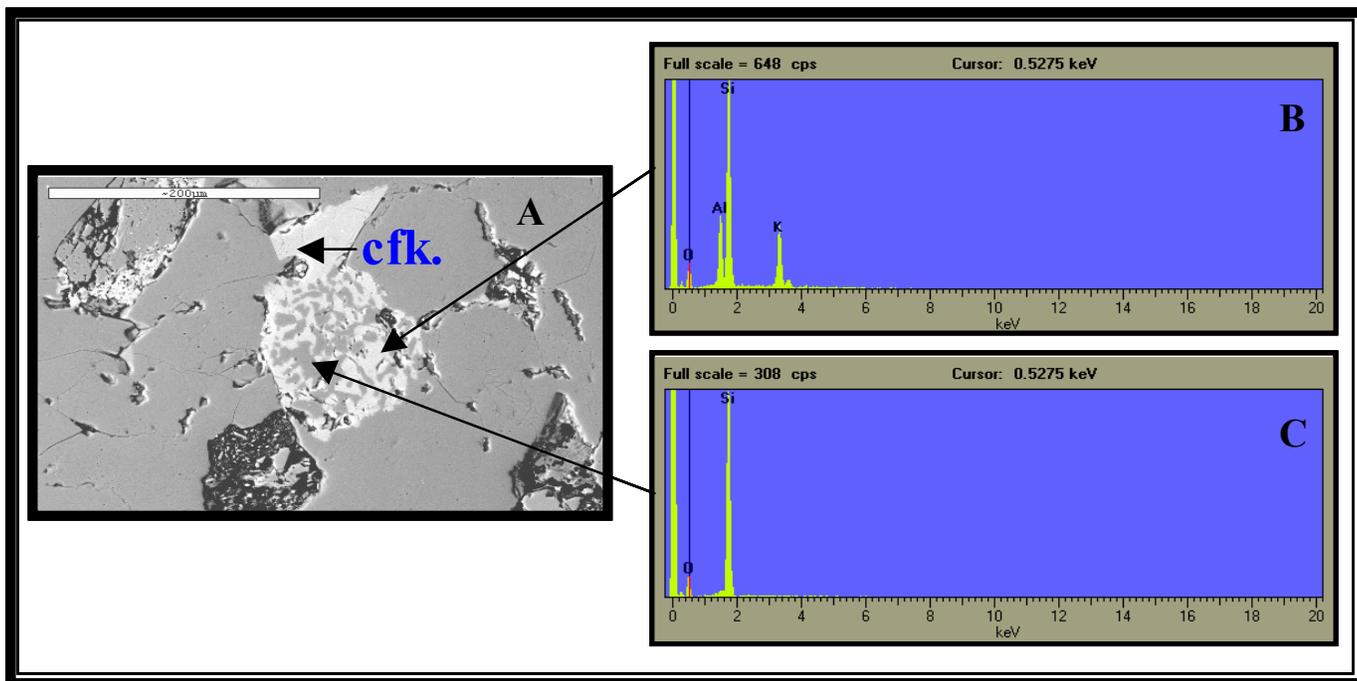


FIGURA 8.20: Cemento de feldespato potásico (**cfk.**) relleno de cavidad ocupada previamente por grano de cuarzo. **A)** imagen de *back scatered* destacando el contraste entre el cuarzo disuelto y el feldespato autigénico (blanco). **B)** *spectrum* correspondiente a el feldespato. **C)** composición elemental del cuarzo. Muestra SMW 020, microfacies de areniscas subarcosas.

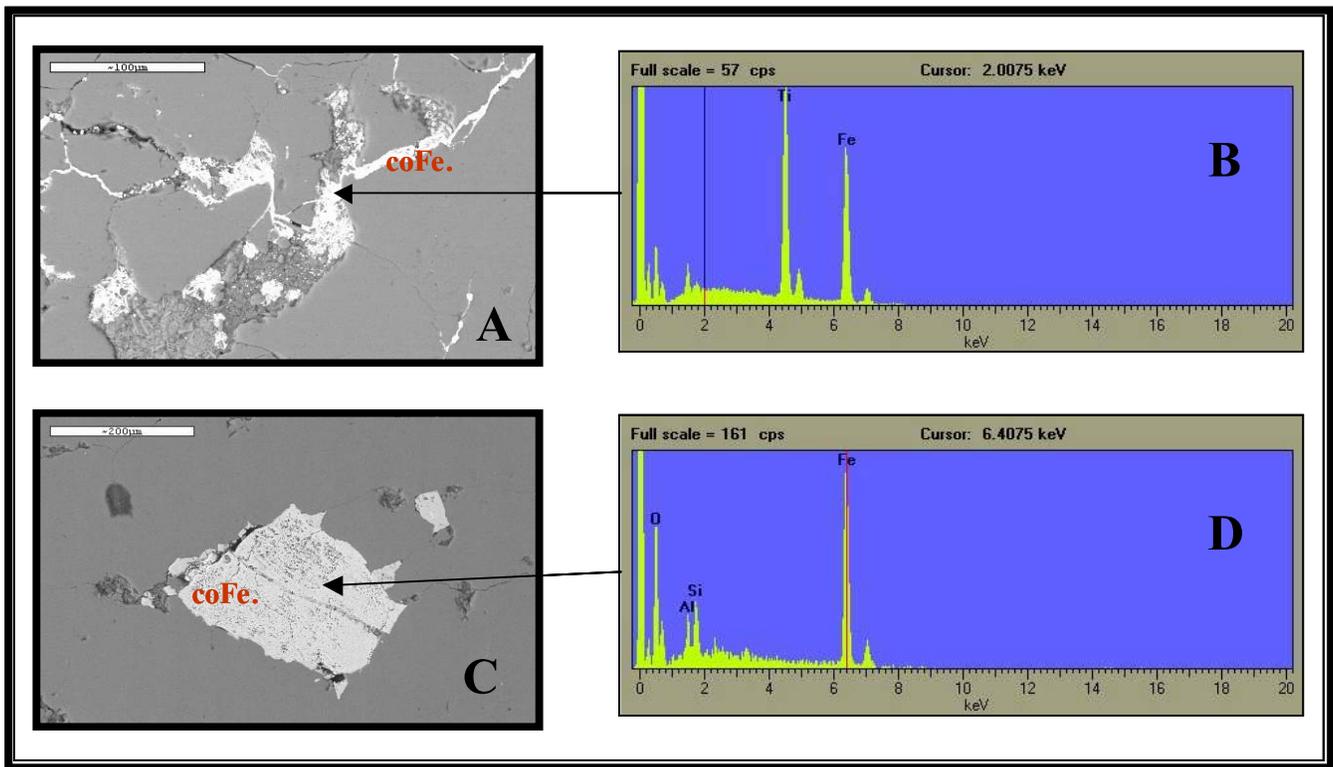


Figura 8.21: Cemento de óxido de hierro (**coFe.**) rellenando fracturas y cavidades primarias. **A)** imagen de *back scatered* destacando con tonos más claros de gris la presencia de cemento de óxido de hierro rellenando fracturas. **B)** *spectrum* correspondiente a este cemento, destacando no solo la abundancia de hierro en la composición, sino el abundante titanio presente. **C)** imagen de *back scatered* destacando el óxido de hierro rellenando cavidades primarias. **D)** *spectrum* de Hematita. Muestra SMW 051, microfacies de areniscas subarcosas.

- **Alteración**

El proceso de alteración ocurre en granos de feldespatos, micas, en minerales de arcillas caolinita, y en fragmentos líticos o pseudomatriz. Es uno de los procesos diagenéticos de importancia observado en las secciones delgadas estudiadas.

La alteración se presenta comúnmente en detritos de feldespatos, mostrando varios productos de disolución incongruente: caolinita, illita y el de capas mixtas illita / esmectita. La caolinita queda evidenciada por una estructura microcristalina (en petrografía y back scattered) que escasamente muestran su particular hábito de láminas o “libritos” pseudo hexagonales. Este producto de alteración es frecuente en las ortosas. (**Figura 8.22**)

La caolinita, producto de alteración de los feldespatos, también muestra una alteración incipiente a illita, evidenciada por una mezcla del hábito fibroso de la illita, con los cristales de caolinita. (**Figura 8.23**)

Cuando el resultado de alteración es illita e illita / esmectita, ésta se reconoce por su alta birrefringencia y hábito fibroso (illita) o escamoso (illita / esmectita), dispersos sobre los granos, como forros o envoltorios y delineando o bordeando espacios de poros. (**Figura 8.24**) Este producto de alteración es común en las plagioclasas.

Otro de los componentes que se encuentra alterándose es la muscovita a illita, la cual queda evidenciada, por un aumento del tamaño, hacia los bordes o extremos, de la mica, acompañada por cambios en los colores de birrefringencia. (**Figura 8.25**)

Hacia la parte basal de la columna litoestratigráfica se observa una fuerte alteración de la pseudomatriz y de fragmentos líticos a minerales de arcillas, esencialmente a

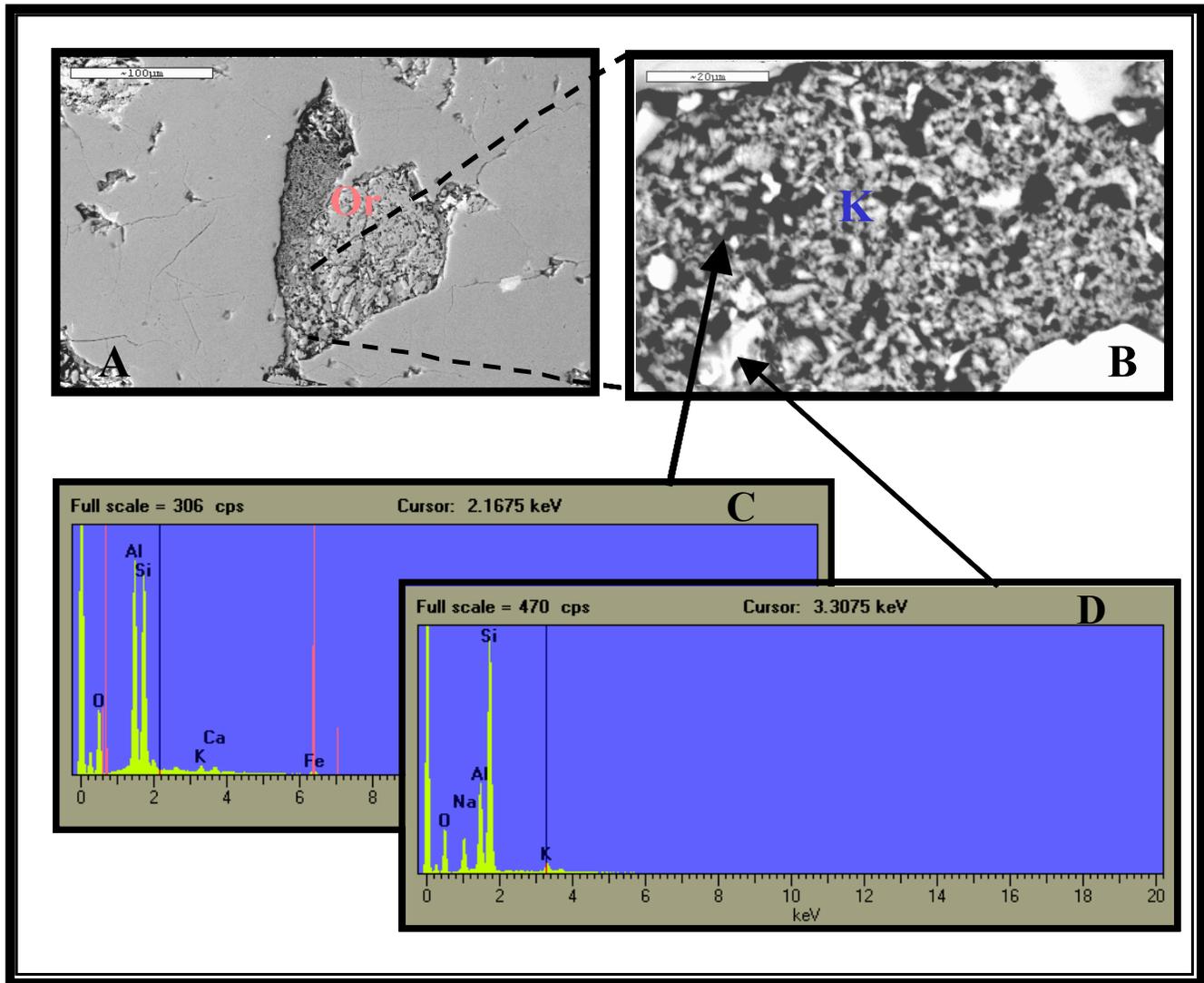


Figura 8.22: Alteración de feldespato a caolinita (K). **A)** alteración parcial del feldespato tipo ortosa (Or). **B)** detalle de la caolinita producto de alteración del feldespato, observándose reliquias del feldespato previamente existente. **C)** *spectrum* correspondiente a la caolinita producto de alteración. **D)** *spectrum* correspondiente al feldespato no alterado. Muestra SMW 019, microfacies de areniscas subarcosas.

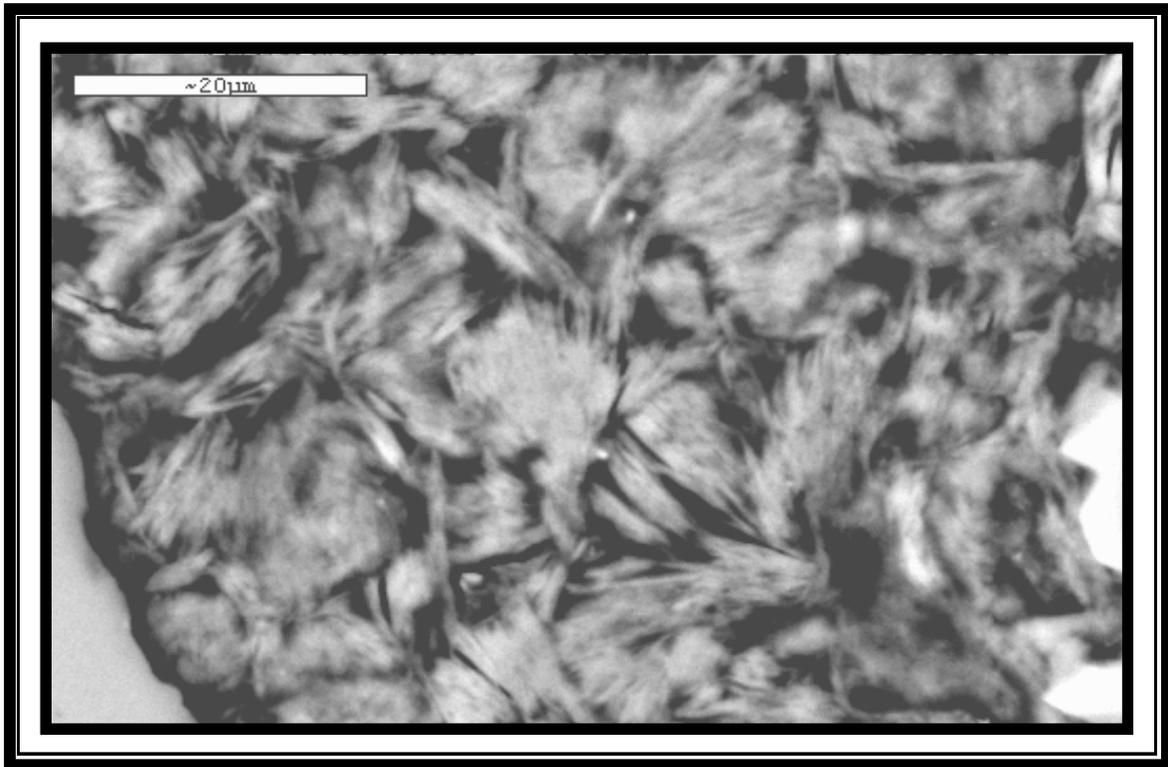


Figura 8.23: Imagen en *back scattered*, mostrando detalle de caolinita parcialmente alterada a ilita, observándose una textura fibrosa en este caso agrupados en paquetes. Muestra SMW 006, micro facies de areniscas sublitolarenita.

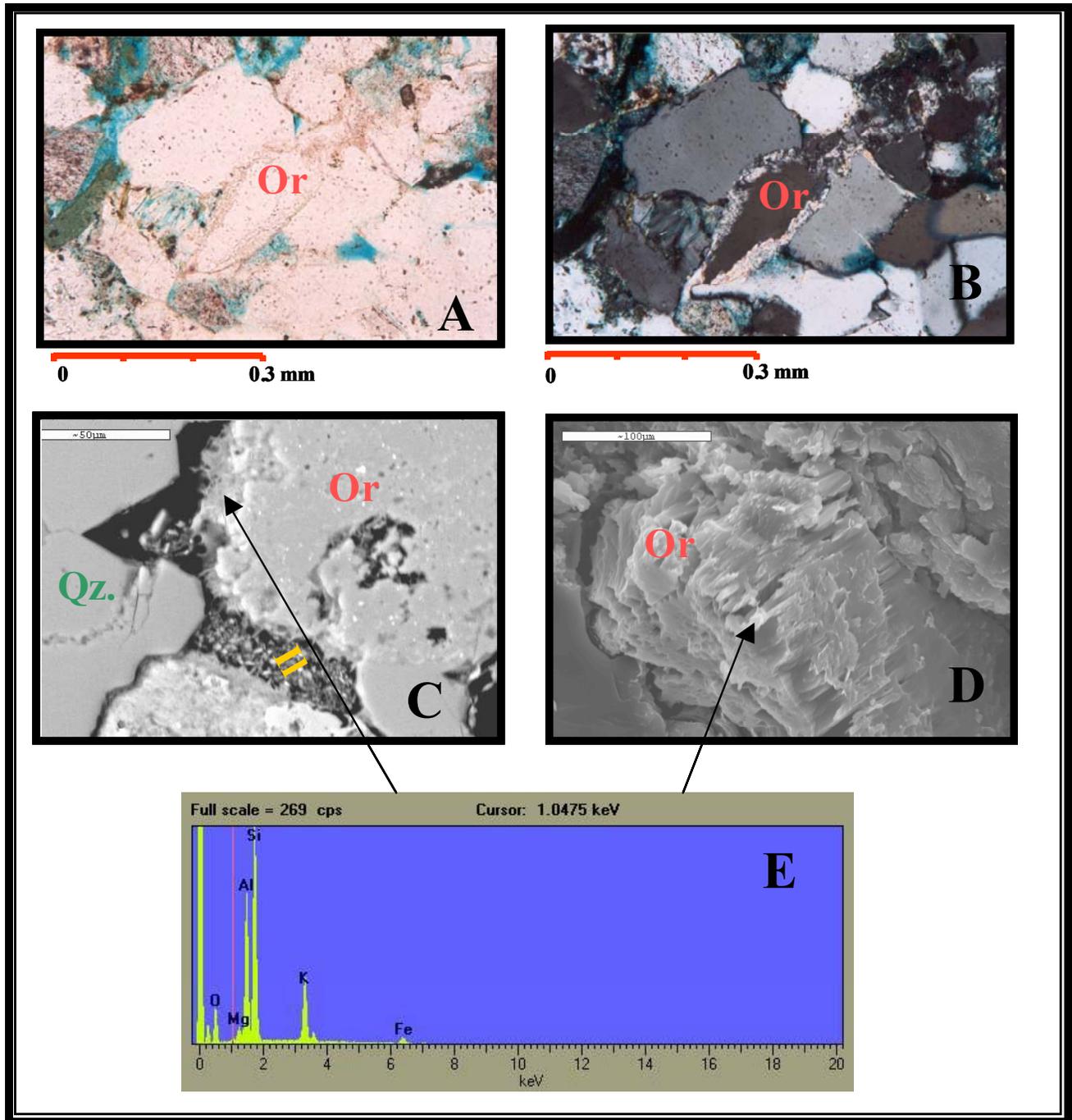


FIGURA 8.24: Ilita autigénica (Il) formando envoltorios o aureolas de alteración alrededor de feldespato potásico tipo Ortosa (Or). **A)** y **B)** fotomicrografías en nícoles paralelos y cruzados respectivamente, donde se destaca la presencia de un grano de ortosa alterando a ilita en sus bordes. **C)** imagen de *back scatered*. **D)** imagen de microscopía electrónica (SEM), evidenciando el mismo proceso de alteración en feldespato mostrados en **A)** y **B)**. **E)** *spectrum* mostrando la composición elemental del feldespato en proceso de alteración. Muestras SMW 018 y SMW 020, microfacies de areniscas subarcosas.

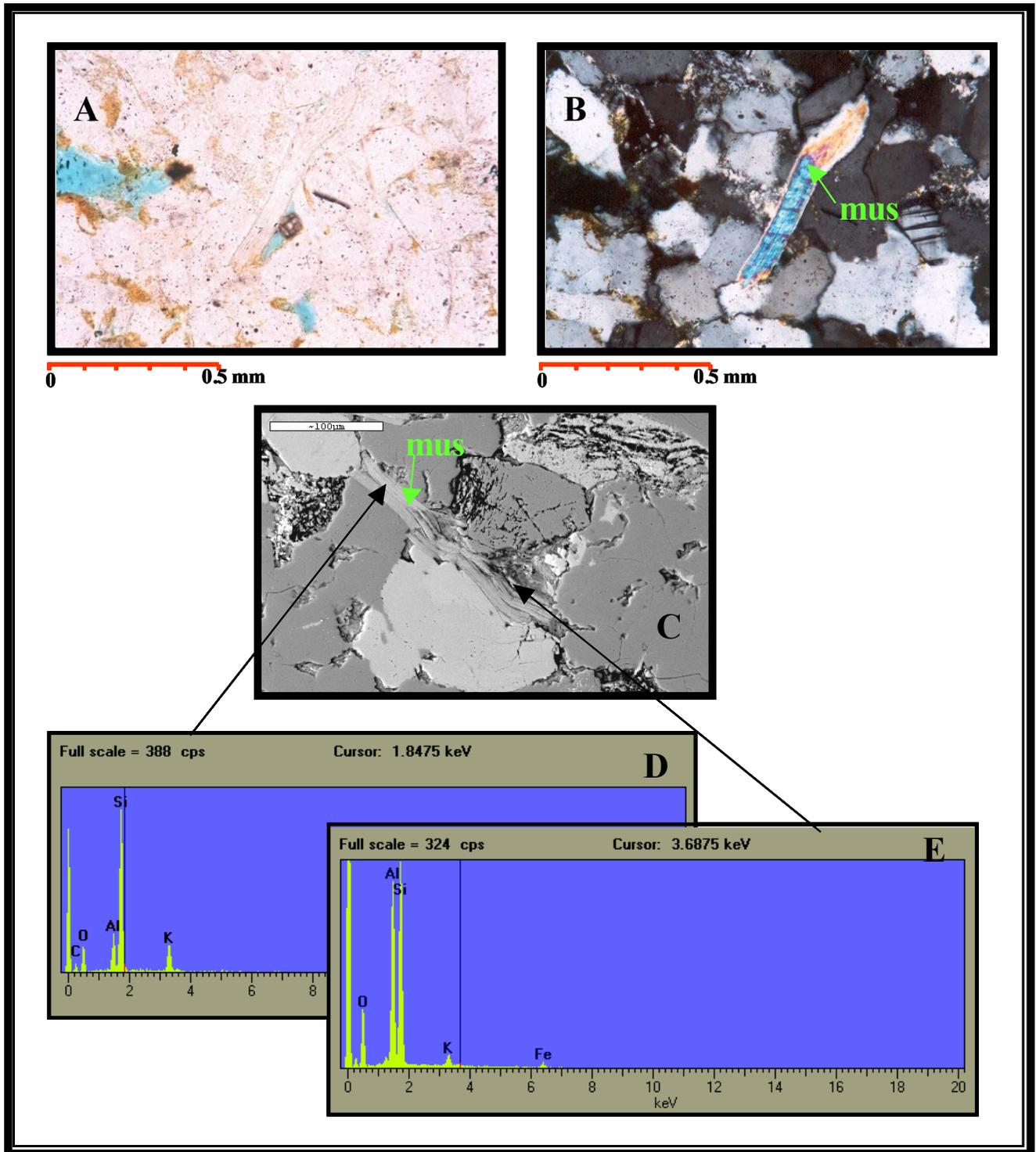


Figura 8.25: Illitización de mica muscovita (*mus*). **A)** y **B)** fotomicrografías con nícoles paralelos y cruzados respectivamente, destacando la presencia de una mica muscovita alterando a illita en sus bordes y mucho más intensamente en la zona de deformación señalada con la flecha en **B**. **C)** imagen de *back scatered*, mostrando una mica muscovita alterando a illita con mayor intensidad en las zonas de deformación. **D)** y **E)** composición elemental de la muscovita sin alterar y alterando. Muestras SMW 057, microfacies de areniscas sublitasenitas.

ilita e illita /esmectita. La alteración es tan intensa que en ocasiones se dificulta el reconocimiento del grano que altera. (**Figura 8.26**)

- **Disolución**

La disolución se presenta de manera parcial y total de granos, principalmente en detritos inestables de feldespatos, fragmentos líticos, y en menor medida en granos de cuarzo, cemento de sílice y material alterado

La disolución parcial en los detritos de cuarzo se reconoce por los bordes corroídos y un aparente empaquetamiento suelto con una alta porosidad intergranular. Cuando la disolución es del cemento de sílice se observa una pérdida de las terminaciones euhedrales del sobrecrecimiento. (**Figura 8.27**)

La disolución parcial, en los granos de feldespato y en los granos alterados, se manifiesta como parches remanentes del material soluble dentro de un marco que definen la forma original del grano, que en ocasiones determinan una porosidad intergranular por disolución. (**Figura 8.28**)

La disolución total se evidencia por la presencia de poros con el tamaño y la forma de los granos detríticos, porosidad móldica. (**Figura 8.29**)

Otro indicio de disolución es el empaquetamiento no homogéneo que exhiben algunas muestras con presencia de laminación, donde las láminas de granulometría más gruesa presentan mayor disolución de sus componentes. (**Figura 8.30**)

La disolución también se presenta a lo largo de fracturas epigenéticas que favorecen la circulación de fluidos, los cuales son responsables de la disolución de los materiales en torno a ella. (**figura 8.31**)

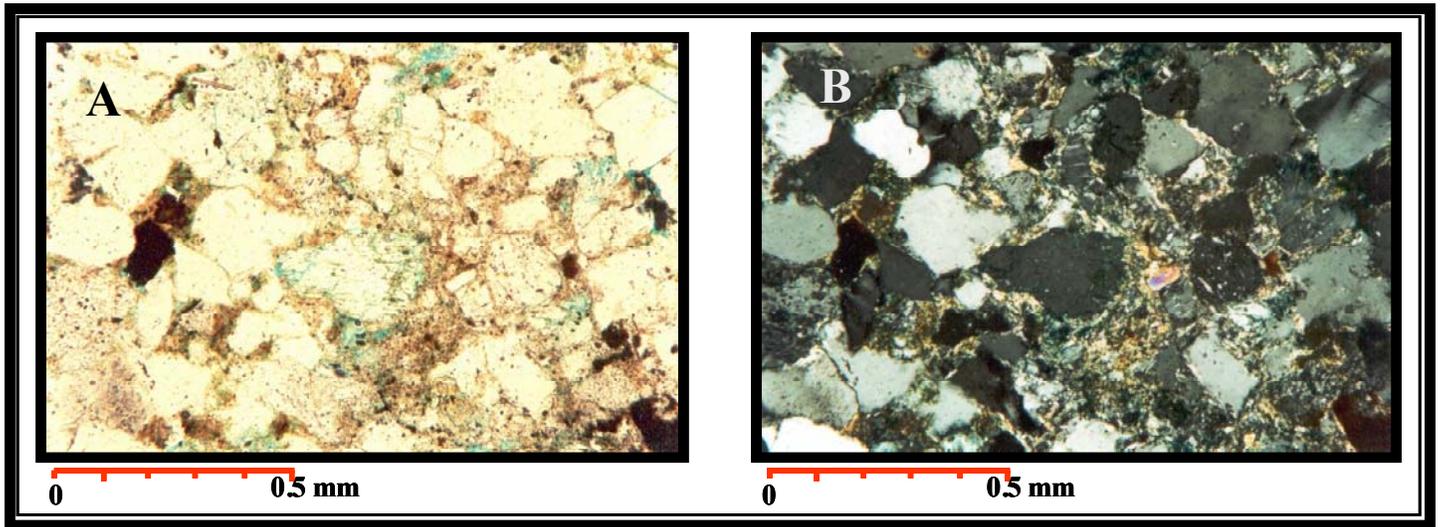


Figura 8.26: Alteración a smectita / illita de la pseudomatriz formada por la deformación previa de fragmentos líticos. **A)** fotomicrografía en nicoles paralelos destacando la apariencia sucia de estas areniscas. **B)** fotomicrografía en nicoles cruzados mostrando los colores de birrefringencia típicos de la esmectita / illita asociados a la pseudomatriz. Muestra SMW 031, microfacies de areniscas sublitarenitas.

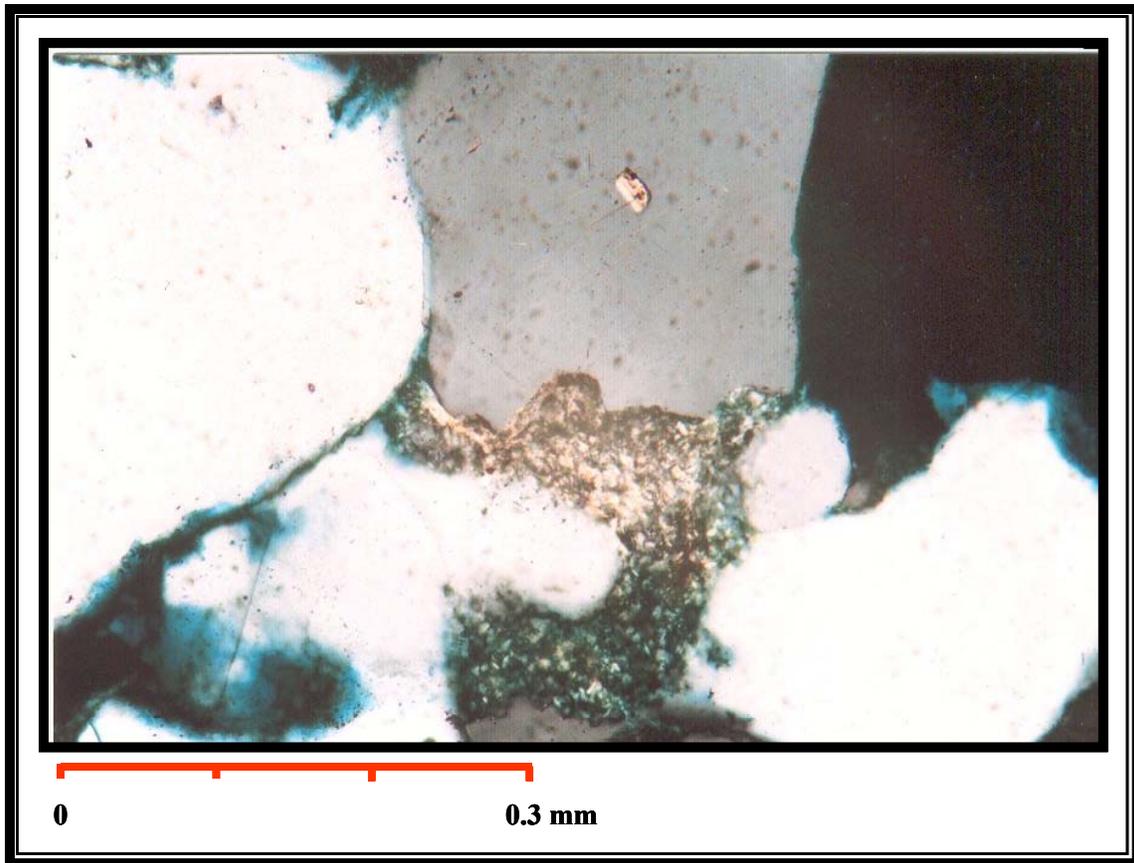


Figura 8.27: Fotomicrografía bajo nicoles cruzados, mostrando la disolución de cemento siliceo y granos de cuarzo en contacto con arcillas autigénicas, destacando la acción corrosiva que estas arcillas ejercen sobre el cuarzo. Muestra SMW 002, microfacies de areniscas cuarzosas.

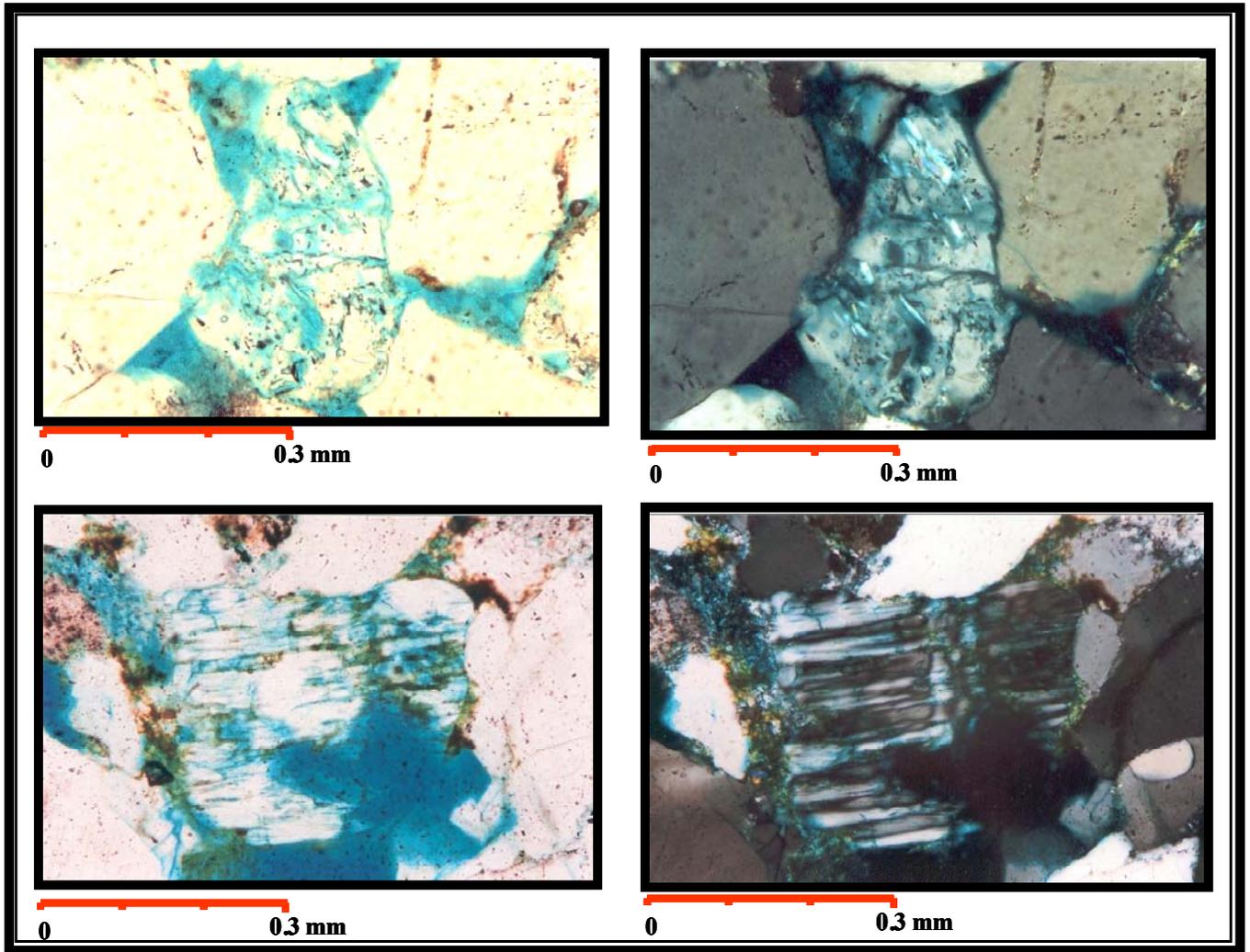


Figura 8.28: Disolución parcial de Feldespatos. A) y B) fotomicrografías bajo nicoles paralelos y cruzados respectivamente, destacando la disolución parcial de un grano de Ortosa. C) y D) fotomicrografías en nicoles paralelos y cruzados de un grano de plagioclasa. Muestras SMW 020 y SMW 010, microfácies de areniscas subarcosas.

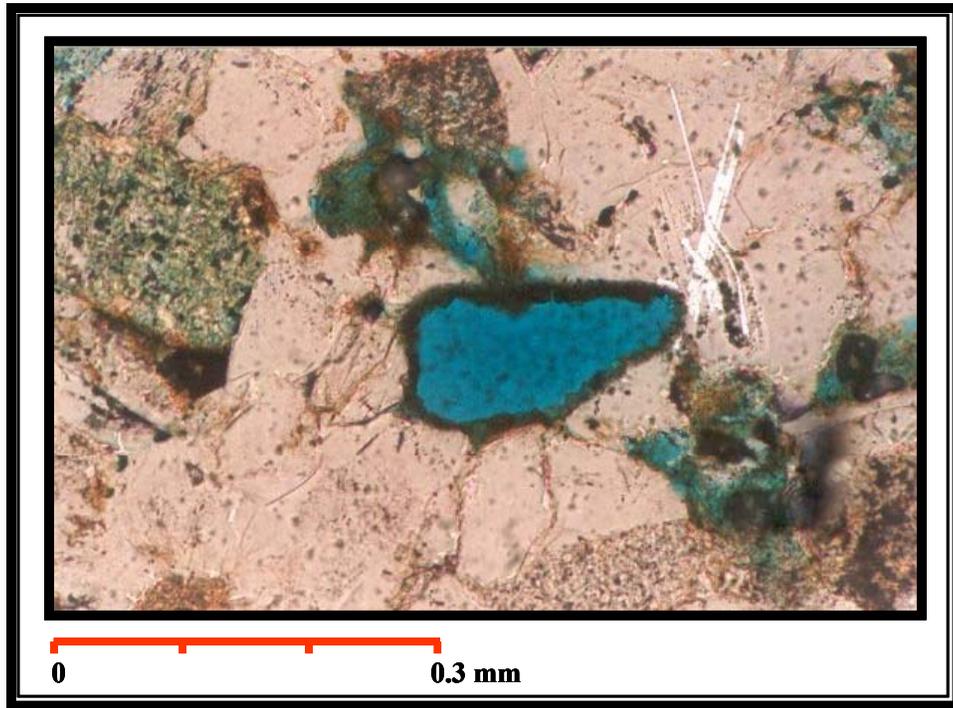


Figura 8.29: fotomicrografía en nícoles paralelos mostrando porosidad móldica. Muestra SMW 046, microfácies de areniscas subarcosas.

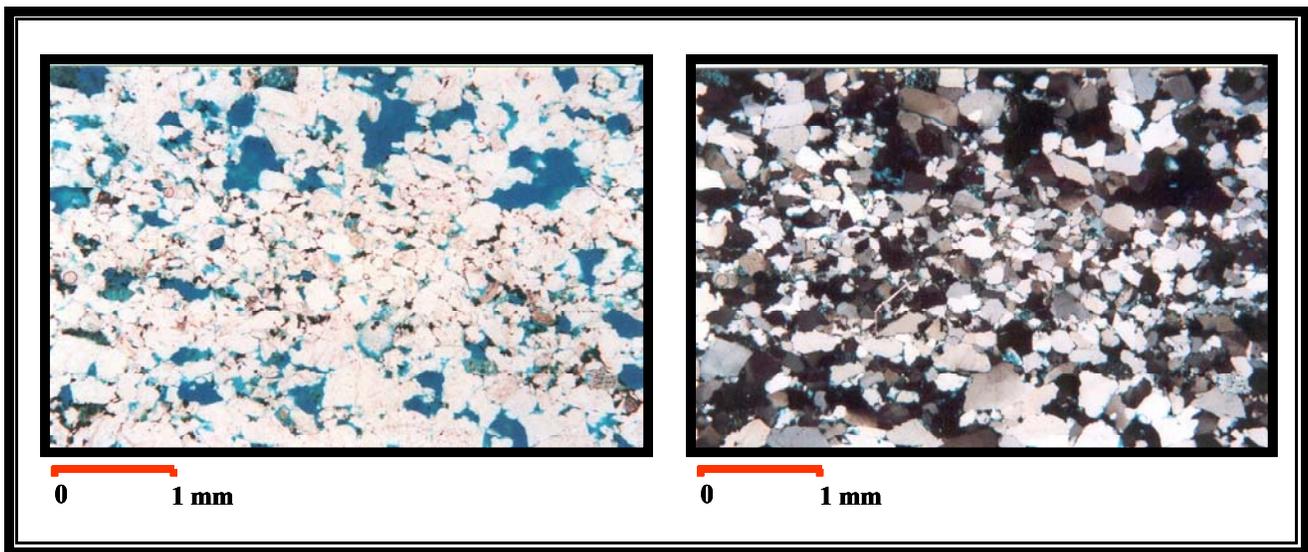


Figura 8.30: Empaquetamiento no homogéneo asociado a disolución preferencial en bandas de granulometría más gruesa. A) fotomicrografía en nícoles paralelos destacando en azul la porosidad presente, mientras que en B se muestra la misma foto bajo nícoles cruzados. Muestra SMW 006, microfácies de areniscas sublitanitas.

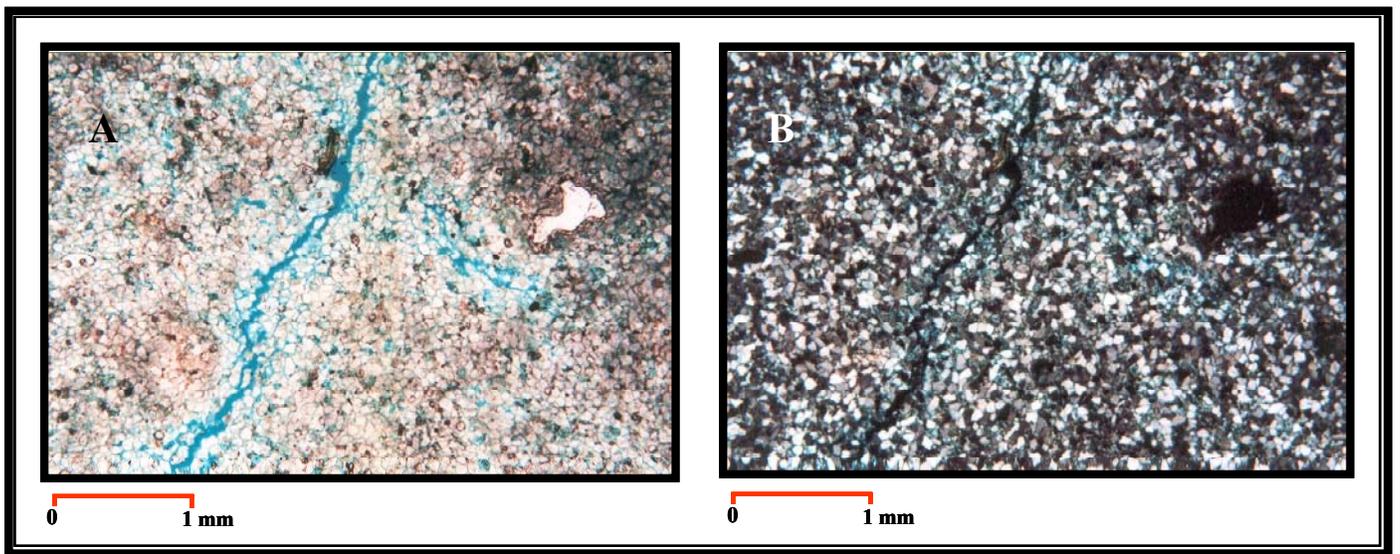


FIGURA 8.31: Fracturas abiertas. **A)** fotomicrografía bajo nicoles paralelos, destacando el proceso de disolución que ocurre en torno a la fractura. **B)** fotomicrografía bajo nicoles cruzados. Muestra SMW 016, limolita.

Los procesos diagenéticos observados en la secuencia estudiada se encuentran fuertemente influenciados por la composición de las areniscas. De esta manera se tiene una correspondencia de los cementos presentes, además de los procesos de disolución y alteración, con las microfacies estudiadas. (ANEXO 9 y 11)

El cemento de sílice y el de caolinita es más común para las microfacies de areniscas cuarzosas, mientras que el sobrecrecimiento de feldespato lo es para la microfacies de las subarcosas y sublitarenitas, las cuales tiene mayor cantidad de plagioclasa, ortosa y microclino.

El tamaño de grano ejerce también una fuerte influencia en la cementación, retardándola para las areniscas de grano grueso y medio, y acelerándola para las areniscas de grano fino y muy fino. Lo que explica que algunas de las microfacies subarcosa y sublítica tengan las mismas cantidades de cemento de sílice que las areniscas cuarzosas. ya que éstas últimas suelen ser de grano medio mientras que las feldespáticas y líticas son de grano fino a muy fino.

Los proceso de disolución y alteración se observan principalmente en las areniscas subarcosas y sublítica, ya que éstas en su composición presentan granos inestables subceptibles a estos procesos, además es en donde mejor queda evidenciada la compactación por la presencia de granos dúctiles principalmente para las sublíticas, dando lugar a la formación de pseudomatríz.

8.3.2.- Paragénesis

La columna litoestratigráfica del Anticlinal Cerro Corazón, Formación Los Jabillos, ha sido afectada por procesos diagenéticos que indican que ha estado sometida a las zonas diagenéticas de soterramiento somero, intermedio hasta el soterramiento profundo (Surdan 1989), el cual es interrumpido por un evento de exhumación o

levantamiento de la secuencia, Teologénesis o Epidiagénesis (Corrales et al 1977, Boggs 1992, Scasso y Limarino 1997) Ver **figura 8.32 y 8.33**

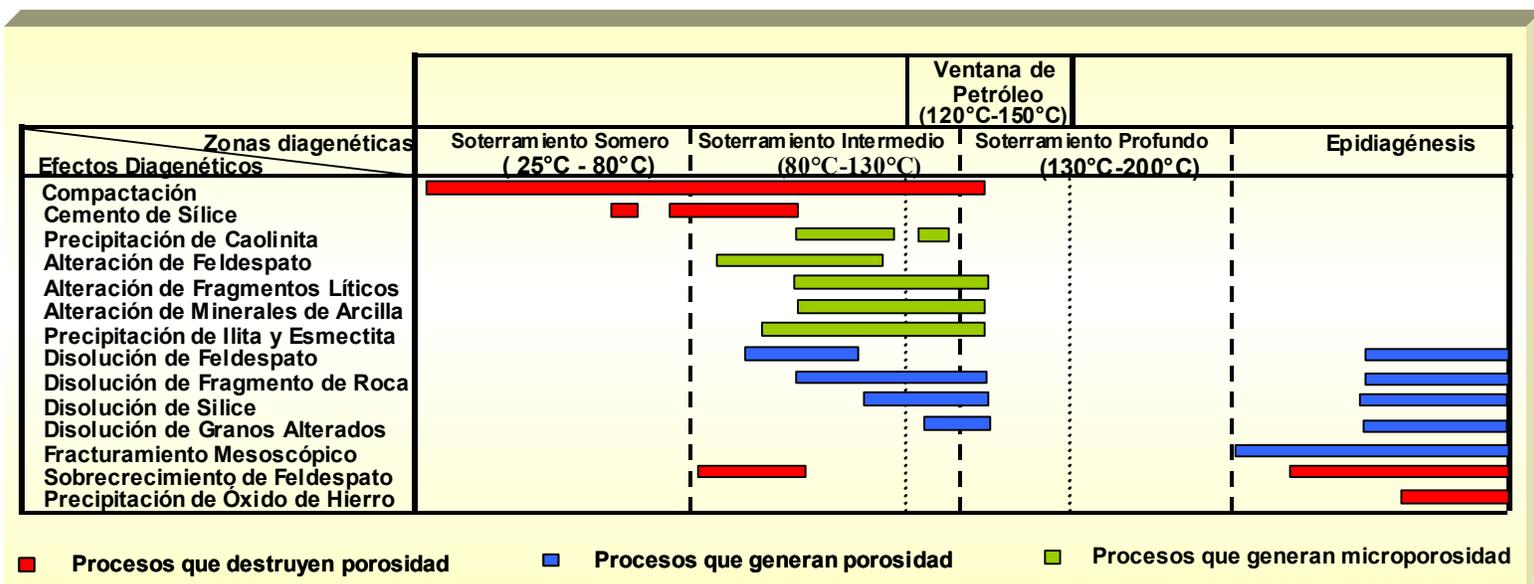
Soterramiento Somero (interfase agua /sedimento < 80°C)

Los efectos diagenéticos que caracterizan esta zona para la secuencia estudiada son la compactación y la cementación temprana de sílice. Las evidencias de la compactación quedan reflejadas por la presencia de contactos longitudinales entre granos y contactos grano – cemento. Además es común el fracturamiento rígido de granos de cuarzo y la deformación y fracturamiento de granos dúctiles tales como fragmentos líticos y micas, entre partículas más rígidas de cuarzo, dando lugar a la formación de pseudomatriz (Dickinson 1970), especialmente en las microfacies de areniscas sublitarenitas.

La compactación en los dos primeros kilómetros de soterramiento reduce la porosidad inicial entre 20% y 15%, la cual motiva la expulsión de aguas superficiales a través de los poros de las areniscas. La circulación de estos fluidos es la condición necesaria para que se genere la sobresaturación suficiente de sílice y depositar los volúmenes de cemento observados en la roca. (Scasso et al 1997 y Sandoval 2000)

Soterramiento Intermedio (80°C – 130°C)

En esta etapa se inicia una pequeña cementación de caolinita, además continua la precipitación de sílice y con el progresivo soterramiento sigue compactándose las arenas, pero este efecto queda casi inhibido por la cementación de sílice. De igual manera comienza a ocurrir otros procesos diagenéticos como: alteración de feldespatos, fragmentos líticos, precipitación de arcillas autigénicas y cemento de feldespato, así como también la disolución parcial o total de granos inestables (fragmentos de roca, feldespatos, etc.)



Tomado y modificado de Surdan *et al.*, 1989.

Figura 8.32: Cuadro paragenético de la formación Los Jabillos para el área de cerro Corazón

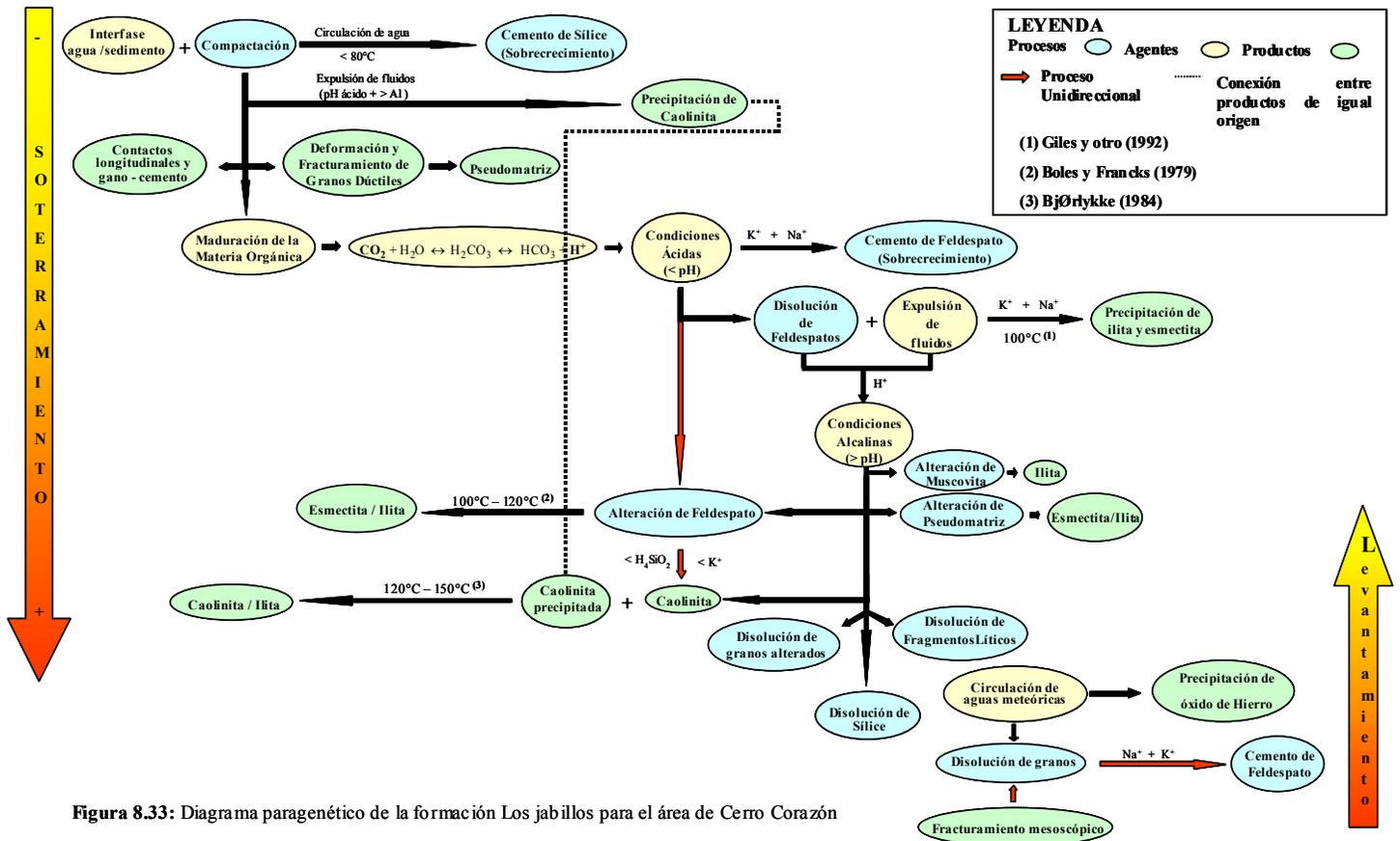


Figura 8.33: Diagrama paragenético de la formación Los jabillos para el área de Cerro Corazón

La cementación de caolinita, asociadas a un flujo continuo de soluciones ricas en aluminio en condiciones de pH ácido, cuyo origen está asociado a la expulsión de fluidos durante la compactación (Bucke y Mankin 1971 en Sandoval 2000) aunque también puede estar relacionado a la disolución de feldespatos, proceso presente en las muestras estudiadas. Debido a la ausencia de las lutitas para la secuencia levantada, se podría inferir que algunos de los cubiertos dentro de la columna litoestratigráfica corresponden a esta litología arcillosa.

Los procesos de alteración y disolución observados están asociados al CO₂ presente en el ambiente diagenético, como consecuencia de la maduración de la materia orgánica, en niveles estratigráficos adyacentes. El CO₂ debe estar en fase disuelta para forma ácido carbónico (H₂CO₃), que por ser un ácido débil se disocia en el agua originando iones de H⁺ que bajan o disminuyen el pH, dando lugar a la formación de un solvente ácido que favorece la alteración y disolución de minerales. (Surdam *et al.*, 1993 y Sandoval 2000): $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \Leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$

En estas condiciones ácidas los feldespatos alteran a caolinita, acompañado por contenidos bajos de sólidos disueltos, incluyendo contenidos bajos de K⁺ y H₄SiO₄ (Pettijohn *et al.* 1973) Adicionalmente, se produce disolución de feldespatos, la cual provee los cationes de K⁺ y Na⁺ necesarios para la precipitación de las arcillas illita (K⁺) y esmectita (Na⁺), conjuntamente con cantidades apreciables de alúmina y sílica. Los requerimientos químicos, según Blatt 1979, para la precipitación de estas arcillas, en las aguas del subsuelo son al menos de 0.1 ppm de alúmina disuelta [Al(OH)₄⁻], 1 ppm de sílica (H₄SiO₄), un valor mayor de 13 en la relación log (Na⁺/H⁺) y/o un valor mayor a 20 en la relación log (K⁺/H⁺).

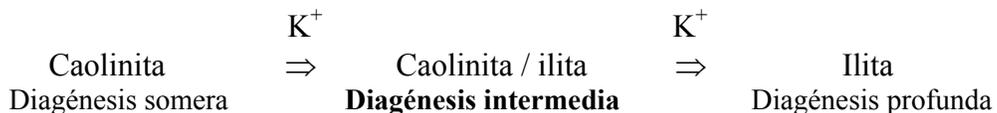
Wilson (1977) en Wilson (1994) reporta que grandes cantidades de desarrollo de illita son observadas a temperaturas sobre o alrededor de los 116° C, Giles *et al.* (1992) en

Wilson (1994) establecen que la aparición de la illita comienza comúnmente a temperaturas aproximadamente a 100° C

Adicionalmente, en la disolución de feldespatos, ocurre un consumo de iones de H⁺, lo que trae como resultado un aumento del pH (Al-Shaib y Shelton 1981) Bajo estas condiciones, la muscovita altera a illita. De acuerdo a Morad y Aldahan (1986) esta alteración puede suceder durante la diagénesis intermedia.

También en estas condiciones alcalinas, los feldespatos, ubicados hacia la parte intermedia de la columna, alteran a arcillas del tipo esmectita / illita e illita. De acuerdo a Boles y Franks (1979) la desaparición del feldespato ocurre en un intervalo de temperatura entre 100° y 120° C, con un aumento en el contenido de esmectita/illita e illita.

Seguidamente, ante éstas condiciones básicas, la caolinita aumenta su inestabilidad y con la disponibilidad de suficientes cantidades de K⁺ puede transformarse a illita a temperaturas entre 120° y 150° C (Bjørlykke 1984). Según Kisch (1983) la transformación puede ocurrir de la siguiente manera:



Con el continuo soterramiento se produce una deformación de cementos sílice entre granos de cuarzo, lo cual se evidencia en la presencia de falsos contactos cóncavo convexos y suturados, entre granos, hacia la parte basal de la columna. En este sentido le análisis petrográfico detallado y principalmente, los análisis de cátodo luminiscencia permitieron el diagnóstico de estos procesos de deformación asociada a los sobrecrecimiento de sílice de granos contiguos.

Soterramiento Profundo (130°C – < 200°C)

Con el continuo soterramiento de la secuencia y por consiguiente el paulatino aumento de la temperatura, las condiciones alcalinas en el sistema permanecen, así como la alteración y precipitación de los minerales de arcilla. La sílica aumenta su solubilidad, por lo que se inicia la disolución de granos de cuarzo, cemento de sílice y de algunos granos alterados.

Epidiagénesis

Las condiciones de soterramiento profundo quedan interrumpida por un proceso de levantamiento, epidíagénesis o telodiagénesis, que por la liberación de esfuerzo de sobrepresión y el movimiento de masas sobre la pendiente del terreno genera fracturamiento mesoscópico.

Por la presencia de cemento de feldespato (ortosa y plagioclasa) presentes como sobrecrecimientos sintaxiales y epitaxiales y formas más extrañas, como rellenos de microporosidades dentro de granos previamente disueltos, se infiere que la secuencia regresa a condiciones de soterramiento intermedio en el marco de la epidíagénesis. Según Scasso (1997), su formación ocurre si existen las concentraciones adecuadas de sílice y de los iones de Na^+ y K^+ , provistos por la disolución de otros silicatos.

Al alcanzar la profundidad donde comienza a tener influencia de aguas meteóricas se reactiva el proceso de disolución de granos, favorecida por la presencia de fracturas, que permite la circulación de los fluidos, además se inicia la precipitación de óxido de hierro, en fracturas y en poros dispersos.

8.3.3.- Evolución de la Porosidad

La columna litoestratigráfica de la Formación Los Jabillos levantada en el sector de Cerro Corazón se caracteriza por tener una porosidad promedio del 8.6%, evaluadas visualmente en petrografía, de los cuales el 2.1% es primaria, y el 6.5% es secundaria. Estas porosidades fueron calibradas con el uso del programa ADIE, el cual corrobora las estimaciones realizadas petrográficamente.

De acuerdo a la **figura 8.34** existe un comportamiento general de la porosidad de disminuir hacia la base, con una desaparición total de la porosidad primaria hacia ésta parte de la columna, que en algunos sectores se ve reactivada o favorecida por la presencia de la porosidad secundaria. En ella se observa claramente que la porosidad está fuertemente influenciada por la composición y textura de las areniscas.

Por lo tanto se tiene un predominio de la porosidad primaria para la microfacie de las areniscas cuarzosas, que corresponde a la unidad B, hacia el tope de la columna, mientras que para la base (unidad A), formada principalmente por las areniscas subarcosas domina la porosidad secundaria por disolución.

En función a lo observado en las secciones petrográficas, la Formación Los Jabillos, tiene inicialmente una porosidad primaria interpartícula, la cual es ocluida por una fuerte cementación temprana de sílice que inhibe la compactación mecánica, en una etapa de soterramiento somero, y que da lugar a la formación de poros euhedrales

Con el progresivo soterramiento y la carga litostática se inicia un proceso de compactación, que reduce la porosidad creando contactos entre cementos de sílice y

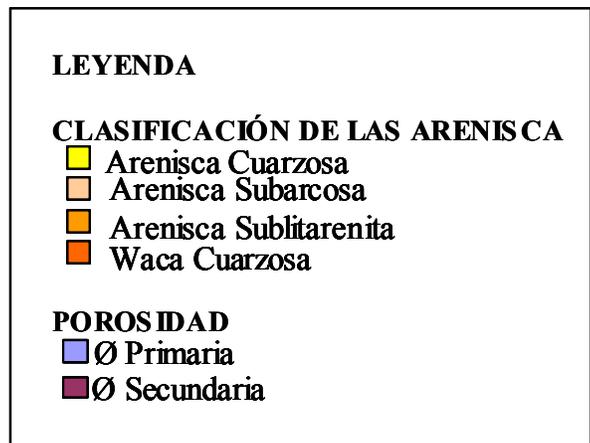
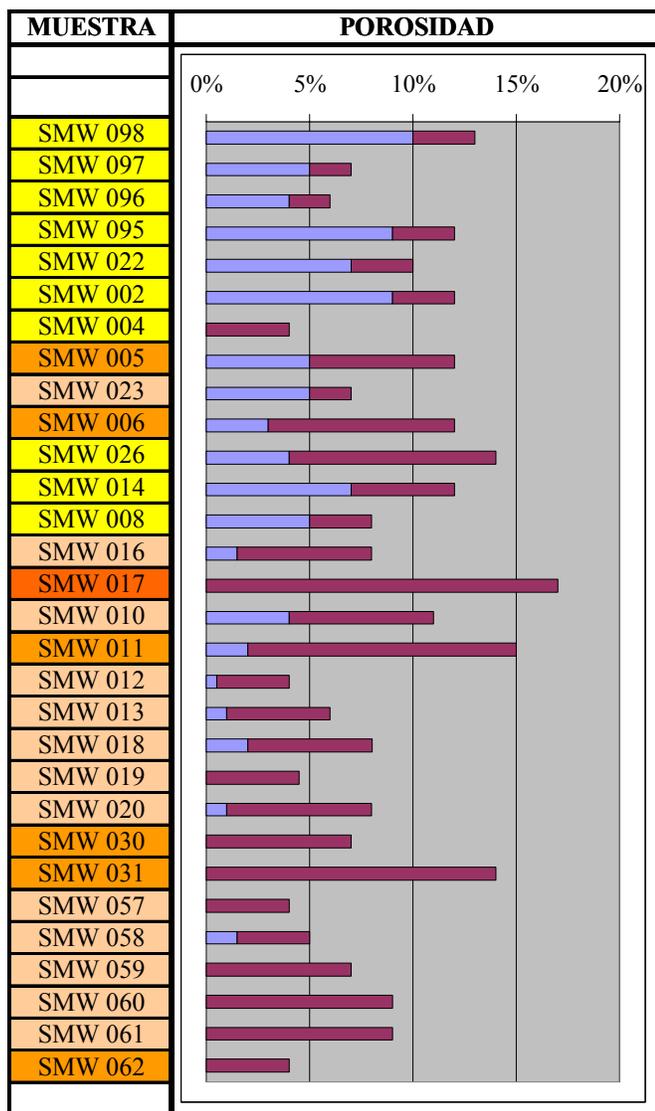


Figura 8.34: Cuadro sintético de la variación de la porosidad a lo largo de la columna generalizada de la Formación Los Jabillos, para el área de cerro Corazón.

longitudinales entre granos. Esta destrucción de la porosidad se ve favorecida por la precipitación de caolinita.

Conjuntamente los procesos que mejora o generan porosidad tienen lugar, como lo es la disolución parcial y total de granos de feldespatos, creando porosidad móldica e intrapartícula por disolución. Seguidamente se forma microporosidad por la precipitación y alteración de feldespatos y muscovita a minerales de arcillas.

Con el aumento del soterramiento ocurren simultáneamente procesos que generan y destruyen porosidad. La compactación mecánica, para este estado, la ocluye con la formación de pseudomatriz y de contactos cóncavos-convexos y suturados entre cementos. La disolución de granos de cuarzo, fragmentos líticos y cemento silicio mejoran la calidad de la posible roca reservorio. Proceso que sigue en la etapa de levantamiento, acompañado por un fracturamiento mesoscópico.

Los efectos de los sobrecrecimientos de feldespato y de precipitación de óxido de hierro sobre la porosidad son mínimos, en la epidiagénesis, en comparación con la disolución reinante, la cual está favorecida por la composición y la textura de las rocas.

8.4.- Diagénesis del intervalo calcáreo

8.4.1.- Evidencias y Procesos:

Las calizas correspondientes al miembro calcáreo presente en la parte superior de la secuencia estratigráfica de cerro Corazón se caracteriza por presentar los siguientes procesos diagenéticos.

- **Micritización (Figura 8.35)**

Los procesos de micritización se evidencian a partir de envoltorios micríticos en fragmentos de moluscos, micritización total de restos de algas verdes y de cámaras de los foraminíferos bénticos, todos ellos relacionados a la acción de organismos como bacterias y hongos.

También están asociados a horadaciones en fragmentos de moluscos de gran tamaño y a estructuras tubulares construidas por gusanos *Serpulidos* que desarrollan una pared construida por laminas concéntricas de calcita.

- **Cementación (Figura 8.36)**

Predominan los cementos calcáreos, siendo reconocidos los siguientes tipos: cemento de calcita equigranular relleno de cavidades previamente disueltas, fracturas y cavidades horadadas sobre fragmentos de moluscos. Cemento drusa y bloque relleno de cavidades previamente disueltas.

Otro cemento presente a nivel de trazas es el cemento de óxido de hierro, que llega a enmascarar la matriz, lo cual es típico de las facies observada en el sector noroeste del área de trabajo.

- **Reemplazos (Figura 8.36d)**

El único reemplazo observado es la glauconización muy escasa y presente siempre cercana a las estilolitas.

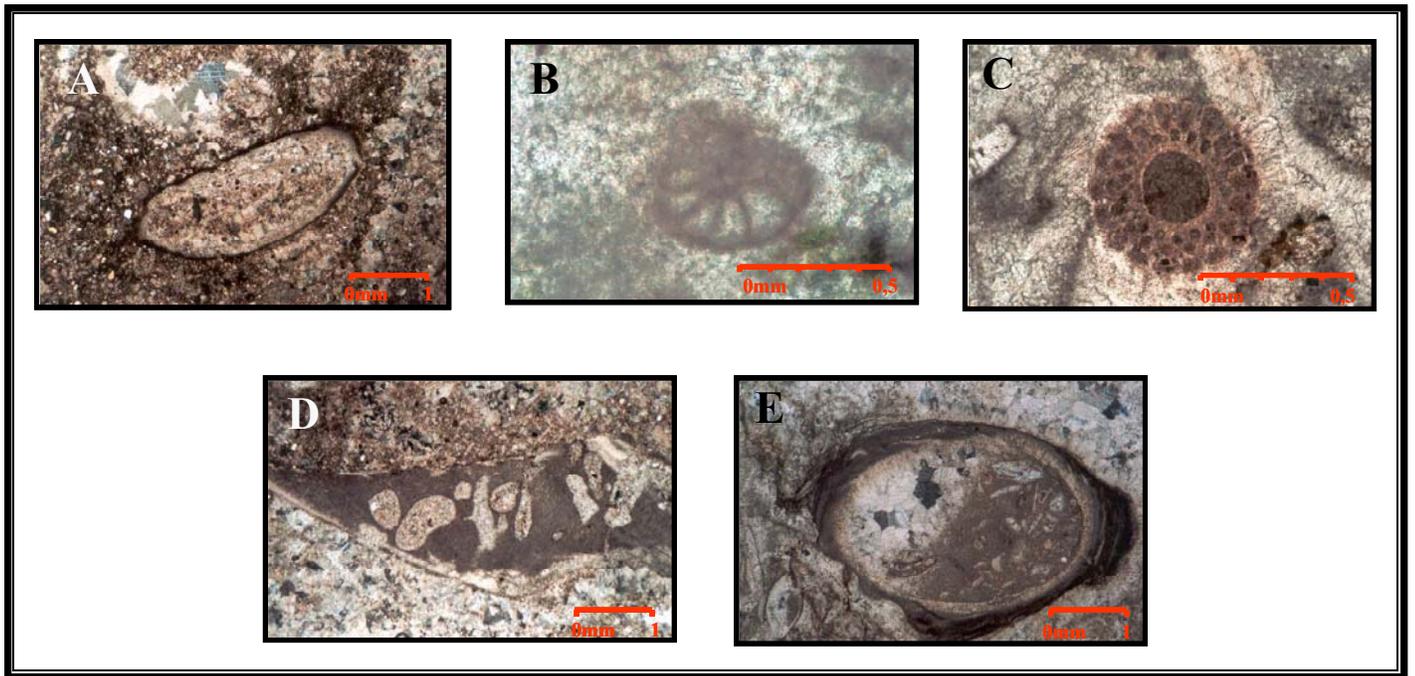


Figura 8.35: Fotomicrografías de procesos diagenéticos orgánicos vistas bajo nicoles cruzados. **A)** fragmento de roca carbonática con presencia de envoltorio micrítico. **B)** micritización total de un foraminífero béntico del género *Lenticulina*. **C)** alga verde correspondiente a la familia *Dasycladaceae* altamente micritizada. **D)** fragmento de molusco micritizado y horadado. **E)** tubo de *Serpulido*, destacándose la pared laminar, así como el relleno parcial de micrita y espato en estructura de *Geopetalo*.

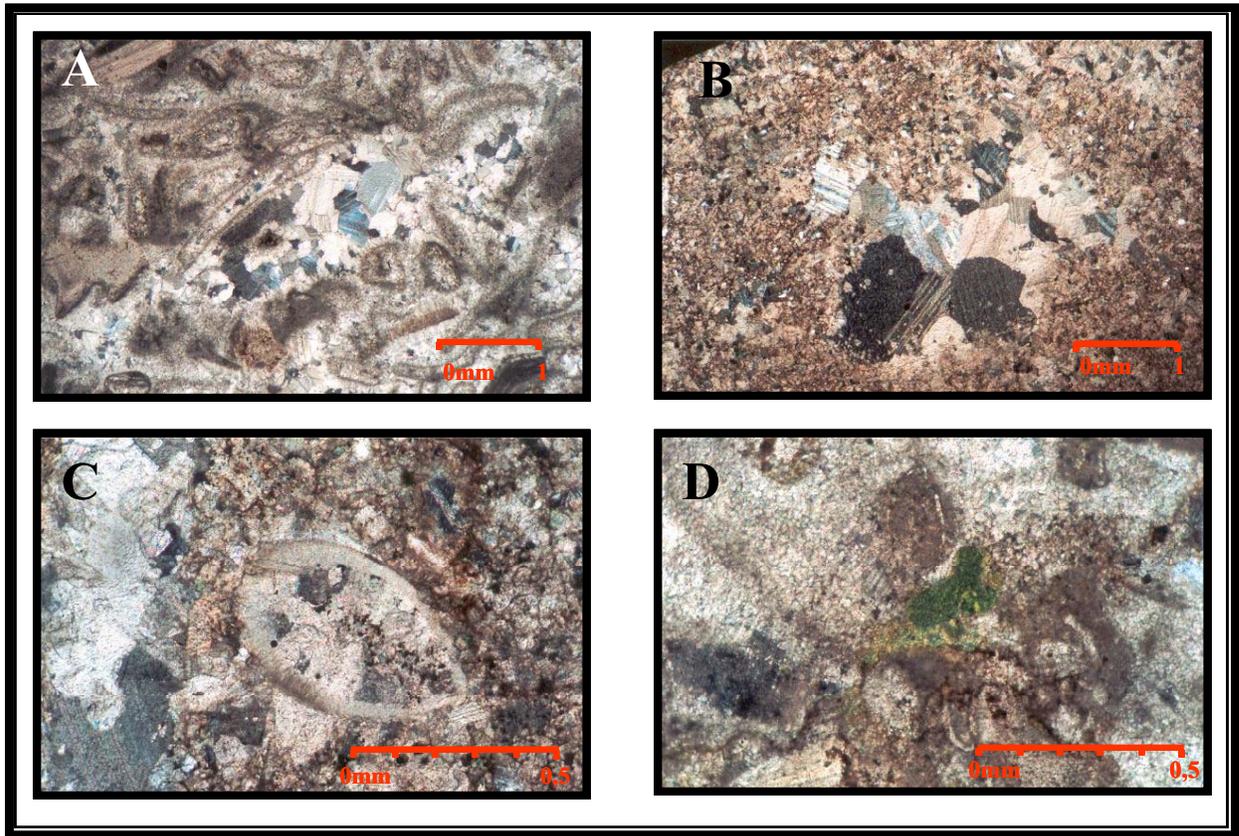


Figura 8.36: Fotomicrografías bajo nicoles cruzados de procesos de cementación y reemplazo. **A)** cemento de espato equigranular. **B)** cemento en bloques de espato ocluyendo cavidades previamente disueltas en la micrita. **C)** ostracodo relleno en su interior por espato equidimensional. **D)** proceso de reemplazo de glauconita por carbonato de calcio.

- **Disolución**

La disolución es escasa y está asociada a las estilolitas y fracturas próximas a los fragmentos fósiles de mayor longitud, los cuales son susceptibles a ser fracturados por efecto de la compactación.

- **Neomorfismo y Recristalización (Figura 8.37 a, b, c)**

El proceso de neomorfismo es muy común en los fragmentos de moluscos, los cuales en su mayoría presentan un neomorfismo por inversión heteroaxial, aunque también en menor proporción, se observa preservada la textura original fibrosa del aragonito mostrada por algunos neomorfismo por inversión homoaxial en fragmentos de moluscos. El proceso de recristalización de la micrita a pseudoespato y espato es importante pero no ocurre de manera homogénea, puesto que los fragmentos fósiles de gran tamaño suelen constituir barreras que resguardan inalterada la micrita en algunos sectores.

- **Presión – Disolución (Figura 8.37d)**

Las estilolitas son abundantes en este nivel calcáreo, caracterizadas por presentar altas amplitudes cuando atraviesan la matriz y el cemento y muy bajas amplitudes cuando se presentan junto a partículas fósiles elongadas, lo cual puede ser respuesta al contraste de ductilidad entre la partícula esquelética y el ortoquímico circundante, al ser sometidos a presiones.

8.5.- Fuente de Sedimentos

La procedencia de las arenas en la Formación Los Jabillos ha sido estudiada por muchos autores y la mayor parte de ellos atribuyen un origen cratónico a estas arenas.

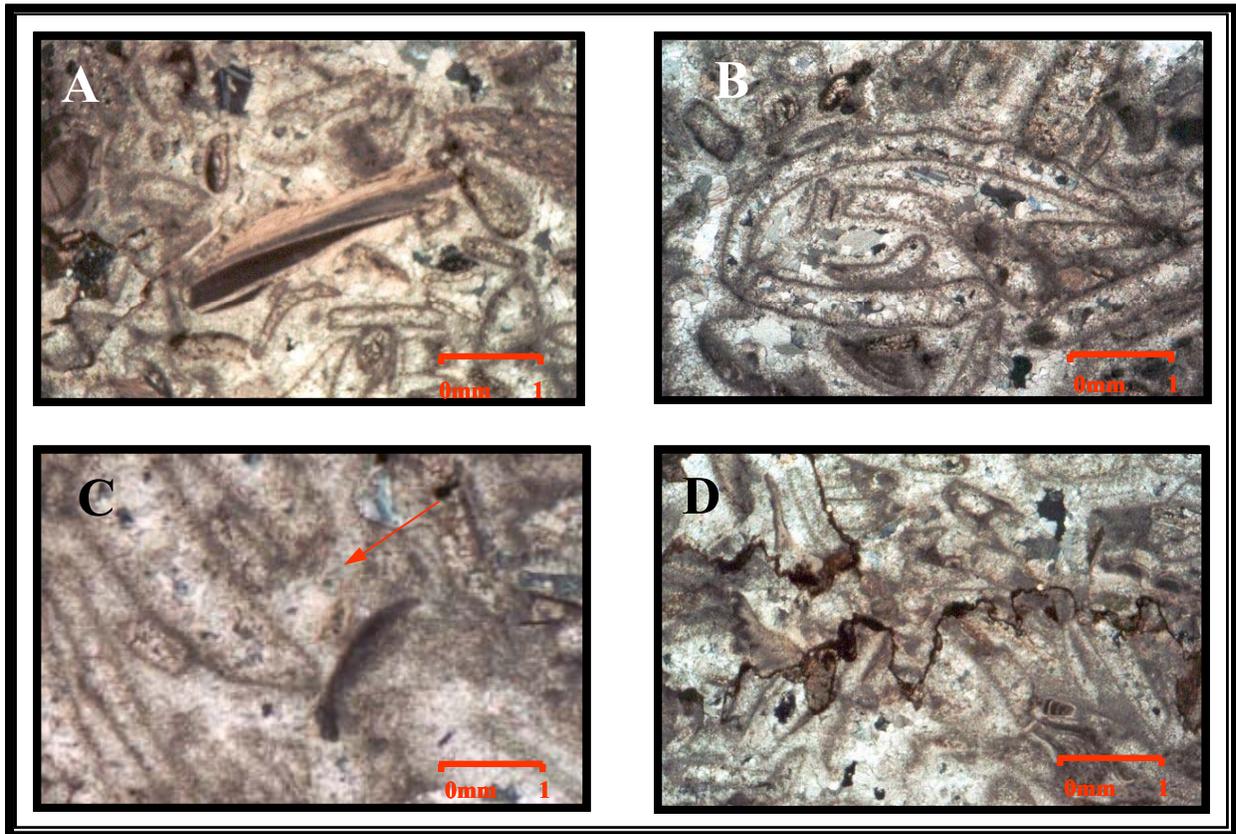


Figura 8.37: Fotomicrografías (Nicoles cruzados) de procesos de neomorfismo, recristalización y presión – disolución. **A)** fragmento de molusco con neomorfismo por inversión homoaxial. **B)** fragmento de molusco con neomorfismo por inversión heteroaxial y envoltorio micrítico. **C)** la flecha roja indica la presencia de recristalización de la micrita a speudoespató y espató fino. **D)** estilolitas de alta amplitud, rellenas de residuos insolubles (arcilla y óxido de hierro).

Por ejemplo Santiago (1990), presume que la fuente de aporte de sedimento a la cuenca durante la depositación de las formaciones Caratas, Los Jabillos y Areo está ubicada al sur y suroeste de la misma, es decir el Cratón de Guayana, descartándose de esta manera la posibilidad de que pudieran ser rocas provenientes del norte, ya que la tectónica Caribe tuvo efectos sobre el oriente de Venezuela a partir del Mioceno.

Carrillo (1999), menciona la marcada procedencia cratónica que evidencian las areniscas de la Formación Los Jabillos en la sección del río Mango, siendo evidente la madurez del sedimento y la continua disminución del aporte de cuarzo policristalino como principal componente de los fragmentos líticos.

De la misma manera Gedler (*com pers*) atribuye un origen cratónico a las areniscas de la Formación Los Jabillos, y explica la mayor abundancia de cuarzos policristalinos, hacia el tope de la unidad, posiblemente como un aporte de sedimento proveniente del oeste, debido a los levantamientos ligados a la tectónica Caribe, que ya para el momento en que se acumularon estas arenas operaban en la actual región centro norte del país, específicamente en la subcuenca del Guárico.

El análisis de procedencia de las areniscas de cerro Corazón fue hecho de manera cualitativa sin análisis modales ni análisis de minerales pesados previamente separados. En el área de cerro Corazón la proporción de componentes detríticos refleja una gran abundancia de cuarzos monocristalinos, siendo mayoritarios aquellos de origen plutónico, en cuanto a los cuarzos policristalinos, se encuentran en porcentajes que difícilmente sobrepasan el 4 %, sin embargo, pareciera haber una mayor abundancia de estos hacia el tope de la sección.

De la mitad de la sección hacia abajo se observa gran diversidad en la mineralogía de los componentes detríticos, incluyendo, aparte del abundante cuarzo, feldespatos del tipo: plagioclasa, ortosa y microclino; fragmentos de roca en su mayoría

representados por el Chert y minerales accesorios como: mica muscovita, circón, turmalina y esfena. (**Figura 8.38**)

Dickinson & Suczek (1979) clasifican la proveniencia y la derivación de las areniscas en tres grupos generales: Bloques continentales, arco magmático y orogeno reciclado. Estas zonas de procedencia fueron discriminadas por medio de dos diagramas ternarios (*QFL* y *QmFLt*) obtenidos por medio del estudio de muchas areniscas de ambientes tectónicos diferentes a nivel mundial. Los fundamentos teóricos de esta clasificación se detallan en el **capítulo 3**.

La procedencia o ambiente tectónico asociado a la fuente de detritos de la Formación Los Jabillos en cerro Corazón, de acuerdo a los diagramas ternarios de Dickinson & Suczek (1979), pertenecen a bloques continentales, específicamente en una zona de cratón interno (**Figura 8.39 y 8.40**), lo cual es corroborado con la presencia de minerales pesados como circon, turmalina, epidoto y leucoceno, asociados a este ambiente tectónico.

8.6.- Ambientes de Sedimentación

La interpretación de los ambientes de sedimentación para las areniscas correspondientes a la Formación Los Jabillos en Cerro Corazón es polémico debido a la ausencia de información bioestratigráfica que proporcione claros indicios de la batimetría involucrada, en este sentido y como soporte a la interpretación se citan una serie de trabajos hechos en la cuenca Oriental de Venezuela que evalúan los ambientes de sedimentación de la Formación Los Jabillos, y luego se exponen las evidencias observadas en el área de estudio.

Rosales (1967), considera que la mayoría de los afloramientos correspondientes a la Formación Los Jabillos son de ambiente marino litoral, pero que localmente presentan marcada influencia fluvial. Macsotay (1978) reporta la presencia de

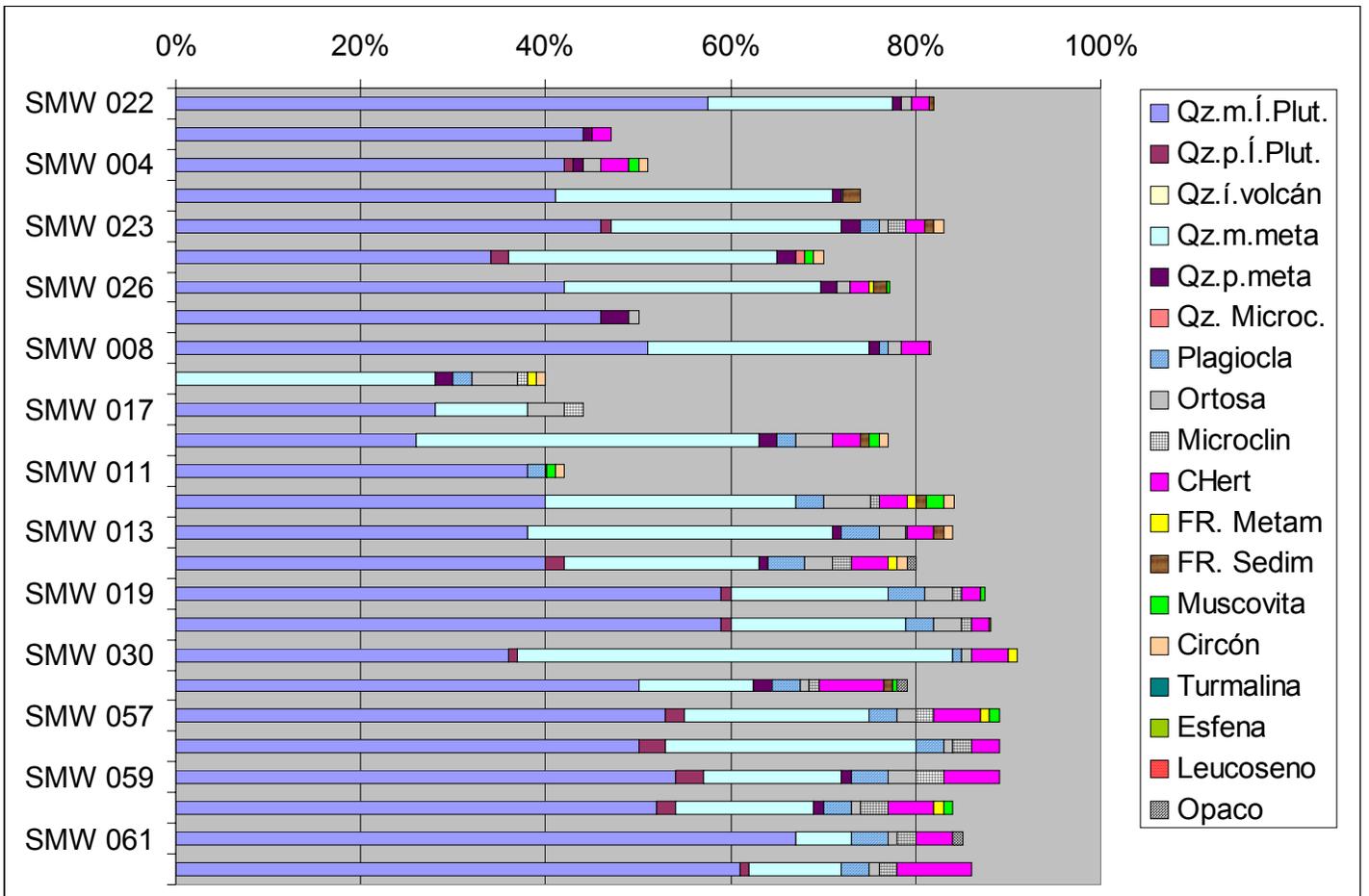


Figura 8.38: Cuadro sintético mostrando la abundancia relativa de los componentes detríticos en las areniscas de cerro Corazón correspondientes a la Formación Los Jabillos.

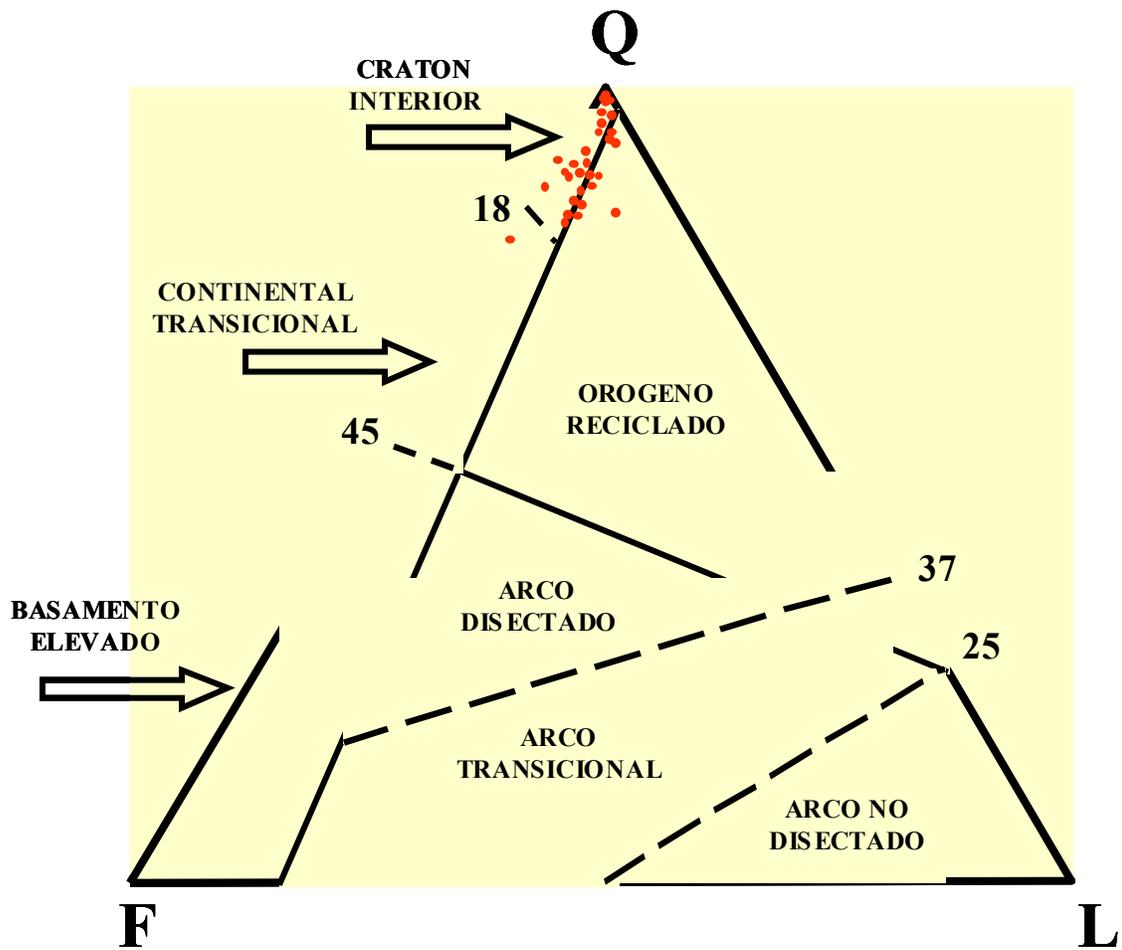


Figura 8.39: Triangulo Q-F-L de las areniscas de la Formación Los Jabillos en la columna compuesta levantada en el área cerro Corazón, en base a la clasificación de Dickinson *et al.* (1983)

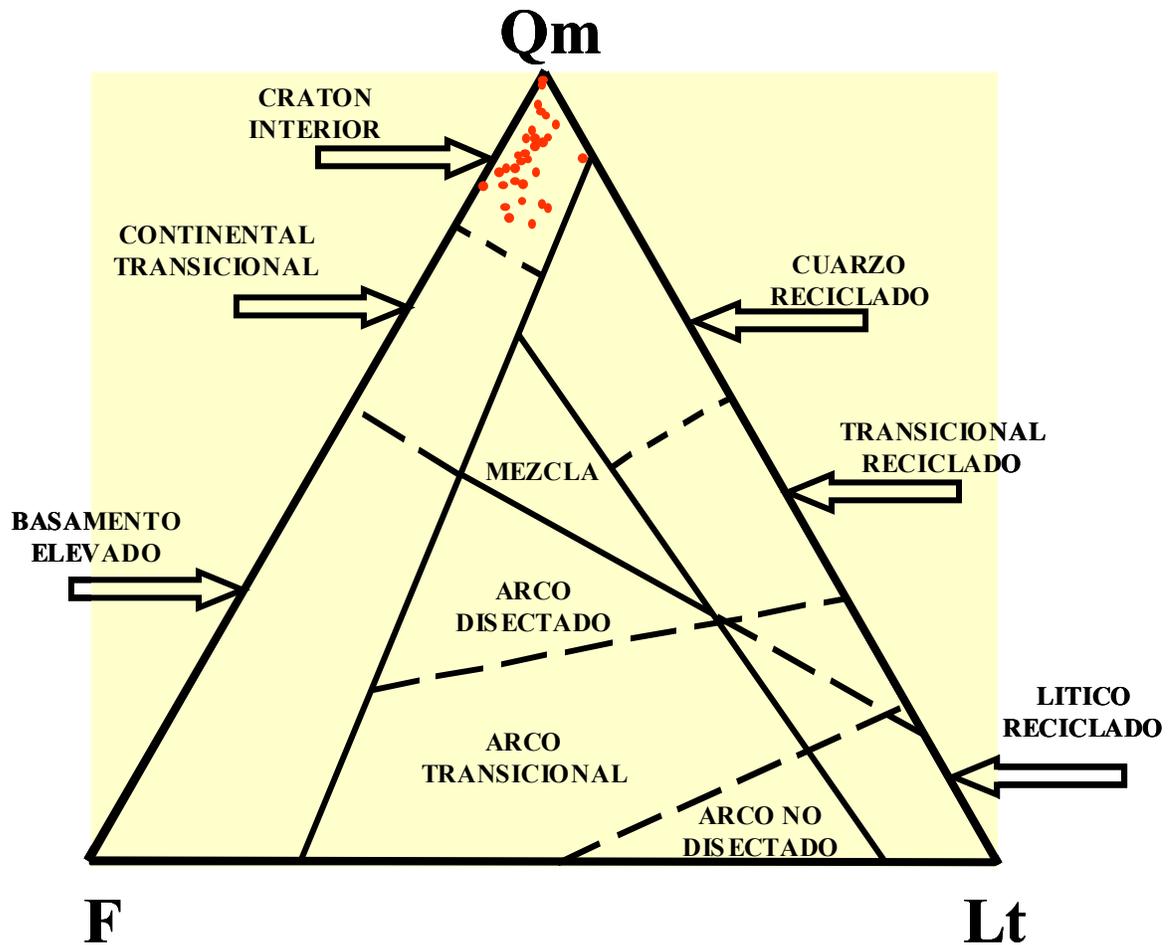


Figura 8.40: Triángulo Qm-F-Lt de las areniscas de la Formación Los Jabillos en la columna compuesta levantada en el área cerro Corazón, en base a la clasificación de Dickinson *et al.* (1983)

bioturbaciones marina y propone un ambiente de plataforma marina interna, de energía alta a media, interpretando los paquetes arenosos como barras submarinas.

Santiago (1990), de acuerdo a la distribución fisiográfica de los sedimentos en un delta, asocia las areniscas de la Formación Los Jabillos a un sistema deltaico dominado por la acción del oleaje, observando algunos depósitos de frente deltaico, donde la acción del oleaje es significativa y genera turbulencia que dispersa los sedimentos finos hacia el mar. La deriva litoral transporta arena a uno y otro lado de la desembocadura formando cordones litorales y playas, caracterizados por un dominio de cuarzo detrítico y arenas mineralógicamente maduras, granos subredondeados y bien escogidos con rizaduras en la base, tubos de horadaciones (Ophiomorpha) hacia el tope y estratificación cruzada planar. Estos depósitos están organizados en cordones progradantes que se adelgazan notablemente hacia el este y oeste de la zona en cuestión.

Para esta autora el número de distributarios de este tipo de delta es muy limitado y la morfología resultante es del tipo arqueado “*cusate*”, donde la casi totalidad de la arena aportada por los ríos es tomada de nuevo por la deriva litoral y esparcida a lo largo de la costa.

Aguasuelos Ingeniería (1991), mencionan que las secuencias expuestas en cerro Corazón, se inicia con estructuras sedimentarias indicadoras de alta energía, con bioturbaciones del tipo: *Thalassinoides*, *Tigillites* y *Corophioides*. Mas arriba en la sección, la icnocoenosis sugiere profundidades mayores: *Ophiomorpha*, *Teichichnus*, *Rhizocorallium*. En la parte superior de la secuencia se observan las calizas de cerro Corazón, que según ellos representan paleopropiedades de 0 a 12 m y rasgos petrográficos de una roca de playa.

La columna litoestratigráfica estudiada en el anticlinal Cerro Corazón presenta dos unidades, una constituida mayormente por areniscas de grano medio a fino,

subredondeados, con escogimiento moderado, muy limpias, mineralógicamente maduras, compactas y con cemento silíceo. La distribución de estas areniscas en sentido vertical muestra un apilamiento de cuerpos arenosos en su mayoría granocrecientes, que podrían dar idea de una morfología de barras, con espesores de 10 m aproximadamente.

Márquez (*com pers*), en el estudio sedimentológico de la Formación Los Jabillos, relacionado al proyecto exploratorio Capiricual, reporta la presencia de un patrón de apilamiento semejante al antes mencionado, en el sondeo PLM – 1000-1, donde las areniscas de grano grueso a muy grueso, con características mineralógicas y texturales semejantes al intervalo superior estudiado en cerro Corazón, muestran un sutil patrón de acumulación granocreciente hacia el tope. De la misma manera este autor reporta esta característica en otras localidades del occidente de la Serranía, tal es el caso de la quebrada Araguaita y el río Querecual donde los paquetes son granocrecientes hacia el tope y presentan aumento de espesor en sentido vertical.

Además del patrón de apilamiento antes mencionado para la porción superior de la secuencia aflorante en cerro Corazón, existe una asociación de estructuras sedimentarias como: laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, abundante bioturbación sin diferenciar y horadaciones verticales tipo *Skolitos*, que unido a las características texturales – mineralógicas, sugieren la influencia de un régimen energético relativamente alto sometido a un constante retrabajo, el cual podría estar relacionado al oleaje.

La unidad inferior de secuencia aflorante en cerro Corazón presenta areniscas de grano predominantemente fino, redondeados, bien escogidas e inmaduras mineralógicamente. La distribución de estas areniscas en sentido vertical no proporcionan indicios de un patrón de apilamiento, debido a los escasos y discontinuos afloramientos, sin embargo se observan estructuras sedimentarias

parecidas a las del intervalo superior que sugieren condiciones de sedimentación similares con la presencia de una fuente de sedimento diferente.

En general las características observadas parecieran ser indicativas de ambientes transicionales, específicamente representado por un delta progradante posiblemente dominado por oleaje, como se pone de manifiesto a través de las características texturales y mineralógicas a lo largo de la sección, además de estructuras sedimentarias características de un régimen de flujo relativamente elevado tal es el caso de la laminación paralela y cruzada.

En cuanto a la presencia de horadaciones verticales, existe controversia a cerca de la exclusividad de estas en ambientes costeros y transicionales, puesto autores como Yoris (1988) y Macsotay (1978) piensan que estas estructuras orgánicas pueden estar relacionadas a una sedimentación de cañones submarinos para la Formación Los Jabillos.

Finalmente y tomando en cuenta lo antes mencionado Gedler (*com pers*) reporta la existencia de estructuras de laminación bimodal (*Espina de Pescado*) en areniscas de la Formación Los Jabillos correspondientes al el río Oregano, con lo cual tiene una clara evidencia de un ambiente transicional para la secuencia de estudio.

9.1.- Introducción

La columna estratigráfica compuesta levantada en el área de cerro Corazón pertenece a la Formación Los Jabillos, con un espesor de 695 m, es eminentemente clástica y la base de la misma se encuentra en contacto de falla cabalgante con secuencias arenosas de la parte superior de esta misma unidad. El tope de la secuencia estudiada en cerro Corazón marca un contacto discordante con depósitos molásicos de edad Cuaternaria suprayacentes a ella.

De manera que la columna del área de cerro Corazón se encuentra fallada en la base y erosionada en el tope, y por ende los 690 m aflorantes constituyen un espesor mínimo para esta unidad.

Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico esta secuencia fue definida como Formación Los Jabillos con base en las características mesoscópicas tales como: litología, estructuras sedimentarias, colores, etc; características petrográficas y la correlación de horizontes en transectos sísmicos calibrados con información de pozos vecinos. Sin embargo, la sección levantada no pudo ser calibrada bioestratigráficamente, debido a la ausencia de litologías que permitieran la preservación de fauna.

Por lo antes mencionado, la ausencia de niveles de correlación bioestratigráficamente calibrados hace difícil una correlación clásica y una integración de esta secuencia con otras secciones de superficie o subsuelo presente en pozos vecinos, por lo cual en este capítulo se establece una integración de datos de superficie y subsuelo fundamentados en una correlación de horizontes sísmicos, mediante el cruce de varios transectos, partiendo de un transecto que atraviesa la estructura de cerro Corazón. Luego sobre esta correlación sísmica se comparan las características sedimentológicas y estratigráficas de pozos en los campos la Vieja y Quiamare ubicados al oeste del

sistema de fallas de Urica. Así mismo se observan el espesor de secuencia que fue erosionada en el área de cerro Corazón.

9.2.-Correlación Sísmica

Con el uso de transectos sísmicos se establece una correlación estratigráfica, observando las variaciones de espesor de las unidades estratigráficas de N a S y E a W, considerando también las complicaciones estructurales del área.

La correlación se extiende desde cerro Corazón al este, hasta los campos la Vieja y Quiamare ubicados al oeste del sistema de fallas de Urica, donde existen pozos bioestratigráficamente calibrados y estudiados desde el punto de vista sedimentológico.

Esta correlación involucra 4 transectos sísmicos como se muestra en la **figura 9.1**: un transecto de carretera (transecto D₁) con una orientación preferencial noroeste – sureste que se extiende 33 Km, al término de los cuales se cruza con el transecto D₂, justo en el anticlinal de río Orégano. El segundo transecto (transecto D₂) presenta orientación norte – sur y se extiende 12 Km hasta el cruce con el transecto D₃, justo en el eje del anticlinal La Vieja. El transecto D₃ muestra orientación preferencial oeste – este con una extensión de 12,4 Km. hasta el cruce con el transecto D₄ hacia el área de cerro Corazón, este último transecto se extiende 15,3 Km. en sentido S – N hasta el anticlinal El Caruto.

9.2.1.- Síntesis Estructural

El cruce de los cuatro transectos permitió construir un *loop sísmico* (Transecto D) justo en la frontera entre el dominio de Santa Rosa hacia el oeste y el dominio norte de Pirital, específicamente en la zona Corazón – Caruto, separados por el sistema de fallas de Urica. (**figura 9.2**)

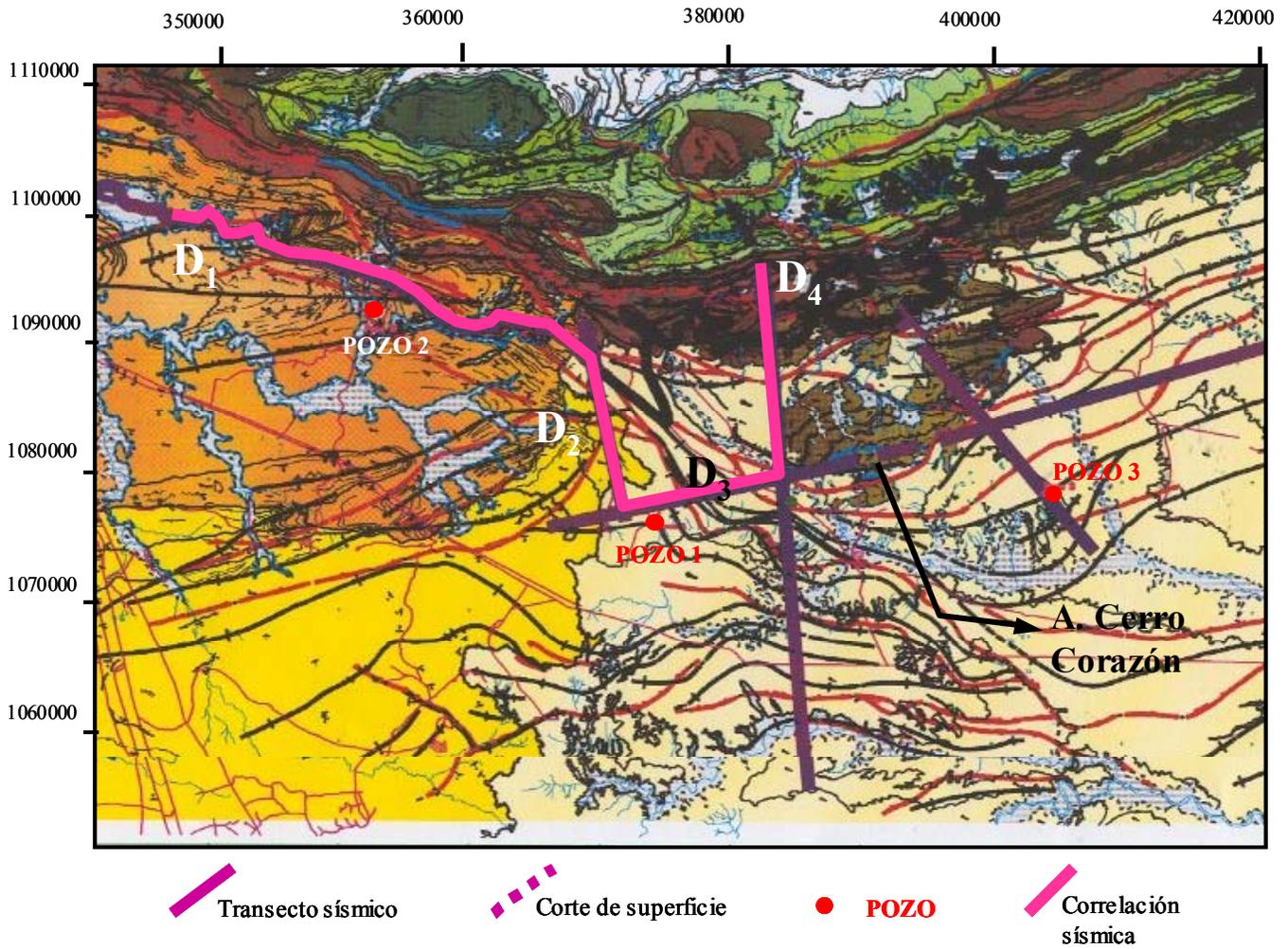


Figura 9.1: Mapa geológico con la ubicación del loop sísmico (Transecto D) empleado en la correlación. (Tomado y modificado de Chaplet, 2001)

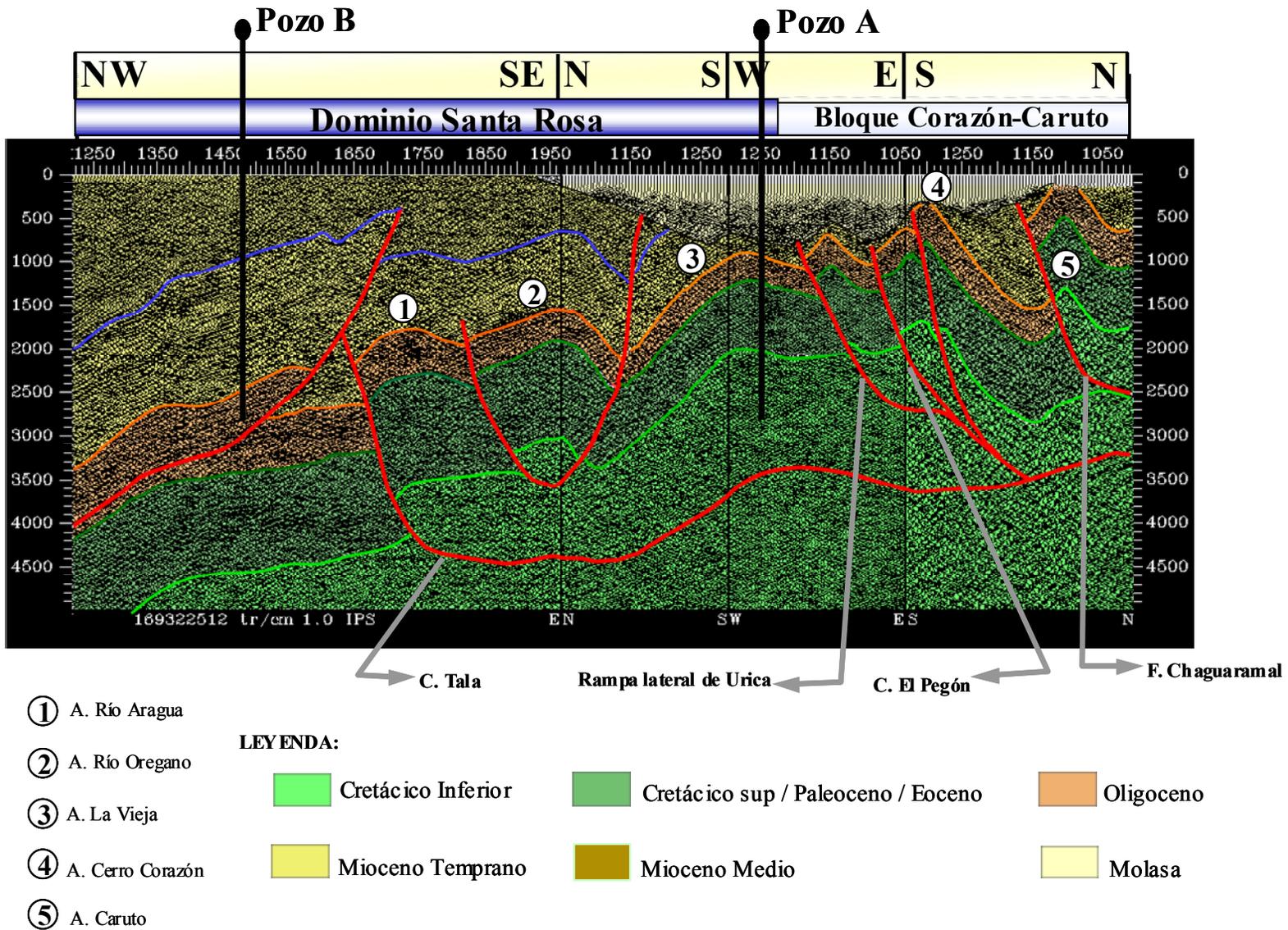


Figura 9.2 : Correlación sísmica cerro Corazón – La Vieja – Quiamare (Transecto D)

En esta sección sísmica compuesta se distinguen dos estilos estructurales bien definidos: un estilo de escamas imbricadas de vergencia sur, ubicado al este del corredor transpresivo de Urica (transecto D), con estructuras de *pliegues fallados* destacando, de norte a sur, los anticlinales Caruto, cerro Corazón y El Pegón. El acortamiento de esta estructuración es responsable de la erosión de toda la estratigrafía Mioceno Medio y parte de la estratigrafía Mioceno Temprano.

El segundo estilo estructural presente al oeste del sistema de rampas laterales de Urica, es de carácter compresivo con corrimientos, en su mayoría, de vergencia sur y anticlinales asimétricos, pero mucho más amplios, que aquellos observados hacia el área de cerro Corazón - Caruto, por lo cual en esta zona el acortamiento es menor, como se observa en los anticlinales de río Orégano, río Aragua y Capaya, donde existe preservación de la estratigrafía Mioceno Temprano y Mioceno Medio (Formación Oficina), a excepción del anticlinal de la Vieja al sur, cuya erosión casi expone el Oligoceno.

9.2.2.- Correlación Sismo – Estratigráfica

En esta correlación como se dijo con anterioridad centra su interés, en la estratigrafía Oligoceno – Mioceno, representada en cerro Corazón por afloramientos de la Formación Los Jabillos, sobre la cual descansa la Formación Naricual cubierta discordantemente bajo depósitos cuaternarios un poco más al norte en el sinclinal La Moya (**figura 9.2** y Anexos 7 y 8)

El *Loop* sísmico desde el punto de vista estratigráfico destaca un incremento de espesor en el horizonte Oligoceno, en sentido sur – norte, observándose un mayor espesor hacia el sector noroeste, específicamente en el campo petrolero Quiamare. De la misma manera en el sistema de escamas imbricadas de El Pegón – cerro Corazón y Caruto ubicadas al este del corredor de Urica, mientras que los menores espesores se

registraron al oeste del sistema de rampas laterales de Urica, específicamente en el anticlinal La Vieja.

En cuanto al contraste de espesor en la estratigrafía Oligoceno entre el anticlinal La Vieja, donde la estratigrafía fue calibrada con el pozo A, y los mayores espesores presentes en cerro Corazón al este del corredor de Urica, se establecen dos razones que explican dicho contraste, el cual difiere del cambio gradual de espesor observado en esta unidad en sentido sureste – noroeste dentro del bloque de Santa Rosa.

En primer lugar es importante reconocer que el área Corazón - Caruto mencionada en el capítulo 4, pertenece a un dominio tectónico parautóctono, donde frentes de corrimiento han transportado hacia el sur secuencias sedimentarias originalmente ubicadas más al norte, y que el conjunto de rampas laterales de estos corrimientos constituyen el corredor tectónico de Urica, el cual separa esta zona de un bloque autóctono y plegado ubicado al oeste de este corredor. En este sentido, el acortamiento asociado a estas escamas tectónicas es responsable de la presencia de una estratigrafía oligocena más espesa que originalmente fue depositadas más al norte y ahora contrastan con los menores espesores de esta unidad en el anticlinal La Vieja dentro del bloque autóctono de Santa Rosa.

En segundo lugar y tomando en cuenta lo anterior, se puede inferir que el área donde se encuentra el anticlinal La Vieja haya sido un elemento topográfico positivo en la paleogeografía del Oligoceno, sin embargo, en los transectos sísmicos estudiados no se observaron evidencias de antiguas fallas normales reactivadas que soporten la presencia de antiguos altos estructurales.

En cuanto a las características sedimentológicas y estratigráficas a lo largo de la correlación propuesta, existen tres puntos de control como se mencionó anteriormente: uno en superficie, representado por los afloramientos de cerro Corazón

y otros dos pozos, uno ubicado en la cresta del anticlinal La Vieja y otro en el anticlinal Aragua, más al noroeste.

- **Columna cerro Corazón**

En cuanto a cerro Corazón, se tiene una sección eminentemente clástica con un espesor mínimo de 690 m, la cual en base a las características macroscópicas y microscópicas pudo ser dividida en dos unidades estratigráficas informales, una inferior con 268 m de espesor, constituida por areniscas subarcosas de grano predominantemente fino, donde los estratos en su mayoría son masivos, y un intervalo superior de 422 m de espesor, constituida por areniscas cuarzosas de grano grueso a fino, en estratos métricos con presencia de laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, abundante bioturbación sin diferenciar y horadaciones tipo *Skolithos* (ANNEXO 10).

En la parte superior de la sección, específicamente dentro de la unidad cuarzosa, se tiene la presencia de un intervalo calcáreo con un espesor estimado de 10 m. Estas calizas son descritas detalladamente en el capítulo 8, y se interpreta como un intervalo calcáreo localizado dentro de la Formación Los Jabillos para el área de cerro Corazón.

Los intervalos calcáreos más comunes dentro de la estratigrafía terciaria en la cuenca Oriental de Venezuela son el miembro Tinajitas de la Formación Caratas de edad Eoceno Medio y la Formación Areo de edad Oligoceno Tardío, sin embargo, las calizas de cerro Corazón, ricas en fragmentos fósiles y características de aguas someras, contrastan con los ambientes marino profundos de la Formación Areo y aunque las características pueden ser semejantes a alguna de las facies del Miembro Tinajitas en la Formación Caratas, esto se descarta puesto que no hay evidencia de que la caliza de cerro Corazón tenga edad Eoceno Medio y además el intervalo

calcáreo en cuestión se encuentra entre estratos de areniscas de la Formación Los Jabillos.

Aunque los intervalos calcáreos no son comunes dentro de la Formación Los Jabillos, con anterioridad han sido documentados. Tal es el caso del pozo Orocual 16 ubicado al este de cerro Corazón, donde Sams (1995), reporta una sedimentación arenosa correspondiente a un sistema encadenado de bajo nivel, asociado a un relleno de valles incisos, con un espesor de 120 pies y la presencia de un intervalo calcáreo poco espeso en su interior.

- **Pozo A**

Los recientes estudios de reevaluación sedimentológica y bioestratigráfica en el pozo en cuestión, revelan la presencia de una estratigrafía Cretácico – Terciaria, constituida por una sucesión Paleoceno – Cretácico, una Eocena, una Oligo – Miocena y una unidad molásica de edad cuaternaria discordante sobre la anterior. (**figura 9.3**)

La unidad de interés para este trabajo es la Formación Merecure de edad Oligoceno, al ser correlacionada con el uso de la sísmica con columna levantada en superficie en cerro Corazón.

Esta unidad como se observa en el registro SP de la **figura 9.3**, puede ser dividida en dos electrofacies, una inferior, con un espesor aproximado de 380 pies y predominantemente arenosa, constituida por espesos estratos de areniscas basales depositadas discordantemente sobre la Formación Caratas. El intervalo superior, con un espesor aproximado de 565 pies, esta constituido por una alternancia de areniscas y lutitas, cuyo contacto superior con la Formación Oficina es transicional.

Otros autores como De Sisto (1969), manifiesta que la estratigrafía oligocena está constituida por la Formación Merecure, la cual puede separarse en dos intervalos, uno superior constituido por una alternancia de lutitas limosas y areniscas cuarzosas con

numerosas capas de carbón. Estas arenas parecen pertenecer a la Formación Naricual y son de grano fino a grueso, muy duras, cuarcíticas, fracturadas y localmente impregnadas de petróleo. La parte inferior la constituye arenas gruesas y masivas, de grano medio a grueso, intercaladas con delgadas capas de lutitas, este intervalo pareciera pertenecer a la Formación Los Jabillos. Sin embargo, la ausencia de las lutitas de Areo entre estos dos intervalos no permite diferenciar estas unidades.

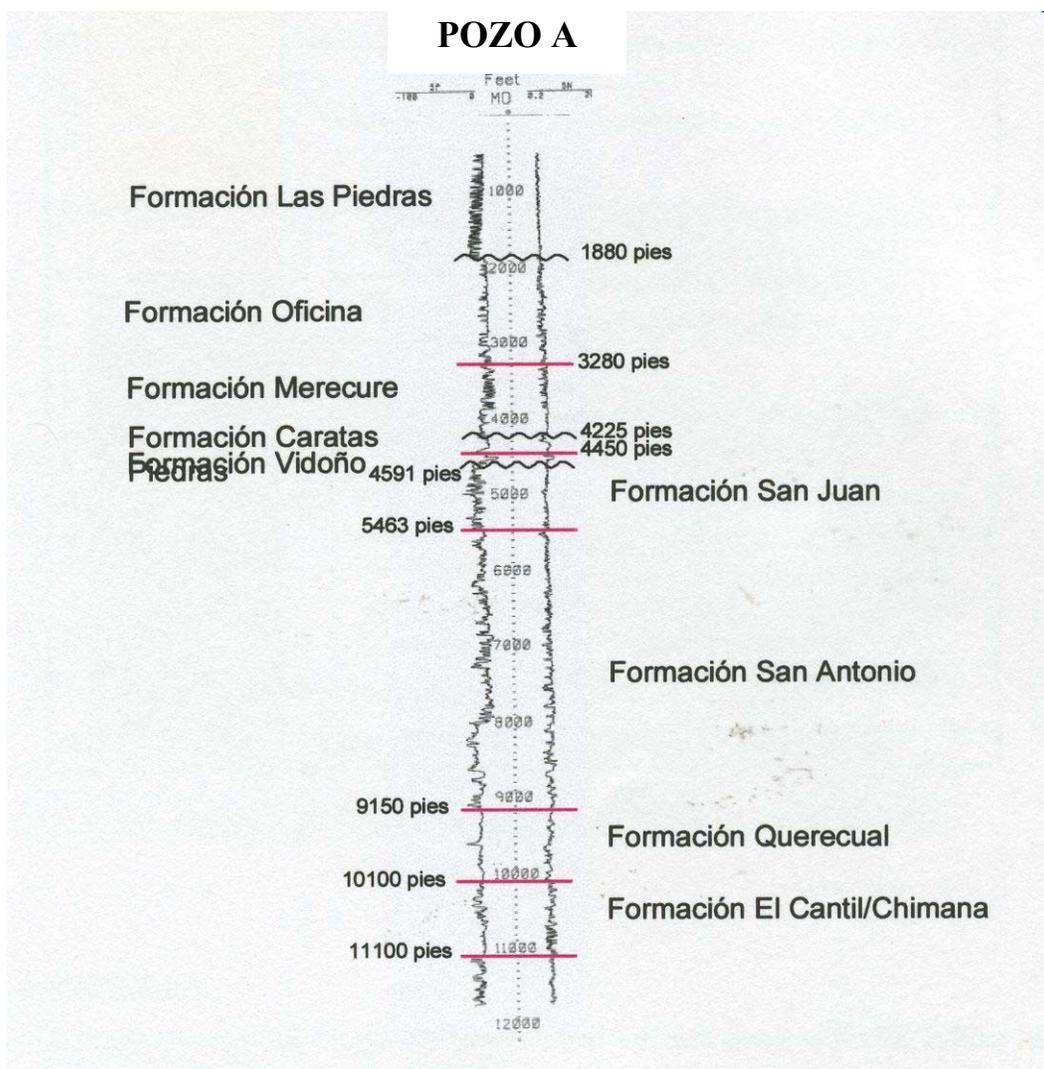


Figura 9.3: Perfil SP del Pozo A, mostrando los topos formacionales.

El estudio sedimentológico de este intervalo realizado por INTEVEP (1998) presenta características macroscópicas y microscópicas. A simple vista las areniscas de este intervalo son de color gris a pardo, con grano medio a grueso, masivas o con estratificación cruzada festoneada a gran escala, algunas presentan bioturbación y trazas de glauconita. Los icnofósiles mejor representados incluyen: *Teichichnus*, *Paleophycus* y *Planolites*. Sin embargo, se hace imposible reconocer tendencias de engrosamiento o afinamiento vertical, puesto que los núcleos son cortos y discontinuos. En cuanto a las lutitas, estas son fisiles y de color gris oscuro a negro.

A escala microscópica, las características texturales y composicionales, revelan la presencia de areniscas cuarzosas y subarcosas, bimodales y con tamaños de grano muy grueso a medio, y los feldespatos presentes son del tipo plagioclasa.

En cuanto a la Diagénesis, los principales fenómenos que desmejoran la calidad de la roca son los sobrecrecimientos de cuarzo y la precipitación de caolinita, mientras que aquellos procesos que mejoran la calidad de la roca se tiene la disolución de feldespatos.

Finalmente las evidencias vistas en los núcleos de esta unidad, muy cortos y poco continuos para hacer una buena interpretación, sugieren que se está en presencia de ambientes próximo costeros a deltaicos.

- **Pozo B**

Las formaciones atravesadas por el pozo QG-29, son: la Formación Merecure y la formación Oficina suprayacente a la anterior, incluyendo los miembros: Moreno, Naranja, Verde, Amarillo y Colorado, con los cuales se alcanza un espesor de 12.270 pies (**figura 9.4**).

El intervalo inferior de edad oligoceno correspondiente a la Formación Merecure, está representada por una secuencia de intercalaciones de areniscas, lutitas, limolitas y carbón, con diferencias bien marcadas respecto a las unidades superiores más lutíticas.

La observación del perfil gamma ray y de resistividad del pozo QG-29, permite diferenciar dos intervalos: uno basal y medio (14940' - 12895') compuesto por cuerpos de areniscas de espesor considerable intercalados con lutitas radioactivas. El intervalo superior (12895' - 12270'), es muy limoso e intercalado con delgadas capas de areniscas. Sin embargo, en este pozo, esta ausente la secuencia de areniscas masivas basales de esta unidad, por lo cual la Formación Merecure en este pozo presenta un espesor incompleto de 2670 pies (**figura 9.4**).

En cuanto a las características macroscópicas mostradas por las muestras de canal de este intervalo, se tienen fragmentos lutíticos gris a gris oscuro, ocasionalmente limosos y en otros casos carbonosos. También hay presencia de fragmentos de areniscas, que hacia la parte basal y media son de grano fino a medio, cuarzosas y terrosas, con algunas micas, mientras que hacia la porción superior los fragmentos de areniscas son blanquecinos, rosados y grisáceos, de grano fino y muy porosos. Por último, hay proporciones menores de carbones y fragmentos limolíticos.

Petrográficamente en la porción inferior y media de la unidad se observa el predominio de areniscas cuarzosas con proporciones menores de areniscas sublitarenitas y líticas, mientras que la porción superior revela el predominio de areniscas sublitarenitas, sublitarenitas calcáreas y areniscas líticas.

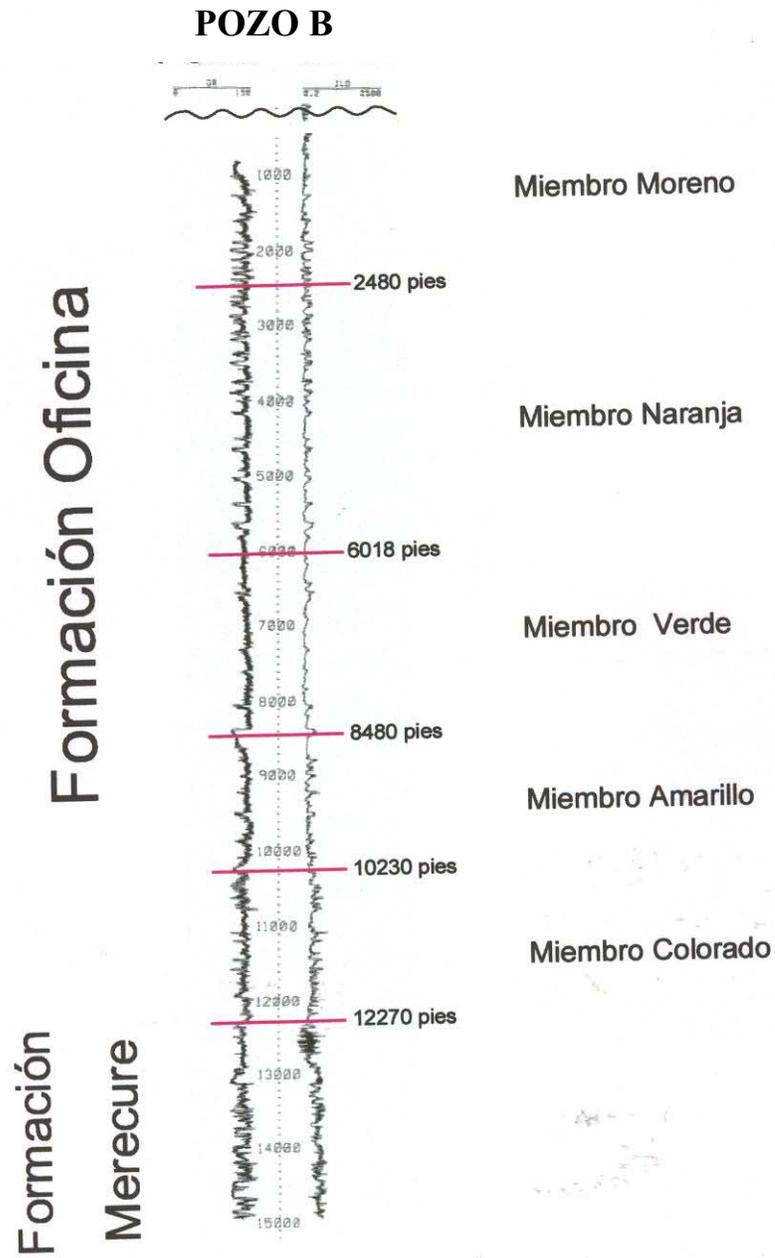


Figura 9.4: Perfil Rayos Gamma del Pozo B, mostrando los topes formacionales.

9.3.- Espesores Erosionados

Los espesores de sección erosionada para la escama cerro Corazón pueden medirse, tomando en cuenta que en gran parte del Bloque de Santa Rosa se encuentran preservados hasta 10000 pies de sedimento correspondientes a las secuencias de edad Mioceno Temprano y Mioceno Medio, las cuales fueron depositadas también en el área de cerro Corazón (**figura 9.2**).

En este sentido en la cresta del anticlinal cerro Corazón hay un espesor erosionado de 10.000 pies correspondientes a toda la secuencia miocena, mientras que hacia la parte más baja de la estructura (sinclinal La Moya) la preservación de gran parte de la secuencia Mioceno Temprano (Fm. Naricual) reduce el espesor erosionado a 3000 pies.

9.4.-Evolución Estructural

La cronología en la deformación de cerro Corazón dentro del entorno regional puede ser resumida en tres episodios o eventos de deformación:

Base Mioceno Temprano,

Es el momento en el cual según Stephan (2001), finaliza la influencia del margen pasivo, debido al primer pulso tectónico ocasionado por el paso de la Placa del Caribe. El emplazamiento de la cordillera Caribe ocasiona la subsidencia rápida de la cuenca, la cual presenta una orientación suroeste – noreste. Se produce la primera llegada del material terrígeno desde el norte representado por la Formación Naricual.

Tope Mioceno Inferior / Base Mioceno Medio:

Según Stephan (2001) se acentúa la influencia de la deformación asociada al paso de la Placa Caribe. Se produce el levantamiento y la erosión del alto de Pirital (*forebulge*), así como la subsidencia del dominio serranía (*foredeep*). Esto permite la depositación de la Formación Carapita tanto al noroeste como al sureste del alto de Pirital.

Tope Mioceno Medio / Base Mioceno Superior

Avance de la cordillera Caribe de noroeste a sureste, responsable de la subsidencia del bloque de Pirital así como el plegamiento y levantamiento de la Serranía del Interior. En efecto en este episodio aparecen los primeros relieves de la Serranía actual.

En este momento de evolución, la migración de la deformación hacia el sureste ocasiona la formación de los corrimientos Chaguaramal, cerro Corazón, El Pegón y Tala cuyo despegue común caracterizan un estilo imbricado. Así mismo, se forma el corrimiento de Pirital el cual es ligeramente más joven que el corrimiento de Tala ubicado al oeste del sistema de rampas laterales de Urica.

La subsidencia del alto de Pirital permitió la depositación de la Formación Morichito, la cual según Stephan (2001) presenta dos tipos de procedencia sedimentaria diferente; Una proveniente del noroeste producto de la erosión y el paso de la cadena Caribe, y otra proveniente del sur, evidenciada por la erosión de la Estructura La Vieja durante este período.

Tope Mioceno Superior / Plioceno / Base Pleistoceno

Continúa la migración del *foredeep* y el *forebulge*, a medida que avanza la placa Caribe, así mismo, la deformación en la zona de Urica ocurre entre la base y el tope del Mioceno superior, plegando estructuras preexistentes y generando muy poco acortamiento hacia el sureste.

Según Stephan, (2000), la no correlación entre las estructuras al oeste y al este de la zona de fallas de Urica, permite concluir la posible preexistencia de una discontinuidad estructural en esa área, como puede ser una falla normal. Esto permitiría explicar que a ambos lados del corredor transpresivo de Urica, existan estilos de deformación diferentes: uno absorbido por fallas de alto ángulo, posiblemente asociadas a la antigua falla normal de Anaco, y otro absorbido por fallas de bajo ángulo, corrimientos con gran acortamiento.

En general esta etapa se caracteriza por la subsidencia y la sedimentación en *onlap* de las formaciones Mesa y Las Piedras.

Tope Pleistoceno

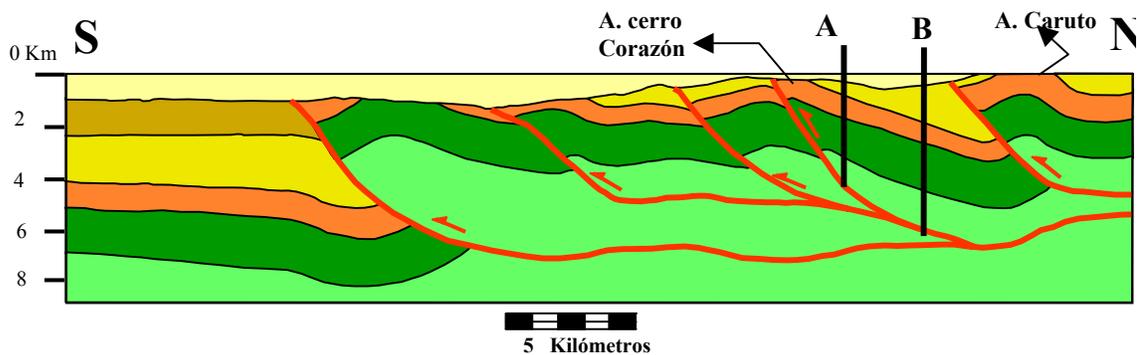
Para este momento toda la zona del Oriente se encuentra sometida a levantamiento y erosión, a excepción del este de Maturín / Quiriquire, en donde existe hundimiento y sedimentación (Delta del Orinoco).

10.1.- Introducción

En este capítulo se presenta una evaluación del sistema petrolero presente en cerro Corazón, tomando en cuenta un modelo estructural producto de la interpretación de transectos sísmicos, sobre el cual se realizó el modelaje geoquímico realizado en dos pozos ficticios ubicados en la cresta del anticlinal cerro Corazón y en el sinclinal La Moya, obteniéndose graficas de soterramiento, madurez de roca madre, temperatura, grado de transformación en la roca madre e hidrocarburo acumulado. Finalmente, se presentan los análisis geoquímico practicado en muestras de menes recolectadas al suroeste de cerro Corazón entre las rampas laterales de El Pegón y cerro Corazón.

10.2.- Modelo Geológico

El modelo geológico, donde se muestra la estructura de interés prospectivo corresponde a la interpretación del transecto sísmico A, definido en el capítulo 9, el cual tiene orientación norte – sur y se encuentra al oeste de los relieves de cerro Corazón. La interpretación llevada a profundidad muestra una vista transversal de la estructuración presente en cerro Corazón. En la **figura 10.1** se muestra la interpretación en profundidad del transecto A, y la ubicación de los dos pozos ficticios a ser usados en el modelaje geoquímico.



A : cerro Corazón
B: sinclinal La Moya

Figura 10.1: modelo geológico sobre el cual fue hecho el modelaje geoquímico.

El primero de los pozos ficticios fue colocado en la cresta del anticlinal cerro Corazón donde el tope oligoceno se encuentra casi en superficie, el segundo pozo ficticio fue colocado en el sinclinal La Moya ubicado inmediatamente más al norte donde hay preservación de la secuencia Mioceno Temprano.

10.3.-Modelaje Geoquímico

El modelaje fue realizado con el uso del programa *basin 1D*, tomando como roca madre a la Formación Querecual. Las columnas generadas para los dos puntos modelados se muestran en la **figura 10.2**

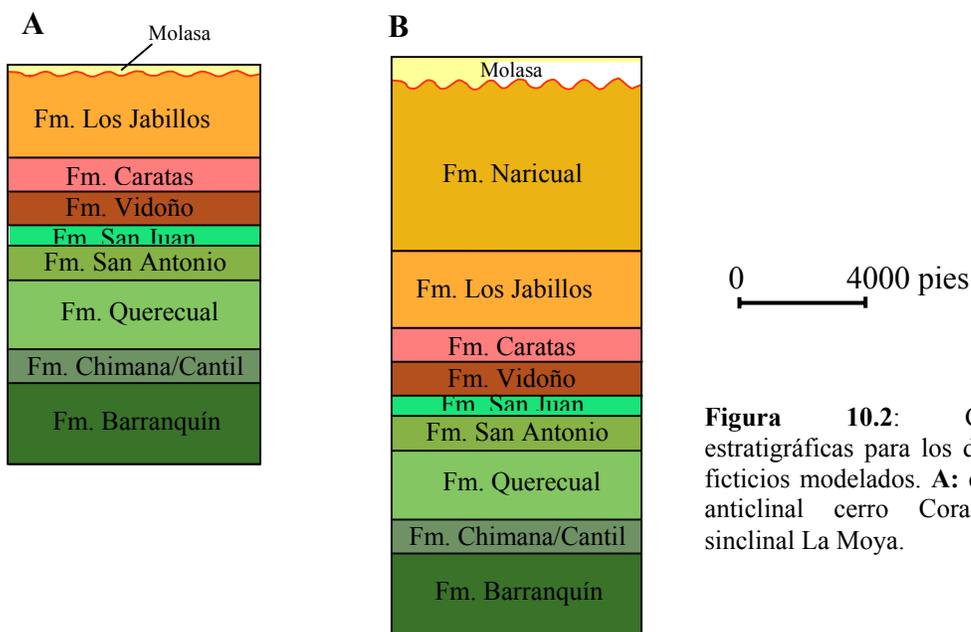


Figura 10.2: Columnas estratigráficas para los dos pozos ficticios modelados. **A:** cresta del anticlinal cerro Corazón. **B:** sinclinal La Moya.

10.3.1.-Gráfico de Soterramiento

Como resultado del modelaje se presentan diagramas de soterramiento para los dos puntos seleccionados, observando en ambos casos un soterramiento continuo y progresivo asociado a la sedimentación de margen pasivo, hasta los 20 Ma cuando el incremento abrupto en la tasa de sedimentación relacionada a los levantamientos de

la Serranía del Interior generan una violenta subsidencia. A partir de los 12 Ma ocurre el plegamiento y erosión de cerro Corazón que finaliza con la depositación de molasas en los últimos 2 Ma.

La diferencia entre el punto modelado en el anticlinal cerro Corazón y aquel modelado en el sinclinal La Moya, radica en que como se dijo anteriormente, en el sinclinal se preserva casi totalmente la secuencia de edad Mioceno Inferior, correspondiente a la Formación Naricual, la cual en cerro Corazón se encuentra erosionada totalmente. Esto se traduce en un mayor soterramiento de la sección, en el sinclinal La Moya. (**figuras 10.3 y 10.4**) Sin embargo, en ambos casos la secuencia de edad Mioceno Medio a sido erosionada totalmente.

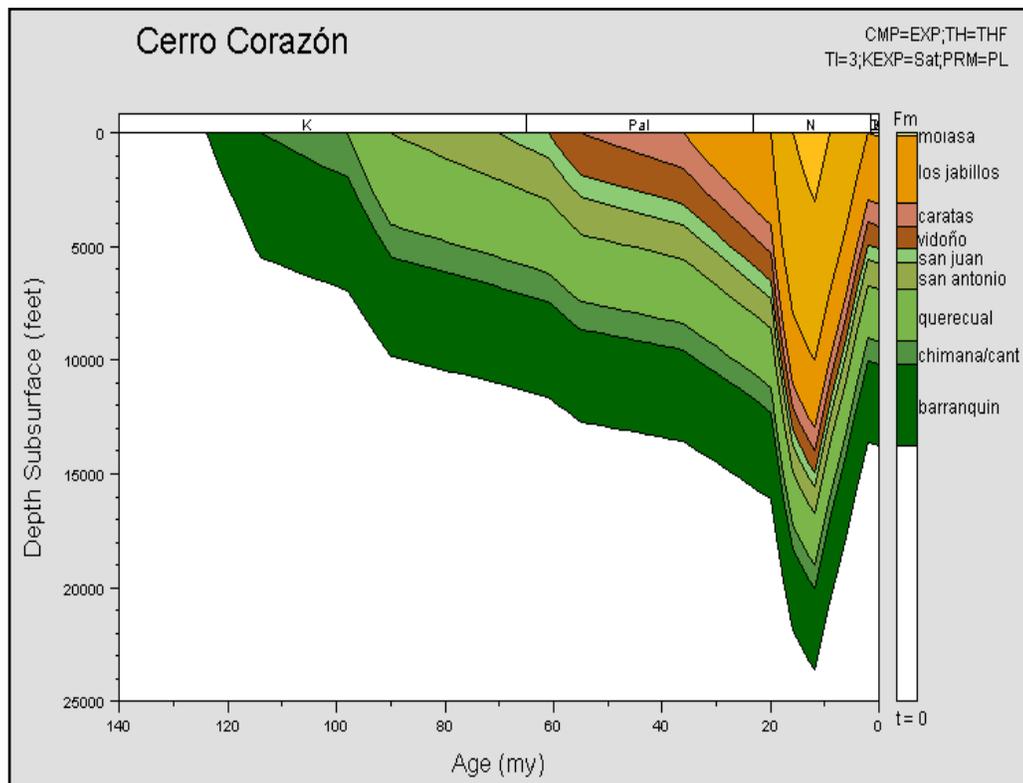


Figura 10.3: Diagrama de soterramiento para el pozo ficticio A modelado en la cresta del anticlinal cerro Corazón.

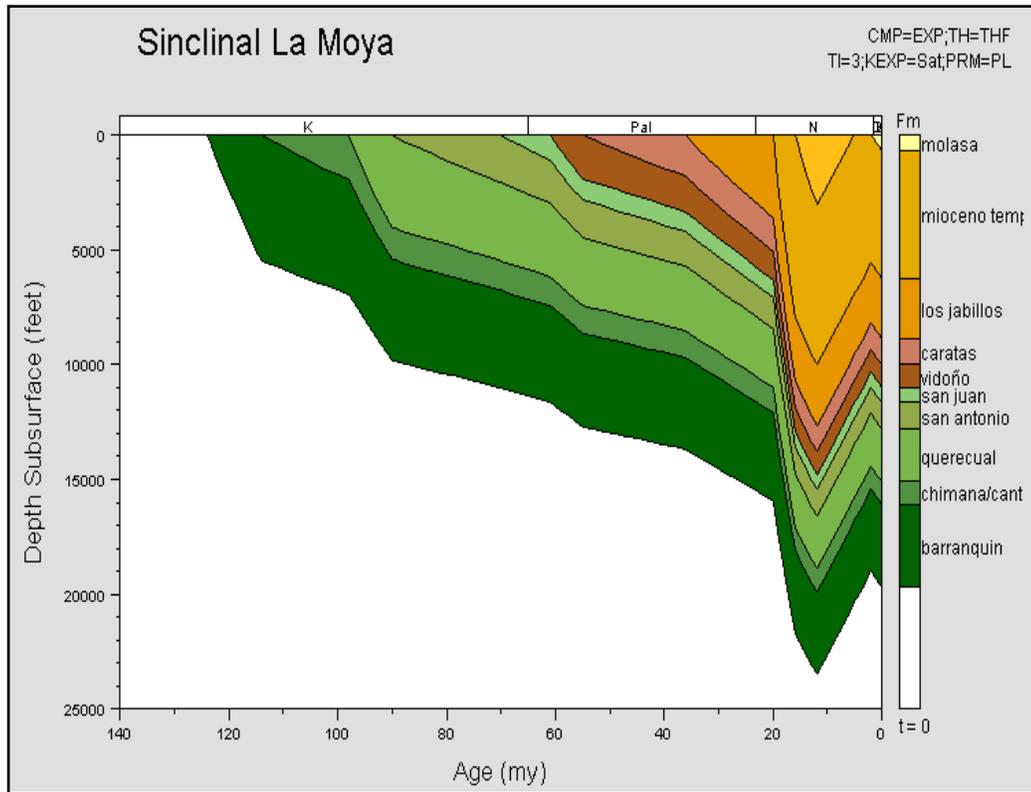


Figura 10.4: Diagrama de soterramiento para el pozo ficticio B modelado en el sinclinal La Moya

10.3.2.- Gráfico de Madurez de la Roca Madre en Función de la Reflectancia de Vitrinita

En este gráfico donde se muestra los distintos estados de madurez de la roca madre respecto al tiempo, se puede observar que tanto en cerro Corazón como en el sinclinal La Moya la roca madre, representada por la Formación Querecual, comenzó a generar hidrocarburo a los 68 Ma. mientras que desde los 16 Ma. hasta la actualidad dicha formación se encuentra generando petróleo de madurez media (**figura 10.5 a y 10.5 b**).

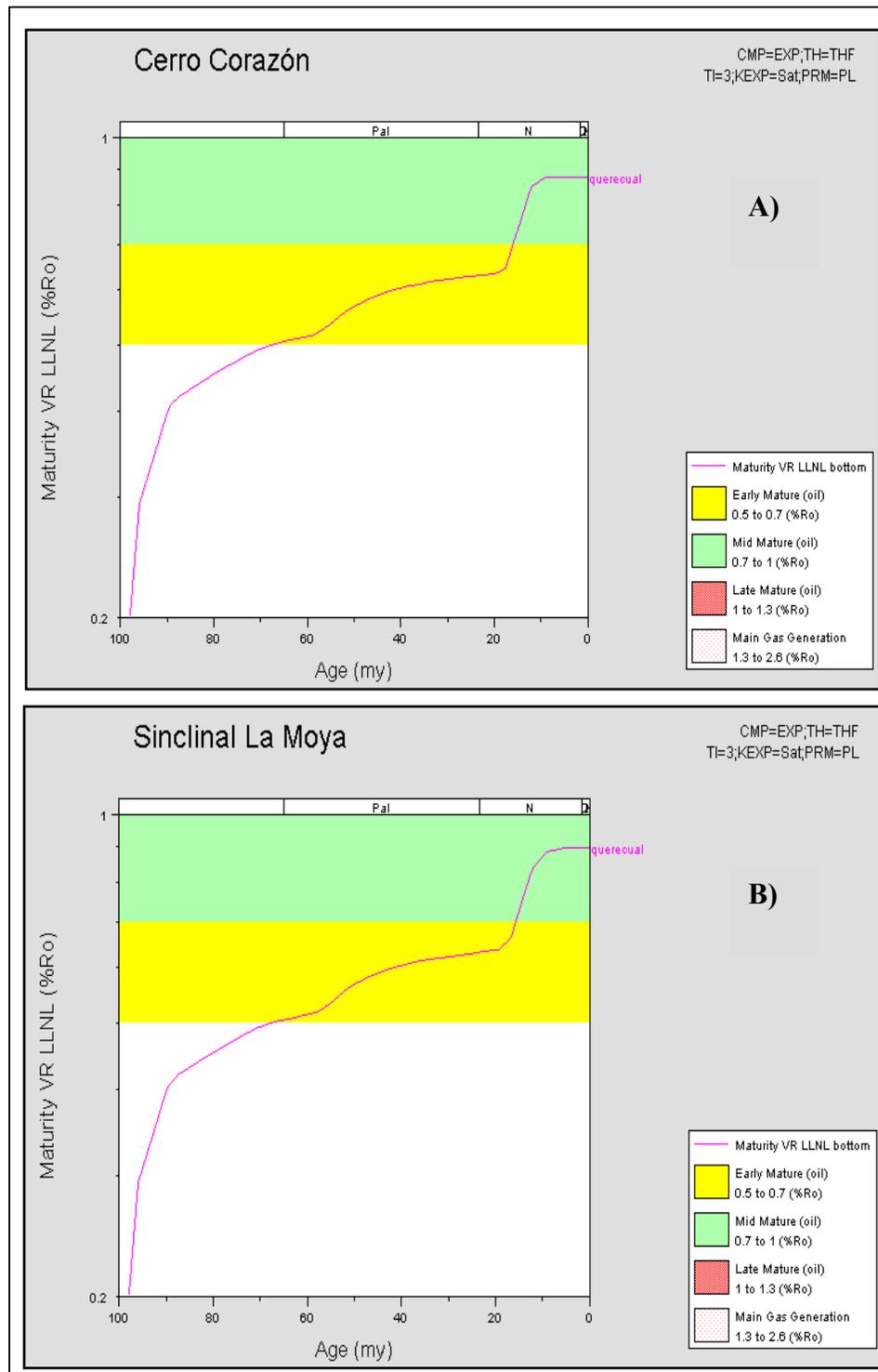


Figura 10.5: Gráfico de madurez de roca madre en función de la reflectancia de vitrinita. **A:** gráfico para el punto modelado en cerro Corazón. **B:** gráfico para el punto modelado en el sinclinal La Moya.

10.3.3.- Gráfico de Temperatura

En este gráfico se observa la evolución de la temperatura a través del tiempo geológico para los pozos ficticios modelados. En este sentido, tanto en el punto A como en el B, se observa que la temperatura de la roca madre (Formación Querecual) hace 68 Ma, cuando de acuerdo a los gráficos de la **figura 10.5** comenzó la generación de hidrocarburos, es de aproximadamente 80 ° C.

En el caso particular del punto A, durante el evento tectónico ocurrido a partir de los 12 Ma, la roca madre alcanza una temperatura máxima de 134° C., y finalmente en la actualidad las temperaturas no superan los 72° C (**figura 10.6**).

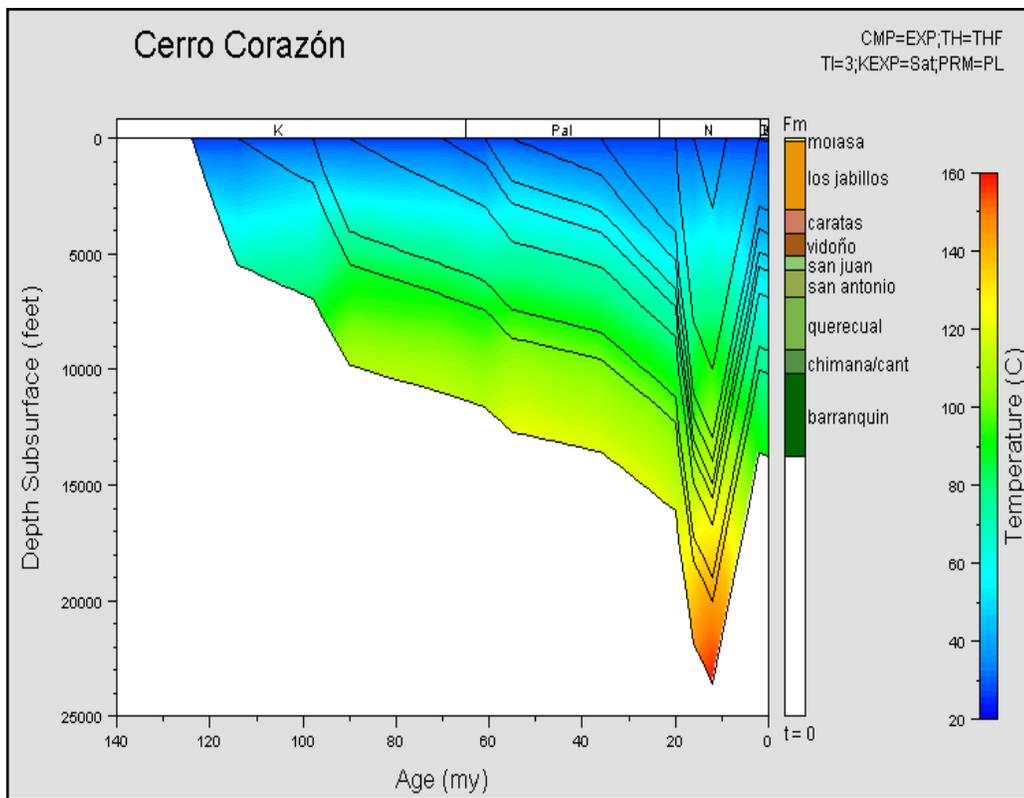


Figura 10.6: Gráfico de temperatura para el punto ficticio A modelado en la cresta del anticlinal Cerro Corazón.

En cuanto al punto B, durante la tectónica compresiva iniciada hace 12 Ma, la roca madre alcanza una temperatura máxima de 134° C, y finalmente en la actualidad las temperaturas no superan los 110° C (**figura 10.7**).

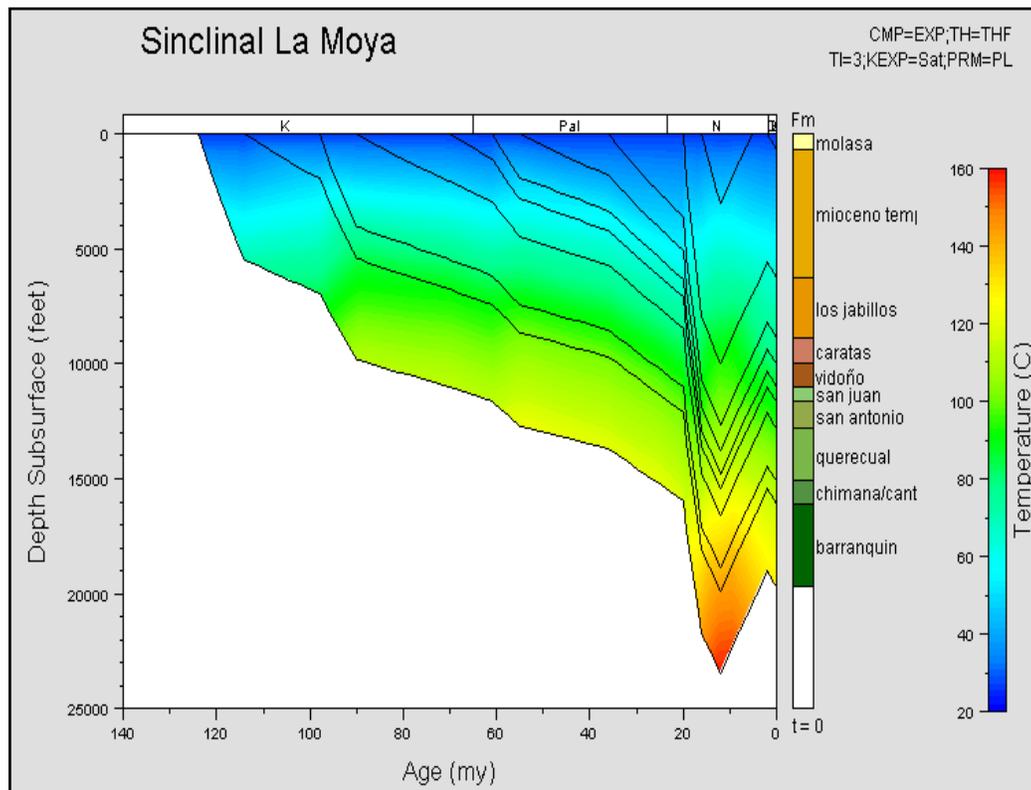


Figura 10.7: Gráfico de temperatura para el punto ficticio B modelado en el sinclinal La Moya.

10.3.4.- Gráficos de Grado de Transformación de la Roca Madre

Esta modalidad de gráfico muestra la tasa de transformación del kerógeno presente en la roca madre, a hidrocarburo. En este sentido en las **figuras 10.8 a y 10.8 b**, se muestra como para los dos puntos modelados, la tasa de transformación del kerógeno asociado a la sedimentación de margen pasivo es mínima ($< 0,05$), mientras que a partir de los 12 Ma los efectos de la tectónica compresiva se traducen en carga tectónica que ocasiona un rápido incremento en la tasa de transformación del kerógeno presente en la Formación Querecual (0,2 a 0,6).

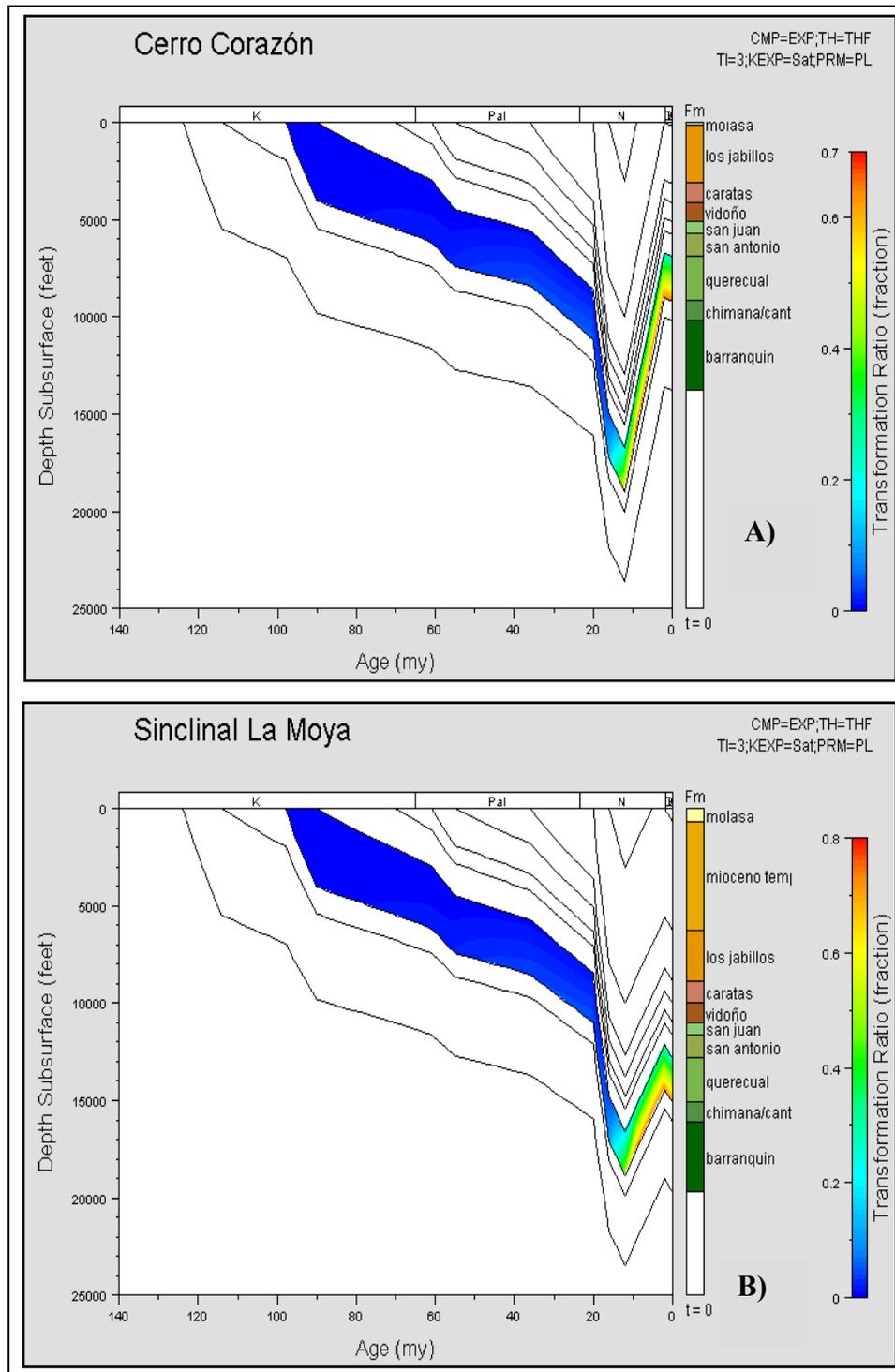


Figura 10.8: Gráfico de grado de transformación en la roca madre. **A:** gráfico para el punto modelado en cerro Corazón. **B:** gráfico para el punto modelado en el sinclinal La Moya.

Sin embargo, la roca madre no ha alcanzado todavía el máximo grado de transformación, por lo que se encuentra en pleno proceso de generación de hidrocarburos.

10.3.5.- Gráfico Hidrocarburo Acumulado

Este gráfico muestra la relación entre hidrocarburo (petróleo y gas) *in situ* acumulado e hidrocarburo expulsado acumulado, desde que la roca madre comienza su maduración hasta la actualidad. En los gráficos correspondientes al anticlinal cerro Corazón y al sinclinal La Moya, se observa que desde aproximadamente 90 Ma la roca madre comienza a acumular hidrocarburo y a los 26 Ma. alcanza el máximo de hidrocarburo acumulado *in situ* (30 mg/g TOC) y comienza a expulsarlo. El proceso de expulsión comienza a los 26 Ma y violentamente a los 9 Ma el hidrocarburo expulsado acumulado, alcanza 430 mg/g TOC para el punto modelado en la cresta del anticlinal cerro Corazón y 480 mg/g TOC de hidrocarburo expulsado acumulado para el pozo ficticio modelado en el sinclinal La Moya (**figura 10.9 a y b**).

Tomando en cuenta que la edad del plegamiento del anticlinal cerro Corazón (Trampa) es de 12 Ma, y el evento de expulsión de hidrocarburo comienza a partir de los 26 Ma, existe la presencia de un momento crítico a los 12 Ma, puesto que el hidrocarburo expulsado desde los 26 Ma hasta los 12 Ma no fue entrampado, generando posiblemente la pérdida de un 62 % de los crudos expulsados.

10.4.- Geoquímica de Menes

Los análisis de geoquímica de menes realizado por el proyecto exploratorio Urica Mundo Nuevo fueron practicados en una muestra (muestra 9) recolectada entre las rampas oblicuas de los corrimientos El Pegón , cerro Corazón. Las características físicas de la muestra, revelan la presencia de agua con pocos sedimentos de color negro.

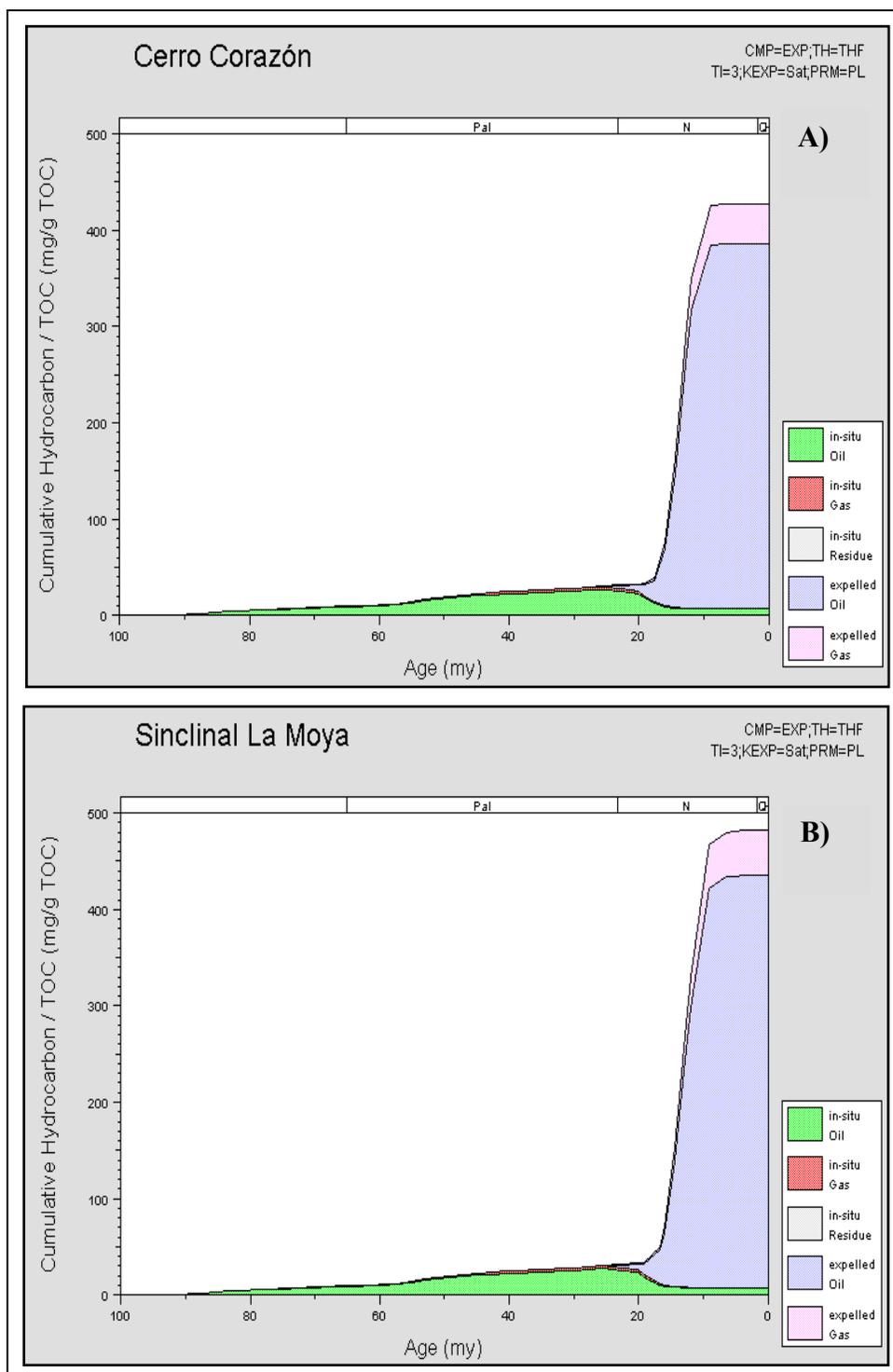


Figura 10.9: Gráfico hidrocarburo acumulado. **A:** gráfico para el punto modelado en cerro Corazón. **B:** gráfico para el punto modelado en el sinclinal La Moya.

La muestra luego de la separación y extracción mostró indicios de hidrocarburos, por lo cual se le practicó análisis de cromatografía gaseosa y de biomarcadores aromáticos.

La cromatografía de gases en la fracción saturada (**figura 10.10**), muestra la distribución de los hidrocarburos saturados desde C-18 (alcano lineal) hasta C-33 agrupados de manera unimodal con un máximo en C-29 y se nota la ausencia de los alcanos de bajo peso molecular incluyendo el C-17 y su isoprenoide correspondiente como lo es el pristano, producto de un proceso de biodegradación a escala moderada.

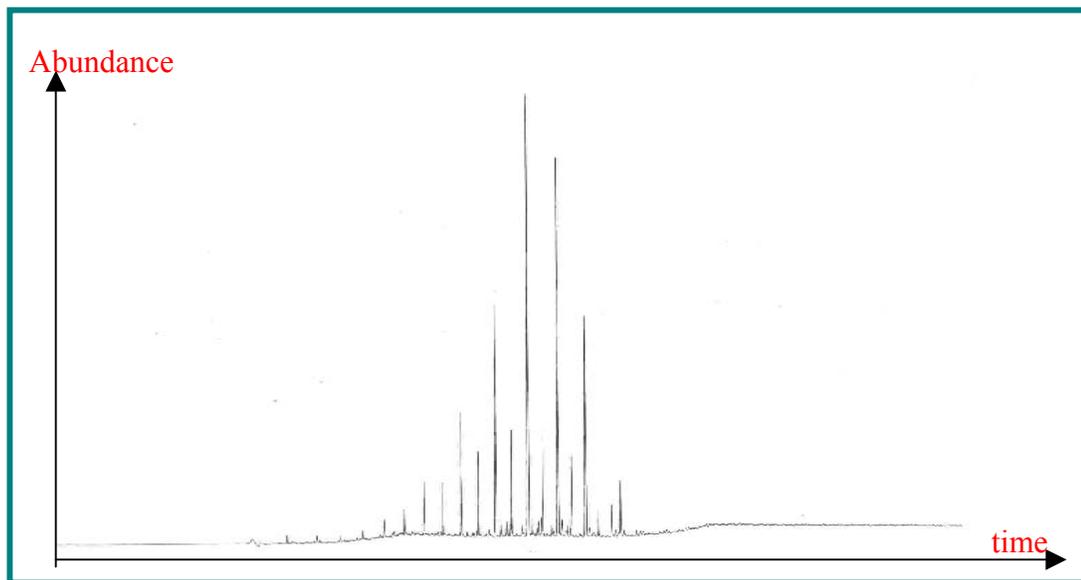


Figura 10.10: Cromatograma de la fracción saturada de la muestra de mene número 9, recolectada cerca de los afloramientos de cerro Corazón.

Tomando en cuenta el nivel de biodegradación es recomendable realizar un análisis de biomarcadores a la fracción saturada, que en este caso no se hizo por insuficiencia de muestra.

10.5.- Cuadro de Eventos del Sistema Petrolero

Los elementos del sistema petrolero se presentan en dos cuadros de eventos, uno respecto al tiempo geológico y el otro respecto a las unidades estratigráficas presentes (figuras 10.11 y 10.12)

LITOESTRATIGRAFÍA	GENERADORA	RESERVORIO	SELLO	SOBRECARGA
FM. NARICUAL				
FM. LOS JABILLOS				
FM. CARATAS				
FM. VIDOÑO				
FM. SAN JUAN				
FM. SAN ANTONIO				
FM. QUERECUAL				
FM. CHIMANA				

Figura 10.11: Cuadro de eventos del sistema petrolero en función de las unidades estratigráficas involucradas.

El sistema petrolero del área de cerro Corazón lo compone la Formación Querecual como roca madre y los reservorios en la Formación San Juan (Cretácico sup.), así como las unidades terciarias correspondientes a las formaciones Caratas, Los Jabillos y Naricual.

La madurez del hidrocarburo asociado a la Formación Querecual, con base en el modelaje geoquímico indica la presencia de hidrocarburo con un estado de madurez intermedia.

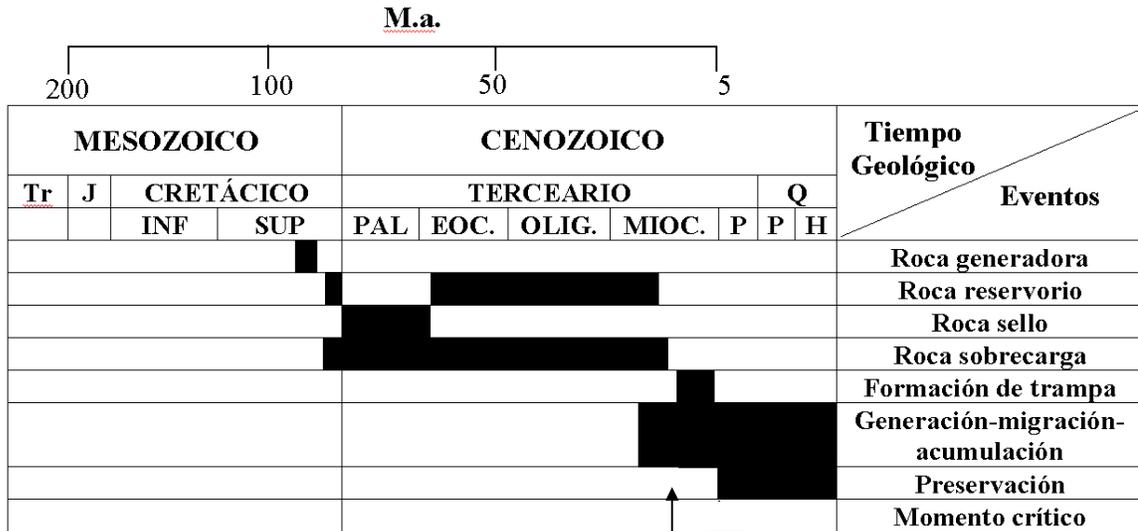


Figura 10.12: Cuadro de eventos del sistema petrolero con respecto al tiempo geológico.

En estos cuadros de eventos se sintetiza el sistema petrolero del área de cerro Corazón, destacándose la presencia de un punto crítico a los 12 Ma debido a la falta de sincronización entre los eventos generación-migración y acumulación del hidrocarburo respecto a la edad de la trampa, para intervalo de tiempo geológico comprendido entre los 26 y 12 Ma.

Finalmente los sellos constituyen otro elemento de riesgo geológico en la prospectividad de los reservorios terciarios en el área, debido a la erosión de sellos miocenos. Sin embargo, la presencia de sellos de edad Paleoceno (Fm. Vidoño) y reservorios del Cretácico Superior, asociados a la Formación San Juan, podrían constituir una buena oportunidad exploratoria en la estructura de cerro Corazón.

CONCLUSIONES

En el área de cerro Corazón aflora una sola unidad estratigráfica correspondiente a la Formación Los Jabillos de 695 m de espesor incompleto., descartando la presencia de secuencias cretácicas en el área propuesta por Fitcher (1946) o espesores de hasta 1630 m de la Formación Los Jabillos, según Aguasuelos Ingeniería (1991).

Se diferenciaron dos unidades estratigráficas informales para la Formación Los Jabillos en cerro Corazón: una inferior (unidad A) de 268 m de espesor, caracterizada por areniscas subarcosas de grano fino, en estratos con espesores menores a 10 m y espesos cubiertos, que posiblemente asociados a intervalos lutíticos y limolíticos. La unidad superior (unidad B) de 427 m de espesor, está constituida por areniscas cuarzosas de grano fino a grueso, en estratos a menudo grano crecientes con laminación paralela, cruzada planar y abundante bioturbación.

La secuencia sedimentaria aflorante en cerro Corazón está asociada a ambientes de sedimentación transicionales, que pueden ser separados en dos episodios, un primer episodio de sedimentación agradacional en la unidad informal A, y un segundo episodio dominante, asociado a cordones litorales progradantes en un delta dominado por el oleaje, muy semejante a los ambientes reportados por Santiago (1990) y F. Marquéz (*com pers*, 2002), en las secciones de superficie presentes en el flanco sur de la Serranía del Interior.

La presencia del intervalo calcáreo, en la parte superior de la sección de estudio, podría indicar una leve profundización de las aguas.

La marcada procedencia cratónica en las areniscas aflorantes en cerro Corazón, es correlativa con la fuente de sedimento propuesta para la Formación Los Jabillos en diversas secciones estudiadas a lo largo del flanco sur de la Serranía del Interior Oriental, y la presencia de cuarzo policristalino en el tope de la sección estudiada ha

sido reportada también, al noroeste de la Serranía, en las secciones aflorantes en río Querecual, río Aragua, río Capiricual, río Orégano, lo que sugiere que desde el oeste de la actual Serranía del Interior hasta cerro Corazón pudo existir un pequeño aporte de sedimentos del noroeste asociado a la tectónica Caribe, que durante el Oligoceno levantaba el frente de montañoso de Guarico.

La secuencia de los Procesos diagenéticos en las areniscas de cerro Corazón, se inician con un soterramiento somero que incluye procesos de compactación, cementación de sílice y de caolinita. En el soterramiento intermedio destacan los procesos de alteración y disolución de granos inestables y la disolución de sílice asociada a una fase incipiente de diagénesis tardía. Finalmente el soterramiento es interrumpido por la epidiagénesis, responsable del fracturamiento mesoscópico, la precipitación de feldespatos, óxido de hierro y disolución.

El porcentaje de sílice autigénico, para la formación Los Jabillos en cerro Corazón, estimado petrográficamente y calibrado con cátodo luminiscencia varía entre el 3 % y el 11% .

La porosidad en la Formación Los Jabillos para el área de estudio, tiene un valor promedio del 9%, con un mínimo del 3% y un máximo del 15%. El predominio de porosidad secundaria en el intervalo feldespático inferior, así como la mayor presencia de porosidad primaria en el intervalo cuarzoso superior, revela el control que ejerce la composición de las areniscas sobre los procesos diagenéticos y la naturaleza de la porosidad. En este sentido la alteración y disolución de feldespatos incrementa la porosidad secundaria.

El anticlinal cerro Corazón constituye un pliegue fallado, generado hace 12 M.a, con un flanco norte de baja pendiente, un flanco sur abrupto, y una orientación aproximada N 83° E en su eje. Esta estructura tiene expresión superficial en el cerro

del mismo nombre y el corrimiento asociado presenta expresión superficial justo al norte del cerro Punta de Piedra.

El área de cerro Corazón y su entorno regional están sometidos a un régimen de deformación *thin skinned*. La interpretación sísmica 2D muestra un estilo estructural de escamas imbricadas, con un despegue común asociado al corrimiento de Tala. En este sentido, se destacan: escama Caruto, cerro Corazón, El Pegón y el sistema de rampas laterales de Urica.

El sistema de rampas laterales de Urica marca la frontera entre dos provincias estructurales, una al este, constituida por una imbricación de escamas en secuencia, con anticlinales asimétricos de vergencia sur, en lo que se conoce como zona cerro Corazón – Caruto, mientras que al oeste de dicho sistema, se tiene un dominio menos plegado, con anticlinales mucho más amplios.

Los espesores erosionados suelen ser mayores hacia en el Bloque Corazón – Caruto, donde en el caso del anticlinal cerro Corazón alcanza 10000 pies de espesor erosionado correspondiente a la secuencia Mioceno Medio y Mioceno Temprano. El bloque de Santa Rosa muestra la preservación de la secuencia Mioceno Temprano y Mioceno Medio, esta última sometida a erosión superficial, y solo al sur de este bloque, específicamente en el anticlinal La Vieja se aprecia una severa erosión del Mioceno Temprano, lo cual sugiere que este sector fue un paleo – alto topográfico durante el Mioceno Medio.

El modelaje geoquímico en la escama cerro Corazón, soportado por la reconstrucción de la historia termal de la región, indica que la expulsión de hidrocarburos de la roca madre Cretácica (Fm. Querecual), ocurrió en los últimos 20 M.a debido al peso de la columna sedimentaria y a la tectónica compresiva con efectos en cerro Corazón a partir de los 12 M.a. Así mismo, la integración del modelaje geoquímico y el estudio

diagenético, indican que la Formación Los Jabillos en cerro Corazón, alcanzó una temperatura de 120 ° C.

Los elementos de riesgo geológico dentro del sistema petrolero, lo constituyen la presencia de un timing moderado asociado a un momento crítico entre los 26 y los 12 Ma , además de la ausencia de sellos asociados a reservorios terciarios, en el área de cerro Corazón. En este sentido la prospectividad del área podría verse más favorecida por reservorios cretácicos (Fm. San Juan) asociados a sellos paleocenos (Fm. Vidoño).

RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar análisis de inclusiones fluidas, en algunas de las muestras recolectadas en la sección de estudio, con la finalidad de calibrar los rangos de temperatura de ciertos procesos diagenéticos dentro de la secuencia paragenética, verificando de esta manera las temperaturas propuestas por Surdam (1989) y otros autores, las cuales son referidas en este trabajo.

Se cree necesario probar el modelo estructural propuesto para el área de cerro Corazón y su relación con estructuras vecinas, mediante la interpretación de los transectos sísmicos 2D recientemente adquiridos en el área, los cuales favorecen una mayor cobertura del área de interés, y un mejor amarre con los datos de geología de superficie.

Se recomienda extender estudios estructurales de integración superficie – subsuelo a áreas vecinas con escasa información geológica utilizando sísmica nueva.

Con la finalidad de establecer una comparación entre la madurez que de acuerdo al modelaje geoquímico basado en la reconstrucción de la historia termal del área, alcanza la roca madre cretácica (Fm. Querequal), y los datos de madurez emanados de los análisis de geoquímica de menes, se recomienda, para la muestra de mene recolectada cerca de cerro Corazón, la ejecución de análisis de biomarcadores a la fracción saturada que junto con los análisis de cromatografía de fracción saturada y biomarcadores aromáticos ya existentes, pueden ofrecer información a cerca del origen del hidrocarburo y la madurez del mismo.

AGUASUELOS INGENIERÍA (1991) Geología de la Serranía del Interior. Volumen I. Informe interno CORPOVEN S.A. Inédito. 237 p.

AGUASUELOS INGENIERIA (1994) Levantamiento Geológico de Superficie en la Serranía del Interior Oriental de Venezuela. Volumen I. Informe Interno LAGOVEN S.A. Inédito. 153 p.

AUDEMARD, F. & GIRALDO, C. (1997) Desplazamientos Dextrales a lo largo de la Frontera Meridional de la Placa Caribe, Venezuela Septentrional. VIII Congreso Geológico Venezolano, **Soc. Venez. Geol.** Tomo I. p. 101-108.

AL- SHAIEB, Z. & SHELTON, J. (1981) Migration of Hydrocarbons and Secondary Porosity in Sandstone. **AAPG Bull.**, 65(11): 2433-2436

BARRIOS, Y. (2001) Interpretación sísmica y modelaje gravimétrico del área La Vieja-Cerro Corazón al norte del Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 134 p.

BELTRÁN, C.; RODRÍGUEZ, J. A. & SINGER, A. (1996) Investigaciones neotectónicas y paleosismológicas en la falla de El Pilar y en los otros grandes sistemas de fallas sismogénicas del nororiente de Venezuela. **FUNVISIS**, Caracas; 125 – 134 p.

BELTRÁN, C.; RODRÍGUEZ, J. A. & SINGER, A. (1994) Geología de fallas activas. En Singer, A. (Coordinador) (1994) Proyecto INTEVEP 92-175 Estudio neotectónico y de la geología de fallas activas de la región nororiental de Venezuela. **FUNVISIS** (Proyecto para INTEVEP S.A.) Inédito 258 p.

BERTORELLI, G. & MARQUEZ F. (1999) Determinación de ambientes sedimentarios y fuente de aporte de sedimentos para el Eoceno en un área de Zulia oriental. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 219 p.

BJØRLYKKE, K. (1994) Formation of secondary porosity. How important is it?. En: Clastic sediments, part 2. **AAPG Mem. N° 37**, 277-286

BLANCO, B. & SÁNCHEZ, H. (1989) Estudio Regional Frente de Montañas. Informe Interno CORPOVEN S.A. Inédito.

BLATT, H. (1979) Diagenetic proceses in sandstone. **SEPM, Spec. Pub. N° 26**, p. 141-157

BOGGS, S.(1992) Petrology of sedimentary rocks. Macmillan Publishing Company. New York; 707 p.

BOLES, J. & FRANKS, S. (1979) Clay diagenesis in Wilcox sandstone of Southwest Texas implications of smectite diagenesis on sandstones cementation. **Jour. Sed.Petrol.**, 49(1): 55-70.

BUCKE, D. P. Jr. & MANKIN, C. J. (1971) Clay minerals diagenesis within interlaminated shales and sandstones. **Jour. Sed. Petrol.**, 41 (4): 971-981.

CAMPOS, V., S. OSUNA & VIVAS V. (1980). Geología del borde oriental del frente de montañas de la Serranía del Interior, estados Miranda, Guárico y Anzoátegui. **Bol. Geol.**, Caracas, 14(26): 137-196.

CARNEVALLI, J. (1988) Venezuela Nor-Oriental: Exploración en Frente de Montaña. III Simposio Bolivariano; Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas, p. 69-89

CARRILLO, E. (1999) Estratigrafía y Sedimentología de Clásticos del Cretáceo Superior y Terciario, Mundo Nuevo, Edo. Monagas. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 275 p.

CHAPLET, M. & STEPHAN, J.F. (Aguasuelos – PDVSA) (1998) Geología de superficie por sensores remotos y campo desde Guanape / Sabana de Uchire (Zona Central) hasta Urica (Serranía del Interior). Estado Anzoátegui. Informe Interno PDVSA S.A Inédito.

CHAVEZ, A. (2001) Evolución de la porosidad en los posibles reservorios terciarios y cretácicos de Urica-Mundo Nuevo. Estados Anzoátegui y Monagas. Trabajo Espacial de Grado, Inédito, Universidad de Los Andes, 261 p.

CHIGNE, N.; BLANCO B.; GIRALDO, C. & RODRÍGUEZ W. (2000) Evaluación Petrolífera del Norte de Guárico y Anzoátegui. Informe Interno de PDVSA E y P Inédito.

COLMENARES, O.; BERNARDO, L.M.; DE GUERRA, C.; DI GIANNI N.; MORENO, J.; DE GONZÁLEZ, Z. & TORO, M. (1998) Bioestratigrafía, geoquímica orgánica y sedimentología de seis secciones de superficie del área de Mundo Nuevo, Edo. Anzoátegui. Informe interno Intevep, S.A. Inédito 153 p.

CORRALES Z., I.; ROSELL, S. J.; SÁNCHEZ T., L. M.; VERA T., J. A.; & VILAS M., L. (1977) Estratigrafía. Editorial Rueda, Madrid; 718 p.

DE LA PEÑA, B. M. (1999) Análisis Tectono-Estructural del área del Piedemonte del Corrimiento Mayor de Tala. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 113 p.

DE SISTO, J. (1969) Geología del Campo La Vieja. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Mene Grande Oil. Company

DICKINSON, W. R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Jour. Sed. Petrol.**, 40(2): 695-707.

DICKINSON, W. R., & SUCZEK, C. A. (1979) Plate tectonic and sandstone compositions. **AAPG Bull.**, 63(12): 2164-2182.

DICKINSON, W.; BEARD, L.; BRAKENRIDGE, G.; ERJAVEC, J.; FERGUNSON, R.; INMAN, K.; KNEPP, R.; LINDBERG, F. & RYBERG, P. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **GSA Bull.**, 94 (2): 222 – 235.

DI CROCE, J. (1995) Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution. PH. D. Tesis, Inédito, **Tectonics**, V.9, p. 161-184.

DUNHAM, R. J. (1962) Clasificación de carbonate rocks according to depositional texture. En Ham W. E. (Ed.) Clasificación de carbonate rocks **AAPG Mem. N°1.** p. 108 – 121.

EMERY, D. & ROBINSON, A. (1993) Inorganic Geochemistry Applications to Petroleum Geology. Blackwell Scientific Publications. 254 p.

ERLICH, R. N. & BARRETT, S. F. (1992) Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin. Foreland basins and fold belts. **AAPG Mem. N° 55.** p. 341-362

ERLICH, R. N. & BARRETT, S. F. (1990) Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela – Trinidad area. **Tectonics** V. 9, p. 161-184.

ESPINOSA, E. & DAZA, J. (1985) Evaluación geológica y condiciones geotécnicas de la plataforma de Unare y La Tortuga-Margarita. Mem. VI Congreso Geológico Venezolano; Caracas, Venezuela; 1985; **Soc. Venez. Geol.** 7: 4591-4611.

FICHTER, H. J. (1946) Geology of the Corazón – Caruto area and stratigraphy of adjacent regions. Creole P. C., exploration report N° 526 Caracas; 34 p.

GALEA, F. (1985) Bioestratigrafía y ambiente sedimentario del Grupo Santa Anita del Cretáceo Superior-Eoceno, Venezuela nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano. Mem I; p. 703-720

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; AROZENA, J. & PICARD - CADILLAT, X. (1980) Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Tomo I y II Editorial Foninves, Caracas, Venezuela. 1031p.

HEDBERG, H. D., 1950. Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion). **Bull., Geol Soc. Amer.** 61(11): 1173-1215.

HERBERG, H. D. & PYRE (1994) Stratigraphy of northeastern Anzoátegui Venezuela. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.** 20:1-128

HUNG, E. J. (1997) Fore deep and Thrust Belt Interpretation of the Maturín Subbasin, Eastern Venezuela Basin. Thesis for the Degree of Master of Arts. Inédito. LAGOVEN. 125 p.

INFORMÁTICA, NEGOCIOS Y TECNOLOGÍA, S.A., FUNDACIÓN INSTITUTO DE INGENIERÍA (2000) ADIE Guía para el usuario publicación interna

KISCH, H. J. (1983) Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. En: Larsen, G. y Chilingar, G. (Eds.) (1983) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Elsevier, 572 p.

LAMB, J. L. (1964). The geology and paleontology of the río Aragua surface section, Serranía del Interior, state of Monagas, Venezuela. Bol. Inform., **Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr.**, Caracas, 7(4): 111-123.

Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V.) (1999) Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN)

MACHALI, K. R. (1992) Glossary of thrust tectonics terms. En McClay, K. R. (Ed.) Thrust Tectonics, Chapman and Hall, Londres; p. 419-433

MADRID, I.(2001) Caracterización Bioestratigráfica por Métodos Petrográficos de la Formación La Luna, Sección "Flor de Patria" en el occidente de Venezuela, Edo. Trujillo. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 169 p.

MARTINEZ, F. (2001) Caracterización sedimentológica de las arenas basales del terciario en el sector comprendido entre la quebrada de Las Minas y el pueblo de

Naricual, flanco occidental de la Serranía del Interior, Estado Anzoátegui, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.D.O 173 p.

MENDEZ, M. (1999) Estructura de la Faja de Plegamiento y Corrimiento del Flanco sur de la Serranía del Interior. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 113 p.

MITRA, S. (1989b) Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. En Mitra, S. & Fisher G., W. (Eds) Structural Geology of Fold and Thrust Belts Johns Hopkins University Press, Baltimore (in review)

MORAD, S. & ALDAHAN, A. (1986) Diagenetic alteration of detrital biotite in Proterozoic sedimentary rocks from Sweden. *Sedim. Geol.*, 47(1/2): 95-108.

MOSCARDELLI, L. (2000) Análisis sísmo-estratigráfico del intervalo mio-plioceno del área Macal, norte de Monagas, Venezuela oriental. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 207 p.

MUÑOZ J., N. G. (1999) Curso –Taller Sedimentología Aplicada a Yacimientos CIED

NANCE, J. W. (1942) A detailed geological survey of the foothill belt of northwestern Monagas. Creole Petroleum Corp.

PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J.-C.; TRUSKOWSKI, I. GALLANGO, O. & PASSALACQUA, H. (1995) Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin. En: Tankard, A. J.; Suárez, S., R. y Welsink, H. J. (Eds): Petroleum basins of South America. AAPG Mem. N° 62, p. 741-756

PARRA, G., M. (2001) Interpretación Estructural y Balanceo de un Tansecto Regional del Flanco Sur de los Andes Venezolanos, Estado Táchira. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 176 p.

PASSALAUQUA, H.; FERNÁNDEZ, F.; GOU, Y. & ROURE, F. (1995) Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges. Petroleum Basins of South America AAPG Mem. N° 62, p. 667-679

PETTIJOHN, F.; POTTER, P. & SIEVER, R. (1972) Sand and Sandstones. Springer-Verlag, USA; 553 p.

PIERSON, A. L. (1965) Geology of the Guarico mountain front **Bol. Inform., Asoc. Ven. Geol. Min. y Pet.** 8(7):181-212

POTIE, G. (1989) La Serranía del Interior Oriental Sur le Transect Cumaná-Urica et la bassin de Maturin (Venezuela). Application de données géophysiques et géologiques á une interprtétation structurale. These de Doctorat de L' Universite De Bretagne Occidentale. Brest. Inédito. 240 p.

RICH, J. L. (1934) Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. **AAPG Bull.**, V. 18, p. 1584-1596.

ROSALES, H. (1960) Estratigrafía del Cretáceo – Paleoceno – Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Mem. 2., p. 471-495

ROSALES, H. (1967) Geología del área de Barcelona-río Querecual (Estado Anzoátegui). Guía de Excursión; **Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr.;** 20 p.

ROSSI, T. (1985) La Serranía del Interior Oriental (Ven). Le Trasect Cariaco-Maturin. Syntheses Paleografique et Geodynamique. Thèse Doct. Univ. De Bretagne Occidentale. Brest. Inédito 340 p.

SAMS, R. (1995) Interpreted sequense stratigraphy of the Los Jabillos, areo, and (subsurface) Naricual formations, Northern Monagas area, Eastern Veneuela Basin **Soc. Venez.Geol.** V. 20, p. 30-40

SANDOVAL, M. E. (2000) Diagénesis de areniscas. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. UCV, Caracas; 1001 p.

SANTIAGO, N. (1990) Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Los Jabillos, en el flanco sur de la Serranía del Interior. Estados Anzoátegui y Monagas. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. Geol., Universidad Central de Venezuela, Caracas; 124 p.

SCASSO, R. & LIMARINO, C. (1997) Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. 259 p.

SCHOLLE, P. (1979) A color ilustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks. **AAPG Mem. N° 28**.

SINGER, A. (1989) Evidences of a recent tectonic activity associated to the Urica fault system in the Barcelona-Puerto La Cruz area, north-eastern Venezuela. **Bull. INQUA**; 12:96 (RESUMEN).

SINGER, A. (Coordinador) (1994) Proyecto INTEVEP 92-175 Estudio neotectónico y de la geología de fallas activas de la región nororiental de Venezuela. **FUNVISIS** (Proyecto para INTEVEP S.A.) Inédito 258 p.

SINGER, A.; BELTRAN C. & RODRÍGUEZ, J. A. (1998) Evidencias geomorfológicas de actividad neotectónica a lo largo de los corrimientos frontales de la Serranía del Interior en el oriente venezolano. **FUNVISIS**, Caracas; 205-213 p.

STAUFFER, H. (1928) Geological report on Eastern Venezuela.

STEPHAN, J. F. ; MERCIER DE LEPINAY, B.; CALAIS, E.; TARDY, M.; BACK, C.; CARFANTAN, J. C. ; OLIVET, J. L.; VILLA, J. M.; BOUYESSE, P.; MAUFFRET, A.; BOURGOIS, J.; THERY, J. M.; TOUNOR, J.; BLANCHET, R. & DECOURT, J. (1990) Paleodynamic Maps of Caribbean: 14 Steps from Lias to Present. **Bulletin Société Géologique de France**, 8° serie, 6(6):915-919.

SURDAM, R. C.; DUNN, T.; HEASLER, H. & MACGOWAN, D. (1989) Porosity evolution in sandstone/shale systems. **Mineralogical Association of Canada**, Diagenesis Short Course Notes, p. 61-125.

SURDAM, R.; JIAO, Z. & MCGOWAN, D. (1993) Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: a mechanism for significant porosity enhancement in sandstone. **AAPG Bull.**, 77(9): 1509-1518.

TEARPOCK, D. J. & BISCHKE, R. E. (1991) Applied subsurface geological mapping. Prentice-Hall PTR, Upper Saddle River, New Jersey; 648 p.

TORO M., M. R.; BERNARDO G., L. M.; RUGGIERO A., A.; HERNÁNDEZ H., O. A. & SUAREZ M., H. O. (1998) Estudio Sedimentológico y de Geoquímica Orgánica del Pozo La Vieja – 1. Informe interno, Inédito, INTEVEP, S. A., los Teques.

TUCKER, M. (2000) Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2^{da} Ed., Blackwell science, United Kingdom; 260 p.

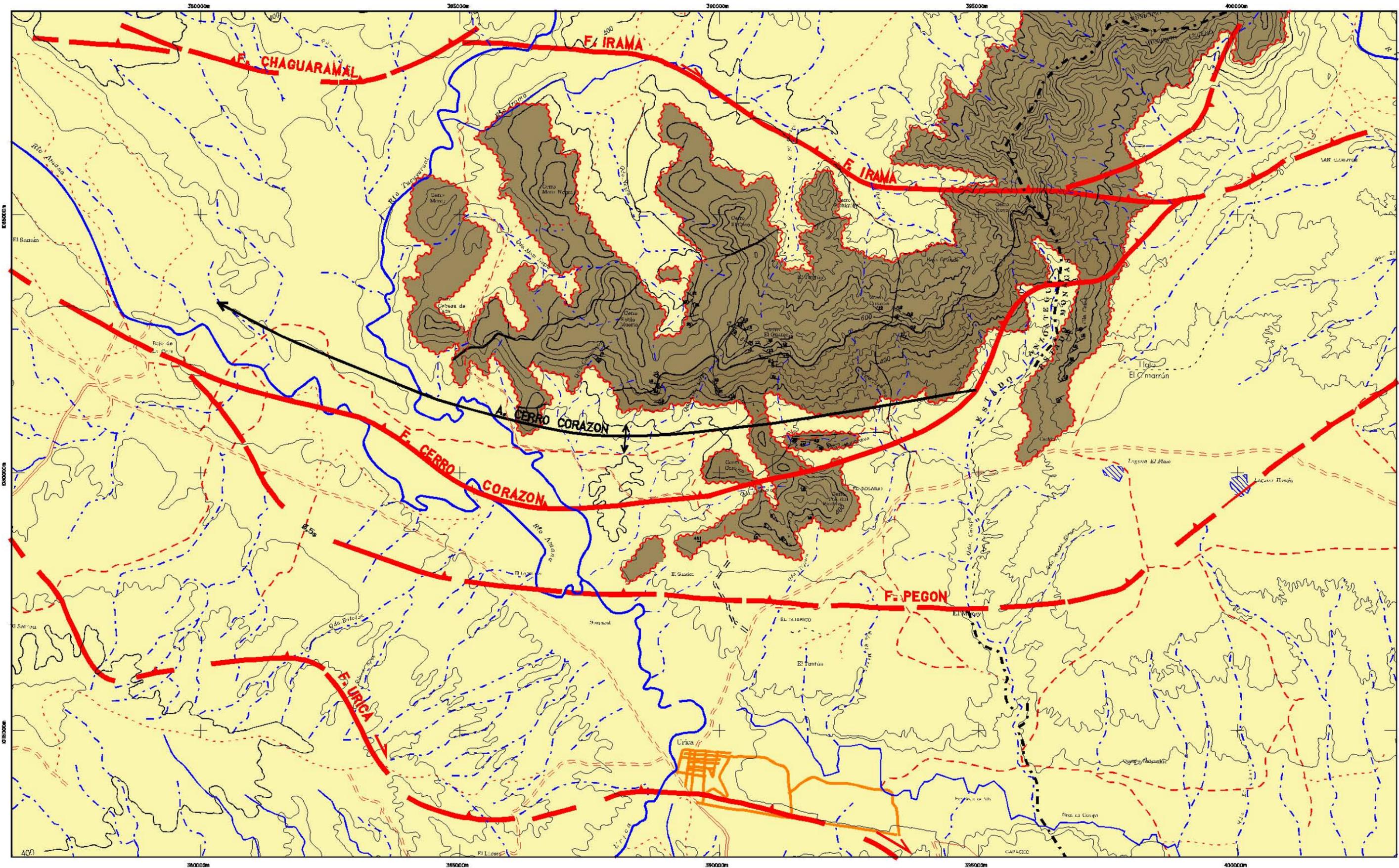
VIVAS, V. (1985) Contribución al estudio de la Serranía Oriental de Venezuela, estratigrafía y tectónica de la región de Bergantín-Santa Inés (Estado Anzoátegui) Thesis 3eme Cycle Univ. Bretagne Occidentale, Brest. Francia. Inédito. 350 p.

VIVAS, V.; BELLIZZIA, A. & MACSOTAY, O. (1985) Deflexión de Barcelona. Rasgo estructural primario en Venezuela nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano. Mem VI; p. 2117-2746

YORIS, F. G. (1989 b) Consideraciones sobre la formación Los Jabillos y sus equivalentes en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. (Notes on the Los Jabillos Formation and its equivalents, Interior mountain range, northeastern Venezuela). **GEOS**, N° 29, Univ. Cntr. Venezuela, Caracas; p. 139-151

WILSON, M. & STANTON P. (1994) Diagenetic mechanism of porosity and permeability reduction and enhancement. En: Wilson, M. (Ed) Reservoir quality assesment and prediction in clastic rocks. **SEPM** short course 30. p. 59-118.

ZAPATA, E. (1983) Manual de Petrografía y Diagénesisi de Rocas Carbonáticas. **Geos**. UCV, Caracas. 28 : 3-139.



TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MAPA GEOLOGICO

AREA CERRO CORAZON
ESTADOS ANZOATEGUI
Y MONAGAS

ELABORADO POR:
D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA

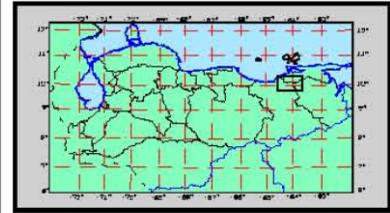
ESCALA 1:250000



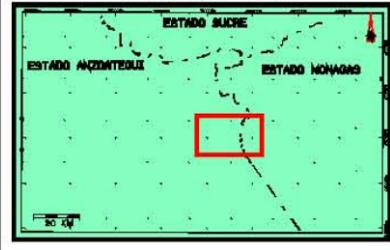
ELEMENTOS CARTOGRAFICOS

VIA DE COMUNICACION	
AUTOPISTA	—————
CARRETERA PAV. 2 VIAS	—————
CARRETERA PAV. 2 VIAS	—————
CARRETERA ENL. 2 VIAS	—————
CARRETERA ENL. 2 VIAS	—————
CARRETERA DE TIERRA	—————
CANAL CARRITERO	—————
VEREDA/PISTA/SENDERO	—————
PUNTE	—————
AEROPUERTO	—————
HIDROGRAFIA	
NO/SEMI/CAÑO PERMANENTE	—————
NO/SEMI/CAÑO INTERMITENTE	—————
NO/SEMI/CAÑO DESSECOADO	—————
COSTA/ISLA	—————
COSTA NO DEFINIDA	—————
LADRA/ALBUCA PERMANENTE	—————
LADRA INTERMITENTE	—————
LADRA SECA	—————
EMBALSE	—————
POBLACION	
CIUDAD	—————
PUEBLO	—————
VEDADO/CASERIO	—————
FUNDO/RATO/HUENDA	—————
LIMITES	
INTERNACIONAL	—————
ESTATAL	—————
DISTRITAL	—————
MUNICIPAL	—————
PARQUE/BIOSFERA	—————

AREA DE ESTUDIO



UBICACION RELATIVA

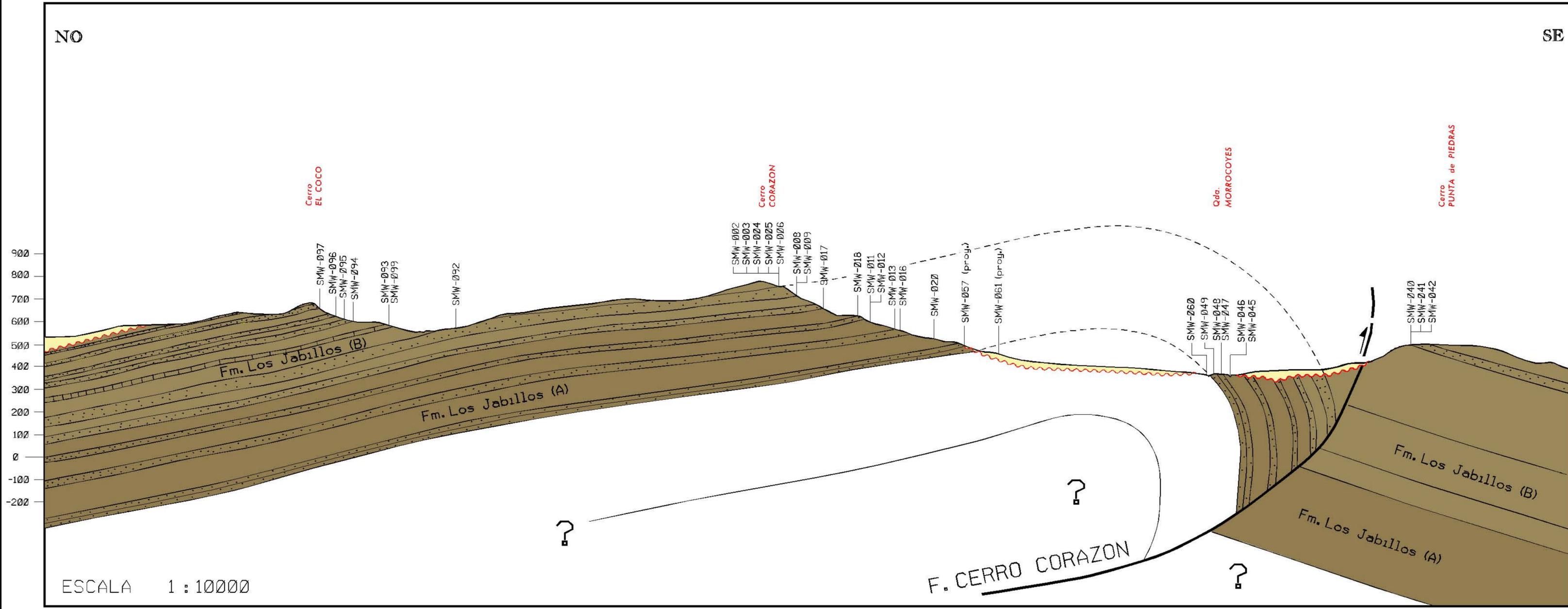


A

NO

A'

SE

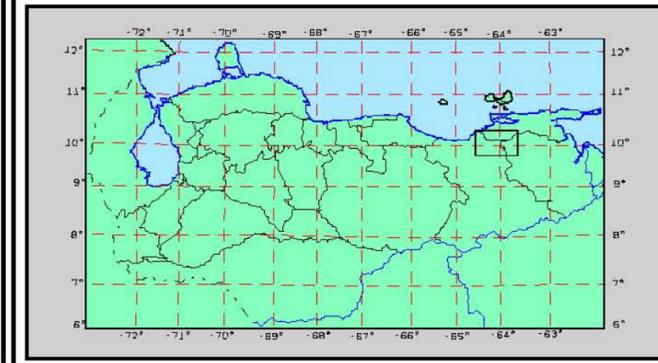


ESCALA 1 : 10000

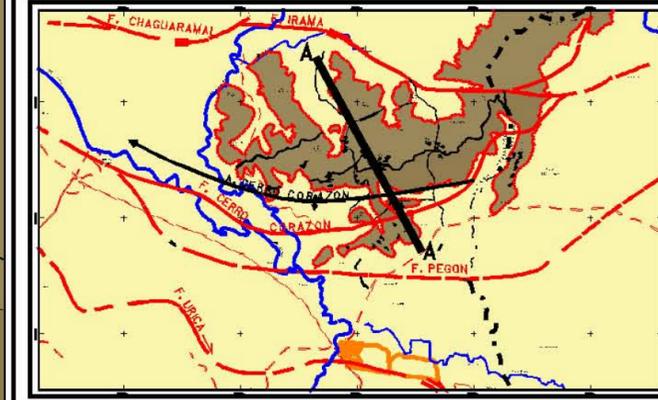
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
CORTE GEOLOGICO A-A'
AREA CERRO CORAZON
ESTADOS ANZOATEGUI
Y MONAGAS

ELABORADO POR:
D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA

AREA DE ESTUDIO



LIBICACION RELATIVA

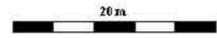


TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DEL AREA CERRO CORAZON, Edo. ANZOATEGUI

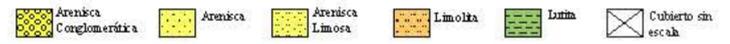
ELABORADO POR:
D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA

ESCALA VERTICAL: 1: 400

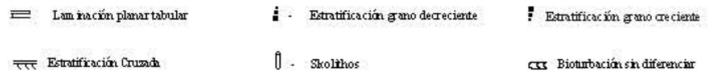


LEYENDA

LITOLOGIA



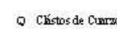
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



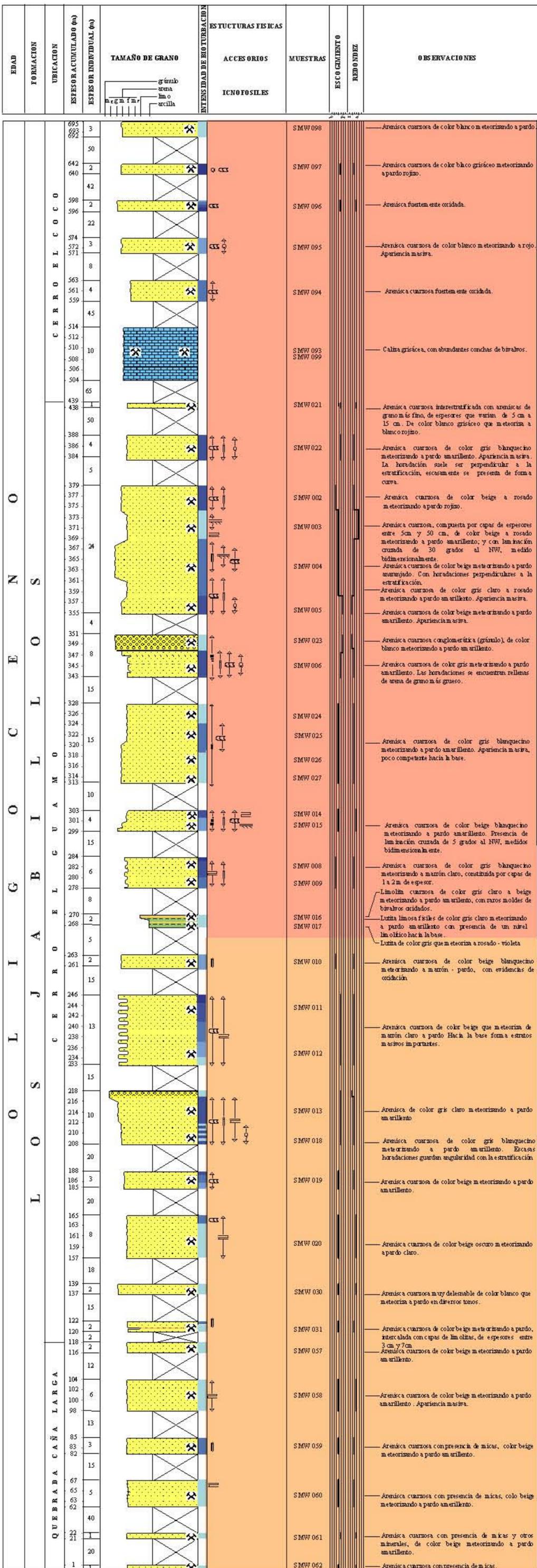
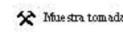
INTENSIDAD DE BIOTURBACION



ACCESORIOS LITOLÓGICOS



UNIDADES ESTRATIGRAFICAS INFORMALES



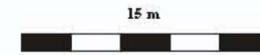
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA SECCION CARRETERA URICA - ANTENAS REPETIDORAS Edo. ANZOATEGUI

ELABORADO POR:

D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA

ESCALA VERTICAL: 1: 300

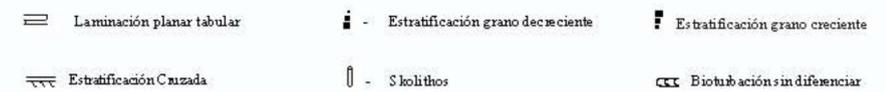


LEYENDA

LITOLOGIA



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



INTENSIDAD DE BIOTURBACION

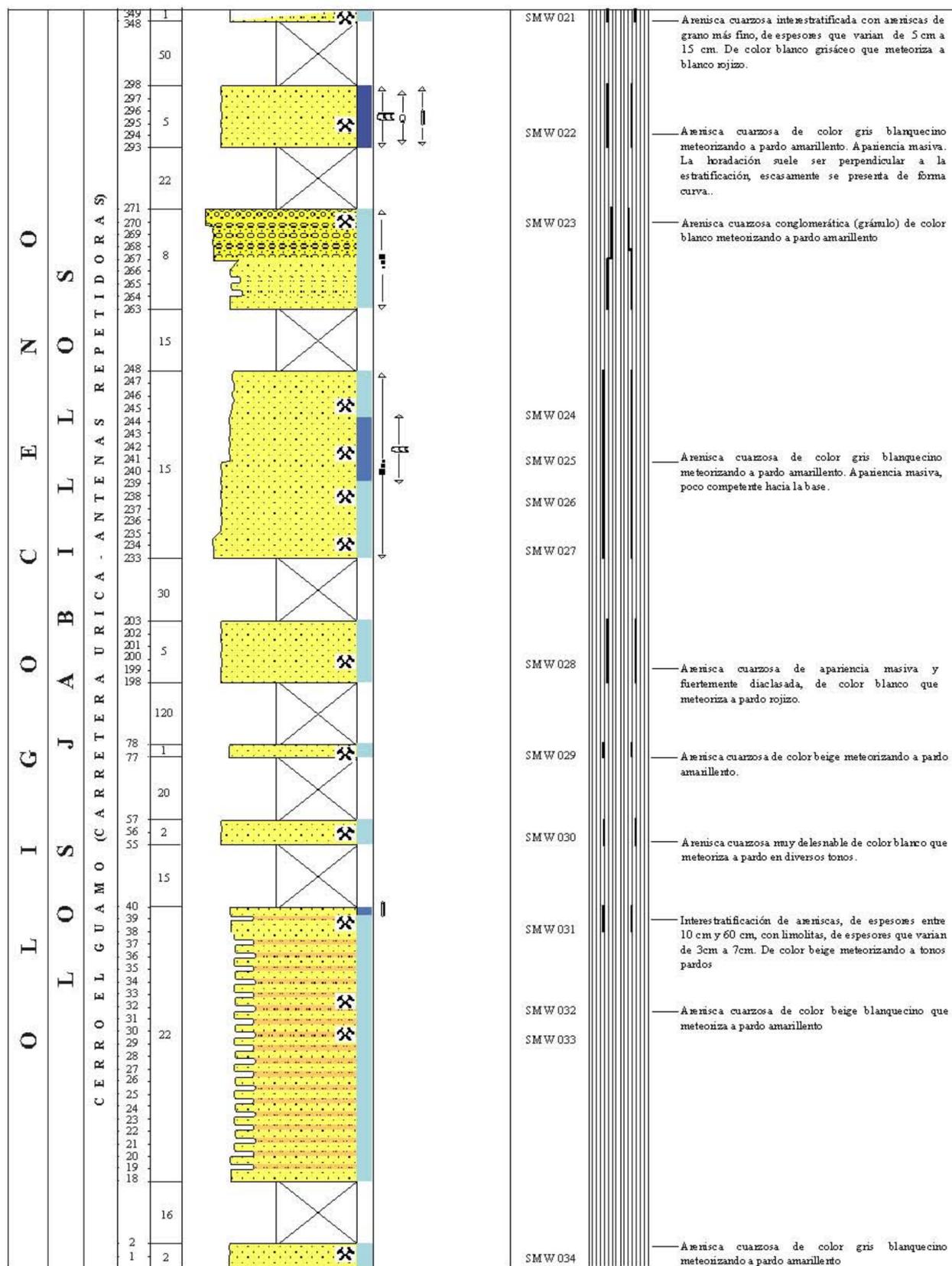


ACCESORIOS LITOLÓGICOS

Q Clastos de Cuarzo

✕ Muestra tomada

EDAD	FORMACION	UBICACION	ESPESOR ACUMULADO (m)	ESPESOR INDIVIDUAL (m)	TAMAÑO DE GRANO	ESTRUCTURAS FISICAS	ACCESORIOS	MUESTRAS	ESCOGIMIENTO	REDONDEZ	OBSERVACIONES
					grámulo arena limo arcilla						



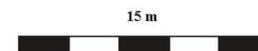
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA SECCION CERRO EL GUAMO Edo. ANZOATEGUI

ELABORADO POR:

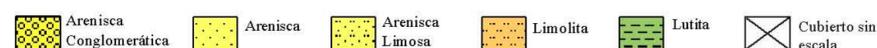
**D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA**

ESCALA VERTICAL: 1: 300

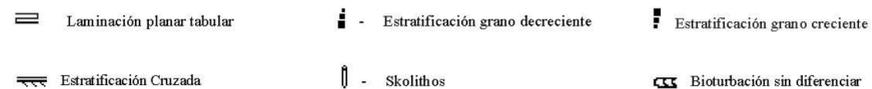


LEYENDA

LITOLOGIA



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



INTENSIDAD DE BIOTURBACION

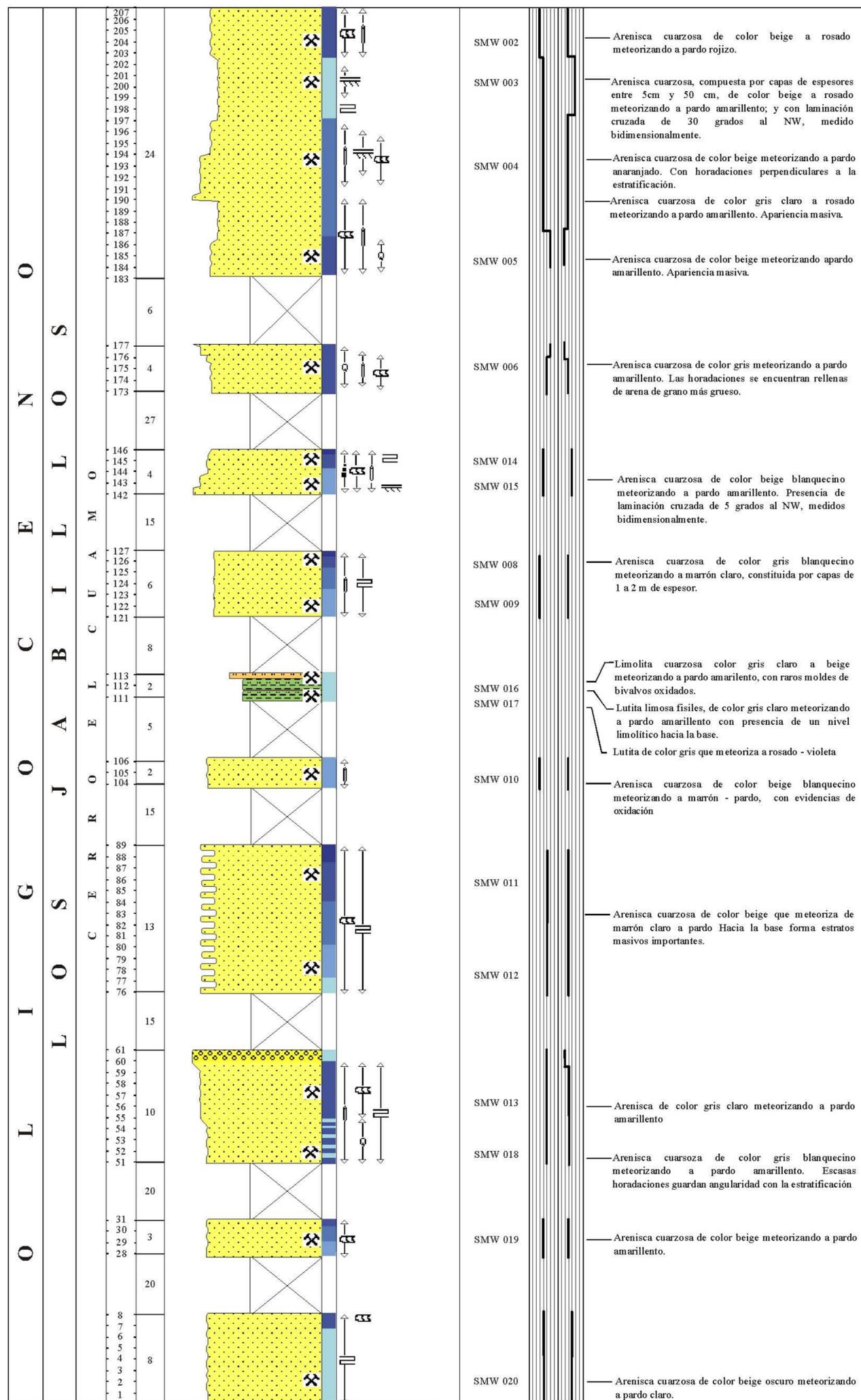


ACCESORIOS LITOLÓGICOS

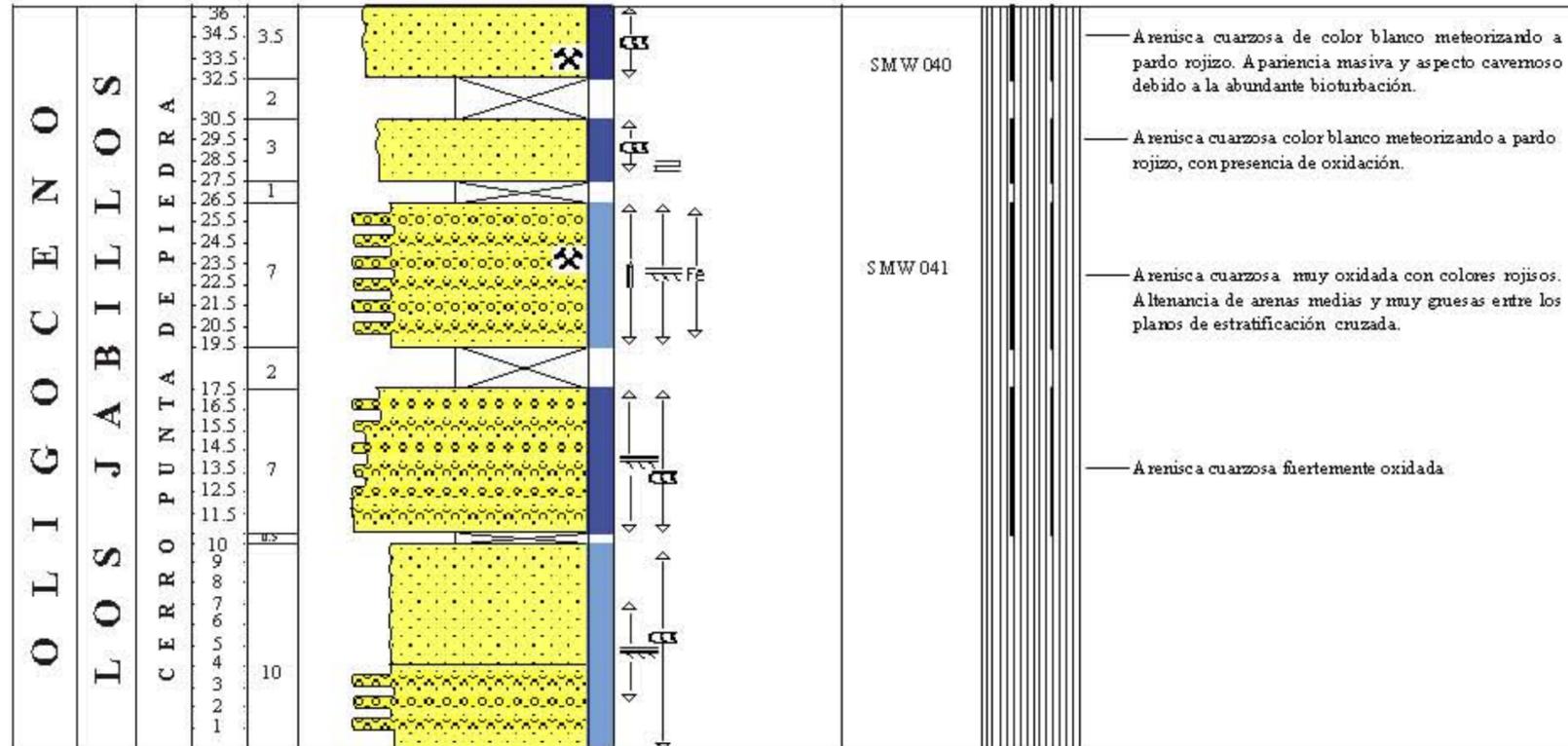
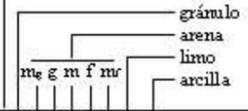
Q Clastos de Cuarzo

X Muestra tomada

EDAD	FORMACION	UBICACION	ESPESOR ACUMULADO (m)	ESPESOR INDIVIDUAL (m)	TAMAÑO DE GRANO	ESTRUCTURAS FISICAS	ACCESORIOS	MUESTRAS	ESCOGIMIENTO	REDONDEZ	OBSERVACIONES
					gránulo arena limo arcilla						
					m g m f mf						



EDAD	FORMACION	UBICACION	ESPE SOR A CUMULADO (m)	ESPE SOR INDIVIDUAL (m)	TAMAÑO DE GRANO	INTENSIDAD DE BIOTURBACION	ESTRUCTURAS FISICAS	ACCESORIOS	MUESTRAS	ESCOGIMIENTO	REDONDEZ	OBSERVACIONES
------	-----------	-----------	-------------------------	-------------------------	-----------------	----------------------------	---------------------	------------	----------	--------------	----------	---------------



SMW 040 — Arenisca cuarzosa de color blanco meteorizando a pardo rojizo. Apariencia masiva y aspecto cavernoso debido a la abundante bioturbación.

SMW 041 — Arenisca cuarzosa color blanco meteorizando a pardo rojizo, con presencia de oxidación.

— Arenisca cuarzosa muy oxidada con colores rojizos. Alternancia de arenas medias y muy gruesas entre los planos de estratificación cruzada.

— Arenisca cuarzosa fuertemente oxidada.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA SECCION CERRO PUNTA DE PIEDRA Edo. ANZOATEGUI

ELABORADO POR:

D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA

ESCALA VERTICAL: 1: 300

15 m



LEYENDA

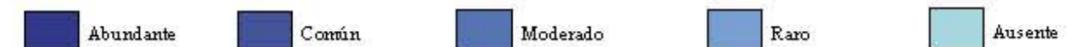
LITOLOGIA



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



INTENSIDAD DE BIOTURBACION



ACCESORIOS LITOLÓGICOS

Q Clásicos de Cuarzo Fe Oxido de Hierro

⊗ Muestra tomada

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA SECCION QUEBRADA MORROCOYES Edo. ANZOATEGUI

ELABORADO POR:

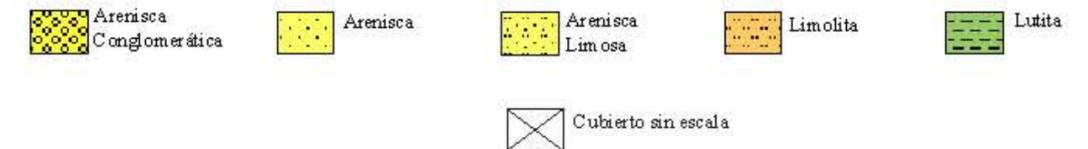
**D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA**

ESCALA VERTICAL: 1: 300

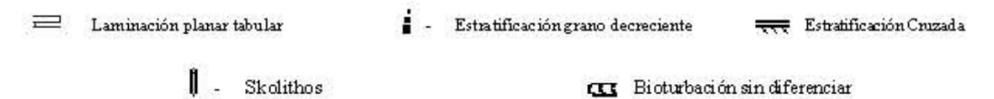
15 m

LEYENDA

LITOLOGIA



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



INTENSIDAD DE BIOTURBACION

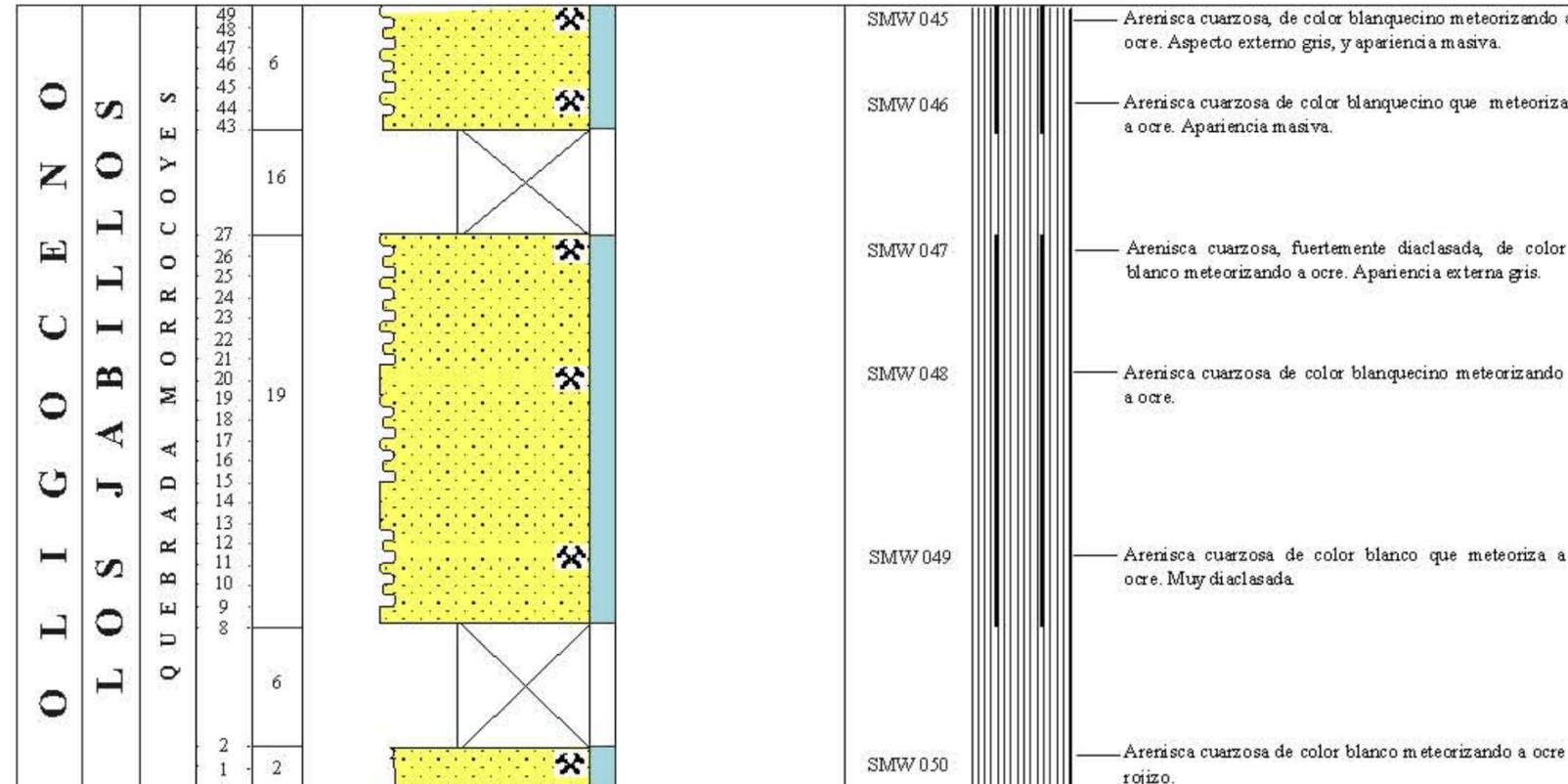


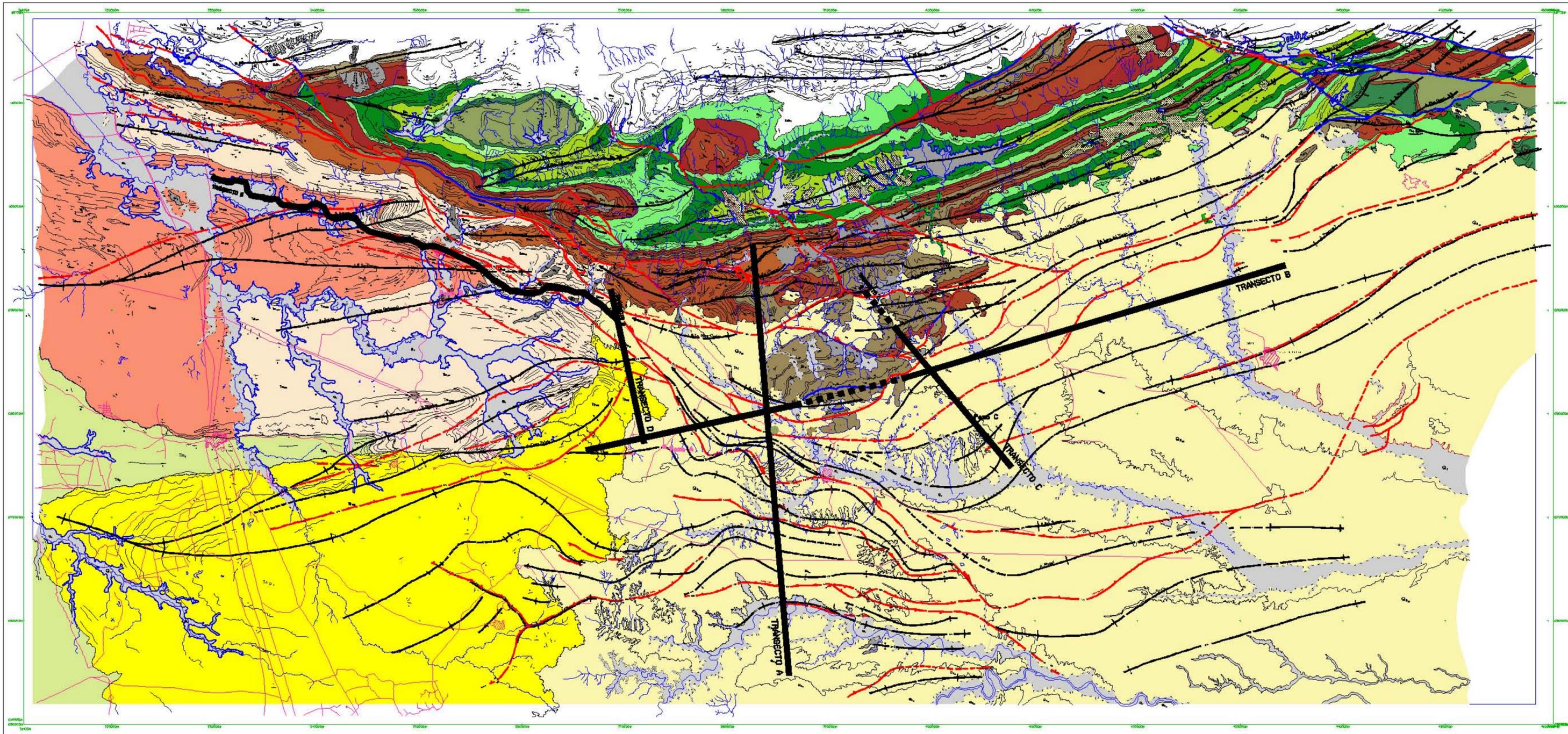
ACCESORIOS LITOLÓGICOS

Q Clastos de Cuarzo

X Muestra tomada

EDAD	FORMACION	UBICACION	ESPESOR ACUMULADO (m)	ESPESOR INDIVIDUAL (m)	TAMAÑO DE GRANO	INTENSIDAD DE BIOTURBACION	ESTRUCTURAS FISICAS	ACCESORIOS	MUESTRAS	ESCOGIMIENTO	REDONDEZ	OBSERVACIONES
------	-----------	-----------	-----------------------	------------------------	-----------------	----------------------------	---------------------	------------	----------	--------------	----------	---------------





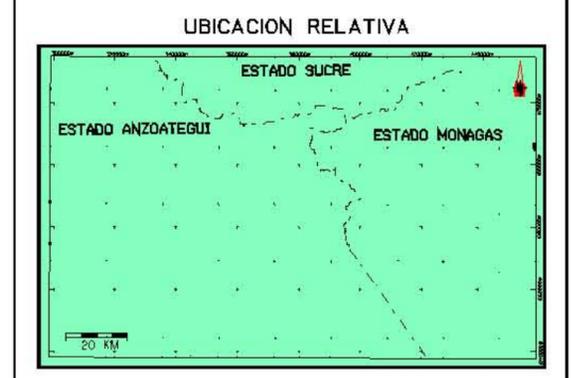
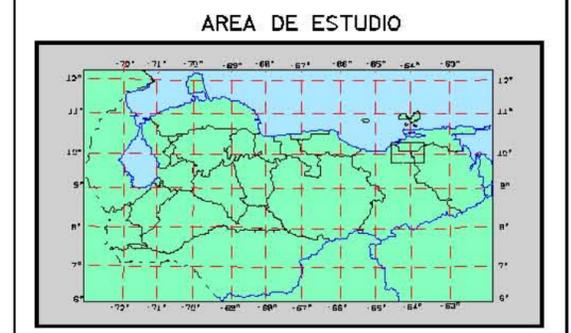
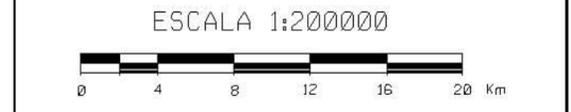
ESTRATIGRAFIA

CUATERNARIO	
Reciente	Q _r
Coluvión	Q _c
Derrubio	Q _d
Cono Deyección	Q _{cd}
Terraza	Q _t
PLIO-PLEISTOCENO	
Fm. Mesa	Q _{pm}
PLIOCENO	
Fm. Las Piedras	Tp _{lp}
MIOCENO	
Fm. Freites	Tm _f
Fm. Quiamare Fm. Morichito	Tm _{qm} Tm _m
Mb. El Pilar	Tm _{ep}
Mb. Salomon	Tm _{sa}
Mb. Revoltijo	Tm _{qr}
Fm. Capirícuai	Tm _{cpa}
Mb. Uchirita	Tm _{uch}
Mb. Carapita	Tm _{ca}
Mb. Capaya	Tm _{cp}
Fm. Naricaui	Tm _{na}
Fm. Quebradon	Tm _{qa}
OLIGOCENO	
Fm. Aro Fm. Roblecito	Te _{ar} Te _r
Fm. Los Jabillos	Te _{lj}
EOCENO	
Fm. Penas Blancas (Mb. Tinajitas)	Te _{pb}
Fm. Caratas Fm. Cautaro	Te _c
CRETACEO SUPERIOR PALEOCENO	
Fm. Guárico Pre-flysch	Ka _{tg} Ka _{pf}
Fm. Vidona Fm. La Soledad	Ka _{vs} Ka _{sl}
CRETACEO SUPERIOR	
Fm. San Juan	Ks _{sj}
Fm. San Antonio Fm. Río Chávez	Ks _{sa} Ka _{rc}
Fm. Querécual	Ks _q
CRETACEO INFERIOR	
Fm. Chimana	Ki _{ch}
Fm. El Cantil Calizas Albienses	Ki _{ca}
Fm. García	Ki _g
Fm. Barranquin	Ki _b
Indiferenciado	Ki

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
MAPA DE UBICACION DE
TRANSECTOS SISMICOS

AREA CERRO CORAZON
ESTADOS ANZOATEGUI
Y MONAGAS

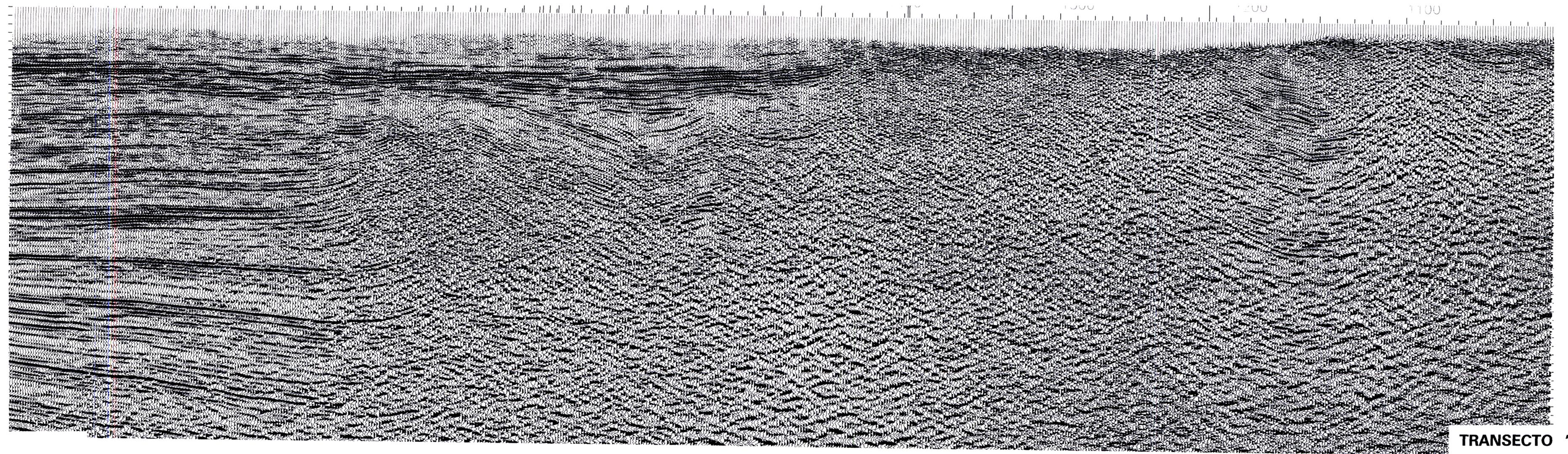
ELABORADO POR:
D'ALESSIO SILVANO
QUIJADA MILENA



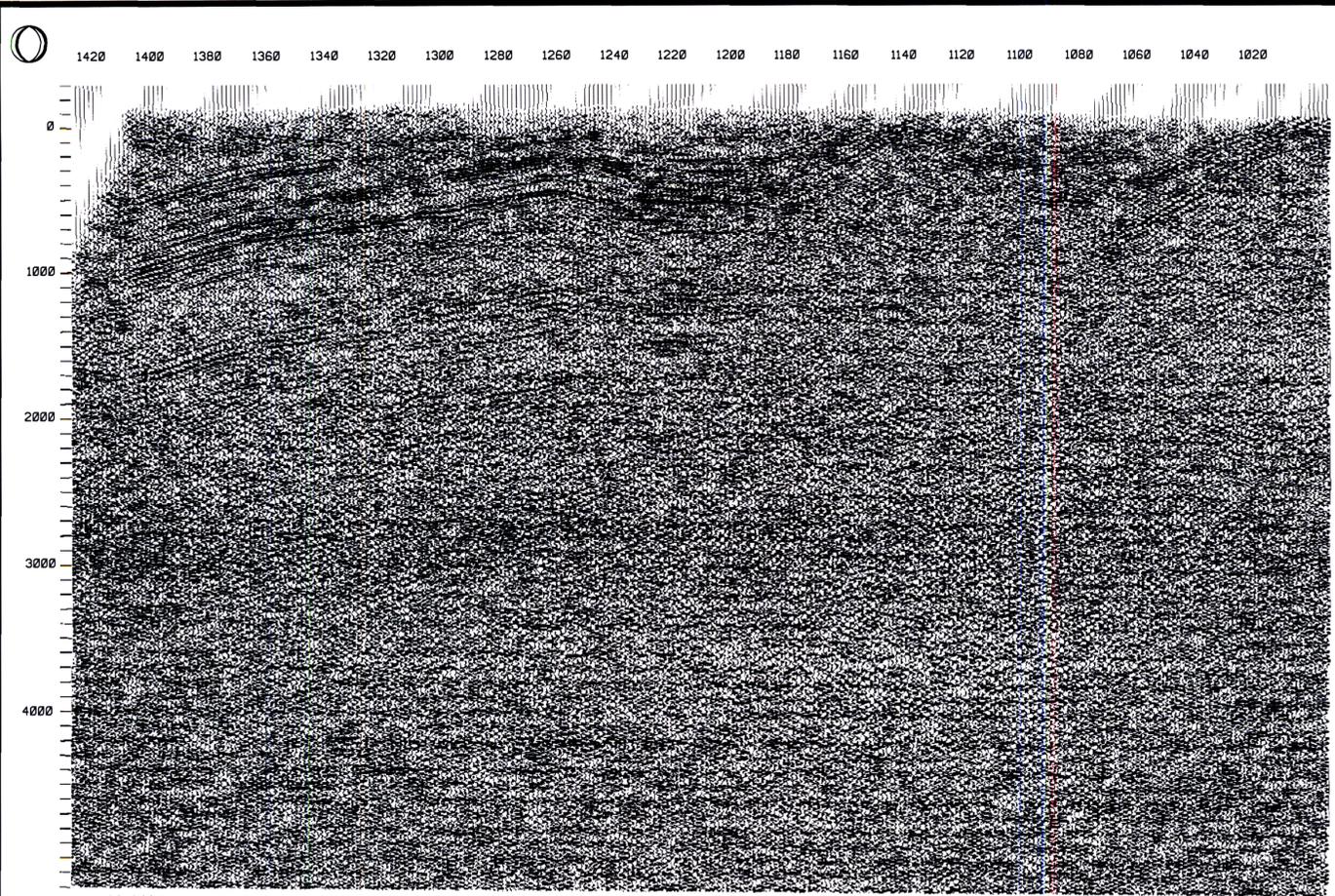
MAPA GEOLOGICO TOMADO Y MODIFICADO de 'CHAPLET 2001'

S

N



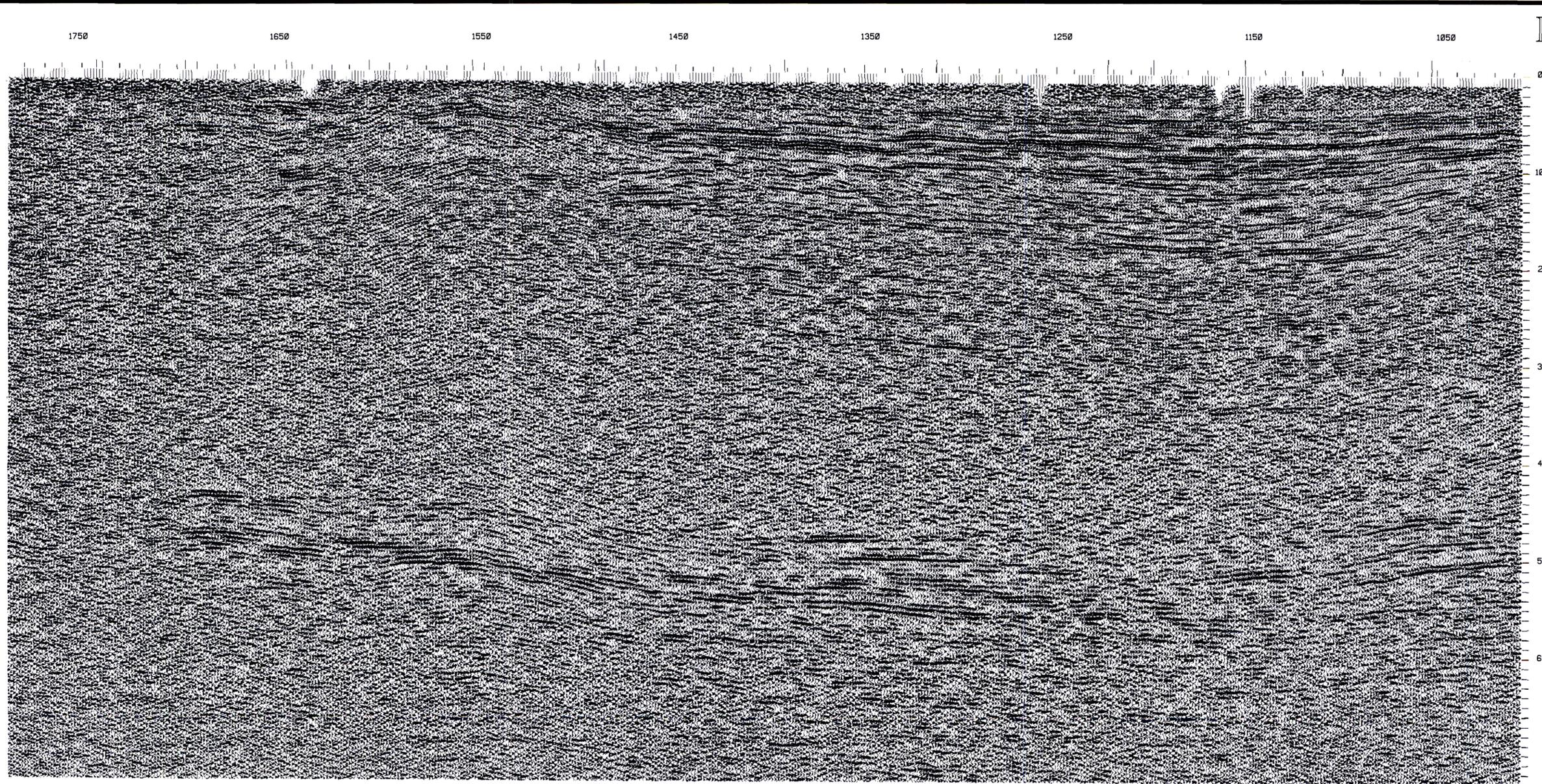
TRANSECTO "A"



B1



B2



B3

TRANSECTO "B"

NO

SE

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

0

1000

2000

3000

4000

5000



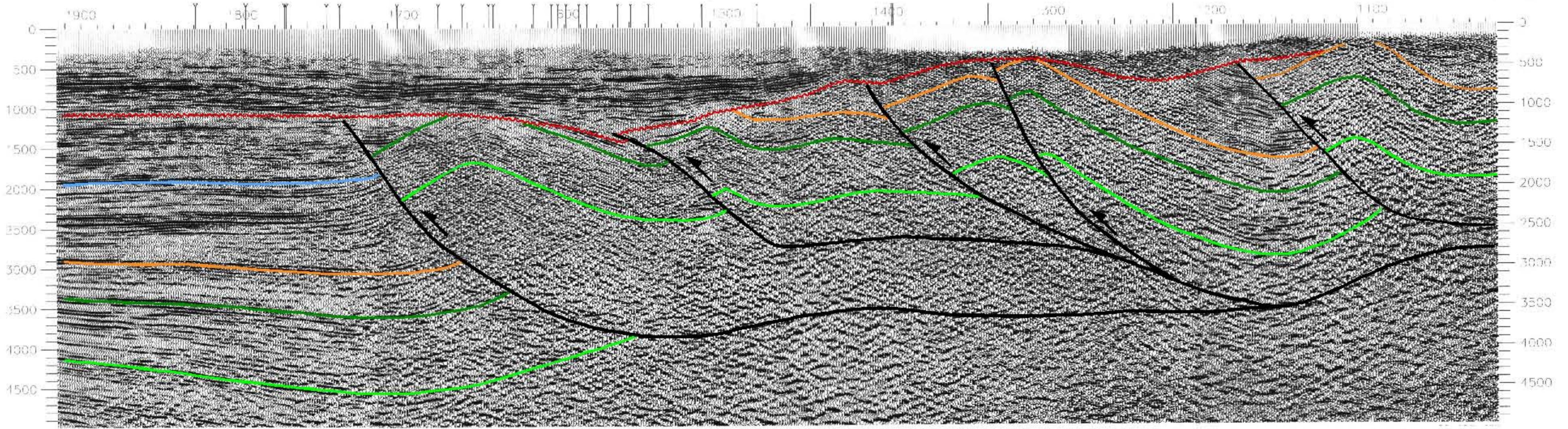
2823 m

TRANSECTO "C"

ANEXO 7

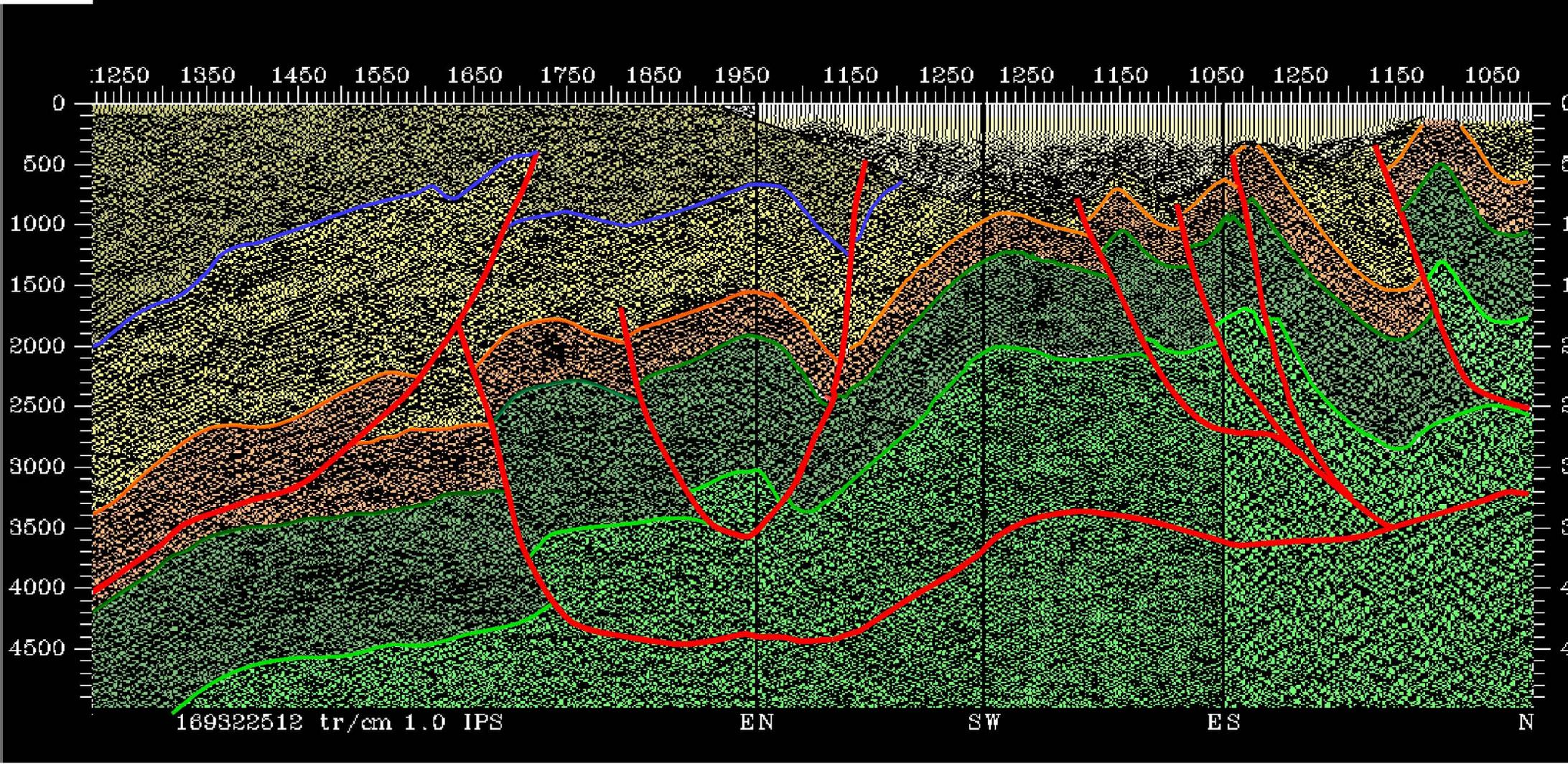
S

N



1000m

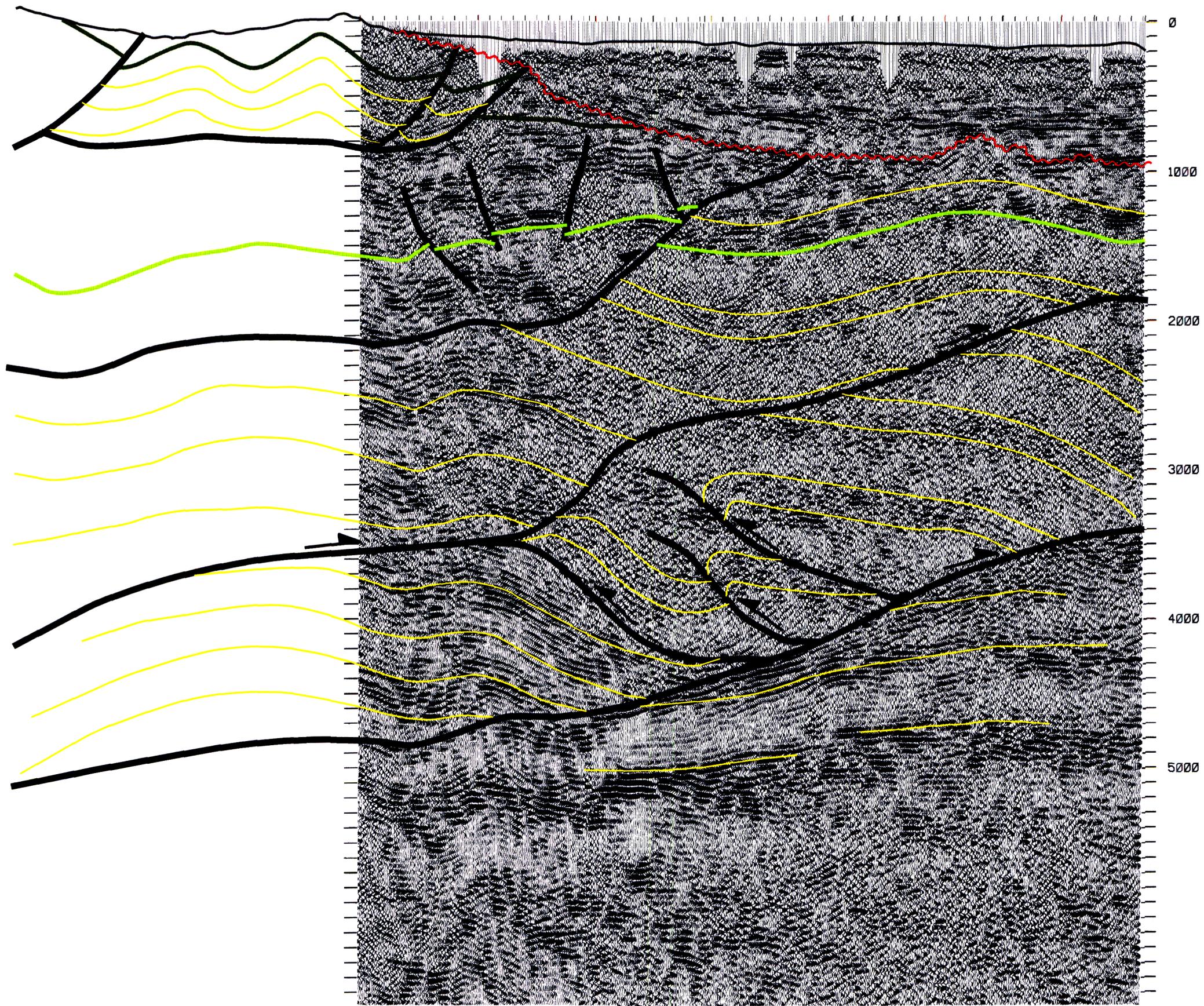
TRANSECTO "A"



NO

SE

1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600



2823 m

TRANSECTO "C"
ANEXO 8

