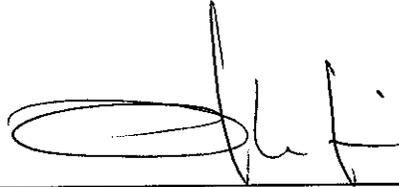


TESIS DEFENDIDA POR
SERGIO VÁZQUEZ HERNÁNDEZ

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE



Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Director del Comité



Dr. Gary James Axen Hermann

Miembro del Comité



Dr. Jaime Herrera Barrientos

Miembro del Comité



M.C. Miguel Angel Téllez Duarte

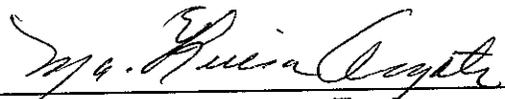
Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

Jefe del Departamento de Geofísica

Aplicada



Dra. Ma. Luisa Argote Espinoza

Director de Estudios de Posgrado

6 de diciembre de 1996

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE
ENSENADA**

**DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA SECUENCIA
SEDIMENTARIA AL ORIENTE DE LAGUNA SALADA, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

**que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado
de**

MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

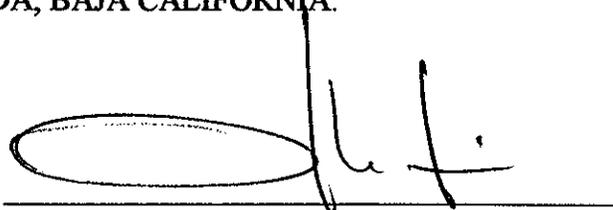
SERGIO VÁZQUEZ HERNÁNDEZ

Ensenada, Baja California, México, Diciembre de 1996

RESUMEN de la Tesis de Sergio Vázquez Hernández, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFÍSICA APLICADA. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 1996.

ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE
LA SECUENCIA SEDIMENTARIA AL ORIENTE
DE LAGUNA SALADA, BAJA CALIFORNIA.

Resumen aprobado por:



Dr. Arturo Martín Barajas
Director de tesis

En la cuenca Laguna Salada, rasgo prominente de la Provincia Extensional del Golfo, norte de Baja California, está expuesta una columna sedimentaria >850 metros que representa la transición de un ambiente marino de plataforma externa-talud (Fm Imperial) a un ambiente deltáico (Fm Imperial-Fm Palm Spring), que gradúa a su vez a depósitos de abanicos aluviales (Fanglomerado Cañón Rojo). La edad de la Fm Imperial en el área, se estimó, por asociación de foraminíferos planctónicos, no mayor a Plioceno temprano (~5.3 ma); en cambio la edad de la Fm Palm Spring y Fanglomerado Cañón Rojo se estimó, en base a correlaciones con depósitos similares en el Valle Imperial y relaciones estratigráficas locales, como Plioceno tardío (~3.4 ma) y Pleistoceno (~1.6 ma) respectivamente.

La base de la Fm Imperial sobreyace discordantemente, por falla de bajo ángulo, a rocas intrusivas y metamórficas del basamento; representa facies marginales asociadas a depósitos locales de deltas de abanico. La parte media y cima de la Fm Imperial, así como la Fm Palm Spring, representan una secuencia de rápida depositación y progradación del delta del Río Colorado. El Fanglomerado Cañón Rojo, en cambio, es característico de depósitos asociados a abanicos aluviales.

La deformación de la secuencia sedimentaria ha sido muy compleja, principalmente por el control que han ejercido, primero la falla de bajo ángulo Cañada David, producto de un régimen de extensión WNW, y posteriormente la falla Laguna Salada, consecuencia del desarrollo de un sistema transtensivo al NW.

El modelo inicial de la cuenca es un semigraben, formado durante el proceso de extensión, que estaría ubicada al SE de su posición actual al inicio del depósito de la secuencia prodeltáica del Río Colorado. El cambio de régimen tectónico a un sistema transtensivo, provocó la migración del depocentro al NNW, la mayor deformación y la exhumación de la secuencia sedimentaria.

Palabras clave: estratigrafía, facies, depocentro.

ABSTRACT of the Thesis of SERGIO VAZQUEZ HERNANDEZ, presented as partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCES GRADE in APPLIED GEOPHYSICS. Ensenada, Baja California, Mexico. December 1996.

STRATIGRAPHY AND DEPOSITS ENVIRONMENTAL OF THE
SEDIMENTARY SEQUENCE, EAST OF LAGUNA
SALADA, BAJA CALIFORNIA.

In the Laguna Salada basin, prominent feature of the Extensional Gulf Province, northern Baja California, outcrop a representative sedimentary sequence more than 850 meters of outer shelf-continental slope (Imperial Formation) to deltaic (Palm Spring Formation) environments, grading to aluvial fan deposits (Cañon Rojo Fanglomerate). The age of Imperial Formation in the area was estimated in early Pliocene (~5.3 m.y.) by planktonic foraminifera association. The age of Palm Spring Formation and Cañon Rojo Fanglomerate was estimated in late Pliocene (~3.4 m.y.) and Pleistocene (~1.6 m.y.) respectively, by correlation with similar deposits in the Imperial Valley, as well as local stratigraphic relationships.

The Imperial Formation base overlay in unconformity, by a low angle fault, to basement igneous and metamorphic rocks. This base to be composed of marginal marine facies of fan delta local deposits. The medium and top sections of Imperial Formation, as well as Palm Spring Formation to be composed of a fast deposition and progradation sequence of the Rio Colorado delta. The Cañon Rojo Fanglomerate sequence is associated to aluvial fans deposits.

The sedimentary sequence deformation was been very complex, first by the Cañada David low angle fault, result of a WNW extension regime, and later by the Laguna Salada Fault, consequence of the development of a NW transtensive system.

The initial basin model is a semigraben, developed in the extension process and being localized to SE of its actual location at begin of deposit of Rio Colorado prodeltaic sequence. The tectonic regime change to transtensive system caused the NNW depocenter migration, the main deformation and exhumation of the sedimentary sequence.

Keywords: stratigraphic, facies, depocenter.

DEDICATORIA

La conclusión de esta tesis no hubiera sido posible sin el respaldo oportuno e incondicional que sólo los buenos y grandes amigos saben dar, con ellos la deuda es inmensa, la gratitud permanente y la amistad imborrable.

Martha Eloísa Aparicio Ceja	Juan Vázquez Cruz
Alejandro M. Vázquez Hernández	Edgar Vázquez Hernández
Lucina Vázquez Hernández	Javier Salazar Colín
Oscar Mitre Chávez	María Antonieta Salazar Vázquez
Ameyalli Atzin Mitre Salazar	Oscar Mitre Salazar
Saúl Méndez Villarreal	Oscar Augusto Barrios
Luis Juárez Aguilar	Juan Carlos Montalvo Arrieta
Mario González Escobar	Juan Espinosa Luna
Gilberto Marrón Araiza	Miguel Ávalos Borja
Rodolfo Cortés	

Los nuevos buenos amigos rescataron aficiones casi olvidadas e hicieron renacer la expectativa por los buenos libros, la buena música, los buenos vinos, los buenos momentos.

José Guadalupe Acosta Chang

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a las grandes personalidades que he conocido en mi vida, sintiéndome afortunado porque me han brindado grandes ejemplos de amistad a toda prueba, camaradería, dedicación, espíritu de servicio y, sobre todo, cariño.

ALEJANDRO MIGUEL VÁZQUEZ HERNÁNDEZ

JOSE LUIS REYES PACHECO

AGUSTÍN MORENO HERNÁNDEZ

ARMANDO HERNÁNDEZ MÉNDEZ

FERNANDO ORTEGA TIRADO

BENJAMÍN VÁZQUEZ ELÍAS

JOSÉ LUIS CORRO CHÁVEZ

MANUEL ESCALANTE SÁNCHEZ

MIGUEL ÁNGEL MARTÍNEZ ÁLVAREZ

JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA

Especial dedicación para la gran compañera de mi vida:

MARTHA ELOÍSA APARICIO CEJA

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Arturo Martín Barajas, director de esta tesis, por sus valiosos comentarios que permitieron la terminación del trabajo.

A los miembros del comité de tesis por su dedicación en la revisión de la tesis y sus invaluable observaciones.

A los profesores y compañeros que me hicieron reflexionar en lo que si y lo que no se debe hacer.

A la Dra. Ana Luisa Carreño por su participación en las determinaciones micropaleontológicas y sus comentarios.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

.....resultaba innarrable aquél espectáculo, el ruido, ahora familiar, de la erupción, el destello que producía la incandescencia del material expulsado por el cráter, el trueno ensordecedor y la luz cegadora de los relámpagos, la pertinaz lluvia de ceniza y las bombas aún al rojo vivo; tan solo eran el marco del desplome de casas de palma, carrizo y adobe, vencidas por la acumulación de material, del volar en mil pedazos de los pocos vidrios de la clínica rural, del respirar y mirar difícil por la gran cantidad de partículas suspendidas en el ambiente, del pavor reflejado en los rostros de quien se sabe impotente ante la furia de la naturaleza, pero sobre todo de quienes supieron que la destrucción sería mayor a la imaginada y.....lo contarían?.....

Vivencias, 2 de abril de 1982

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Objetivos	5
I.2 Importancia	5
I.3 Trabajos previos	6
II. MATERIALES Y MÉTODOS	8
II.1 Localización y acceso	8
II.2 Cartografía Geológica	10
II.3 Preparación de muestras para análisis paleontológico	10
II.4 Preparación de muestras para análisis mineralógico y litológico	11
II.4.1 Fracción Limo-Arcillosa	11
II.4.2 Fracción Arenosa	12
II.4.3 Fracción de gravas	13
III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
III.1 Tectónica	14
III.2 Estratigrafía	16
III.2.1 Rocas del Basamento	16
III.2.2 Rocas Volcánicas Terciarias	17
III.2.3 Rocas Cenozoicas marinas y no marinas	17
IV. ESTRATIGRAFÍA	21
IV.1 Formación Imperial	21
IV.1.1 Miembro de conglomerado	23
IV.1.2 Miembro de lodolitas	32
IV.1.3 Miembro de areniscas	35
IV.2 Formación Palm Spring	39
IV.3 Fanglomerado Cañón Rojo	46
IV.3.1 Miembro de arenisca conglomerática	46

CONTENIDO (continuación)

	Página
IV.3.2 Miembro de conglomerado	50
IV.4 Conglomerado gris	52
IV.5 Composición mineralógica de los sedimentos	55
IV.5.1 Fracción arcillosa	55
IV.5.2 Fracción arenosa	58
IV.5.3 Composición de conglomerados y brechas	63
V. FACIES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO	68
V.1. Facies de la Fm Imperial	68
V.1.1. Asociaciones fosilíferas de la Fm Imperial	71
V.1.2. Edad relativa de la Fm Imperial en Laguna Salada	75
V.2. Facies de la Fm Palm Spring	75
V.3. Facies del Fanglomerado Cañón Rojo	77
V.4. Interpretación de Facies y Modelo de Facies	79
V.5. Asociación de Facies y Ambientes de depósito	84
VI. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	89
VI.1. Análisis de datos estratigráficos	89
VI.2. Análisis de datos de fallas	96
VI.2.1 Fallas menores	100
VII. DISCUSIONES	103
VII.1 Estratigrafía y ambientes de depósito	103
VII.2 Geología estructural y deformación de la secuencia	110
VII.3 Modelo de evolución de la cuenca	112
VII.4 Evolución de depocentros	118
VIII. CONCLUSIONES	124

CONTENIDO (continuación)

	Página
LITERATURA CITADA	126
APÉNDICES:	
1. Resultado del conteo de puntos en areniscas de la secuencia sedimentaria, de acuerdo al método Gazzi-Dickinson.	137
2. Resultado del conteo de clastos de las facies conglomeráticas de la secuencia sedimentaria.	138
3. Imágenes de microfósiles representativos de la Fm Imperial, tomadas con Microscopio Electrónico de Barrido y con microscopio petrográfico.	139
4. Marco Taxonómico de microfósiles representativos de la Fm Imperial en Laguna Salada.	143
5. Resumen de datos estratigráficos obtenidos en la zona de estudio	148
6. Resumen de datos de fallas en la zona de estudio	149

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Mapa del extremo NW de México, mostrando el marco tectónico dominante y los límites de la Provincia Extensional del Golfo, donde se ubica el área de estudio (Tomado de Stock y Hodges, 1989).	2
2	Mapa Geológico Regional, indicando la localización del área de estudio y las vías de acceso (Tomado de Barnard, 1968).	9
3	Mapa de localidades en el NE de Baja California, SE de California y SW de Arizona, donde se han descrito sedimentos del Neógeno asociados a la incursión marina en el Golfo de California (Tomado de Winker y Kidwell, 1986).	20
4	Columna estratigráfica compuesta de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.	22
5	Mapa Geológico simplificado del área de estudio.	24
6	Columnas estratigráficas representativas de la secuencia sedimentaria en el oriente de Laguna Salada. El número de columna indica su ubicación en el área de estudio, marcada en el mapa geológico simplificado.	25
7	Depósitos de brecha representativos de la cima del miembro Tim1 de la Fm Imperial en Colina Coral.	26
8	Depósitos de brecha en la base del afloramiento de Tim1 al pie de Colina Paso Nocturno.	28
9	Arenisca del miembro Tim1 de la Fm Imperial. Las capas están interestratificadas con brecha en la Colina Paso Nocturno.	29
10	Arenisca con gradación normal del miembro Tim1 de la Fm Imperial. Aflora al oeste de la Sierra El Mayor.	30
11	Contacto por falla del miembro de lodolitas de la Fm Imperial (Tim2), en el bloque de techo, con capas de arenisca de Tim1, en el bloque de piso.	31

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
12	Contacto por falla de bajo ángulo Cañada David entre el complejo metamórfico de la Sierra El Mayor, en el bloque de piso, y el miembro de lodolita (Tim2) de la Fm Imperial en el bloque de techo.	33
13	Lodolita masiva característica del miembro medio (Tim2) de la Fm Imperial. Notar el intenso fracturamiento y los planos de cizalla con dos direcciones predominantes S ₁ y S ₂ . El relleno es yeso principalmente.	34
14	Contacto por discordancia angular entre el miembro de lodolita (Tim2) en la parte inferior de la foto, y el miembro de arenisca (Tim3) en la parte superior de la foto.	36
15	Capas de arenisca características del miembro Tim3 de la Fm Imperial.	37
16	Estratos de coquina en el miembro de arenisca (Tim3) de la Fm Imperial. La vista es al SSW y el buzamiento de las capas es de 10° al W. Se puede observar que la zona constituye un peniplano que está siendo disectado por el drenaje moderno.	38
17	Contacto por falla entre el miembro de lodolita (Tim2) de la Fm Imperial, en el bloque de piso, y la Fm Palm Spring (Tps), en el bloque de techo.	40
18	Contacto gradacional entre los depósitos de arenisca de la Fm Palm Spring (Tps), en la base, y el miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanglomerado Cañón Rojo, en la cima.	41
19	Secuencia característica de areniscas-lodolitas de la Fm Palm Spring.	43
20	Evidencias de plegamiento en la Fm Palm Spring.	45
21	Contacto gradacional entre miembros del Fanglomerado Cañón Rojo. El miembro de arenisca conglomerática (Pac) ocupa la base y el miembro de conglomerado (Pc) aflora en la cima.	47

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
22	Depósitos característicos del miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanglomerado Cañón Rojo.	48
23	Secuencia característica del miembro de conglomerado (Pc) del Fanglomerado Cañón Rojo.	51
24	Capas de conglomerado reciente (Qal) sobreyaciendo en discordancia al miembro medio de la Fm Imperial (Tim2).	53
25	Depósitos de conglomerado reciente (Qal) que sobreyacen en discordancia angular a depósitos de la Fm Palm Spring.	54
26	Difractogramas representativos del miembro de lodolitas de la Fm Imperial (izquierda) y de las lodolitas rojas de la Fm Palm Spring (derecha). E=Esmeclita, I=Illita, K=Caolinita, Q=Cuarzo y C=Clorita.	57
27	Diagrama ternario resultante del conteo de puntos para los parámetros feldespato (F), cuarzo (Q) y líticos (L) de las muestras de arena de la tabla I.	60
28	Diagramas ternarios QFL (a), QmFL (b), QmPK (c) y QpLvmLsm (d); para la identificación de petrofacies en la fracción arenosa de las unidades sedimentarias.	61
29	Diagramas de composición litológica de clastos en las facies de conglomerados de la Fm Imperial (A y B), Fanglomerado Cañón Rojo (C-L) y conglomerados recientes (M y N).	65
30	Modelos de facies clásticas resedimentadas para detritos, turbiditas de grano grueso y turbiditas de grano medio, mostrando la secuencia idealizada (Tomados de Stow, 1985).	81
31	Modelos de disposición ideal vertical de facies, considerado equivalente para para las facies I-4, I-5, P-1 y P-2 (Adaptado de Elliott, 1986).	82

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
32	Modelo de delta de abanico, considerado para la asociación de facies del miembro Tim1 de la Fm Imperial (Tomado de Stow, 1985).	85
33	Modelo de distribución de depósitos de delta, equivalentes a los descritos para la porción oriental de Laguna Salada (Adaptado de Elliott (1986).	86
34	Modelo de disposición de facies en un sistema de abanico aluvial (Adaptado de Walker, 1984).	88
35	Mapa de la zona de estudio indicando la división por áreas para el análisis de los datos estructurales.	90
36	Estereoredes de los datos estratigráficos por áreas.	91
37	Secciones geológicas transversales representativas de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.	93
38	Evidencias de plegamiento en Tim3.	94
39	Evidencias de plegamiento en el miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanglomerado Cañón Rojo.	95
40	Mapa de las fallas principales que afectan la zona de estudio.	98
41	Estereoredes de los datos de fallas por áreas.	102
42	Columnas estratigráficas compuestas de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.	104
43	Tabla de correlación estratigráfica de la secuencia sedimentaria en Laguna Salada y las secuencias descritas en Valle Imperial, San Felipe y Puertecitos.	105
44	Etapas de formación de una cuenca tipo medio graben como respuesta a procesos de extensión (Adaptada de Hamblin, 1965: Price y Cosgrove, 1990).	115

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
45	Modelo de desarrollo de cuenca “pull-apart” como posible escenario para la cuenca sedimentaria al oriente de Laguna Salada. La separación de las fallas y el ancho de la cuenca permanecen constantes a través del tiempo mientras el traslape de las fallas y la longitud de la cuenca se incrementan con el desplazamiento lateral (Tomado de Allen y Allen, 1990).	116
46	Modelo de evolución de la cuenca sedimentaria del área de estudio tipo cuenca Ridge (Adaptado de Busby e Ingersoll, 1995).	117
47	Diagramas de rosas indicando dirección de paleocorrientes.	122

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I	Datos del conteo de puntos, recalculados al 100%, para la fracción de arenas de la Fm Imperial (Tim1 y Tim2), la Fm Palm Spring (Tps) y el Fanglomerado Cañón Rojo (Pac y Pc). \bar{X} es la media aritmética y DS es la desviación estándar.	59
II	Microfósiles identificados en el miembro medio (Tim2) de la Fm Imperial.	72
III	Fósiles identificados en el miembro superior (Tim3) de la Fm Imperial.	73

ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA AL ORIENTE DE LAGUNA SALADA, B. C.

I INTRODUCCIÓN

La cuenca Laguna Salada es uno de los rasgos morfológicos más prominentes del noreste de la península de Baja California. Está ubicada en el noroeste de la Provincia Extensional del Golfo (Gastil *et al.*, 1975), (Fig. 1), y su formación está relacionada a la extensión del Mioceno medio-tardío que precedió la tectónica transtensiva moderna. Esta etapa temprana de extensión y subsidencia, presumiblemente ubicada detrás de una zona activa de subducción, es conocida como la etapa del proto-Golfo (Karig y Jansky, 1972) e incluye varias localidades con depósitos marinos del Mioceno medio al Plioceno temprano que afloran principalmente en la margen oriental de la Península.

La incursión marina del Mioceno tardío en el golfo ha sido documentada principalmente en base al contenido fósil de los sedimentos en secuencias distribuidas en el NE de Baja California, SE de California y SW de Arizona. Sin embargo, existen evidencias de una incursión marina en el Mioceno medio en la Isla Tiburón (Smith, 1991), en donde afloran depósitos marinos someros que subyacen a rocas volcánicas fechadas en ~13 ma. Aproximadamente hace 6.5 ma, el agua de mar se extendió hasta Paso San Gorgonio, ~75 km al NW del mar Salton (Winker y Kidwell, 1996). Hacia el este, el límite de esta incursión marina es la cuenca Yuma (Smith, 1970; Busing, 1988), y al oeste se

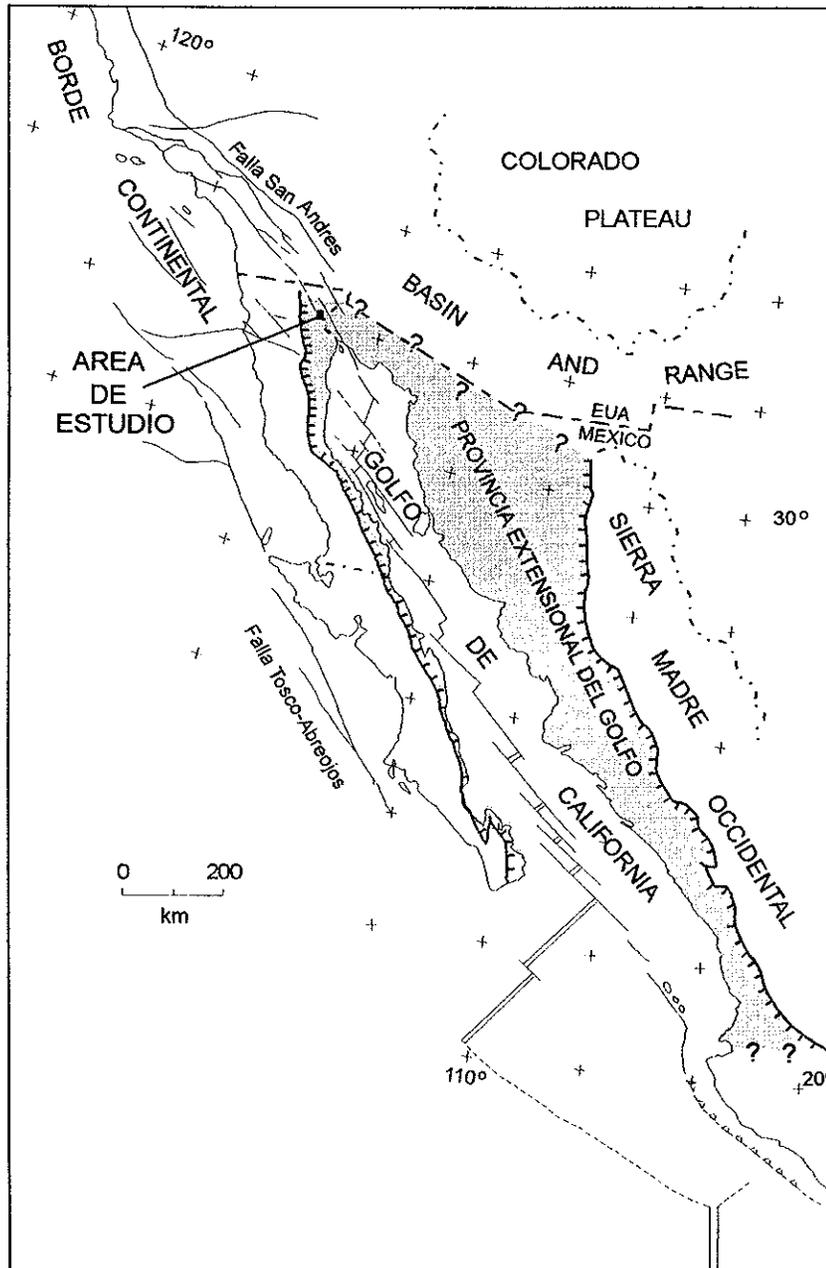


Figura 1. Mapa del extremo NW de México, mostrando el marco tectónico dominante y los límites de la Provincia Extensional Golfo, donde se ubica el área de estudio. (Tomado de Stock y Hodges, 1989).

reporta que la incursión avanzó hasta San Gorgonio Pass, en la parte noroeste del Valle Imperial, California (Winker y Kidwell, 1996).

Se ha propuesto que la evolución tectónica del golfo está relacionada a la evolución de un rift, con una primera etapa de extensión ortogonal que originó estructuras parecidas al “Basin and Range”, seguida de una etapa de extensión oblicua que se traduce en un régimen tectónico transtensivo (Dokka y Merriam, 1982). En varias localidades, las cuencas parecen haberse formado por estructuras que resultan de una tectónica puramente extensional, las secuencias acumuladas han sido posteriormente levantadas y expuestas por la actividad de las fallas de desplazamiento lateral u oblicuo E-W a E-NE, como en el Valle Imperial, California (Angelier *et al.*, 1981; Johnson *et al.*, 1983).

Se ha planteado que la evolución de la cuenca Laguna Salada es resultado del desarrollo de una falla normal de ángulo bajo tipo “detachment” (Axen y Romero Espejel, 1994; Axen, 1995) y de la interacción entre fallas dextrales y oblicuas del sur del sistema San Andrés (Mueller y Rockwell, 1995). Este marco tectónico-estructural quedó registrado en sedimentos marinos, deltáicos y aluviales del Plioceno-Pleistoceno.

En la Cuenca Laguna Salada la columna sedimentaria total fue estimada en más de 5 km por métodos gravimétricos (Kelm, 1971); una interpretación posterior con datos de gravedad residual isostática, sugiere que la cuenca profundiza al este hasta ~3.5 km, donde los sedimentos descansan sobre un basamento tipo “rampa” (García Abdeslem *et al.*, 1996).

Esta interpretación es consistente con los datos de pozos exploratorios de Comisión Federal de Electricidad (CFE), perforados con fines geotérmicos en el centro y oeste de Laguna Salada; el pozo situado al oriente de la cuenca cortó más de 2200 metros de sedimentos clásticos no consolidados (CFE, 1995 datos sin publicar).

En el área de estudio, situada en la porción oriental de Laguna Salada, la columna estratigráfica compuesta que aflora es de más de 850 metros (Vázquez Hernández *et al.*, 1996), y contiene las unidades de la base que no fueron cortadas por los pozos de CFE. Esta secuencia ha sido sometida a deformación relacionada al movimiento de la falla de desplazamiento lateral derecho Laguna Salada, que forma parte del sistema de falla San Andrés (Isaac, 1987), y también deformación relacionada al sistema de “detachment” y la falla Cañada David (Siem, 1992; Siem y Gastil, 1994).

El enfoque de este trabajo es la estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia sedimentaria que aflora en la porción centro-oriental de Laguna Salada, y que se vinculan estrechamente a los dos eventos fundamentales que han controlado la evolución del Golfo de California: a) extensión en el Mioceno medio-tardío y b) transtensión como consecuencia del desarrollo del sistema de Falla de San Andrés y centros de dispersión en el Golfo (Stock y Hodges, 1989). La deformación asociada a estos eventos está registrada en los depósitos sedimentarios, de ahí el interés por obtener información en esta área que no ha sido estudiada a detalle.

I.1 Objetivos

- Describir la estratigrafía local.
- Identificar facies e interpretar paleoambientes.
- Describir la arquitectura de facies de los depósitos sedimentarios.
- Determinar la composición litológica y la proveniencia de los sedimentos para definir la evolución de la fuente de aporte.
- Describir el estilo de deformación de la secuencia sedimentaria.
- Definir si el fallamiento de bajo ángulo, representado por la Falla Cañada David, estuvo activo sincrónicamente con el fallamiento oblicuo de la Falla Laguna Salada.

I.2 Importancia

Esta área ofrece la oportunidad de estudiar la extensión de la incursión marina del Mioceno tardío-Plioceno, hacia el suroeste de la Depresión Salton; y de los depósitos asociados al delta del Río Colorado. Esta secuencia sedimentaria está expuesta en el bloque de techo de la falla de bajo ángulo Cañada David y en el bloque de piso de la Falla Cañón Rojo, que tiene una disposición perpendicular a la Falla Laguna Salada. En estos bloques están expuestos los sedimentos más antiguos que se conocen de la secuencia estratigráfica que rellena la cuenca, lo que permite analizar la evolución de los depósitos y de la cuenca en general.

En este trabajo se estableció la estratigrafía local, se intentó definir la edad del depósito de las formaciones a partir del fechado de las asociaciones fosilíferas y se estudiaron las correlaciones con las unidades contemporáneas que afloran en el SW del Valle Imperial, California y hacia el sur en la Provincia Extensional del Golfo. Esto sirvió para incorporar esta zona en los límites geográficos de la incursión marina en el Golfo de California durante el Terciario y de la progradación del delta del Río Colorado. El objetivo esencial es contribuir al conocimiento sobre la evolución de la cuenca Laguna Salada con datos de geología superficial .

1.3 Trabajos Previos

Walker (1967), realizó un estudio en los fanglomerados rojos de la cima de la secuencia estratigráfica de Laguna Salada, asignándoles una edad Plioceno-Pleistoceno y determinó que fueron depositados en clima cálido y seco, explicando que la coloración rojiza que los caracteriza se debe a pigmentación por hematita; reconoce la presencia de sedimentos marinos de edad Plioceno. Barnard (1968), determinó que las rocas sedimentarias cenozoicas que afloran al SW de la Sierra Cucapá corresponden a fanglomerados localmente derivados, depósitos marinos de la Fm. Imperial y depósitos deltáicos de la Fm. Palm Spring transportados por el Río Colorado. Gastil *et al.* (1975), refieren la presencia de depósitos sedimentarios del Plio-Pleistoceno al sur de la Sierra Cucapá, caracterizados por estar basculados. Isaac (1987), estudió la porción norte de la Laguna Salada, describiendo los depósitos aluviales y marinos someros de la Fm. Imperial

(Plioceno) que subyacen a depósitos de la Fm. Palm Spring (Pleistoceno temprano-medio) y a depósitos cuaternarios de aluvión. Mueller y Rockwell (1991), mencionan que a lo largo de las márgenes de la Sierra Cucapá están expuestas unidades sedimentarias del Plioceno y aún más jóvenes, asociando el depósito de los sedimentos a tres eventos principales; la incursión marina de aguas del Golfo de California en el Plioceno, la posición del delta del Río Colorado en el Pleistoceno y el levantamiento de las Sierras que definen los límites de la cuenca; destacando de manera importante que la subsidencia de la cuenca Laguna Salada es controlada por el desplazamiento vertical en la Falla Laguna Salada.

El único estudio realizado en la secuencia sedimentaria al norte de la Sierra El Mayor, ha sido el de Siem (1992), quien como parte del estudio estructural y petrológico del complejo metamórfico de Sierra El Mayor, cartografió las rocas sedimentarias que afloran en las inmediaciones de la falla de bajo ángulo, describiendo estratos marinos de la Fm. Imperial de edad Mioceno-Plioceno temprano y los depósitos de la Fm. Palm Spring y fanglomerados que sobreyacen a la Fm Imperial; considerando que fueron depositados sincrónicamente con la extensión de la corteza superior, particularmente que la Fm Imperial se depositó sincrónicamente al movimiento de la Falla Cañada David. La edad de la Fm Imperial fue asignada en base a datos de fósiles y correlaciones con la secuencia del Valle Imperial.

II MATERIALES Y MÉTODOS

II.1 Localización y acceso

El área de estudio está ubicada en el extremo centro-oriental de la Laguna Salada, aproximadamente 38 kilómetros al sur de la ciudad de Mexicali (Fig. 2). Limita al norte y este con la Sierra Cucapá y al sur con la Sierra El Mayor. Hacia el oeste los afloramientos de la secuencia terciaria terminan abruptamente y están cubiertos por sedimentos recientes de la cuenca Laguna Salada; aparentemente existe un control estructural en el límite de los afloramientos, que corresponde a la Falla Cañón Rojo.

El acceso es a través de 23 kilómetros de un camino de terracería que parte del poblado López Mateos, a la altura del kilómetro 39 de la carretera federal No. 5 Mexicali-San Felipe y continúa hacia el oeste a lo largo del arroyo de Cañada David (Fig. 2).

Es una zona despoblada, de clima cálido seco con temperaturas extremosas de 48° C en verano y hasta -2° C en invierno. La precipitación pluvial media anual es de 60 a 90 mm, ocurriendo en invierno e inicios de primavera, sin llegar a formarse escurrimientos importantes. La topografía del área de estudio es poco prominente, comparada con las sierras adyacentes, sobresaliendo los cerros Colorado y Peñasco con 340 y 320 metros de altura sobre el nivel del mar, respectivamente.

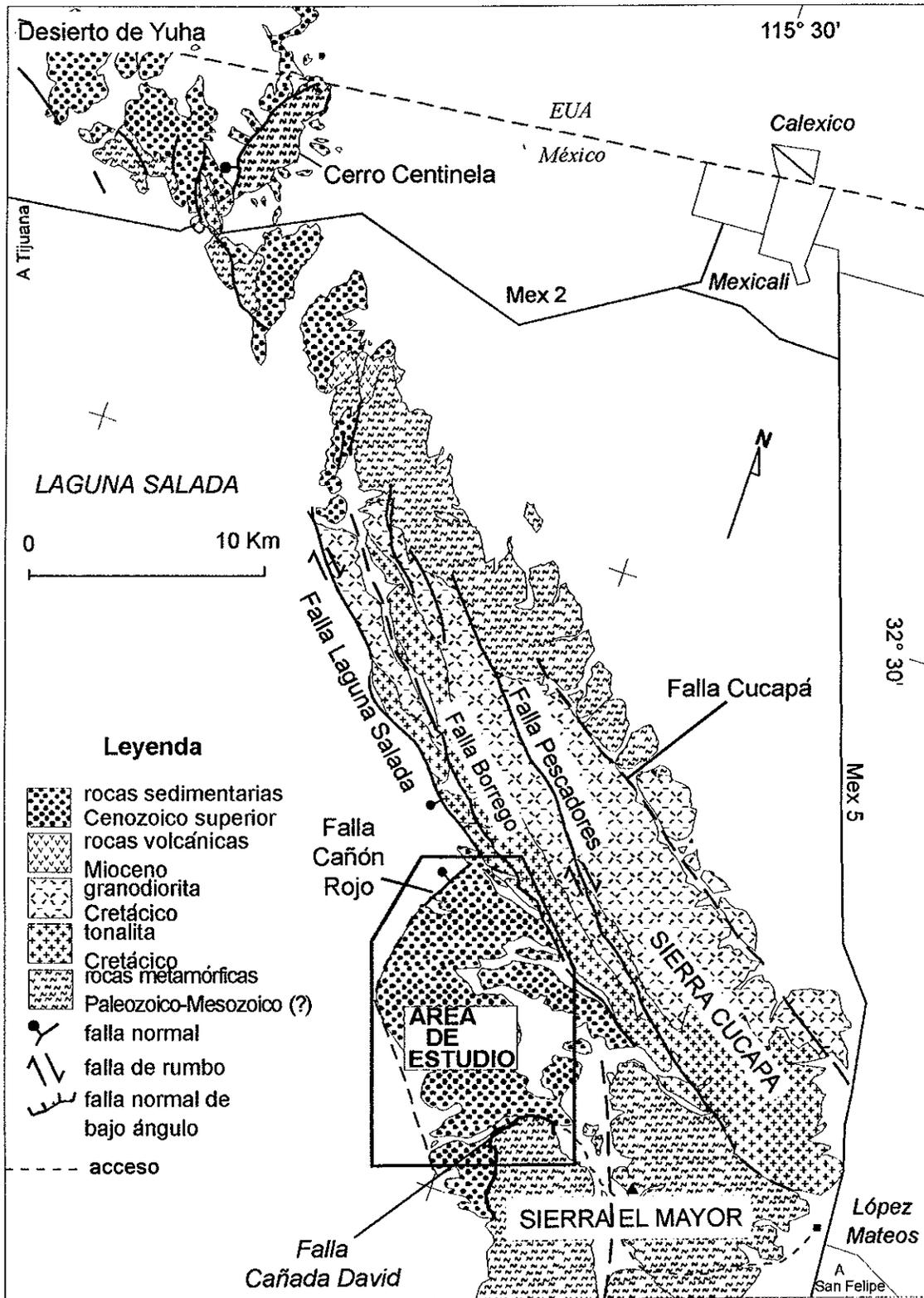


Figura 2. Mapa Geológico Regional, indicando la localización del área de estudio y las vías de acceso (tomado de Barnard, 1968).

II.2 Cartografía Geológica

El trabajo de campo se hizo en 96 días, de febrero de 1994 a mayo de 1995. Se utilizaron fotografías aéreas escala 1:25,000 y planos topográficos escala 1:25,000 y 1:12,500 obtenidos a partir de la carta topográfica Cucapá escala 1:50,000 de INEGI.

Se obtuvieron datos litológicos (composición), sedimentológicos (textura y estructura de los sedimentos), estratigráficos (espesores, contactos, estructuras sedimentarias) y estructurales (comportamiento de rumbos y echados de capas y fallas). Se colectaron muestras de roca y fósiles que sirvieron para determinar la composición mineralógica de la fracción arenosa y arcillosa y el contenido faunístico.

Se elaboró el plano geológico del área, escala 1:12,500, secciones transversales representativas y columnas litológicas.

II.3 Preparación de muestras para análisis paleontológico

Los ejemplares de macrofósiles fueron identificados con el apoyo del M. C. Miguel Téllez Duarte en la Universidad Autónoma de Baja California (UABC). Las arenas de grano medio a grueso muestreadas en los depósitos marinos se revisaron al microscopio estereoscópico para facilitar la separación de ejemplares de gasterópodos, mismos que también revisó Téllez Duarte.

Las muestras de lodolita y de arenisca de las columnas estratigráficas representativas, se separaron y se enviaron al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, donde la Dra. Ana Luisa Carreño realizó el análisis de microfósiles, principalmente foraminíferos, ostrácodos y nanoplancton; para obtener paleoambientes, su alcance estratigráfico y las relaciones taxonómicas de los ejemplares. Complementariamente se identificaron algunos ejemplares de palinomorfos.

II.4 Preparación de muestras para análisis mineralógico y litológico

Para determinar la composición mineralógica de los sedimentos se aplicaron métodos de preparación y análisis de acuerdo a la escala de tamaño de grano de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922), considerando las fracciones de lodos, limos, arenas y gravas.

II.4.1 Fracción limo-arcillosa

Muestras de sedimento del tamaño de limo y arcilla (menor a 0.0625 mm), se prepararon de acuerdo al método de la pipeta (Folk, 1974). La composición mineralógica de la fracción arcillosa se determinó por análisis de difracción de rayos X (DRX). El procedimiento detallado de preparación de muestras está incluido en Rendón Márquez (1995) y consiste fundamentalmente en eliminar de la muestra la materia orgánica, las sales solubles y los carbonatos; del residuo se separa la fracción de interés (<2 micras y <4 micras) empleando columna de asentamiento.

El análisis por DRX se realizó en la Universidad Estatal de San Diego (SDSU) en San Diego, California. Se utilizó un difractómetro DIANO modelo XRD 8545DF(A) y muestras de la fracción menor a 2 micras. Se barrió de 2° a 30° de 2θ , con un paso de 0.03° , aplicando energía de 40 KV y 20 MA y empleando monocromador de cobre.

Los difractogramas obtenidos se analizaron comparándolos con la base de datos del Powder Diffraction File (1992) preparada por el International Centre for Diffraction Data (ICDD), determinando la composición mineralógica de acuerdo a la identificación de picos de máxima intensidad y sus reflexiones.

II.4.2 Fracción arenosa

El análisis mineralógico de las arenas (0.0625 a 2.0 mm) se realizó con el microscopio petrográfico, siguiendo el método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1970; Ingersoll *et al.*, 1984) para modas detríticas de arenas y areniscas. La preparación de las muestras se hizo en cuatro etapas (ver Rendón Márquez, 1995):

Primera etapa: impregnación con resina epóxica de acuerdo al método de Stanley (1971) y Hutchison (1974), para muestras no consolidadas.

Segunda etapa: preparación de sección delgada (Ireland, 1971; Hutchison, 1974), para muestras artificialmente consolidadas.

Tercera etapa: tinción para identificación de feldespatos y plagioclasas (Friedman, 1971; Hutchison, 1974).

Cuarta etapa: protección y limpieza de la sección delgada.

Los datos obtenidos del conteo de puntos se utilizaron para conocer la composición modal de las arenas e interpretar la proveniencia de acuerdo a Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1987).

II.4.3 Fracción de gravas

Los fragmentos de roca del tamaño de matatenas muy grandes (32 a 64 mm) y guijarros pequeños y grandes (64 a 256 mm), se describieron y contaron directamente en los afloramientos, marcando un área de 1 m². Se identificaron los tipos de roca con muestras de mano y se obtuvo el porcentaje de cada grupo para definir composición y procedencia de clastos.

III MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

III.1 Tectónica

La Provincia Extensional del Golfo (Gastil, 1975), que abarca la margen este de la península de Baja California y la margen oeste de la parte continental de México (Fig. 1), está definida por estructuras formadas inicialmente a partir de un proceso extensional durante el Mioceno, que posteriormente evolucionó a un sistema transtensivo con la definición del límite de placas Pacífico-Norte América en el Plioceno (Stock y Hodges, 1989). Esta evolución dió lugar a un rift oblicuo, caracterizado por el sistema de centros de dispersión y fallas transformes del Golfo de California, y al sistema de falla San Andrés (Fig. 1).

Los centros de dispersión en el Golfo de California se caracterizan por el magmatismo Cuaternario y actividad geotérmica (Lonsdale, 1989; Herzig y Jacobs, 1994). A partir del centro de dispersión ubicado más al norte de la serie distribuída a lo largo del golfo, se inicia el complejo sistema de la Falla de San Andrés (Fig. 1), que representa la expresión norte del marco transtensivo (Mitchell y Reading, 1986; Irwin, 1990).

Se ha propuesto que la parte norte del escarpe de Sierra Juárez es la placa superior de una falla de bajo ángulo (tipo detachment), con raíz bajo las Sierras Peninsulares, formando la depresión de Laguna Salada (Axen, 1995). El escarpe en esta región tiene más de 1000

metros, y contiene una serie de fallas subparalelas de orientación NNW sintéticas y antitéticas a la falla de bajo ángulo Cañada David (Axen, 1995; Romero Espejel, 1996). En el límite este, la presencia de la zona de falla tipo “detachment” con deslizamiento al W o al WNW implica que el basamento granítico-metamórfico expuesto en la Sierra Cucapá y Sierra El Mayor, forman el bloque de piso, levantado por erosión tectónica (Barnard, 1968; Siem y Gastil, 1994; Axen, 1995).

En el borde SW de la Sierra Cucapá (Fig. 2), existen zonas de fallamiento dextral-oblicuo con orientación NW y tendencia paralela al sistema de la Falla San Andrés, principalmente la Falla Cucapá y la Falla Laguna Salada (Barnard, 1968; Gastil *et al.*, 1975; Suárez Vidal *et al.*, 1991). La interacción de fallas de desplazamiento lateral y fallas normales ha contribuido al desarrollo de la cuenca de Laguna Salada y al levantamiento de las sierras El Mayor y Cucapá (Mueller y Rockwell, 1991; Siem y Gastil, 1994; Mueller y Rockwell, 1995).

En el extremo norte de la cuenca de Laguna Salada, Baja California y sur del desierto de Yuha, California, se han reportado fallas y pliegues con tendencia al NE y con orientación E-W que también definen dos eventos diferentes de deformación, uno extensional y otro de desplazamiento lateral derecho (Isaac, 1987).

Las estructuras más importantes en el norte de Laguna Salada, son la Falla Laguna Salada y fallas de bajo ángulo tipo “detachment” que ponen en contacto a la Fm Palm Spring en el bloque de techo con el basamento o con la Fm Imperial en el bloque de piso.

III.2 Estratigrafía

Las rocas pre-Cenozoicas en la región de Laguna Salada son esencialmente rocas metamórficas pre-batolíticas del Paleozoico (?) y rocas batolíticas e intrusivos del Cretácico, que forman los rasgos más abruptos al este y oeste de la cuenca.

III.2.1 Rocas del Basamento

En la Sierra Cucapá (Fig. 2), afloran rocas metasedimentarias del Pérmico-Jurásico (?), de facies de sillimanita, probablemente producto de metamorfismo regional de alta temperatura y relativa baja presión; las más comunes son gneis cuarzofeldespático de hornblenda-biotita, gneis de sillimanita-almandino y mármol. Menos abundante es la anfibolita y raramente cuarcita (Barnard, 1968).

En la Sierra El Mayor (Fig. 2), afloran rocas metasedimentarias del Paleozoico (?), producto de un metamorfismo de alto grado (facies de anfibolita), principalmente gneis de granate, anfibolita, cuarcita y mármol (Siem, 1992).

En la porción centro-sur de la Sierra Cucapá (Fig. 2), está expuesto un intrusivo de tonalita (Tonalita La Puerta). La edad determinada por plomo-alfa fue de 125-155 m.a.

(Barnard, 1968); la edad del mismo intrusivo, obtenida por K-Ar fué de 62.6 ± 1.5 m.a. (Gastil *et al.*, 1975). En la porción central una granodiorita (Granodiorita Cucapá), intrusión al cuerpo de tonalita, implicando una edad posterior de emplazamiento (Barnard, 1968).

La Sierra El Mayor también incluye cuerpos intrusivos de tonalita a monzogranito en forma de diques, mantos y troncos (Siem, 1992).

III.2.2 Rocas Volcánicas Terciarias

Las rocas volcánicas que afloran en la parte norte de Sierra Cucapá (Fig. 2), son diques y derrames de andesita afanítica verde parduzco, probablemente emplazados en el Terciario (Barnard, 1968). Estas lavas cortan y sobreyacen a las rocas del basamento en la Sierra Cucapá. Los depósitos volcánicos de Colonia Progreso, consisten en autobrechas y aglomerados de dacita porfídica de plagioclasa a dacita porfídica de hornblenda. Una edad K-Ar de 15.3 ± 0.8 m.a., fue publicada por Barnard (1968).

En la Sierra El Mayor existen diques de andesita afanítica verde a gris con fenocristales de hornblenda, probablemente similares a los de Sierra Cucapá (Siem, 1992).

III.2.3 Rocas Cenozoicas Marinas y no Marinas

Las rocas cenozoicas marinas y no marinas que han sido descritas en la región de la depresión Salton, fueron depositadas a partir de sedimentos transportados por el Río

Colorado (Winker y Kidwell, 1986). Esto significa que las condiciones depositacionales y tectónicas a partir de las cuales se ha reconstruido la historia geológica de la depresión, guardan estrecha relación.

Las secuencias sedimentarias mejor estudiadas, al oeste de la depresión, se localizan en la zona de Vallecito-Fish Creek y Montañas Coyote. Al este se ubica la cuenca Yuma y en el centro-sur las cuencas de Laguna Salada y Cerro Prieto (Fig. 3).

En las montañas Vallecito-Fish Creek, Valle Imperial, California, aflora una secuencia marina de la Fm. Imperial con abundantes biostromas de *Ostrea*. En esta secuencia la base corresponde al Plioceno temprano (4.3-4.0 m.a.), definida por estudios de magnetoestratigrafía y por fechamiento isotópico de un horizonte volcánico interestratificado en la parte superior de la secuencia (Johnson *et al.*, 1983). La cima es de edad Plioceno tardío (Woodard, 1974). Sobreyacen a la secuencia sedimentos interestratificados de limolita, lodolitas rojas y areniscas de la Fm. Palm Spring del Pleistoceno temprano-medio (Woodard, 1974).

En las montañas Coyote, Valle Imperial, California, la Fm. Imperial es de facies marginal marina, y está compuesta por dos miembros; un miembro inferior llamado Arena Latrania y un miembro superior llamado Arcillas Coyote Mountain (Bell, 1980).

En la cuenca Yuma, en el SW de Arizona, se ha descrito una secuencia de lodolitas marinas y areniscas tobáceas de grano fino del Mioceno tardío; sobreyacida en discordancia por caliza, lodolita y menores cantidades de limo, arenisca y grava de la Fm Bouse del

Plioceno (Eberly y Stanley Jr., 1978). Estas unidades se consideran correlacionables con las rocas marinas del Valle Imperial (Lucchitta, 1972; Eberly y Stanley Jr., 1978).

En el extremo norte de Laguna Salada y sur del desierto de Yuha, se reporta una secuencia identificada como Fm. Imperial (Plioceno), dividida en una facies de conglomerado no marino, una facies marina de grano fino y una facies de megabrecha depositada en condiciones marinas (Isaac, 1987).

En la porción norte y oeste de la Sierra El Mayor, están expuestos depósitos de brechas y lodolitas marinas de la Fm. Imperial (Mioceno tardío-Plioceno temprano) y areniscas de la Fm. Palm Spring (Plioceno-Pleistoceno temprano a medio) (Siem, 1992).

En Cerro Prieto se han reportado unidades de arenisca con intercalaciones de limolita y lutita, características por su abundante fauna, especialmente ostrácodos y nanoplancton calcáreo del Terciario (Cotton y Vonder Haar, 1979). La interpretación paleoambiental indica condiciones lagunares o estuarinas.

IV ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica en el área de estudio incluye más de 850 metros de sedimentos terrígenos que definen un cambio de sedimentación de ambientes marinos a ambientes deltáicos y no marinos de las formaciones Imperial, Palm Spring, y Fanglomerado Cañón Rojo, respectivamente. (Fig. 4).

IV.1 Formación Imperial

La Formación Imperial fué definida inicialmente por Hanna (1926) en las montañas Coyote del Valle Imperial, California. Fué redefinida por Woodring (1931) como una secuencia de areniscas de grano fino y lodolitas, con un espesor >1000 metros. En el Valle Imperial la Fm Imperial comprende un miembro inferior (Areniscas Latrania), de ambiente intermareal a playa, y un miembro superior (Lodolitas Coyote Mountain), de ambiente submareal a intermareal (Bell-Countryman, 1984).

En Laguna Salada, y como resultado de este estudio, la Formación Imperial incluye tres miembros informales, descritos de la cima a la base: miembro de conglomerado, miembro de lodolitas y miembro de areniscas (Fig. 4).

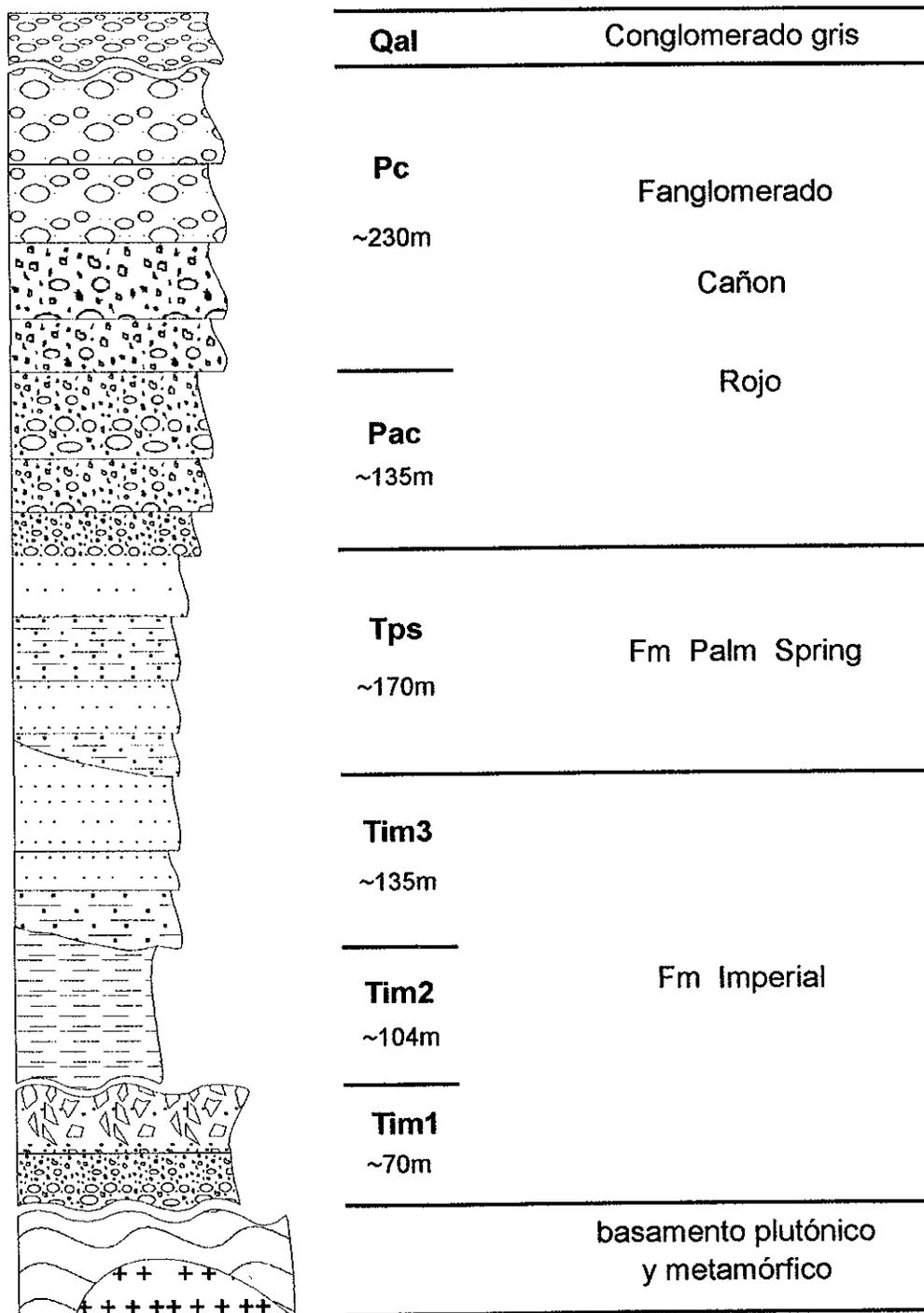


Figura 4. Columna estratigráfica compuesta de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.

IV.1.1 Miembro de conglomerado

La localidad más representativa del miembro de conglomerado (Tim1: Terciario Imperial marino-miembro inferior), está en Colina Coral, en el SE del área (Fig. 5). Comprende una secuencia de hasta 70 metros de espesor de conglomerados que gradan a brechas sedimentarias hacia la cima (Fig. 4; Fig. 6 columna 2). Los estratos tienen un rumbo NW y están basculados hasta 45° al NE. El contacto inferior es por falla de bajo ángulo sobre rocas del basamento de la Sierra El Mayor. El contacto superior está cubierto por aluvión, pero hacia el NNE aflora el miembro de lodolitas (Tim2) con rumbo y echado similar; esta consistencia de datos estratigráficos se usó para inferir que los conglomerados se sitúan por debajo de las lodolitas masivas. Se infiere que en esta localidad el contacto entre Tim1 y Tim2 es por falla, ya que en las otras dos localidades donde aflora el miembro de conglomerado, la cima de este está claramente en contacto de falla de alto ángulo con las lodolitas. Este contacto por falla no modifica la interpretación estratigráfica que los conglomerados subyacen a los lodos.

En la Colina Coral la base de Tim1 consiste de arenisca conglomerática color café claro en capas centimétricas a decimétricas con arreglo interno pobremente definido a estratificación masiva (Figura 6, columna 2). La cima consiste de brechas mal clasificadas soportada por matriz arenosa de grano grueso, con estratificación gruesa (Fig. 7).

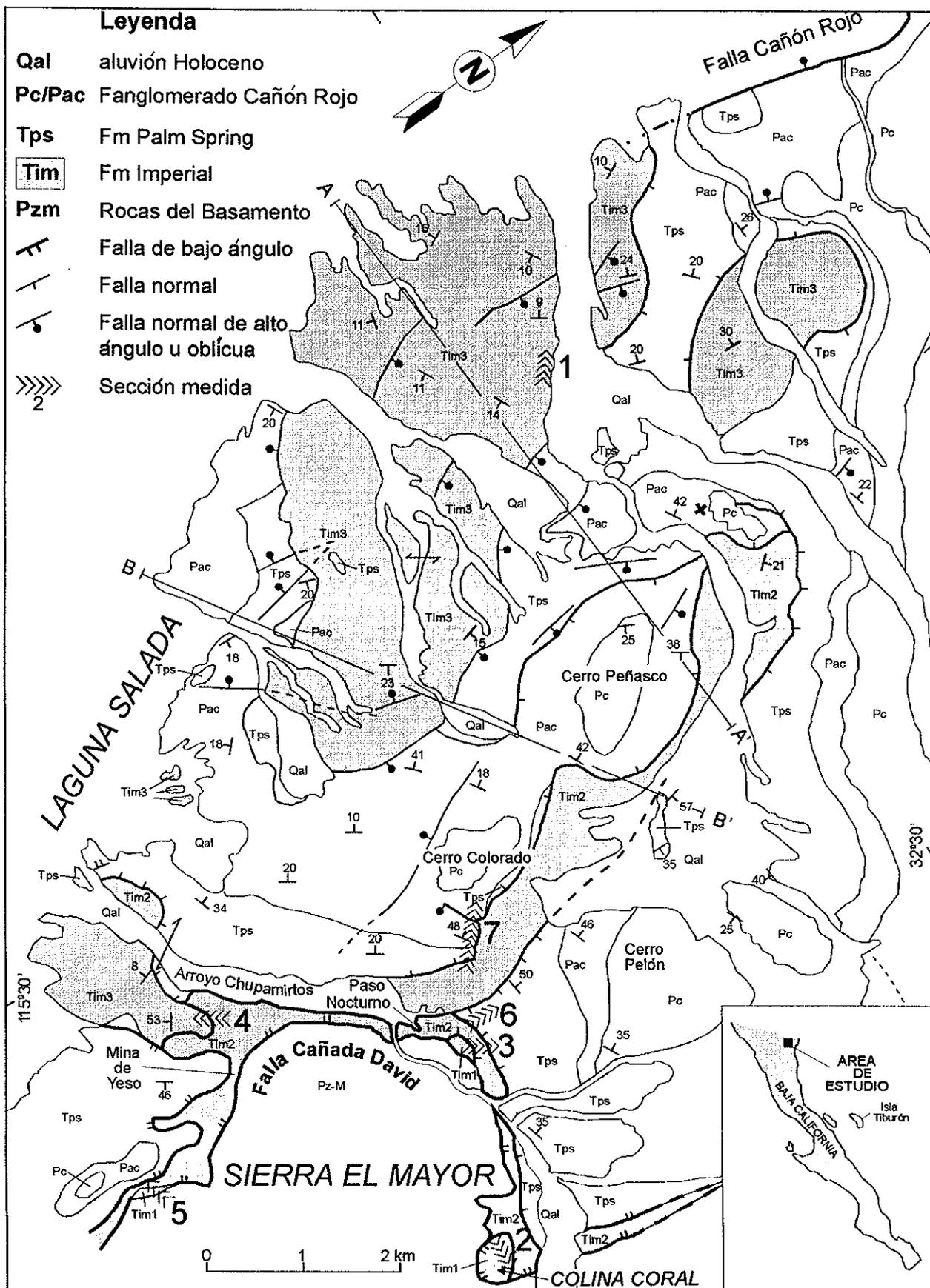


Figura 5 . Mapa Geológico simplificado del área de estudio.

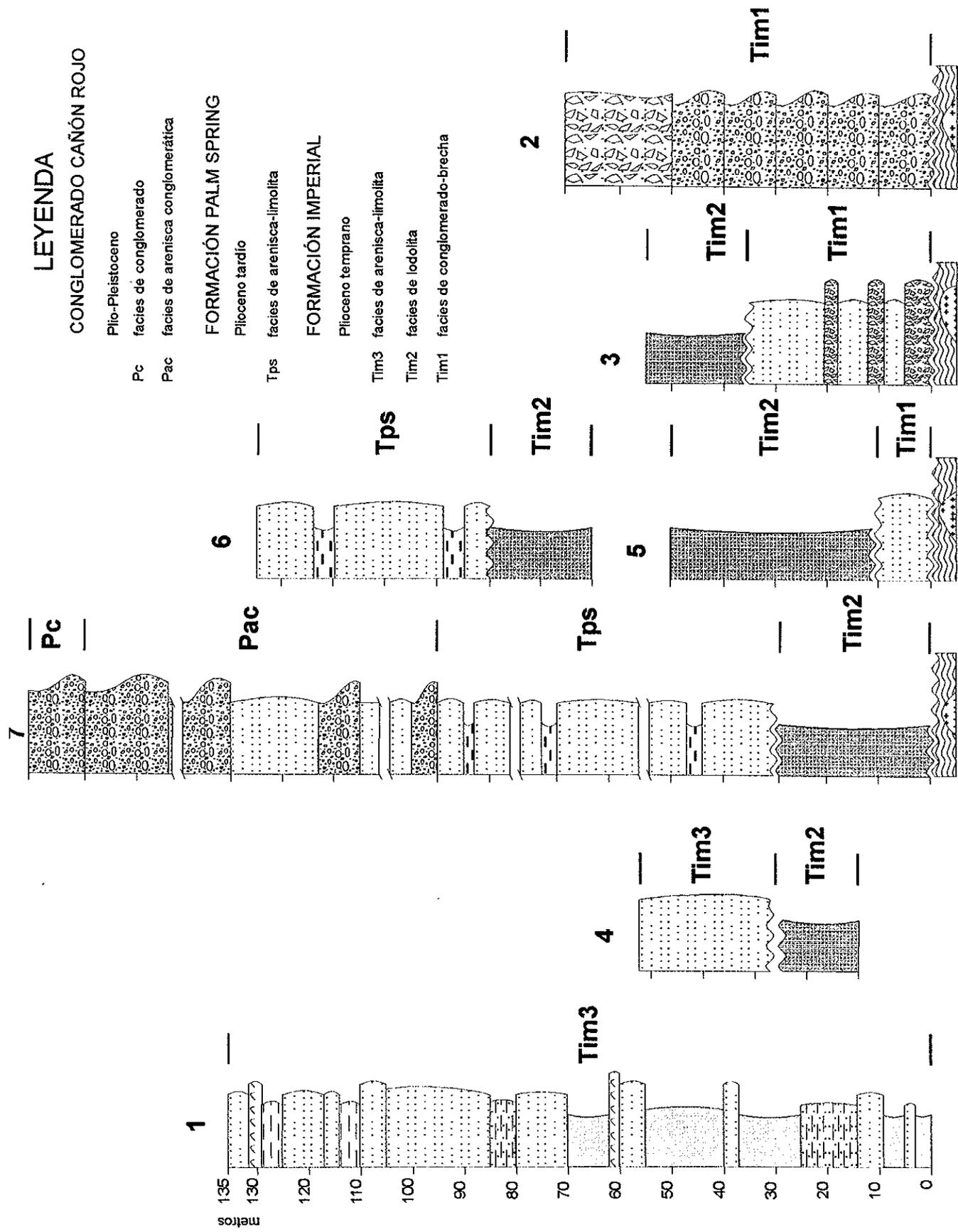


Figura 6. Columnas estratigráficas representativas de la secuencia sedimentaria en el oriente de Laguna Salada. El número de columna indica su ubicación en el área de estudio, marcada en el mapa geológico simplificado



Figura 7. Depósitos de brecha representativos de la cima del miembro Tim1 de la Fm Imperial en Colina Coral.

Un segundo afloramiento se localiza al pie de la colina Paso Nocturno (Fig. 5). En la base consiste de brecha a brecha conglomerática gris oscuro (Fig. 8), con clastos angulosos a subredondeados de hasta 1.5 m de diámetro, pobremente clasificada, con soporte de matriz arenosa de grano medio a grueso y capas interestratificadas de arenisca de grano medio (Fig. 9). Hacia la cima las brechas gradan a estratos de arenisca masiva café de grano medio. El espesor máximo en esta localidad fué de 35 metros (Fig. 6, columna 3).

El afloramiento de menor tamaño se localiza al sur de la mina de yeso, al oeste de Sierra El Mayor (Fig. 5). Consiste de una arenisca arcósica de grano medio a fino, color café claro, en capas centimétricas con gradación normal o masivas, semiconsolidada (Fig. 10). El afloramiento tiene un espesor máximo de 10 metros (Fig. 6, columna 5). En esta localidad Tim1 sobreyace en contacto de falla al basamento y subyace a las lodolitas del miembro intermedio en contacto de falla.

En todos los casos el contacto inferior de Tim1 es por falla de bajo ángulo sobre el complejo plutónico-metamórfico de la Sierra El Mayor y el contacto superior es por falla normal con el miembro de lodolitas (Fig. 11).



Figura 8. Depósitos de brecha en la base del afloramiento de Tim1 al pie de Colina Paso Nocturno.

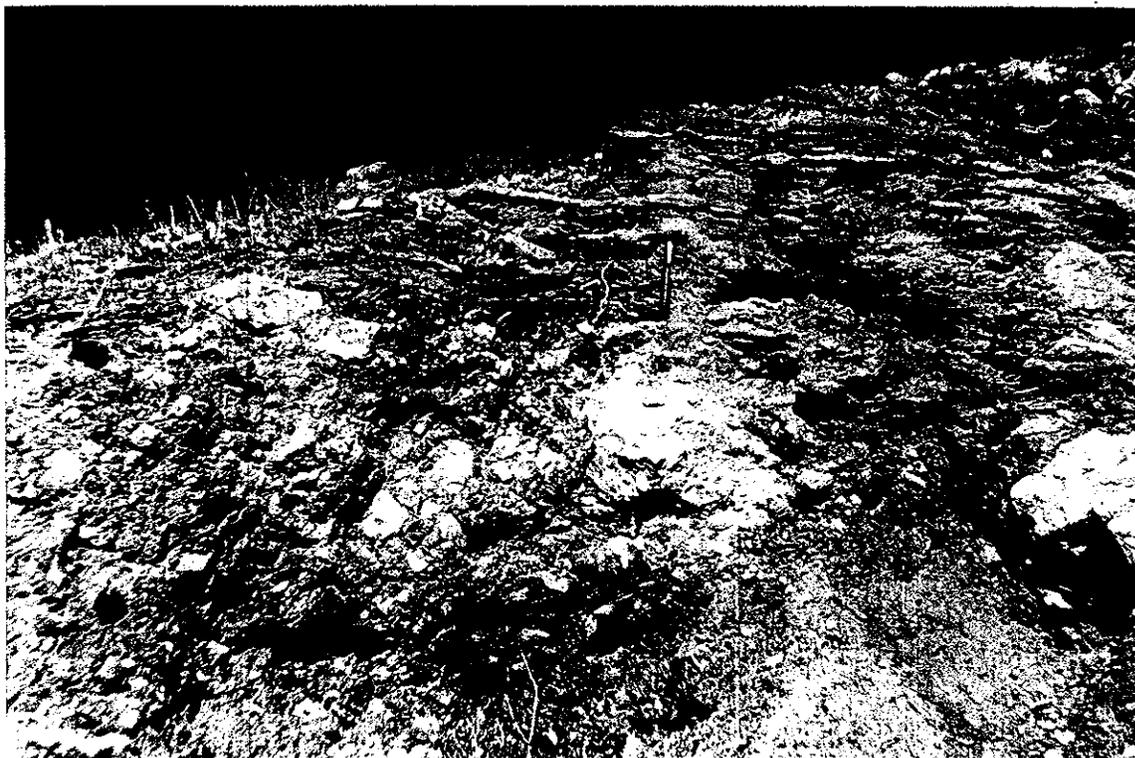


Figura 9. Arenisca del miembro Tim1 de la Fm Imperial. Las capas están interestratificadas con brecha en la Colina Paso Nocturno.

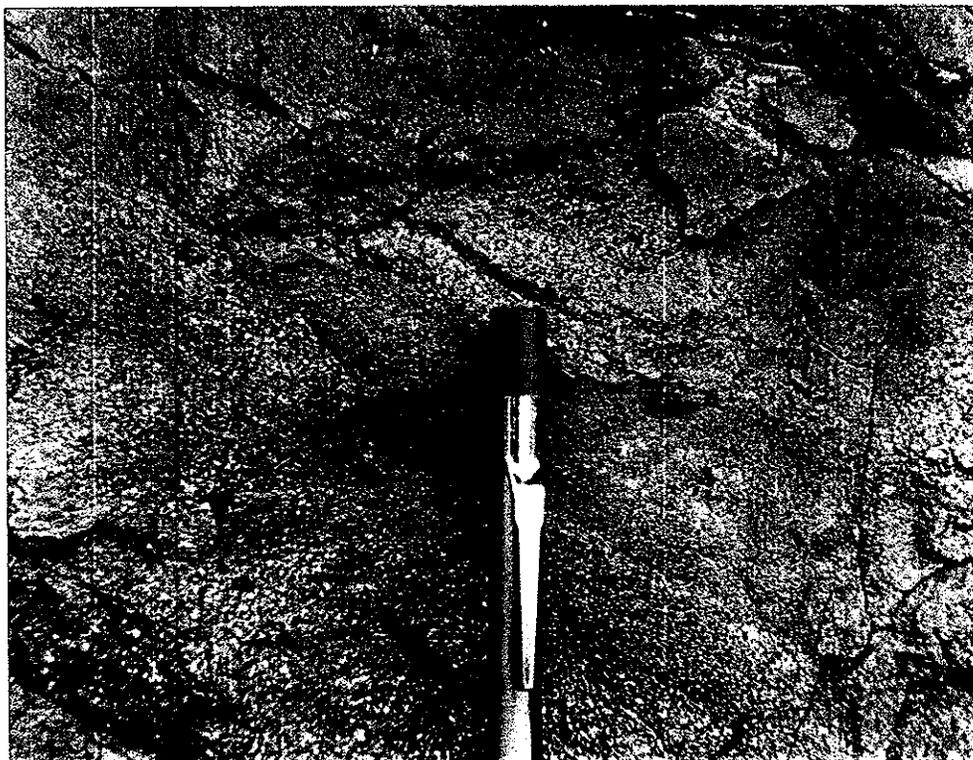


Figura 10. Arenisca con gradación normal del miembro Tim1 de la Fm Imperial. Aflora al oeste de la Sierra El Mayor.

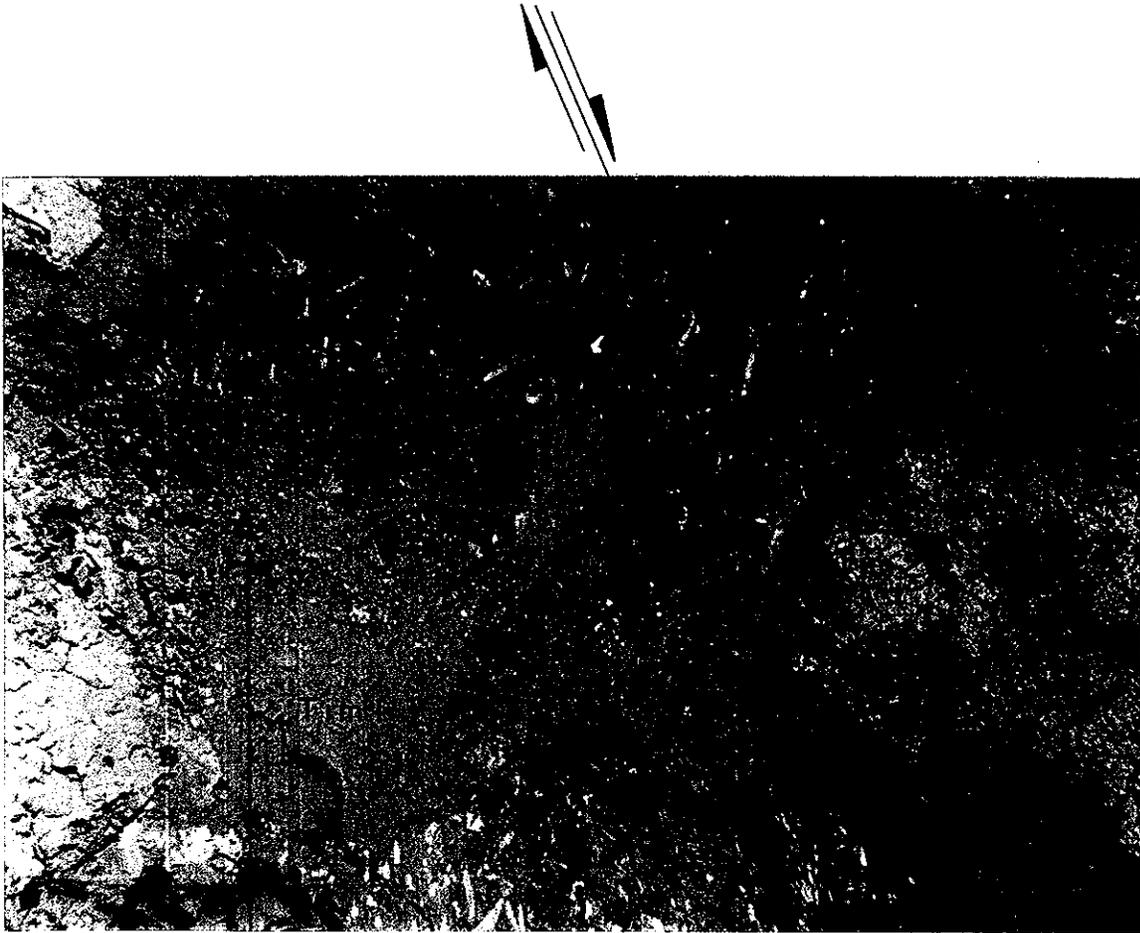


Figura 11. Contacto por falla del miembro de lodolitas de la Fm Imperial (Tim2), en el bloque de techo, con capas de arenisca de Tim1, en el bloque de piso.

IV.1.2. Miembro de lodolitas

La sección más representativa del miembro de lodolitas (Tim2: Terciario Imperial marino miembro medio), está expuesta en el flanco suroriental de Cerro Colorado (Fig. 5), donde se midió una columna continua de 104 m (Fig. 4; Fig. 7-columna 7). El contacto inferior está expuesto en la Colina Paso Nocturno, donde las lodolitas están en contacto por falla normal de alto ángulo con el miembro inferior (Fig. 11). Al norte de Colina Coral y al norte y oeste de la Sierra El Mayor (Fig. 5), el contacto inferior es por falla de bajo ángulo sobre rocas metamórficas de la Sierra El Mayor (Fig. 12). En la sección representativa, el contacto superior es por falla con la Fm Palm Spring. Al este y noreste de Cerro Peñasco (Fig. 5), Tim2 subyace en contacto por falla a la arenisca conglomerática del Fanglomerado Cañón Rojo, que se describe más adelante, en este sitio el contacto inferior del miembro de lodolitas no está expuesto.

Debido al aspecto predominantemente masivo de las lodolitas (Fig. 13) y a la presencia de un sistema de clivaje penetrante y de planos de cizalla, la estratificación de este depósito no está bien definida. Sin embargo, algunos horizontes limosos y arenosos sugieren una tendencia del rumbo al NW con buzamientos de 12°-25° al NE.

Al NE del Cerro Peñasco (Fig. 5) el miembro de lodolitas está compuesto de sedimentos más limosos, la estratificación está mejor definida y las capas tienen una

orientación general al NW y echados de 20° a 25° al NE; este comportamiento es consistente con los datos de estratificación de las lodolitas en la sección más característica.

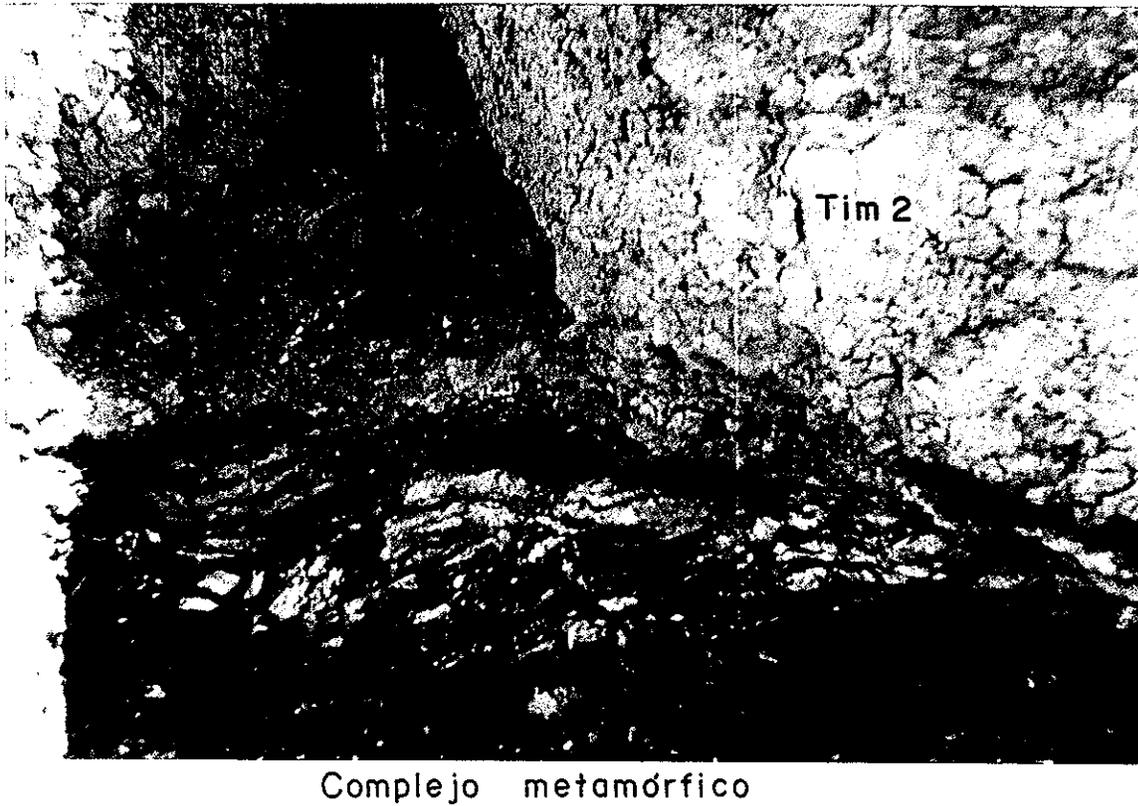


Figura 12. Contacto por falla de bajo ángulo Cañada David entre el complejo metamórfico de la Sierra El Mayor, en el bloque de piso, y el miembro de lodolita (Tim2) de la Fm Imperial en el bloque de techo.

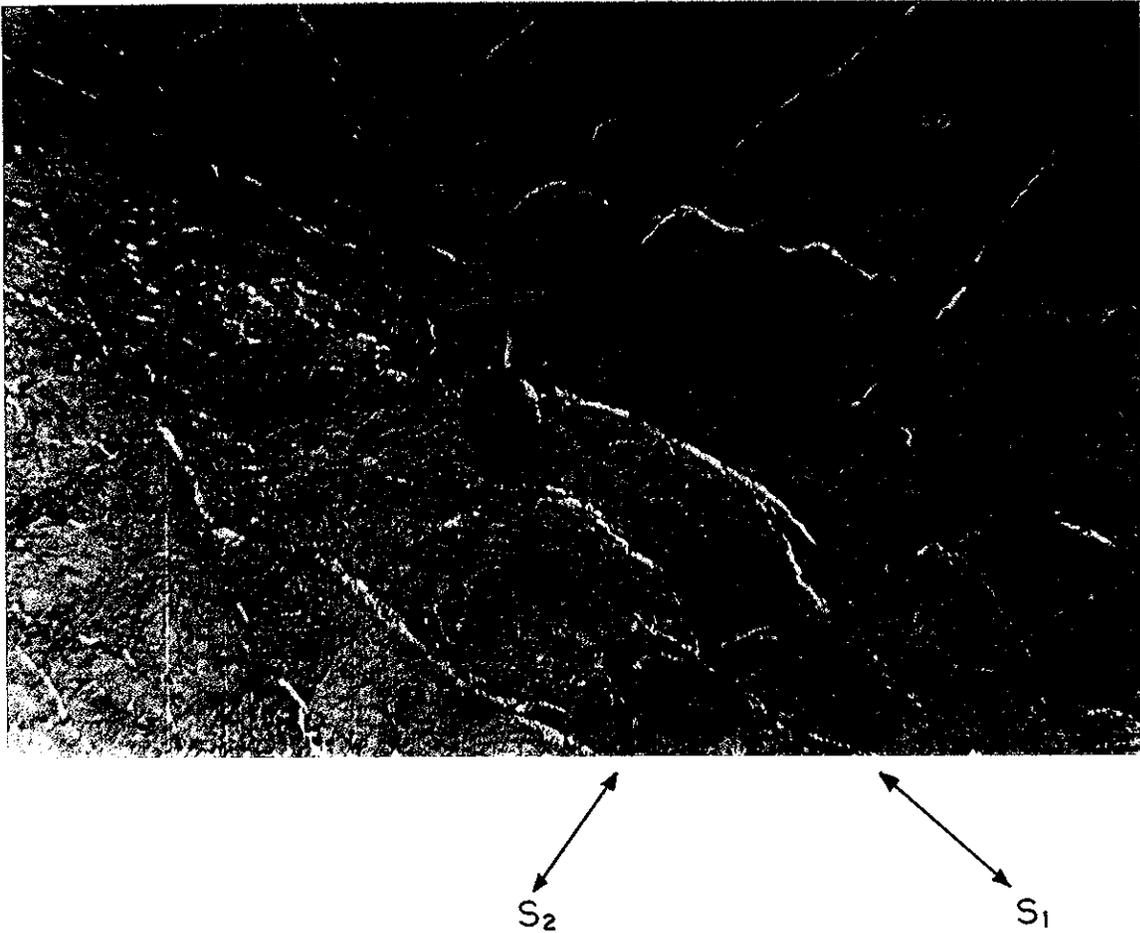


Figura 13. Lodolita masiva característica del miembro medio (Tim2) de la Fm Imperial. Notar el intenso fracturamiento y los planos de cizalla con dos direcciones predominantes S_1 y S_2 . El relleno es yeso principalmente.

IV.1.3 Miembro de areniscas

El miembro de areniscas (Tim3: Terciario Imperial marino miembro superior), aflora principalmente en la parte oeste del área estudio (Fig. 5). La sección representativa incluye una columna continua de 135 m (Fig. 4), el contacto inferior no está expuesto. Al oeste de la Sierra El Mayor, el contacto inferior es una discordancia angular con el miembro de lodolitas de la Fm Imperial (Fig. 14). Este sitio es el único donde el contacto inferior está expuesto. El contacto superior en la sección representativa y al oeste de la Sierra El Mayor es por falla normal de ángulo bajo con la Fm Palm Spring. Sin embargo, al norte del Cerro Peñasco el contacto superior es gradacional con las areniscas de la Fm Palm Spring.

El miembro de arenisca (Tim3) consiste en una secuencia de capas de arenisca arcósica de grano muy fino a fino, que incluye lentes y estratos delgados de lodolita y limolita (Fig. 15). Una característica de este miembro es la presencia de lentes y estratos de coquina de hasta 2 m de espesor, fácilmente reconocibles por su resistencia a la erosión y por el color marrón oscuro (Fig. 16).

El rumbo predominante de las capas al oeste del Cerro Peñasco es al NE, con echados de 9° a 26° al NW y al SE. Al oeste de la Sierra El Mayor el rumbo de las capas es NNE, con echados de 8° a 30° al NW y al SE. Los datos de estratificación representados en secciones transversales y las observaciones de campo en este sitio indican que la secuencia está ligeramente plegada, con ejes orientados $N15^{\circ}$ - 25° W.

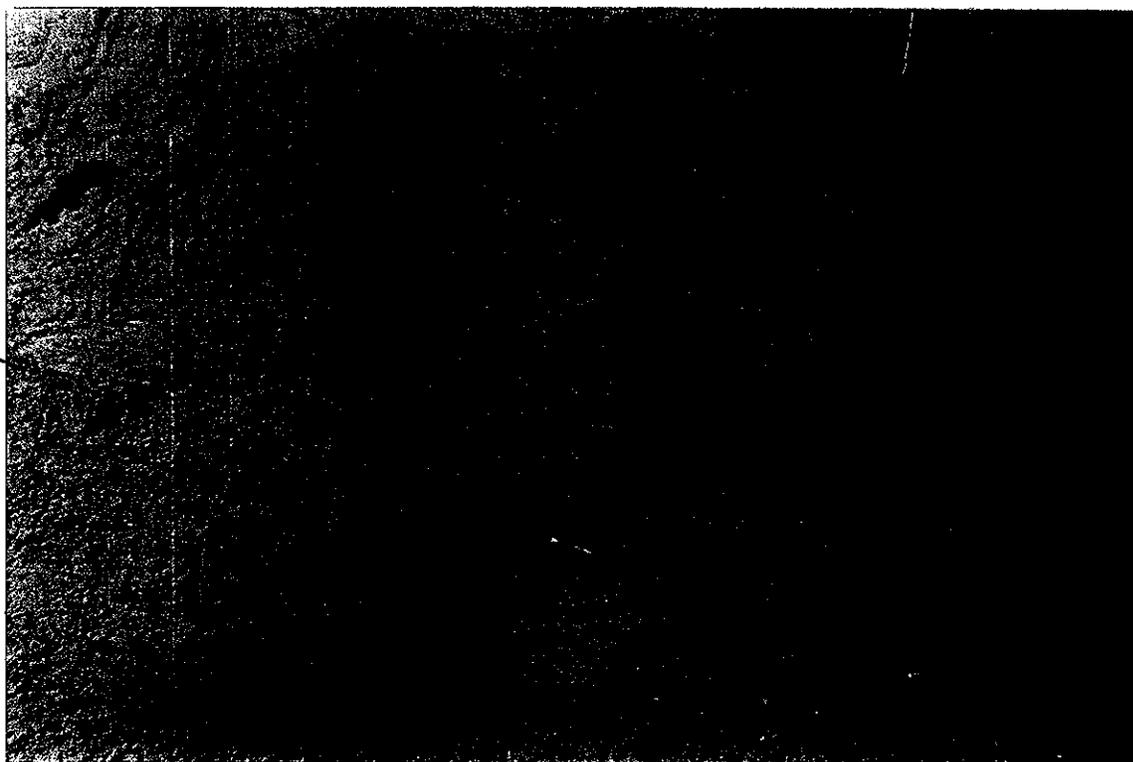


Figura 14. Contacto por discordancia angular entre el miembro de lodolita (Tim2) en la parte inferior de la foto, y el miembro de arenisca (Tim3) en la parte superior de la foto.

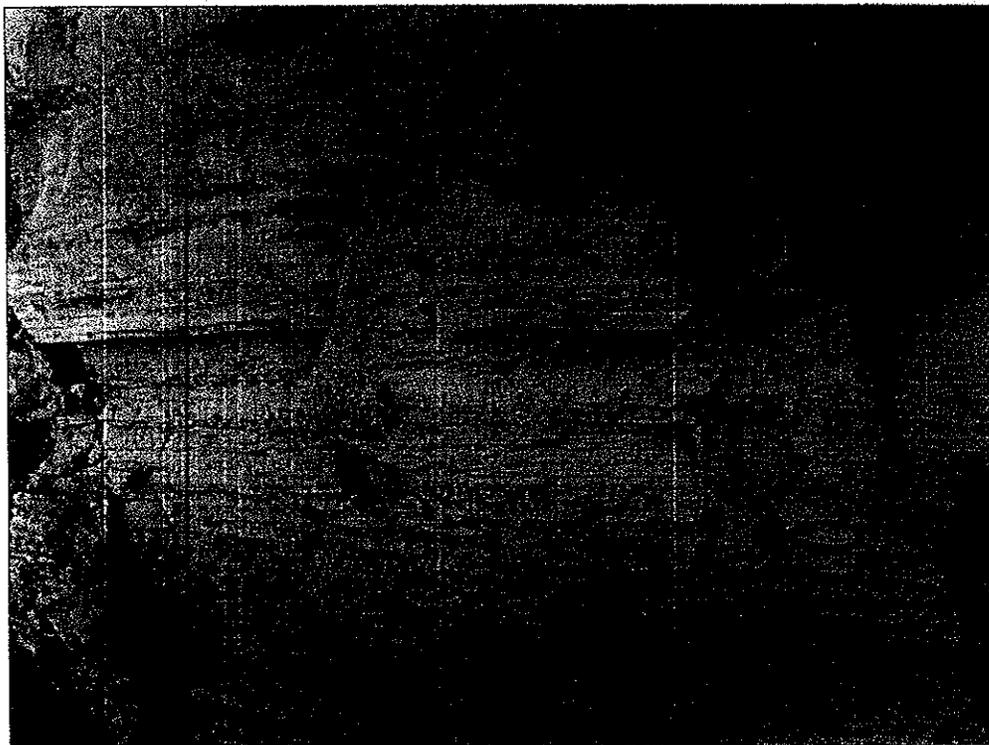


Figura 15. Capas de arenisca-características del miembro Tim3 de la Fm Imperial.

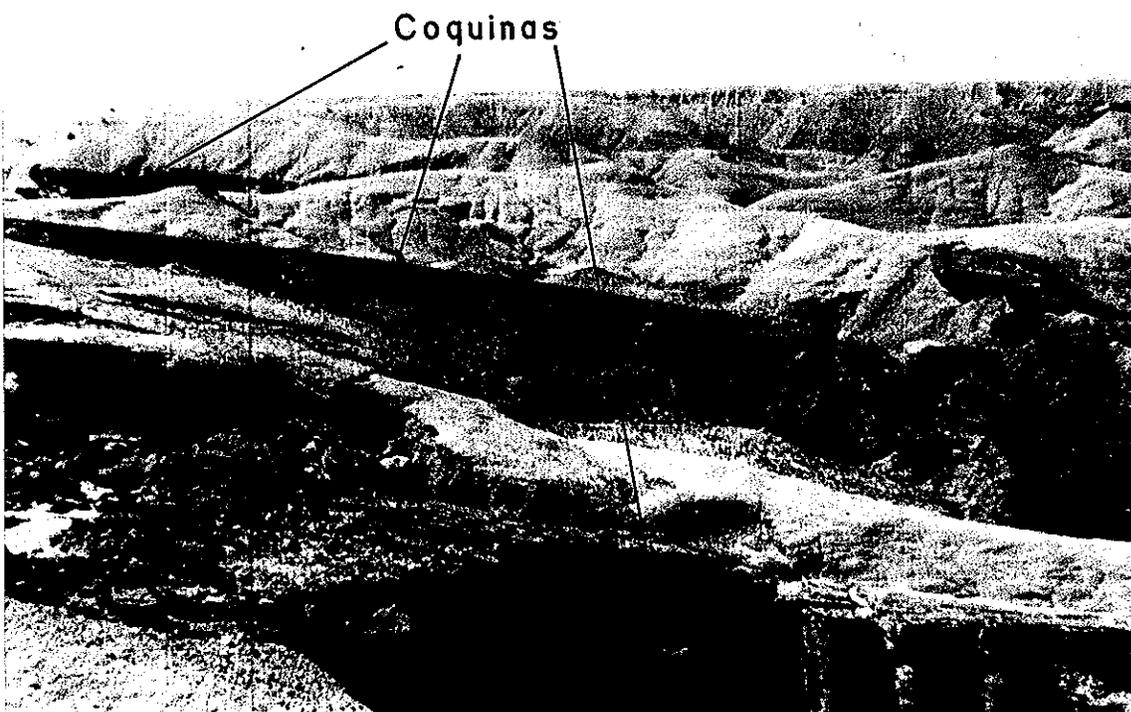


Figura 16. Estratos de coquina en el miembro de arenisca (Tim3) de la Fm Imperial. La vista es al SSW y el buzamiento de las capas es de 10o al W. Se puede observar que la zona constituye un peniplano que está siendo disectado por el drenaje moderno.

La discordancia angular que establece la relación de contacto entre el miembro medio y el miembro superior de la Fm Imperial (Fig. 14), sugiere deformación sinsedimentaria durante el depósito de Tim3. Algunas fallas sinsedimentarias centimétricas presentes en Tim3, respaldan esta hipótesis.

IV.2 Formación Palm Spring

La Fm Palm Spring fué definida por Woodring (1931) en el Valle Imperial, California. La localidad tipo, al sur de Carrizo Valley, incluye ~1500 m de arenisca arcósica de grano fino, limolita y lodolita rojas, y algunos horizontes tobáceos. En otras localidades del Valle Imperial, como al sur de Split Mountains, en Coyote Mountains y en Vallecito Creek (Fig. 3), se ha reportado que la Fm Palm Spring tienen espesores mayores a 3 km (Woodard, 1974; Johnson *et al.*, 1983). Los sedimentos fueron transportados por el Río Colorado, depositándose en un ambiente deltáico esencialmente no marino (Merriam y Bandy, 1965; Dibblee, 1984).

En el área de estudio la sección más representativa de la Formación Palm Spring (Tps: Terciario Palm Spring) se localiza en el flanco sur del Cerro Colorado (Fig. 5). Incluye una columna continua de ~170 m de espesor (figura 4; figura 6 columna 7). El contacto inferior es una falla de orientación N35°E con echado de 40° al NW y las areniscas arcósicas de la Fm Palm Spring sobreyacen al miembro de lodolitas de la Fm Imperial (Fig. 17). El contacto

superior de la Fm Palm Spring es concordante y gradacional con el miembro de areniscas conglomeráticas del fanglomerado Cañón Rojo (Fig. 18).



Figura 17. Contacto por falla entre el miembro de lodolita (Tim2) de la Fm Imperial, en el bloque de piso, y la Fm Palm Spring (Tps), en el bloque de techo.

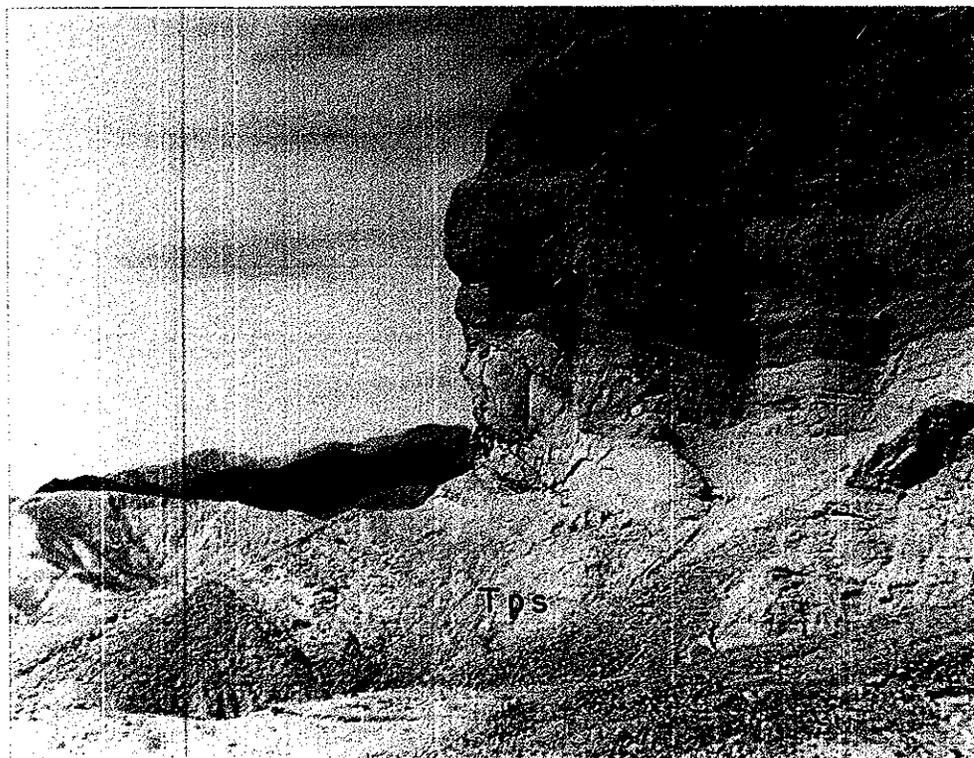


Figura 18. Contacto gradacional entre los depósitos de arenisca de la Fm Palm Spring (Tps), en la base, y el miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanlomerado Cañón Rojo, en la cima.

En localidades al oeste de Cerro Colorado, oeste y noroeste de Cerro Peñasco, el contacto inferior es una falla con rumbo promedio de N25°W y echado de 22°-35° al ENE (Fig. 5) y, en esas localidades, la Fm Palm Spring sobreyace al miembro superior (Tim3) de la Fm Imperial. Al norte de Paso Nocturno, este de Sierra El Mayor y noreste de Cerro Peñasco, el contacto inferior de la Fm Palm Spring es una falla orientada N20°W con echado de 26°-39° al NE, que yuxtapone a la Fm Palm Spring y al miembro de lodolitas de la Fm Imperial (Fig. 17).

El contacto superior de Tps es, en general, gradacional con estratos de arenisca conglomerática del fanglomerado Cañón Rojo (Fig. 18). La transición ocurre en espesores variables, desde contactos abruptos, hasta zonas de 20 m de espesor con alternancia de estratos de arenisca y lodolita de la Fm Palm Spring y estratos de areniscas conglomeráticas del Fanglomerado Cañón Rojo. En la parte nororiental de la zona de estudio el Fanglomerado Cañón Rojo sobreyace discordantemente a la Fm Palm Spring.

En la localidad representativa, la Fm Palm Spring está compuesta por una arenisca arcósica de grano fino, bien clasificada y pobremente consolidada (Fig. 19). En la base las capas de arenisca alternan con laminaciones gruesas y estratos delgados (1 a 30 cm de espesor) de lodolita rojiza (Fig. 19). El espesor y la frecuencia de los estratos de lodolita disminuye hacia la cima, en donde las areniscas alternan con estratos de 1 a 3 m de espesor de arenisca conglomerática.



Figura 19. Secuencia característica de areniscas-dololitas de la Fm Palm Spring.

En la localidad distintiva de Tps y al sur de Cerro Pelón, las capas tienen una orientación promedio al NE, con echados de 12° - 45° al NW (Fig. 5). Al oeste de la Sierra El Mayor la tendencia promedio de las capas es al NW, con echados de 25° - 35° al NE. En otras localidades la orientación de las capas es menos consistente, posiblemente debido al fallamiento y/o al plegamiento de los estratos (Fig. 20).

Los datos estratigráficos y las evidencias de campo indican que las capas más próximas a la falla de bajo ángulo Cañada David están basculadas principalmente hacia el NNW. Al oeste de Cerro Colorado se observaron capas de la Fm Palm Spring ligeramente plegadas (figura 20), con buzamientos opuestos de 10° a 20° en una distancia ~ 100 m entre la estructura sinforme y la antiforme; estos pliegues tienen una orientación $N50^{\circ}W$. Los estratos de Palm Spring en la zona norte están basculados hacia el este y al oeste, principalmente.

En términos generales, la Fm Palm Spring representa una secuencia de sedimentos gruesos hacia la cima y los mayores espesores se ubican en la parte sur de la zona de estudio (figura 6, columna 7). Las relaciones de contacto sugieren deformación sinsedimentaria y contactos discordantes sobre la Fm Imperial, y gradacional hacia la cima con los depósitos del fanlomerado Cañón Rojo. Sin embargo, en localidades adyacentes a la falla Laguna Salada, ubicadas al noreste del área de estudio, los depósitos de Palm Spring están fuertemente basculados ($\sim 40^{\circ}$) hacia el norte y subyacen discordantemente a brechas

sedimentarias del Fanglomerado Cañón Rojo; aunque el contacto no aflora y podría ser por falla.



Figura 20. Evidencias de plegamiento en la Fm Palm Spring.

IV.3 Fanglomerado Cañón Rojo

Se denominó fanglomerado Cañón Rojo a una secuencia de depósitos aluviales que gradan de arenisca conglomerática a brechas. Esta unidad consiste de dos miembros informales.

IV.3.1 Miembro de arenisca conglomerática

La localidad representativa del miembro de arenisca conglomerática (Pac: Pleistoceno arenisca conglomerática), aflora en el flanco este del Cerro Colorado (Fig. 5), consiste de arenisca conglomerática de composición arcósica y forma estratos con capas centimétricas de gradación normal. El espesor es de ~135 m (Fig. 4). En esta localidad el contacto inferior es concordante con la Fm Palm Spring (Fig. 18) y el contacto superior es gradacional con el miembro de conglomerado (Fig. 21). En otros afloramientos, como al este de Cerro Pelón, la base incluye estratos de arenisca masiva (Fig. 22).

En el flanco este de Cerro Peñasco y al noreste del mismo, el contacto inferior de Pac es una falla con rumbo variable N-NW, que en planta define un trazo cóncavo al oeste, de echado promedio 35° al W-SW. La falla pone en contacto al miembro de arenisca conglomerática del Fanglomerado Cañón Rojo con el miembro de lodolitas de la Fm Imperial. En el oeste de Cerro Peñasco la base de la unidad está cortada por una falla, orientada N-NE, con echados de 36°-72° hacia el E-SE, sobreyaciendo depósitos de la Fm Palm Spring.

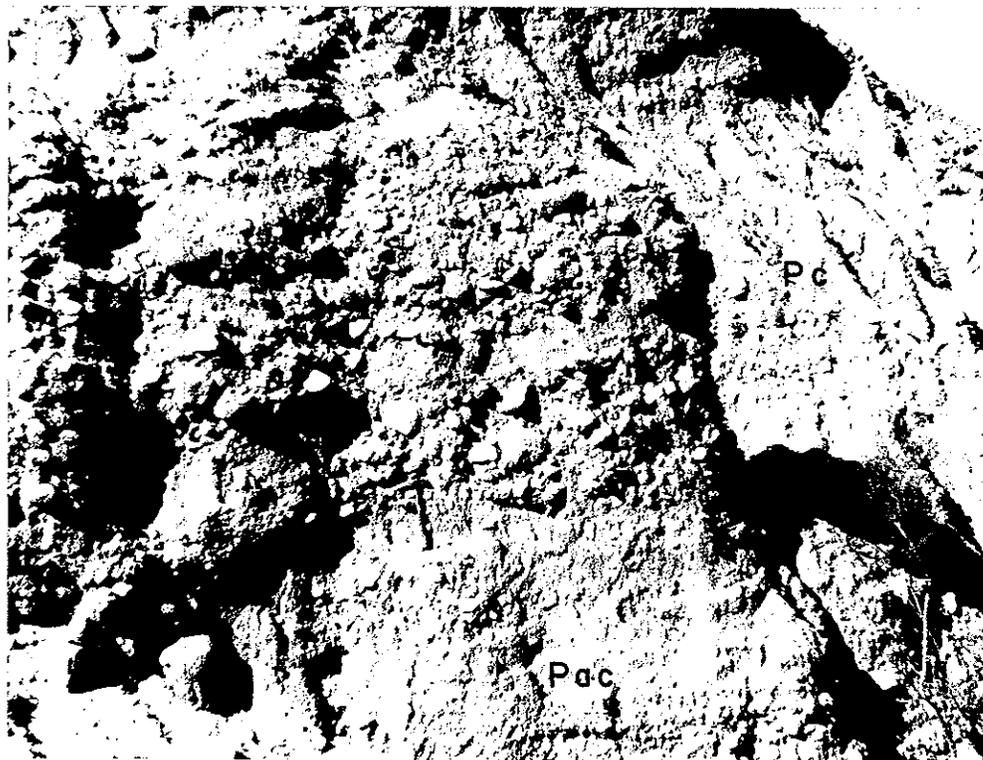


Figura 21. Contacto gradacional entre miembros del Fanglomerado Cañón Rojo. El miembro de arenisca conglomerática (Pac) ocupa la base y el miembro de conglomerado (Pc) aflora en la cima.



Figura 22. Depósitos característicos del miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanglomerado Cañón Rojo.

Al sur de Cerro Colorado, norte y sur de Cerro Pelón, al este de la Falla Cañón Rojo y hacia el extremo oeste de Cerro Colorado, el contacto inferior de Pac es concordante y gradacional con la Fm Palm Spring. El contacto superior es, en general, gradacional a depósitos del miembro de conglomerado, la transición ocurre en espesores de 5 a 15 metros (figura 6, columna 7).

Al este de Cerro Colorado y al sur de Cerro Pelón, las capas están orientadas al NE, con echados promedio de 35° - 45° al NW. Al oeste de la Sierra El Mayor y al este de la falla Cañón Rojo, los datos de estratificación indican orientación de las capas al NW con echados promedio de 24° - 36° al NE. En otras localidades, como al NE y N del Cerro Peñasco y N del Cerro Pelón, la orientación de las capas no es consistente, probablemente por efectos de fallamiento y plegamiento .

Los datos estratigráficos y las observaciones de campo indican que los depósitos cercanos a la Falla Cañada David (sur de Cerro Pelón, sur de Cerro Colorado y oeste de Sierra El Mayor) y los cercanos a la Falla Laguna Salada (suroeste de Sierra Cucapá) forman bloques basculados, mientras que los afloramientos en el centro del área muestran evidencias de plegamiento con rumbo del eje NW-SE .

Los mayores espesores se midieron en la porción sur del área, disminuyendo hacia el oeste. El contacto superior con los conglomerados es más abrupto en las inmediaciones de

la Falla Laguna Salada y las relaciones de contacto indican que la arenisca conglomerática grada lateralmente hacia el NNE a depósitos de grano más grueso.

IV.3.2 Miembro de conglomerado

La localidad más representativa del miembro de conglomerado (Pc: Pleistoceno conglomerado), se encuentra en el flanco sureste de Cerro Pelón (Fig. 5), en donde incluye una columna continua de ~230 m (Fig. 4). El conglomerado está soportado por matriz arenosa y forma estratos con capas de gradación normal (Fig. 23). Hacia la cima el miembro de conglomerado está soportado por clastos, siendo más evidente al norte de Cerro Peñasco. En el SE de Cerro Pelón las capas están orientadas al E-NE, con echados promedio de 45° al N-NW.

En la localidad característica el contacto inferior es gradacional con la arenisca conglomerática (Fig. 21), mientras que el contacto superior es una discordancia angular con una unidad de conglomerado de color gris, no cementado de .

En otras localidades donde aflora el conglomerado (Cerro Colorado, Cerro Peñasco, oeste de Sierra El Mayor, al este de la Falla Cañón Rojo y al norte de Cerro Pelón), el contacto inferior también es gradacional con las areniscas conglomeráticas. En los afloramientos cercanos a la Falla Laguna Salada, los conglomerados gradan lateralmente hacia el norte a brechas sedimentarias.



Figura 23. Secuencia característica del miembro de conglomerado (Pc) del Fanglomerado Cañón Rojo.

En el flanco oeste de Sierra El Mayor y al este del escarpe de la Falla Cañón Rojo, las capas están orientadas al NW, con echados de 15°-26° al NE. Al norte de Cerro Pelón la orientación de las capas es menos consistente, probablemente por efectos de fallamiento local.

Esta unidad no aflora en la parte occidental de la zona de estudio. En general, el espesor de las capas y el tamaño de los clastos se incrementa hacia el norte, en las proximidades de la Falla Laguna Salada.

IV.4 Conglomerado gris

Los depósitos más representativos de Qal (Cuaternario aluvión), se encuentran en la cima y al SE del Cerro Pelón (Fig. 5). En el SE del Cerro Pelón incluye una columna de ~3 metros de conglomerado gris no consolidado con soporte de matriz arenosa (Fig. 24). Las capas horizontales del conglomerado reciente sobreyacen en discordancia angular a las diferentes unidades anteriormente descritas (Fig. 25). Hacia el NE del área de estudio el conglomerado gris aumenta considerablemente su espesor.



Figura 24. Capas de conglomerado reciente (Qal) sobreyaciendo en discordancia al miembro medio de la Fm Imperial (Tim2).

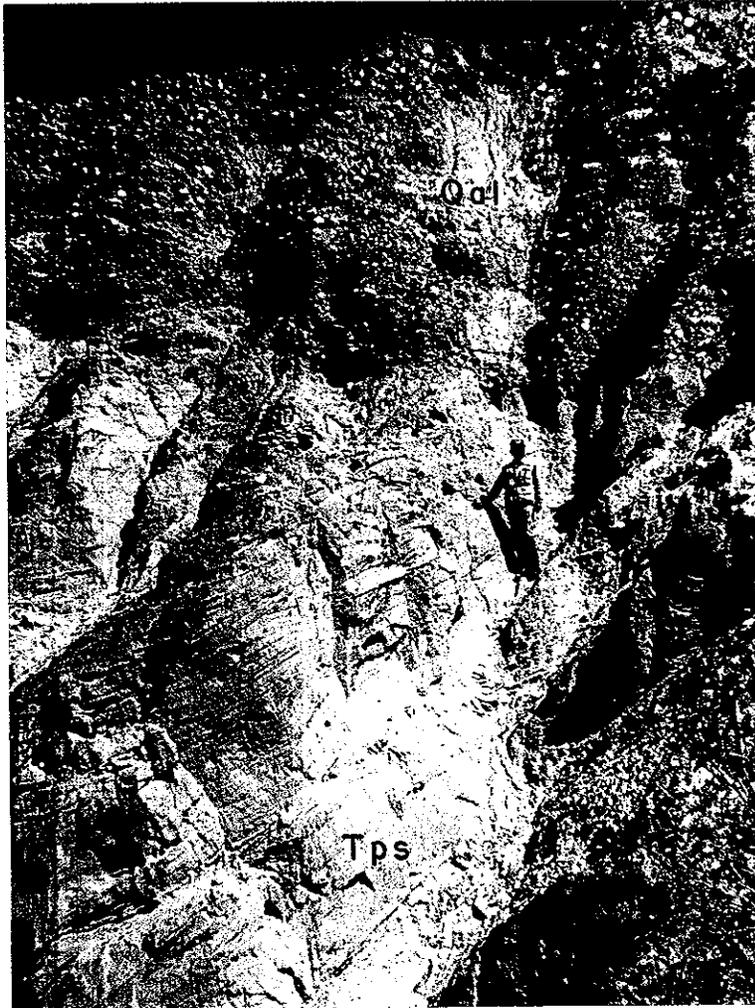


Figura 25. Depósitos de conglomerado reciente (Qal) que sobreyacen en discordancia angular a depósitos de la Fm Palm Spring.

En resumen, la secuencia sedimentaria que aflora en la porción oriental de Laguna Salada, incluye tres unidades formacionales: Fm Imperial (compuesta por tres miembros), Fm Palm Spring y Fanglomerado Cañón Rojo (compuesto de dos miembros). No aflora la columna estratigráfica continua completa, en cambio la columna estratigráfica compuesta indica un espesor mínimo aflorante superior a 850 metros. La secuencia descansa discordantemente por falla de bajo ángulo sobre el complejo plutónico-metamórfico de la Sierra El Mayor, los contactos entre las formaciones descritas son, en su mayoría, transicionales, aunque incluye discordancias locales y por falla.

IV.5 Composición mineralógica de los sedimentos

IV.5.1 Fracción arcillosa

Las lodolitas del miembro medio de la Fm Imperial y las facies de lodolitas de la Fm Palm Spring, tienen una composición mineralógica similar. En los difractogramas se identificó esmectita como mineral dominante y en menor abundancia, con orden decreciente, illita, caolinita y clorita. El cuarzo está presente en trazas (Fig. 26).

La esmectita, la illita, la clorita y el cuarzo son minerales de la fracción arcillosa, probablemente de origen detrítico, presumiblemente transportados por el Río Colorado y depositados en un ambiente marino del prodelta, ambientes marinos someros y transicionales. La caolinita se considera como producto de alteración diagenética durante el

sepultamiento inicial (etapa eogenética), probablemente a partir de feldespatos expuestos a condiciones acuosas y temperatura cercana a 25 °C (Boggs, 1992).

Considerando que los minerales identificados en la fracción arcillosa fueron transportados por el Río Colorado (Merriam y Bandy, 1965), lo hicieron en suspensión y guardando una estrecha relación con su roca fuente desde la separación (Weaver, 1989). La esmectita sería producto entonces del intemperismo de feldespatos, micas, hornblenda, e incluso rocas volcánicas, con el único requisito de que el intemperismo químico no haya sido muy agresivo (Weaver, 1989). La illita también pudo ser producto de intemperismo de feldespatos, micas y posiblemente volcánicos (Weaver, 1989). La clorita implica una fuente de rocas metamórficas de bajo grado, productos de alteración hidrotermal o minerales ferromagnesianos en rocas ígneas (Deer, 1992). El cuarzo pudo derivarse de fuentes diversas, ya que es un constituyente común de muchas rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas; a lo que hay que sumar su resistencia física y química a la corrosión (Deer, 1992). Sin embargo, no necesariamente estos minerales fueron transportados inmediatamente después del intemperismo de los materiales originales, ya que pudieron ser erosionados de formaciones que ya los contenían como productos esenciales o secundarios.

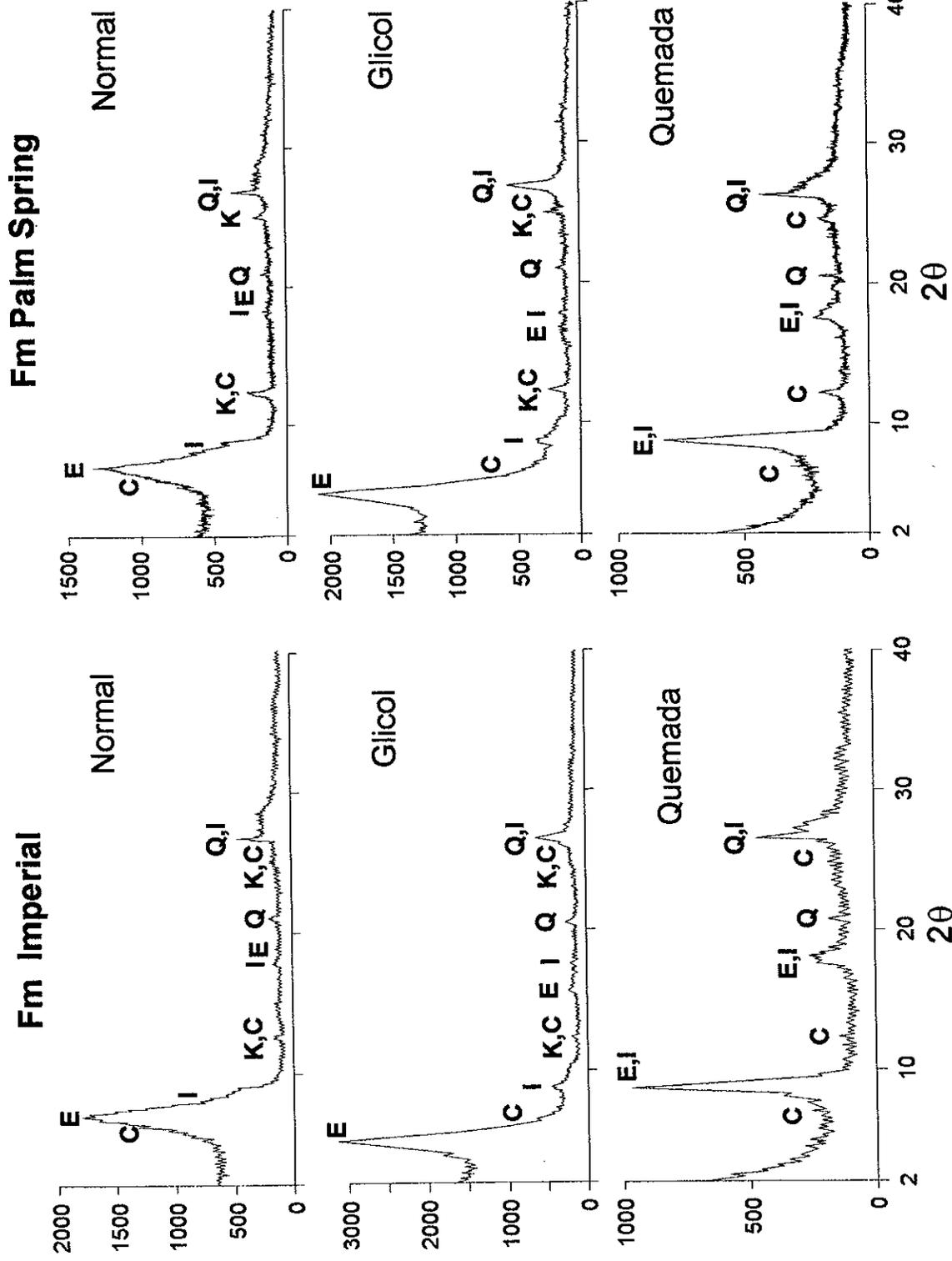


Figura 26. Difractogramas representativos del miembro de lodolitas de la Fm Imperial (izquierda) y de las lodolitas rojas de la Fm Palm Spring (derecha). E=esmeclita, I=illita, K=caolinita, Q=cuarzo y C=clorita.

IV.5.2 Fracción arenosa

El análisis modal en la fracción arenosa de muestras de areniscas de Tim1, Tim3, Tps, Pac y Pc, indica que todas las muestras corresponden a arcosa, de acuerdo a la clasificación de Pettijohn *et al.* (1987), (Fig. 27). En los depósitos locales asociados a fanglomerados (Pac y Pc) se identificó una proporción relativamente mayor de feldespatos respecto a cuarzo (Tabla I). En los sedimentos de Tim1, Tim3 y Tps la proporción relativa de cuarzo respecto a los feldespatos es mayor (Tabla I). Excepto en Tim3, en todos los demás casos los líticos son de una proporción menor al 9%, incluyendo principalmente fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas (Tabla I). La composición y tamaño de grano, sugieren que los sedimentos asociados a fanglomerados son de fuente cercana y los de Tim 3 y Tps fueron derivados de fuentes más alejadas, lo que puede considerarse consistente con la composición de la fracción limo-arcillosa.

Las relaciones cuarzo-feldespato-lílicos (**QFL**), cuarzo monocristalino-feldespatos-lílicos totales (**QmFLt**), cuarzo monocristalino-plagioclasas-feldespatos potásicos (**QmPK**) y cuarzo policristalino-lílicos volcánicos-lílicos sedimentarios (**QpLvmLsm**), obtenidos en el análisis modal de las areniscas (Tabla I), muestran una petrofacies arcósica dominante en la fracción arenosa de los depósitos analizados. El cuarzo y los feldespatos presentan un claro dominio sobre los líticos (Fig. 28).

Tabla I. Datos del conteo de puntos, recalculados al 100%, para la fracción de arenas de la Fm Imperial (Tim1 y Tim2), la Fm Palm Spring (Tps) y el Fanglomerado Cañón Rojo (Pac y Pc). \bar{X} es la media aritmética y DS es la desviación estándar.

Unidad	Muestra	QFL%			QmFLt %			QmPK%			QpLvmlsm%				
		No.	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lvm	Lsm	
Tim1	CD94-3		55.7	42.5	1.8	55.2	43.0	1.8	56.2	29.7	14.1	42.9	0	57.1	
	ACH94-14		50.7	43.2	6.1	49.3	44.4	6.3	52.6	37.9	9.5	32.0	0	68.0	
	ACH94-122		42.7	50.7	6.6	42.1	51.2	6.7	45.1	47.0	7.9	16.7	0	83.3	
	\bar{X}		49.7	45.5	4.8	48.9	46.2	4.9	51.3	38.2	10.5	30.5	0	69.5	
	DS		6.5	4.5	2.6	6.6	4.4	2.7	5.7	8.7	3.2	13.2	0	13.2	
	Tim3	ACI94-58		49.0	34.3	16.7	48.3	34.8	16.9	58.1	17.8	24.1	7.5	0	92.5
AA94-60			51.6	39.2	9.2	50.9	39.8	9.3	56.1	28.1	15.8	13.3	0	86.7	
AS94-85			54.5	37.7	7.8	53.2	38.7	8.1	57.9	18.4	23.7	10.4	0	89.6	
AS94-92			45.5	43.3	11.2	45.0	43.7	11.3	50.7	40.4	8.9	7.1	0	92.9	
AS94-100			42.2	42.5	15.3	41.6	42.9	15.5	49.2	17.9	32.9	6.3	0	93.7	
AM94-138			45.4	39.7	14.9	45.1	39.9	15.0	53.0	20.1	26.9	4.3	0	95.7	
\bar{X}			48.0	39.5	12.5	47.3	40.0	12.7	54.2	23.8	22.0	8.2	0	91.8	
DS			4.5	3.3	3.6	4.3	3.2	3.6	3.8	9.0	8.5	3.2	0	3.2	
Tps		CH94-17B		60.9	32.1	7.0	59.5	33.2	7.3	64.2	15.3	20.5	32.3	0	67.7
		CH94-17C		49.0	50.2	0.8	48.4	50.8	0.8	48.8	36.6	14.6	60.0	0	40.0
	AC94-29		63.0	31.2	5.8	62.8	31.4	5.8	66.7	19.6	13.7	10.5	0	89.5	
	AC94-35A		58.7	37.2	4.1	58.0	37.9	4.1	60.5	21.0	18.5	28.6	0	71.4	
	AC94-44		51.4	39.9	8.7	50.0	41.0	9.0	55.0	23.3	21.7	24.2	0	75.8	
	AC94-46		64.3	27.8	7.9	63.3	28.6	8.1	68.9	14.6	16.5	25.8	0	74.2	
	ACI94-56		60.1	36.7	3.2	58.0	38.6	3.4	60.1	21.3	18.6	60.9	0	39.1	
	AP94-141		63.1	34.8	2.1	62.0	35.8	2.2	63.4	15.4	21.2	57.1	0	42.9	
	\bar{X}		58.8	36.2	5.0	57.7	37.2	5.1	60.9	20.9	18.2	37.4	0	62.6	
	DS		5.6	6.8	2.8	5.7	6.8	2.9	6.5	7.1	3.0	19.2	0	19.2	
	Pac	AC94-36A		43.0	54.3	2.7	41.6	55.6	2.8	42.8	39.5	17.7	46.2	0	53.8
		AC94-36B		42.6	55.8	1.6	42.1	56.2	1.7	42.8	42.8	14.4	33.3	0	66.7
		AF94-50A		48.6	47.8	3.6	47.5	48.8	3.7	49.3	33.5	17.2	35.7	0	64.3
AS94-77			33.6	62.8	3.6	33.3	63.1	3.6	34.6	55.8	9.6	10.0	0	90.0	
\bar{X}			41.9	55.2	2.9	41.1	55.9	3.0	42.4	42.9	14.7	31.3	0	68.7	
SD			6.2	6.2	1.0	5.9	5.8	0.9	6.0	9.4	3.7	15.3	0	15.3	
Pc	AD94-131		50.7	42.3	7.0	48.6	44.1	7.3	52.5	36.4	11.1	36.7	0	63.3	
	CD94-132		40.4	57.9	1.7	39.4	58.9	1.7	40.1	41.8	18.1	50.0	0	50.0	
	ACH94-134		41.2	53.2	5.6	39.8	54.4	5.8	42.3	46.3	11.4	28.6	0	71.4	
	AP94-134		51.6	40.9	7.5	50.4	41.9	7.7	54.6	31.7	13.7	24.0	0	76.0	
	AF94-145		33.9	64.7	1.4	33.6	65.0	1.4	34.1	52.1	13.4	25.0	0	75.0	
	AF94-146		33.7	62.7	3.6	33.2	63.2	3.6	34.4	51.7	13.9	18.2	0	81.8	
	AR94-148		27.4	71.9	0.7	27.4	71.9	0.7	27.6	55.9	16.5	0	0	100.0	
	AR94-149		30.5	69.5	0.0	30.5	69.5	0.0	30.5	53.6	15.9	0	0	0	
	\bar{X}		38.7	57.9	3.4	37.9	58.6	3.5	39.5	46.2	14.3	26.1	0	73.9	
	DS		9.0	11.7	2.9	8.3	11.1	3.1	9.9	8.8	2.4	15.5	0	15.5	

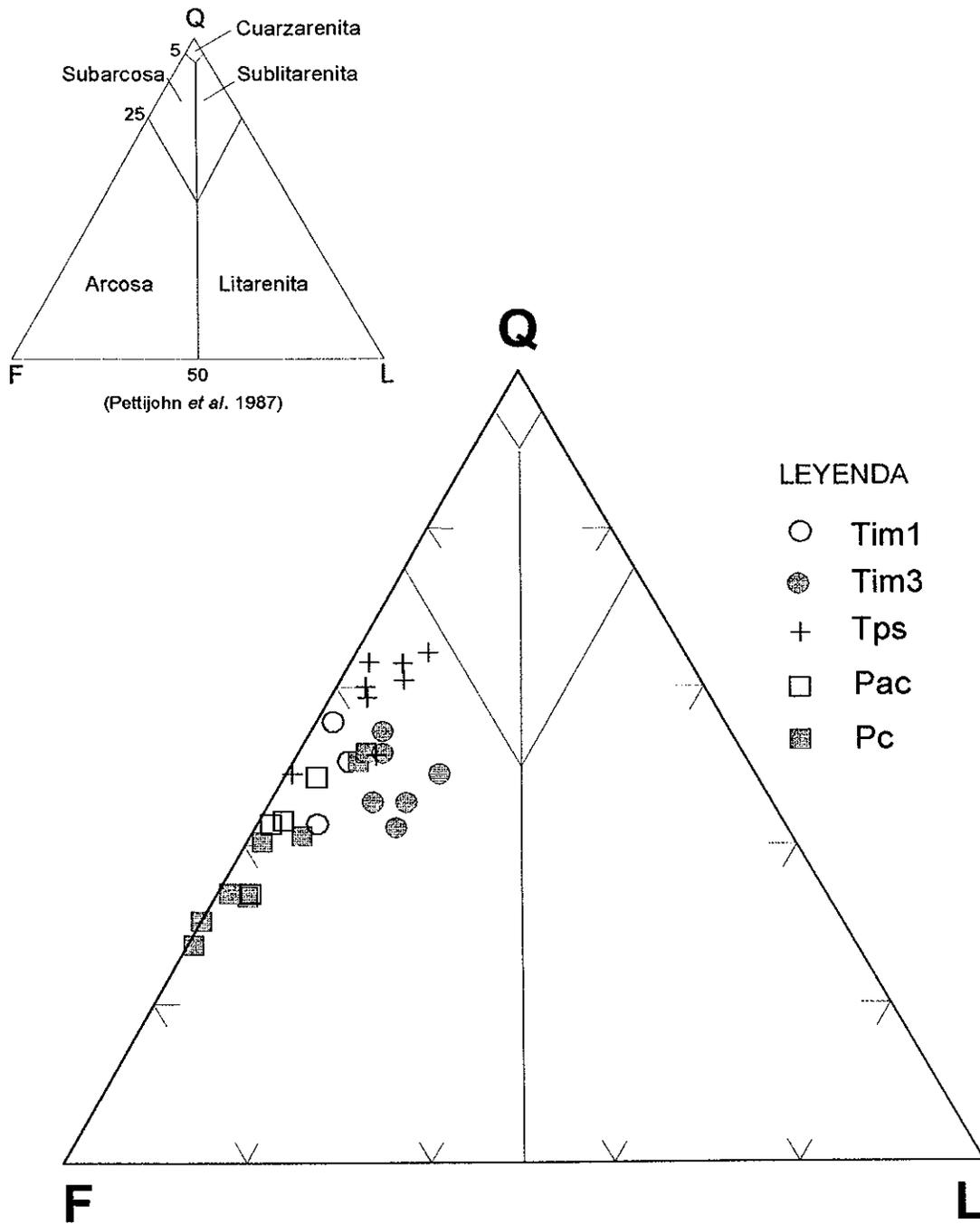


Figura 27. Diagrama ternario resultante del conteo de puntos para los parámetros feldespato (F), cuarzo (Q) y líticos (L) de las muestras de arena de la tabla I.

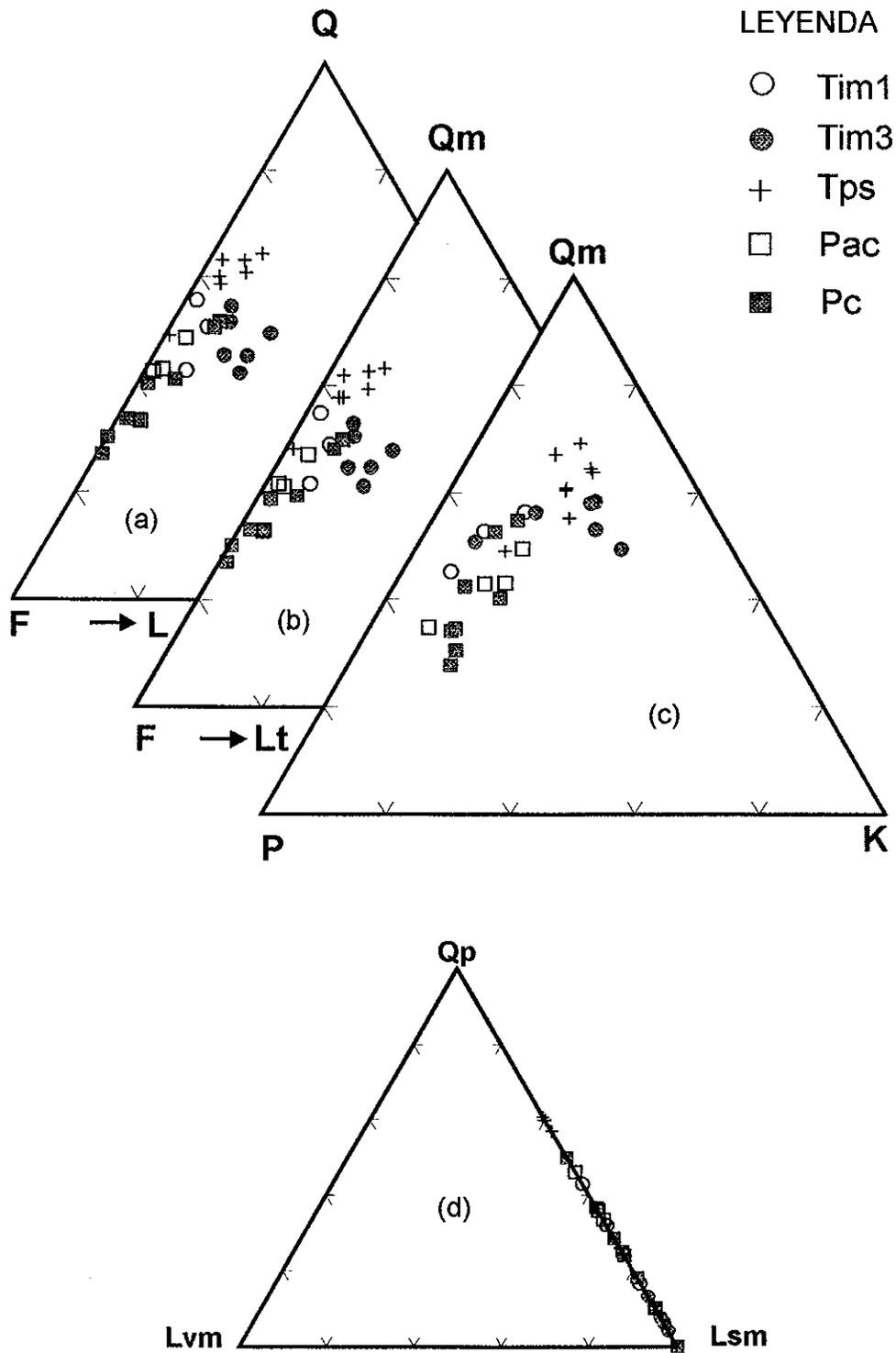


Figura 28. Diagramas ternarios QFL (a), QmFLt (b), QmPK (c) y QpLvmLsm (d); para la identificación de petrofacies en la fracción arenosa de las unidades sedimentarias.

En Tim1 y Tim3 predomina el cuarzo, esencialmente monocristalino, y las plagioclasas son mucho más abundantes que el feldespato potásico, sobre todo en Tim3. Los fragmentos de roca son menores al 9% y son principalmente de rocas sedimentarias y metamórficas (Tabla I).

Tps tiende a formar dos grupos, uno con claro dominio del cuarzo, principalmente monocristalino, cantidades relativamente similares de plagioclasa y feldespato potásico y, en menor abundancia, líticos (fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas). El segundo grupo presenta cantidades similares de cuarzo (principalmente monocristalino) y feldespatos (con tendencia hacia las plagioclasas). Los líticos representan la menor proporción y son de origen sedimentario y metamórfico (Fig. 28). El primer grupo corresponde a las areniscas de grano fino con intercalaciones de lodolita roja y el segundo grupo pertenece a las areniscas de grano fino a medio de la cima de Tps, donde está la transición a Pac.

Pac tiene mayor abundancia de feldespatos (principalmente plagioclasas), en menor proporción cuarzo (particularmente monocristalino) y muy baja proporción de líticos (<4%), esencialmente sedimentarios y metamórficos (Fig. 28).

La fracción arenosa de Pc presenta la mayor dispersión (Fig. 28), reconociéndose dos grupos: el primer grupo tiene aproximadamente la misma cantidad de cuarzo (principalmente monocristalino) que de feldespatos (principalmente plagioclasas); los líticos representan un promedio de 3.4%, siendo exclusivamente de origen sedimentario y metamórfico (Fig. 28). El segundo grupo tiene marcado dominio de feldespatos

(principalmente plagioclasas) respecto al cuarzo (principalmente monocristalino), y la menor cantidad de líticos corresponde a fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas (Fig. 28). Las muestras del segundo grupo que están más próximas al vértice F en el diagrama QFL, al vértice P en el diagrama QmPK y al vértice Lsm en el diagrama QpLvmLsm, son de afloramientos localizados en el extremo NNE del área de estudio.

IV.5.3 Composición de conglomerados y brechas

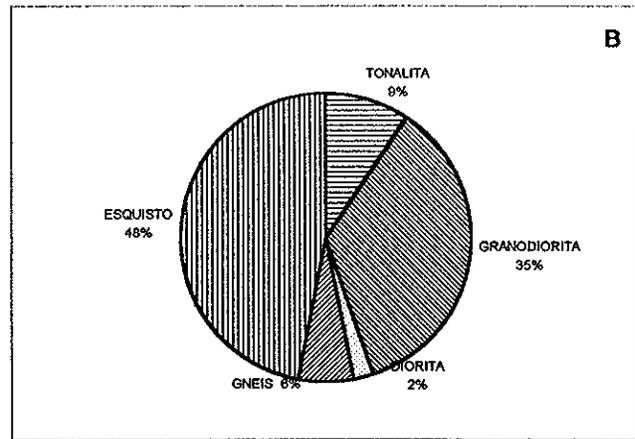
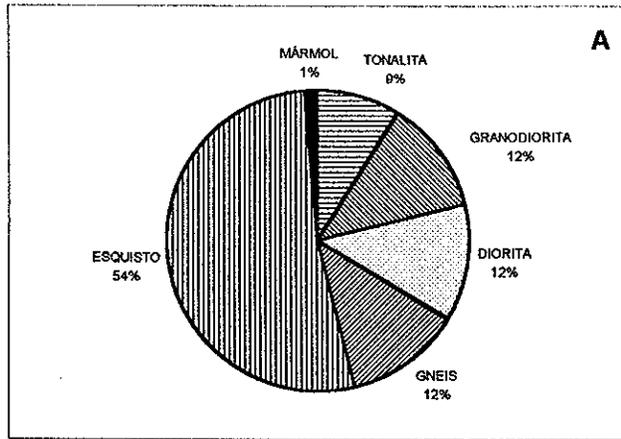
El conteo de clastos en el miembro inferior de la Fm Imperial (Tim1) que aflora en Colina Coral (Fig. 5) muestra un dominio (67%) de fragmentos de roca metamórfica (principalmente esquisto, gneis y mármol), sobre rocas graníticas (Fig. 29). Esta relación es similar en el segundo afloramiento de Tim1 en Colina Paso Nocturno (Fig. 5), donde los fragmentos de roca metamórfica, esencialmente esquisto y gneis, alcanzan el 54%. El porcentaje restante corresponde a rocas graníticas (Fig. 29).

En el miembro de conglomerados del Fanglomerado Cañón Rojo (Pc), los fragmentos de rocas graníticas son claramente predominantes sobre los fragmentos de roca metamórfica, dominando la tonalita (67% a 80%) y en menor cantidad la granodiorita con 9% a 30% (Fig. 29). Los fragmentos de roca metamórfica en Pc comprenden 2% a 23% del total, incluye esquisto de biotita y anfíbol, gneis cuarzofeldespático y mármol esporádicamente (Fig. 31). Se identificaron fragmentos de roca volcánica,

fundamentalmente andesita, pero solo representa de 1% a 4% del total (figura 31), y son más característicos en las muestras del N y NW del área de estudio.

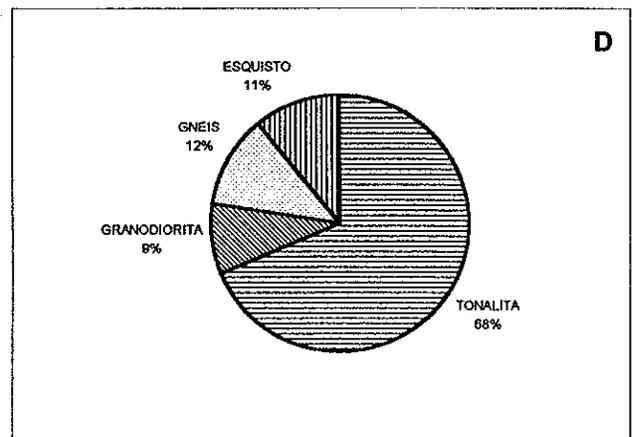
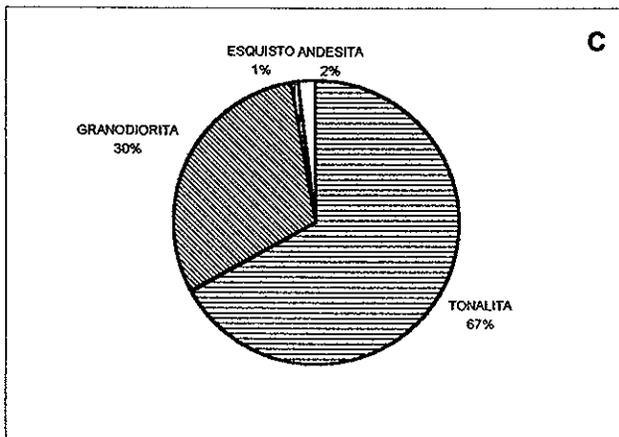
La variación más importante en la composición de los conglomerados Cañón Rojo es con respecto al porcentaje relativo de gneis. Las muestras ubicadas al este (166, 133A y 133B) indican mayor presencia de gneiss sobre esquisto (Apéndice 2).

En los depósitos de conglomerado reciente (Qal), los fragmentos de roca dominantes son de composición granítica, fragmentos de tonalita varían de 75% a 80% y fragmentos de granodiorita de 6% a 16%. Los fragmentos de roca metamórfica corresponden exclusivamente a gneis, con porcentaje de 8% a 12%. Fragmentos de roca volcánica, esencialmente andesita representan solo del 1% al 2% de la composición de clastos (Fig. 29). Las localidades donde se realizó el conteo de clastos se ubican en la porción este del área de estudio.



MUESTRA AS94-79

MUESTRA AP94-133A



MUESTRA AP94-133B

MUESTRA AP94-143

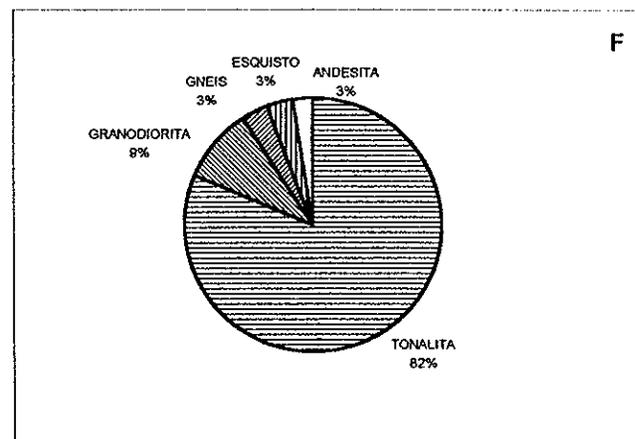
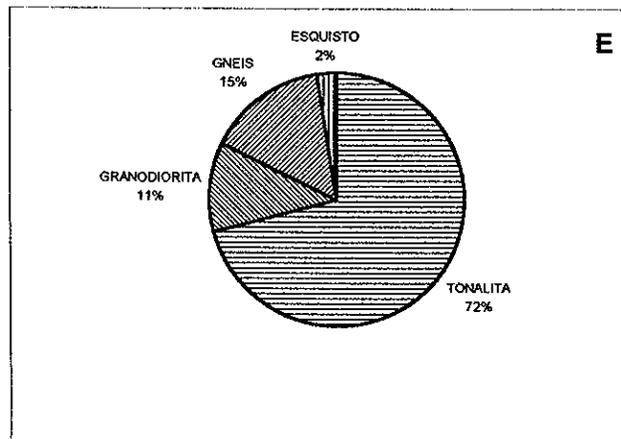
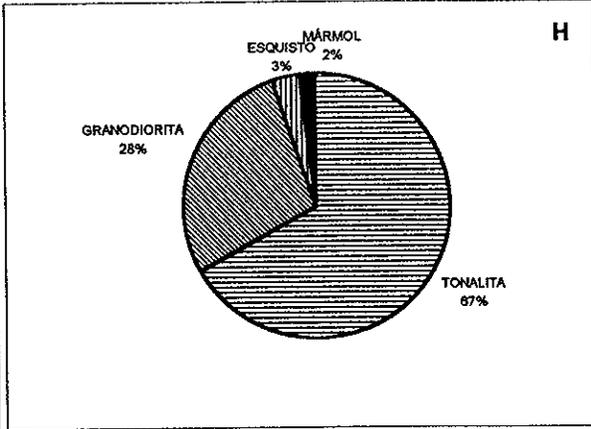
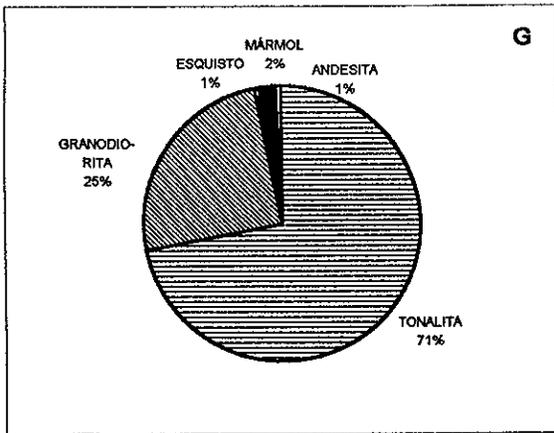


Fig. 29 Diagramas de composición litológica de clastos en las facies de conglomerados de la Fm Imperial (A y B), Fanglomerado Cañón Rojo (C-L) y conglomerados recientes (M y N).

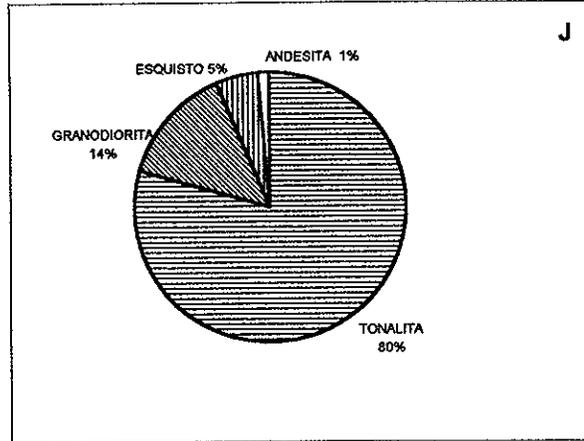
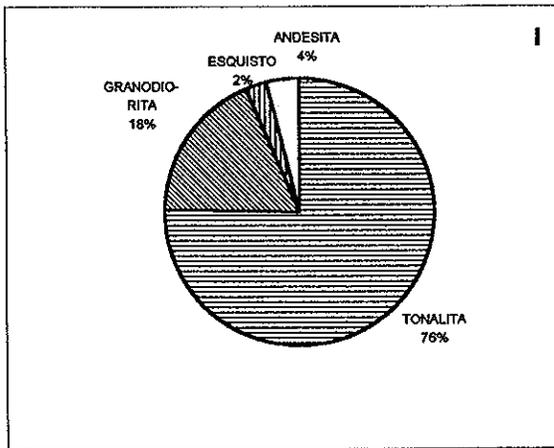
MUESTRA AF94-144A

MUESTRA AF94-144B



MUESTRA AR94-147A

MUESTRA AR94-147B



MUESTRA 95-166

MUESTRA 95-167

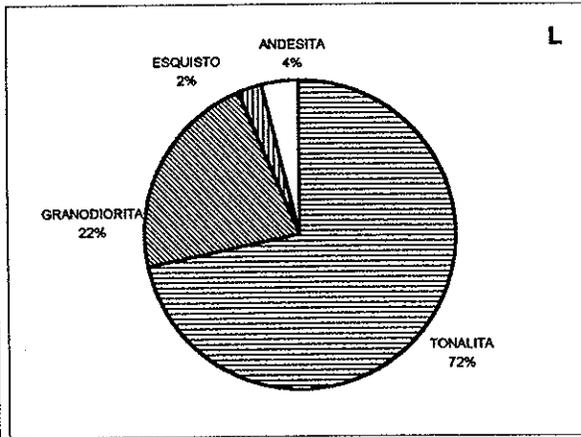
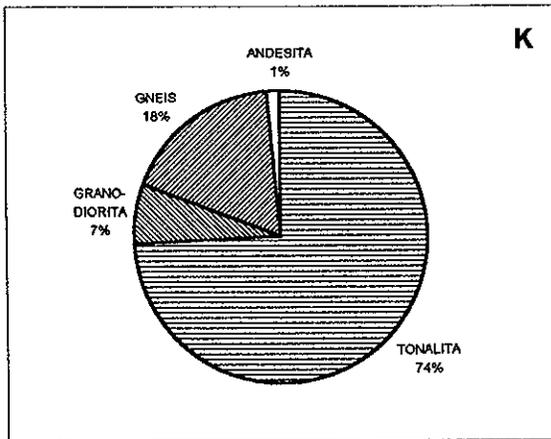


Fig. 29 (Continuación)

MUESTRA AD94-128A

MUESTRA AD94-128B

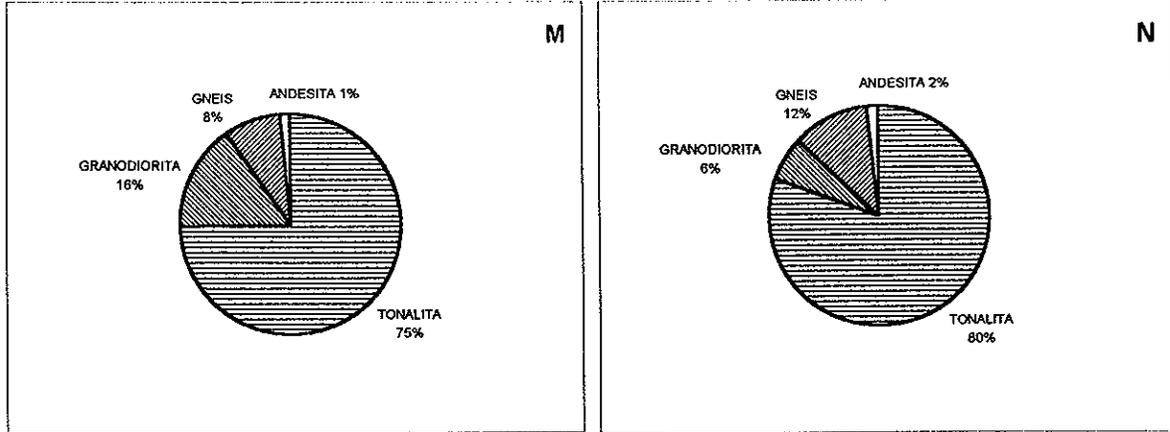


Fig. 29 (Continuación).

V FACIES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO

Las facies sedimentarias se definieron tomando en cuenta las estructuras sedimentarias, la composición litológica, la textura de los sedimentos y las asociaciones fosilíferas. Los ambientes de depósito se consideraron a partir de las asociaciones de facies.

V.1 Facies de la Formación Imperial

Se definieron cinco facies, tres correspondieron al miembro inferior, una al miembro medio y una al miembro superior.

Facies I-1. Está definida por capas delgadas de arenisca conglomerática, con soporte de matriz arenosa, estratificación tabular masiva y bases erosivas. No se observa imbricación y las capas alternan con variaciones en el contenido de matriz. Las capas están cementadas por calcita (Fig. 6, columna 2).

En la matriz arenosa se encontraron fragmentos de espinas de erizo, aunque en trabajos previos se reportan fragmentos de coral, clastos de mármol con horadaciones de icnofósiles y balanos (Siem, 1992). Sin embargo, los bioclastos reportados están retrabajados. La Facies I-1 se asocia a la facies I-2 en contacto abrupto.

La arenisca conglomerática de la facies I-1 representa un proceso de sedimentación con mecanismos de transporte por tracción y soporte de sedimentos en flujo de baja viscosidad, posiblemente asociados a corriente turbidítica de alta densidad (Stow, 1986).

Facies I-2. Está compuesta por una brecha con soporte de matriz arenosa de color café rojizo, sin arreglo interno o pobremente estratificada, con clastos soportados por una matriz arenosa. Los clastos son subangulosos a subredondeados con tamaños de hasta 1.5 m de diámetro, particularmente en Colina Paso Nocturno, donde el espesor de las capas de brecha es de hasta 2.5 m (Fig. 6, columna 3). Esta facies en Colina Coral se presenta en estratos de ~1 m de espesor máximo (Fig. 6, columna 2).

La facies I-2 implica un proceso de sedimentación con mecanismos de transporte y soporte de sedimentos plásticos, posiblemente con presión de poro e interacción (choque) entre los clastos, asociado a flujo de detritos (Stow, 1986); caracterizado por alta concentración de partículas y alta viscosidad.

Facies I-3. Está representada por capas delgadas de arenisca de grano fino, sin estructura interna (masivas), de color café claro. Las capas son de unos cuantos centímetros de espesor con contactos abruptos (Fig. 6, columna 5). Al oeste de Sierra El Mayor, esta facies es dominante en Tim1, y las capas presentan gradación normal a limos. No presenta fósiles ni bioturbación. En ese sitio la facies I-3 constituye la única facies de Tim1 y no está relacionada a otras facies de la Fm Imperial.

Esta facies de arenisca está relacionada a un proceso de sedimentación con mecanismos de transporte y soporte de sedimentos por presión de poros y flujo turbulento

de baja viscosidad, posiblemente asociados a corrientes turbidíticas de alta densidad (Stow, 1986).

Facies I-4. Está definida por una lodolita masiva de color amarillo ocre a amarillo verdoso, clivaje penetrante, con fracturas rellenas de yeso fibroso (Fig. 13). Localmente presenta lentes de arenisca de grano fino y capas delgadas de limo que definen parcialmente la estratificación. Esta facies contiene abundantes microfósiles y sugiere ambientes de talud y plataforma externa, pero la asociación es poco diversa (Tabla II). La interpretación de la asociación de microfósiles se describe posteriormente.

La facies de lodolitas está posiblemente relacionada con procesos de aporte rápido y homogéneo por floculación de arcillas y depositación constante de sedimentos de grano fino, con influjo menos denso y con soporte de presión de poro (Walker, 1984).

Facies I-5. Es una arenisca de grano fino a muy fino, color amarillo ocre a beige, en estratos con capas de hasta 20 cm de espesor, con contactos abruptos, estratificación tabular, laminar y cruzada por migración de rizaduras, y ocasionalmente de estratificación masiva (Fig. 15). Tiene intercalaciones de estratos delgados y laminaciones de lodolita. Las estructuras sedimentarias del tipo de ondulitas asimétricas con estratificación cruzada en los estratos de arenisca indican transporte bidireccional. El análisis de paleocorrientes en las áreas 7, 8 y 9, muestra claramente una dirección de transporte bimodal NW-SE.

La estratificación cruzada con dirección de transporte en sentidos opuestos, es indicativa de procesos de transporte por corrientes de mareas (Elliott, 1986; Collinson y Thompson, 1989). La estratificación laminar representa condiciones de alta velocidad de flujo en aguas poco profundas, y sugiere flujo unidireccional predominante (Collinson y Thompson, 1989).

Esta facies presenta bioturbación (icnofósiles), en tubos sub-verticales de 1 a 3 cm de espesor, lo que sugiere condiciones de alta energía de mareas (Collinson y Thompson, 1989). La asociación fosilífera incluye ostreas, pelecípodos, gasterópodos y microfósiles en poca diversidad. La interpretación de estas asociaciones se presenta a continuación.

V.1.1 Asociaciones fosilíferas de la Fm Imperial

El miembro de lodolitas (Tim2) y el miembro de areniscas (Tim3) de la Fm Imperial presentan asociaciones distintas de fósiles que sugieren cambios en la profundidad del depósito (Tablas II y III). Esta diferencia en el contenido de fósiles es consistente con el cambio en las características litológicas y sedimentológicas de los depósitos. En ambos miembros se encontró que cerca del 90% del nanoplancton calcáreo (cocolitofóridos), y gran parte de los palinomorfos, son especies retrabajadas del Cretácico al Terciario, y sólo un 10 % son considerados autóctonos (Carreño, 1995, comunicación escrita).

Tabla II. Microfósiles identificados en el miembro medio (Tim2) de la Fm Imperial

FORAMINIFEROS BENTONICOS	ALCANCE ESTRATIGRAFICO	LIMITE SUPERIOR DE PROFUNDIDAD	OBSERVACIONES
<i>Bolivina argentea</i> (Cushman)	Plioceno-Holoceno	Batial medio superior	
<i>Bolivina brevior</i> (Cushman)	Mioceno-Pleistoceno (?)		Forma vaughani
<i>Bolivina interjuncta bicostata</i> (Cushman)	Plioceno-Holoceno	Plataforma externa	
<i>Bolivina spissa</i> (Cushman)	Plioceno-Holoceno	Batial superior	
<i>Bolivina tumida</i> (Cushman)	Mioceno-Plioceno (?)	Desconocido	
<i>Cancris baggi</i> (Cushman y Kleinpell)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Cibicides fletcheri</i> (Galloway y Wissler)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Globulina cf. gibba</i> (d'Orbigny)	Mioceno inferior-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Islandiella californica</i> (Cushman y Hughes)	Sauceciario-Holoceno	Batial superior	
<i>Loxostomun cf. bradyi</i> (Asano)	Mioceno superior-Plioceno	Batial superior (?)	
<i>Pseudonion basispinatus</i> (Cushman y Moyer)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Textularia schencki group</i> (Cushman y Valentine)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
FORAMINIFEROS PLANCTONICOS			
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg)	Oligoceno superior-Holoceno		Cosmopolita. Fauna normal de la corriente de California
<i>Globigerina bulloides</i>	Mioceno medio-Holoceno		Cosmopolita
NANOPLANCTON CALCAREO			
<i>Ahmuellerella octariadata</i> (Gorka)			Retrabajado del Cretácico
<i>Ahmuellerella</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Calcidiscus</i> spp.			
<i>Dyctiococites</i> spp.			Retrabajado del Terciario inferior
<i>Eiffellithus eximius</i> (Stover)			Retrabajado del Cretácico
<i>Eiffellithus turriseiffelli</i> (deflandre)			Retrabajado del Cretácico
<i>Ellipsolithus</i> spp.			Retrabajado del Terciario inferior
<i>Gartenago obliquum</i> (Stradner)			Retrabajado del Cretácico
<i>Kamotnerius</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Lithastrinus</i> sp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Manivitella</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Rhabdosphaera</i> ? sp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Tranolithus manifestus</i> ? (Stover)			Retrabajado del Cretácico
<i>Syracosphaera</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
PALINOMORFOS			
<i>Deflandrea complex</i>			Retrabajado del Cretácico
<i>Normapollen type</i>			Retrabajado del Cretácico
<i>Proteacidites</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Tricolpites reticulatus</i>			Retrabajado del Cretácico

Tabla III. Fósiles identificados en el miembro superior (Tim3) de la Fm Imperial

FORAMINIFEROS BENTONICOS	ALCANCE ESTRATIGRAFICO	LIMITE SUPERIOR DE PROFUNDIDAD	OBSERVACIONES
<i>Bolivina argentea</i> (Cushman)	Plioceno-Holoceno	Batial medio a superior	Ocurre en la base
<i>Pseudononion basispinatus</i> (Cushman y Moyer)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Criboelphidium discoidale</i> (d'Orbigny)	Mioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Criboelphidium poeyanum</i> (d'Orbigny)	Plioceno-Holoceno	Plataforma interna	
<i>Chiloguembelina</i> sp.			Retrabajado del Paleoceno o Cretácico
<i>Criboelphidium gunteri</i> (Cole)			
<i>Elphidinae</i>			
<i>Hedbergella</i> ?			(Fragmentos). Retrabajado del Cretácico
OSTRACODOS			
<i>Costa(?) sanfelipiensis</i> (Swain)		Plataforma	
<i>Cyprideis</i> sp.		Plataforma, lagunas costeras	Fragmentos
<i>Perissocytheridea meyerabichi</i> (Hartmann)		Plataforma, lagunas costeras	Formas juveniles
NANOPLANCTON CALCAREO			
<i>Ahmuellerella octaradiata</i> (Gorka)			Retrabajado del Cretácico
<i>Ahmuellerella</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Calcidiscus</i> spp.			
<i>Dyctiococites</i> spp.			Retrabajado del Terciario inferior
<i>Eiffellithus eximius</i> (Stover)			Retrabajado del Cretácico
<i>Eiffellithus turriseiffelli</i> (Deflandre)			Retrabajado del Cretácico
<i>Ellipsolithus</i> spp.			Retrabajado del Terciario inferior
<i>Gartenago obliquum</i> (Stradner)			Retrabajado del Cretácico
<i>Kamptnerius</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Lithastrinus</i> sp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Manivitella</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Rhabdosphaera</i> ? sp.			
<i>Tranolithus manifestus</i> ? (Stover)			Retrabajado del Cretácico
<i>Syracosphaera</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
PALINOMORFOS			
<i>Deflandrea complex</i>			Retrabajado del Cretácico
<i>Normapollen type</i>			Retrabajado del Cretácico
<i>Proteacidites</i> spp.			Retrabajado del Cretácico
<i>Tricolpites reticulatus</i>			Retrabajado del Cretácico
MOLUSCOS			
<i>Anadara multicostata</i> (Sowerby)	Plioceno (?) - Reciente		
<i>Chione californiensis</i> (Broderip)	Mioceno - Reciente		
<i>Ostrea vespertina</i> (Conrad)	Plioceno - Reciente	Condiciones salobres	

Facies de plataforma externa-talud. Esta biofacies se presenta en la litofacies I-4, y se definió considerando la asociación de foraminíferos bentónicos *Bolivina argentea*, *B. brevior*, *B. interjuncta bicostata*, *B. spissa*, *B. tumida* y *Textularia schencki*; y los foraminíferos planctónicos *Globigerina bulloides* y *Globigerinita uvula* (Tabla II). El género *Bolivina* es característico de ambiente batial medio-superior (Carreño, 1995, comunicación escrita), y los géneros *Globigerina bulloides* y *Globigerinita uvula* son característicos de un ambiente de plataforma interna. Esto sugiere que los fósiles del género *Globigerina* han sido transportados de la plataforma a ambientes más profundos, representados por las lodolitas de Tim2 (facies I-4).

Facies somera. Esta biofacies se presenta en la litofacies I-5. Se definió por la asociación de los foraminíferos bentónicos *Criboelphidium discoidale*, *C. poeyanum* y *Pseudononion basispinatum* (Tabla III) que representan ambientes someros de plataforma interna y/o condiciones intermareales (Carreño, 1995, comunicación escrita). Los ostrácodos identificados también son indicativos de ambientes de plataforma y lagunas costeras (Tabla III). A esta facies también se asocian depósitos de bioclastos (coquinas), que forman lentes y estratos cementados con calcita (Fig. 16), particularmente *Anadara multicostata*, *Chione californiensis* y *Ostrea vespertina* (Tabla III); así como pectínidos, y gasterópodos. En esta facies no están presentes especies de microfósiles de ambiente más profundo (e.g. *Bolivina* y *Globigerina*).

V.1.2 Edad relativa de la Fm Imperial en Laguna Salada

La edad de la Fm Imperial en el área de estudio no está bien definida. No se identificaron fósiles índice en las asociaciones fosilíferas. Los foraminíferos planctónicos son escasos y mal preservados y los foraminíferos bentónicos y ostrácodos identificados en el miembro superior carecen de estudios detallados que proporcionen un rango estratigráfico más preciso. Sin embargo, las especies identificadas son indicativas de una edad no mayor que Plioceno temprano (Carreño, 1996, comunicación escrita).

En los miembros medio y superior de la Fm Imperial se identificaron grandes cantidades de microfósiles de alcance estratigráfico Cretácico-Terciario inferior (Tablas II y III), así como algunos palinomorfos, principalmente del Cretácico (Carreño, 1996, comunicación escrita.). Estos microfósiles del Cretácico sugieren que los sedimentos de los miembro medio (Tim2) y superior (Tim3) de la Fm Imperial fueron transportados por el Río Colorado (Vázquez Hernández *et al.*, 1996). Esta característica de los depósitos del Río Colorado se ha reportado en el miembro de lodolitas de la Fm Imperial en Coyote Mountains, Valle Imperial (Bell-Countryman, 1984), y en los cortes de pozos del campo geotérmico de Cerro Prieto (Cotton y Vonder Haar, 1979).

V.2 Facies de la Formación Palm Spring

Facies P-1. Está definida por una arenisca de grano fino, bien clasificada, color rojo óxido claro. Los estratos tienen capas de hasta 30 cm de espesor, con estratificación

laminar, cruzada de ángulo bajo o masiva. Contiene capas o láminas interestratificadas de lodolita masiva a finamente laminada de color rojo óxido (Fig. 19). Presenta huellas de bioturbación dispuestas sub-verticalmente en tubos de ~2 cm de espesor. No se reportan microfósiles, en cambio, se encontraron algunos ejemplares de moluscos retrabajados. Frecuentemente las capas de arenisca contienen intraclastos de lodolita roja.

La estratificación laminar sugiere flujo del régimen superior con alta velocidad de corrientes en aguas poco profundas (Collinson y Thompson, 1989; Pettijohn *et al.*, 1987). La estratificación cruzada bidireccional se considera como evidencia de procesos de flujo y reflujo de corrientes (Collinson y Thompson, 1989; Elliott, 1986). Las capas con estratificación masiva, además de bioturbación, pueden sugerir procesos de rápida depositación, probablemente por desaceleración de una corriente que transporta sedimentos más pesados, donde la disminución repentina de la corriente deposita los sedimentos de varios tamaños y forma las capas tan rápidamente que son enterrados sin retrabajo (Collinson y Thompson, 1989). Las huellas de bioturbación están asociadas a actividad de organismos en condiciones de alta energía (Collinson y Thompson, 1989). La presencia de intraclastos de lodolita en la base de las areniscas significa erosión de depósitos de baja energía, probablemente en canales someros (Pettijohn *et al.*, 1987), sugiriendo erosión en canales de marea de planicie deltáica.

Facies P-2. Arenisca de grano fino a medio, color café claro. En secuencias de estratos de hasta 3.6 m de espesor con capas delgadas de estratificación planar laminar,

cruzada de bajo ángulo o masiva. Ocasionalmente presenta ondulitas asimétricas de hasta 20 cm de amplitud. No se encontraron fósiles ni rastros de bioturbación. Esta facies normalmente se encuentra en la cima de la secuencia de Fm Palm Spring (Fig. 6, columna 7).

La estratificación planar laminar es indicativa de altos regímenes de flujo, la estratificación masiva sugiere procesos de rápida depositación, mientras que la estratificación cruzada en capas de grano medio es característica de disminución de velocidad del flujo, que permitió saltos y espaciamiento indicativos de migración de dunas (Collinson y Thompson, 1989).

En general, la facies P-2 es predominante en los estratos de la cima de la Fm Palm Spring. Esta facies alterna con estratos de arenisca conglomerática que están relacionados con la facies F-2 del Fanglomerado Cañón rojo (Fig. 6, columna 7).

V.3 Facies del Fanglomerado Cañón Rojo

Facies F-1. Está definida por una arenisca de grano fino a medio, con estratificación tabular de capas de 1-15 cm con gradación normal. No se reportan fósiles ni tiene bioturbación. Esta facies solamente aflora en el flanco sur del Cerro Pelón.

La gradación normal de las capas refleja depositación en condiciones de disminución progresiva de la energía del flujo (Collinson y Thompson, 1989).

Facies F-2. Es una arenisca conglomerática de color café rojizo, en estratos con capas de 8-60 cm de espesor, con gradación normal (Fig. 6, columna 7). Es frecuente la estratificación laminar y cruzada de ángulo bajo en la fracción más fina (arenas). En la fracción más gruesa (clastos de hasta 16 cm), es común la imbricación de clastos. Contiene fragmentos retrabajados de fósiles, principalmente *Ostrea* y *Pecten*. Esta facies está relacionada con la Facies F-3 que se describe más adelante.

La gradación normal indica decremento de energía durante el depósito, a su vez la estratificación laminar puede implicar procesos de corrientes muy someras y transporte de sedimentos por tracción (Collinson y Thompson, 1989). La estratificación cruzada puede estar relacionada a dos procesos de formación, uno de baja descarga y baja velocidad de transporte (Collinson y Thompson, 1989), y otro a etapas de decadencia de flujo (Steel, 1974).

Facies F-3. Es un conglomerado formado por clastos subredondeados a subangulares de hasta 50 cm, con soporte de matriz arenosa de grano medio a grueso. Los estratos tienen capas de hasta 2.3 m de espesor, con gradación normal (Fig. 6, columna 7). Hacia la cima la matriz disminuye y los clastos están imbricados, sugiriendo mayor energía. No se encontraron fragmentos de fósiles.

La estratificación con gradación normal en la facies F-3 sugiere disminución de energía durante el depósito (Collinson y Thompson, 1989). Sin embargo, los estratos hacia la cima no contienen matriz y posiblemente corresponden a facies de canal. Los

conglomerados con imbricación de clastos registran procesos de depósito sobre una capa plana con vigoroso transporte de granos (Steel y Thompson, 1983).

V.4 Interpretación de Facies y Modelo de Facies

La Facies I-1 (areniscas conglomeráticas) se asocia a mecanismos de transporte y soporte de sedimentos que sugieren depósitos proximales de corrientes turbidíticas de alta densidad (Stow, 1986). Es probable que los procesos que originaron la facies I-1, tuvieran como antecedente desplomes o flujo de detritos que alcanzaron un cuerpo de agua (Stow, 1986). El modelo más representativo para I-1 es el de turbiditas de grano grueso (modificado de Lowe, 1982), particularmente la división estratificada S_1 (Fig. 30).

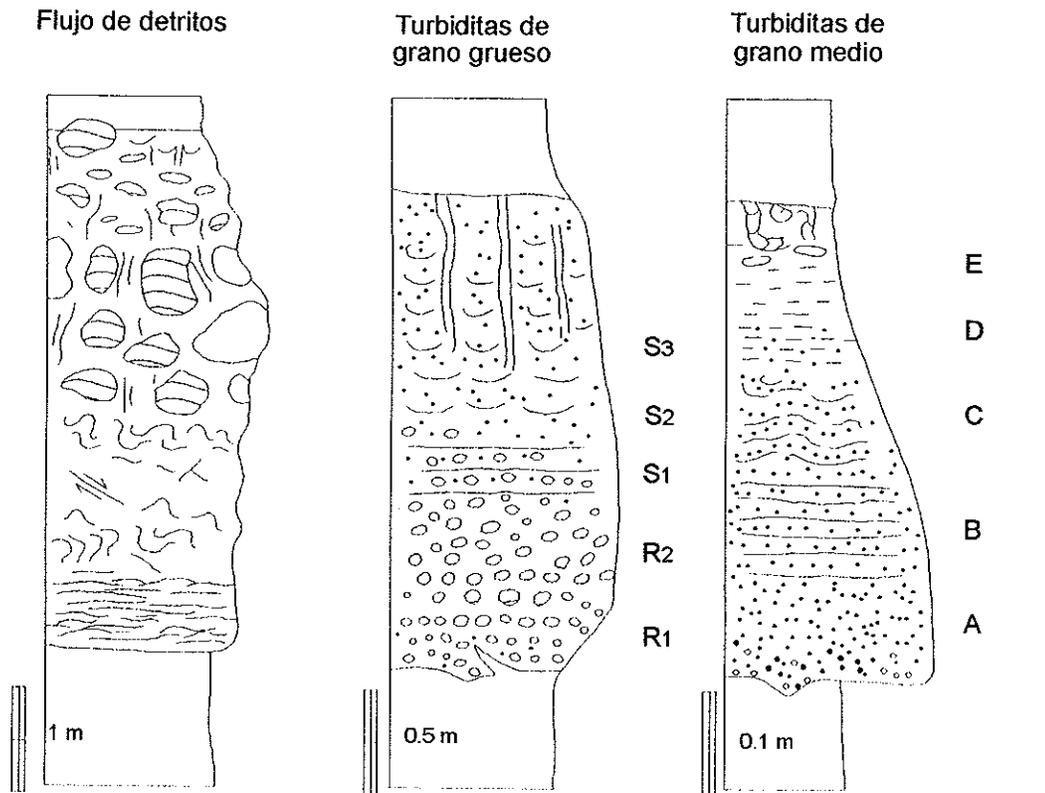
La facies I-2 (brechas) sugiere mecanismos de transporte y soporte de sedimentos plásticos de flujo lento, asociados a flujo de detritos (Stow, 1986). Los flujos de detritos tienden a desarrollarse por uno de tres fenómenos; por efecto sísmico, por desplomes o como resultado de rápida sedimentación (Stow, 1986). El modelo que se aproxima a las características de I-2 es el depósito de flujo de detritos, particularmente la división con clastos del tamaño de peñascos (Stow, 1986), (Fig.30).

La facies I-3 (areniscas) posiblemente se relaciona a corrientes turbidíticas de baja densidad, que acarrean material detrítico de grano fino en bajas concentraciones y bajas velocidades y el flujo se mantiene por la dispersión de las partículas por la presión de poro

(Stow, 1986). Su ocurrencia puede estar relacionada con desplomes, flujo de detritos o corrientes turbidíticas de alta densidad que puedan gradar lateralmente a flujos de baja densidad, en períodos intermitentes con duración de horas a pocos días (Stow, 1986). El modelo de facies más satisfactorio para la facies I-3 son las divisiones A y B del modelo clásico de Bouma (1962) para turbiditas de grano medio (Stow, 1986), (Fig. 30).

La facies I-4 se caracteriza principalmente por un contenido faunístico que sugiere condiciones de plataforma externa-talud. La litología formada esencialmente por lodolitas y con ausencia de estratificación o estructuras sedimentarias, es consistente con las profundidades obtenidas con la biofacies, que implica profundidades de depósito de 100 a 150 m. Estos depósitos corresponden a profundidades por abajo del nivel base de la ola en condiciones de tormenta. Las capas de arenisca y limo son muy escasas y podrían corresponder a las partes distales de flujos turbidíticos. El modelo representativo para esta facies es el de prodelta (Weimer, 1976), (Fig. 31)

La facies I-5 contiene microfósiles, litología y estructuras sedimentarias indicativos de condiciones de plataforma interna y/o intermareales, donde la interacción de corrientes y oleaje es común. Las estructuras sedimentarias bidireccionales y los estratos masivos de areniscas sugieren interacción de mareas y oleaje. El modelo de facies representativo para I-5 es el frente de delta (Elliott, 1986), (Fig. 31).



S3 División con estructuras tubulares y de plato

S2 División con estratificación gradada

S1 División estratificada

R2 División masiva

R1 División con gradación inversa

A División masiva o gradada

B División arenosa con laminaciones paralelas

C División con rizaduras

D División con interlaminaciones paralelas de limo y lodo

E División de lodo hemipelágico

Figura 30. Modelos de facies clásticas resedimentadas para detritos, turbiditas de grano grueso y turbiditas de grano medio, mostrando la secuencia idealizada (Tomados de Stow, 1985).

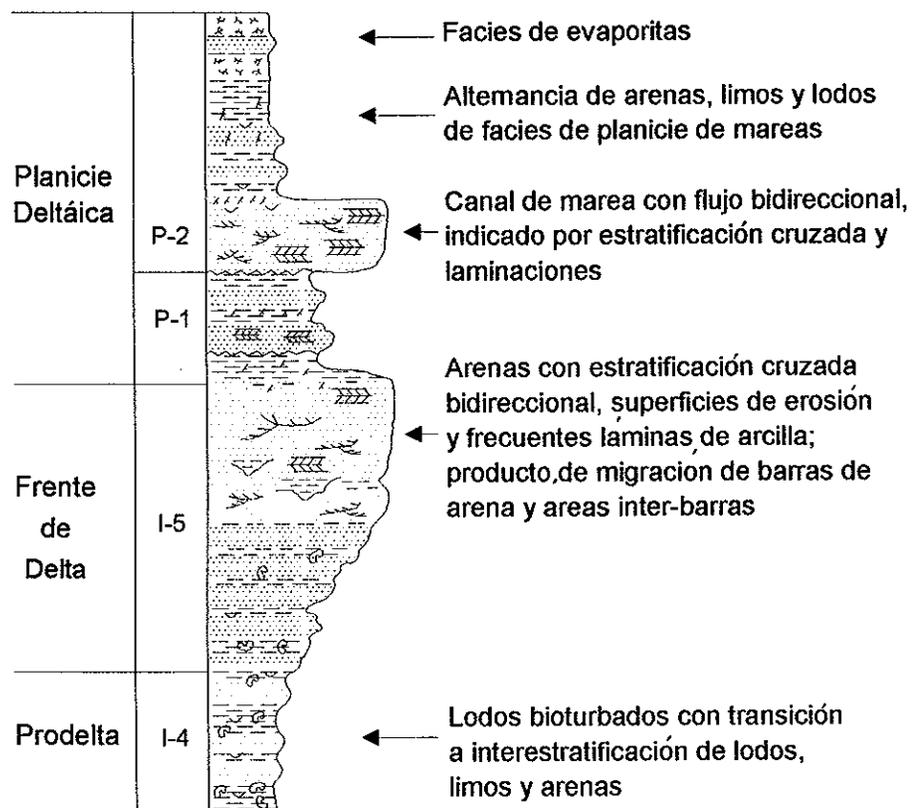


Figura 31. Modelo de disposición ideal vertical de facies considerado equivalente para las facies I-4, I-5, P-1 y P-2 (Adaptado de Elliott, 1986).

La facies P-1, con su característico color rojizo, estratificación laminar y cruzada, así como delgadas capas de lodolita roja; refleja interacción de corrientes en aguas poco profundas, con etapas de inundación y formación de canales. El modelo que refleja estas características es el de planicie deltáica (Elliott, 1986), (Fig. 31).

La facies P-2 representa condiciones de disminución de energía, migración de dunas y ausencia de fauna en arenisca de grano medio. Las características enunciadas sugieren que P-2 corresponde a un modelo de barras de arena de planicie deltáica (Elliott, 1986), (Fig. 31).

La facies F-1, asociada a flujos intermitentes con rápida disminución de energía, la disposición horizontal de las capas de arena fina a media y la falta de bioturbación, sugiere depósitos distales de abanicos aluviales (Collinson, 1986).

La facies F-2 de areniscas conglomeráticas también tiene estructuras que indican flujos intermitentes con rápida disminución de energía. La estratificación cruzada además, sugiere depósitos a partir de sedimentos transportados por tracción y en suspensión; la amplia distribución sugiere flujos pobremente canalizados con la migración lateral del canal (entrecruzados). El modelo de facies interpretado para F-2 es el de depósitos de manto en sistema de abanico aluvial (Collinson, 1986).

La facies F-3 consiste de conglomerados con imbricación de clastos que sugieren transporte por tracción de flujos muy competentes y repentinos. Esto implica un modelo de facies proximales y de canal en abanicos aluviales (Collinson, 1986).

V.5 Asociación de Facies y Ambientes de Depósito

Las facies I-1, I-2 e I-3, están asociadas, presentan contactos transicionales entre sí y características comunes como en los procesos de formación por resedimentación, producto probablemente de flujos de detritos que alcanzaron condiciones acuosas. Su desarrollo es de corta escala, basándose en el tamaño de los afloramientos; aunque es posible que las facies hayan sido erosionadas tectónicamente por las fallas de bajo ángulo. El dominio de la fracción de gravas y bloques sobre la de arenas sugiere depósitos proximales muy energéticos. Estas características permiten considerar que integran una asociación comparable a la propuesta para un ambiente de delta de abanico, o un acantilado controlado por una falla que provocó un alto relieve adyacente al mar (Stow, 1986), (Fig. 32).

Las facies I-4, I-5, P-1 y P-2 corresponden a dos de las tres principales asociaciones de facies genéticamente relacionadas a un ambiente deltáico (Elliott, 1986). Las facies I-4 e I-5 representan posiblemente parte del prodelta y del frente de delta del Río Colorado en el Plioceno; mientras que las facies P-1 y P-2 forman parte de la planicie deltáica en condiciones subaéreas, probablemente con dominio de agua dulce (Fig. 33).

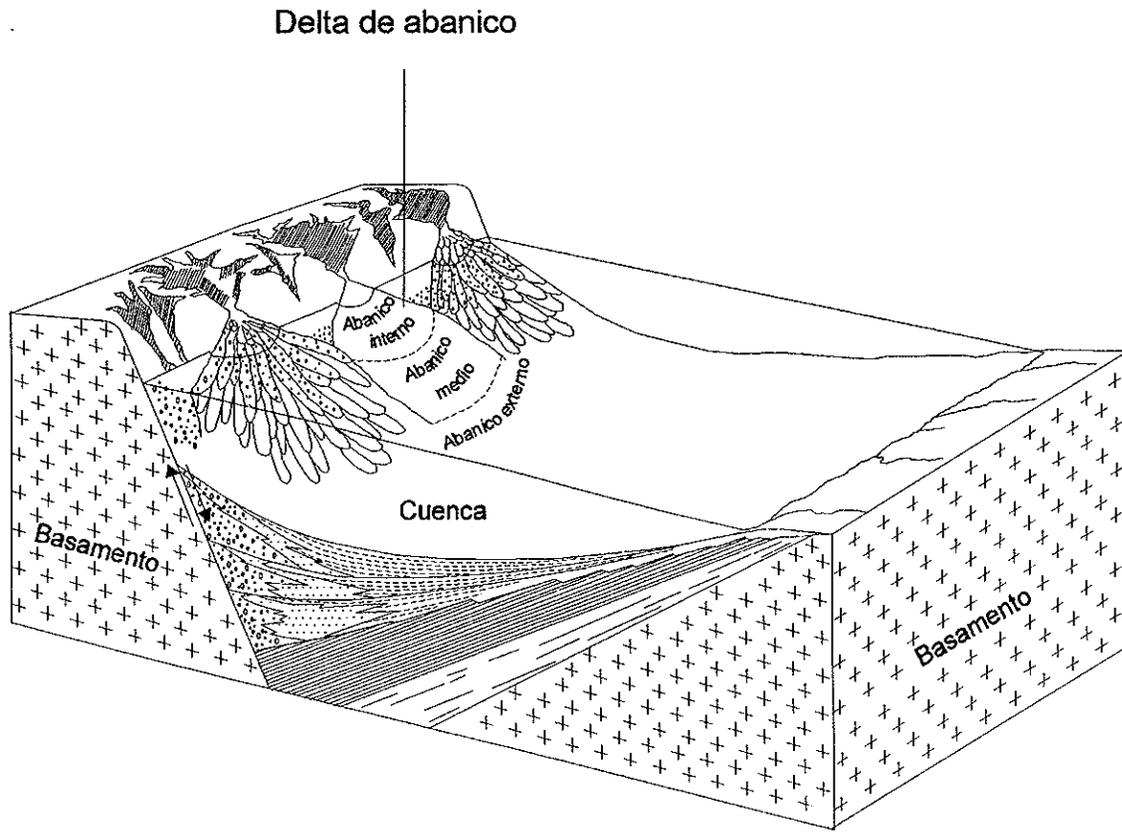


Figura 32. Modelo de delta de abanico, considerado para la asociación de facies del miembro Tim1 de la Fm Imperial (Tomado de Stow, 1995).

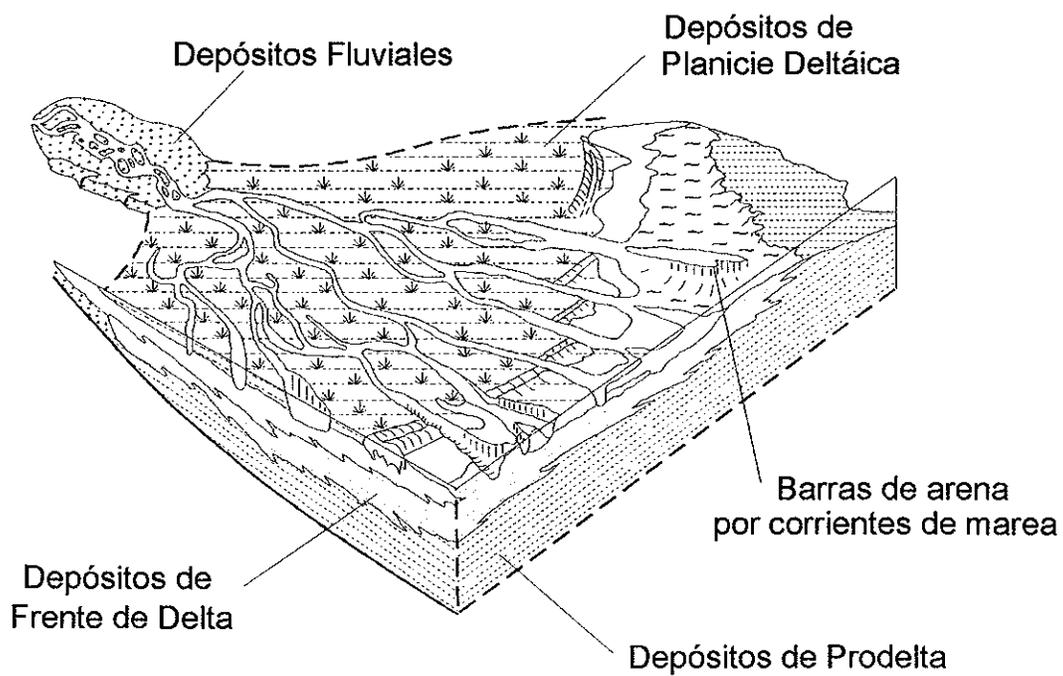
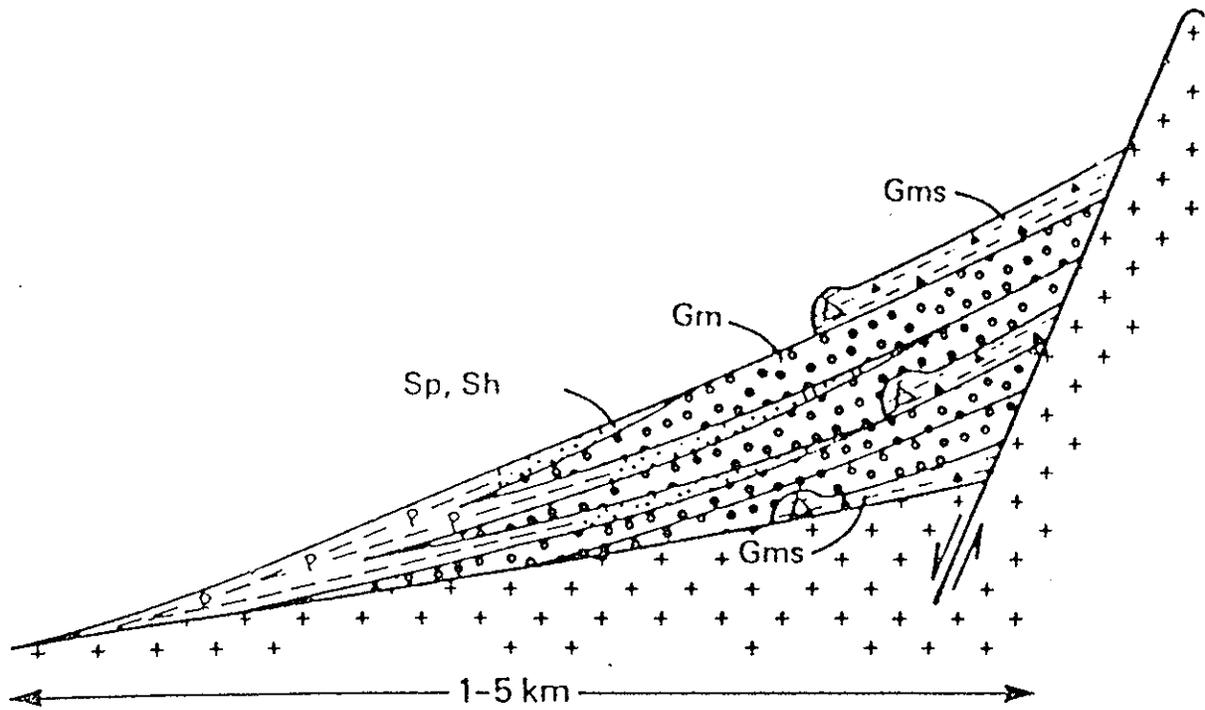


Figura 33. Modelo de distribución de depósitos de delta, equivalentes a los descritos para la porción oriental de Laguna Salada (Adaptado de Elliott, 1986).

Las características de los procesos de formación y condiciones de depósito de las facies F-1, F-2 y F-3 son comparables a una asociación de facies representativa de un ambiente de abanico aluvial (Collinson, 1986), (Fig. 34).



- Gm Grava soportada por clastos, comúnmente imbricada, con estratificación subhorizontal pobremente definida.
- Gms Grava soportada por matriz lodosa, sin imbricación o estratificación interna.
- Sh Arena estratificada horizontalmente.
- Sp Arena con estratificación cruzada planar.

Figura 34 Modelo de disposición de facies en un sistema de abanico aluvial (Adaptado de Walker, 1984).

VI GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La deformación de los estratos en la zona de estudio se estudió a partir del análisis de los datos estratigráficos y de los datos de rumbo y echado de las fallas, representados en estereoredes con proyección de igual área. Sin embargo, en su gran mayoría los planos de falla no conservan indicadores cinemáticos confiables que permitan una interpretación de esfuerzos. Se consideraron 16 áreas (Fig. 35), con la intención de definir las tendencias de los rumbos y echados de los planos de falla a escala local y ver si existen tendencias generales.

VI.1 Análisis de datos estratigráficos

La actitud (rumbo y echado) de las capas en las estereoredes, apoyadas con observaciones de campo, permitieron identificar bloques basculados al NE en el área 1 (Fig. 36, estereoredes 1 y 2), y bloques basculados al NW en el área 5 (Fig. 36, estereoredes 10 a 13). Se identificaron pliegues suaves, con ángulo de 120° a 180° entre sus estratificaciones (Price y Cosgrove, 1990), como en Tps del área 7 (Fig. 36, estereored 18 y Fig. 20), en Tim3 del área 9 (Fig. 36, estereored 22, Fig. 37 y Fig. 38) y en Pac del área 10 (Fig. 36, estereored 24 y Fig. 39). En otros casos las capas forman uno o dos sistemas con buzamientos en direcciones opuestas, como en las áreas 4 (Fig. 36, estereoredes 8 y 9), en el área 10, excepto Pac (Fig. 36, estereoredes 23, 25 y 26) y área 12 (Fig. 36, estereoredes 29 a 34).

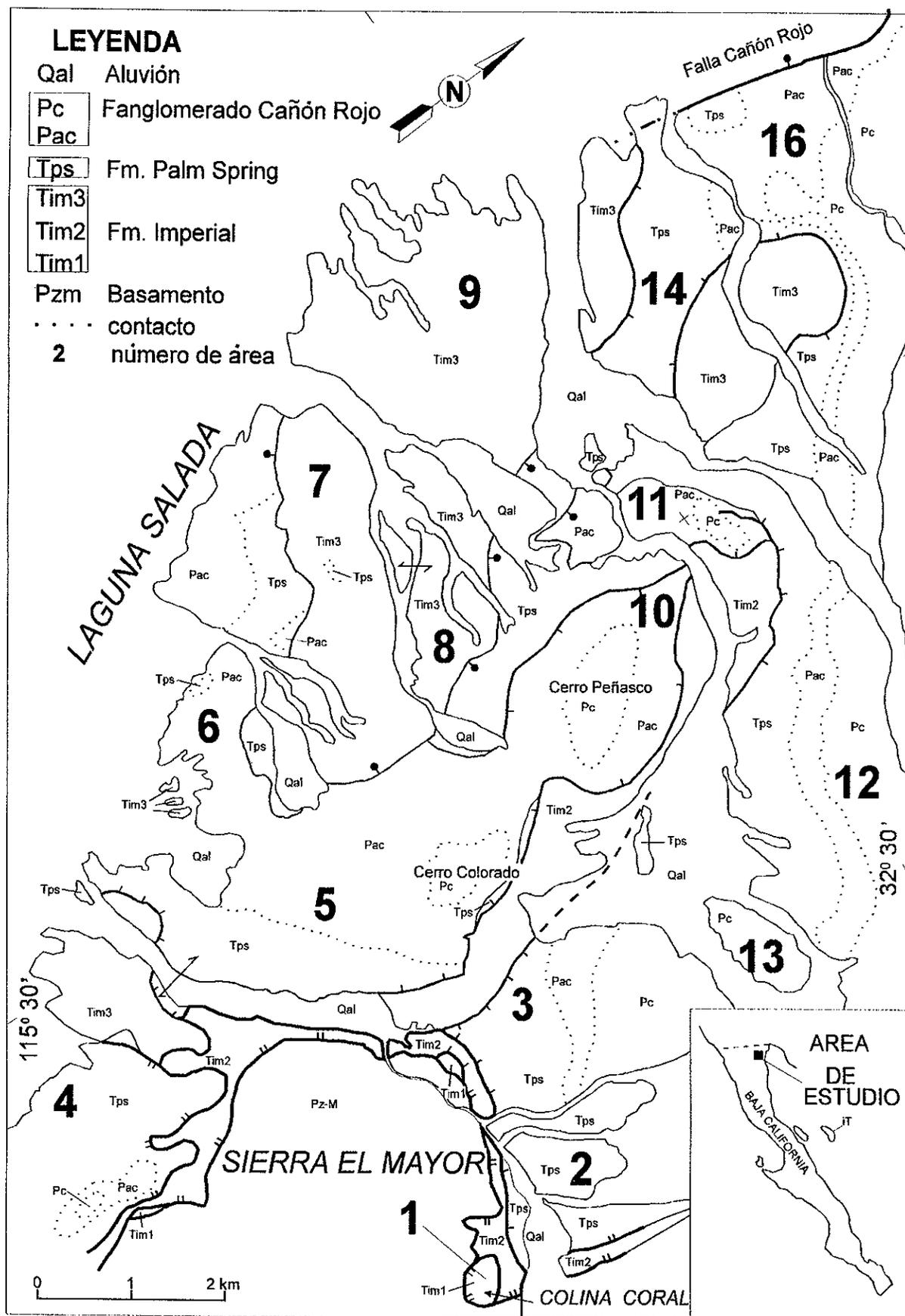


Figura 35. Mapa de la zona de estudio indicando la división por áreas para el análisis de los datos estructurales.

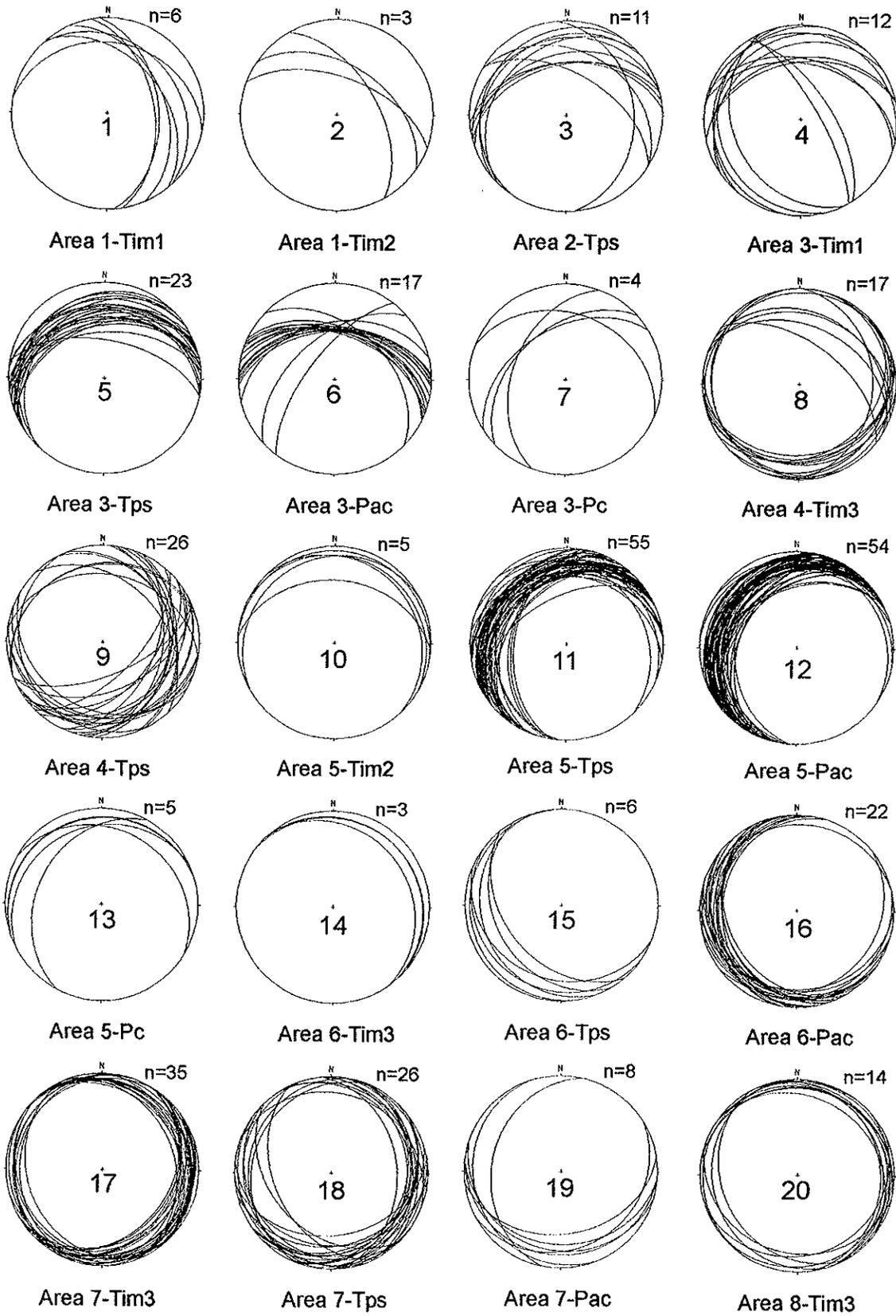


Figura 36. Estereoredes de los datos estratigráficos por áreas.

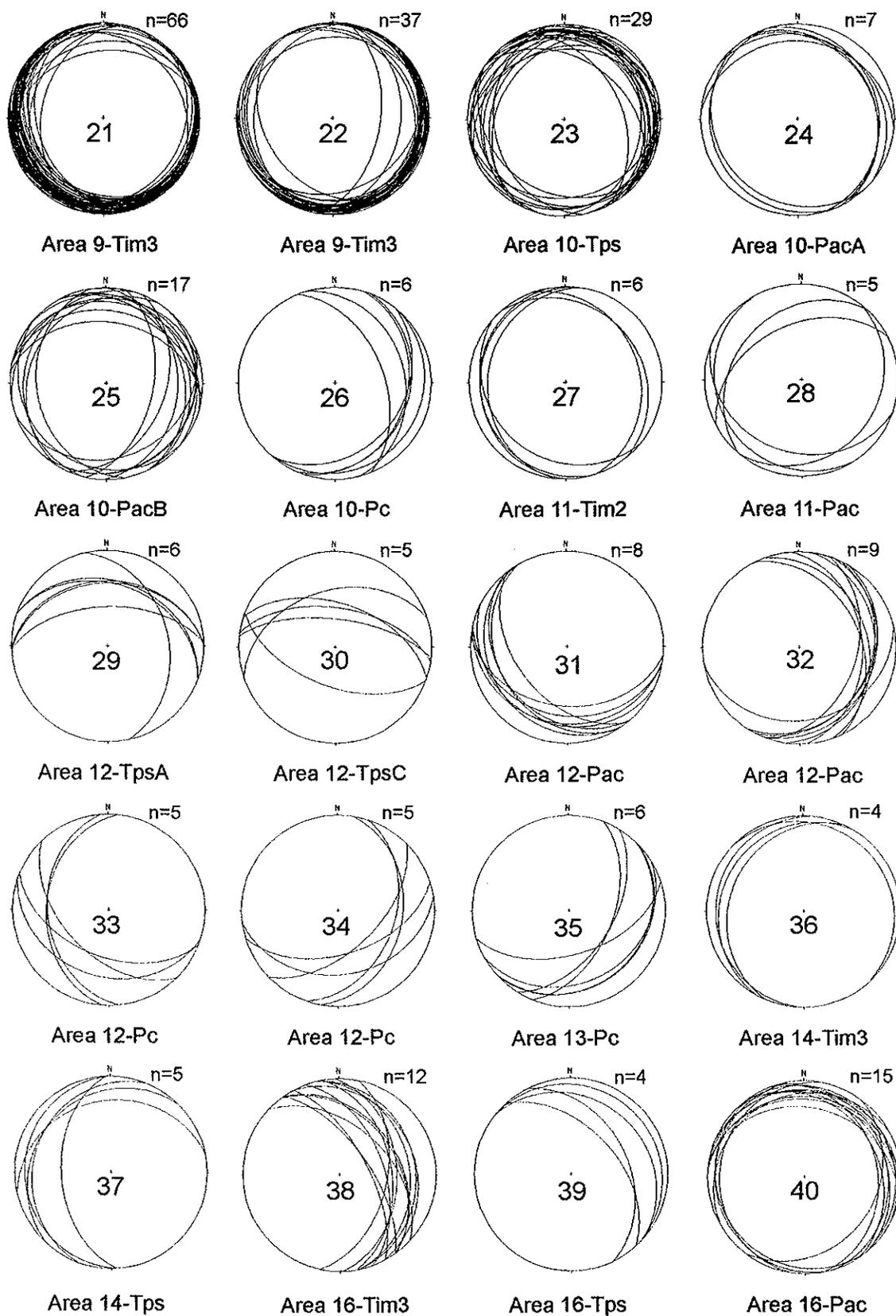


Figura 36. Continuación.

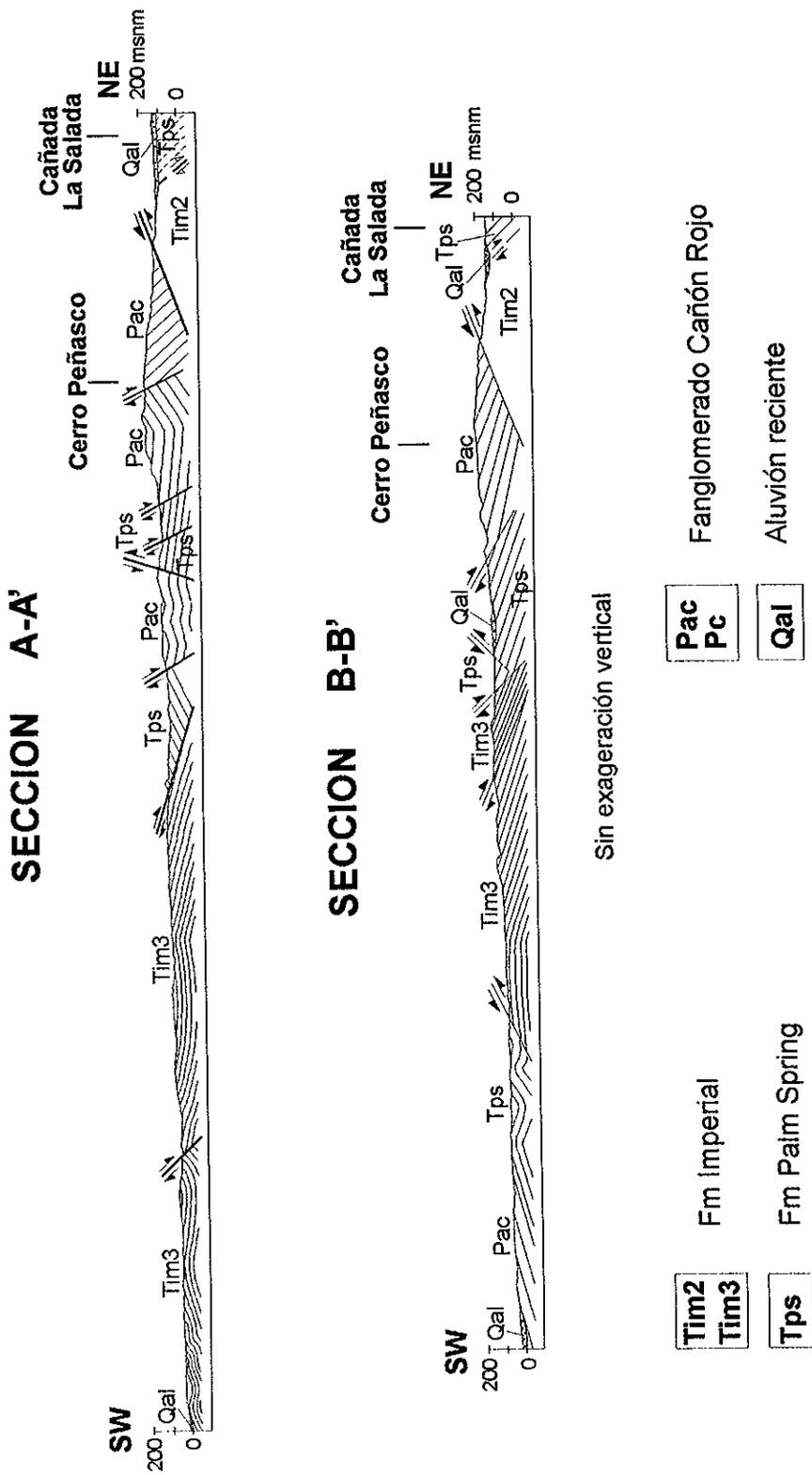


Figura 37. Secciones geológicas transversales representativas de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.

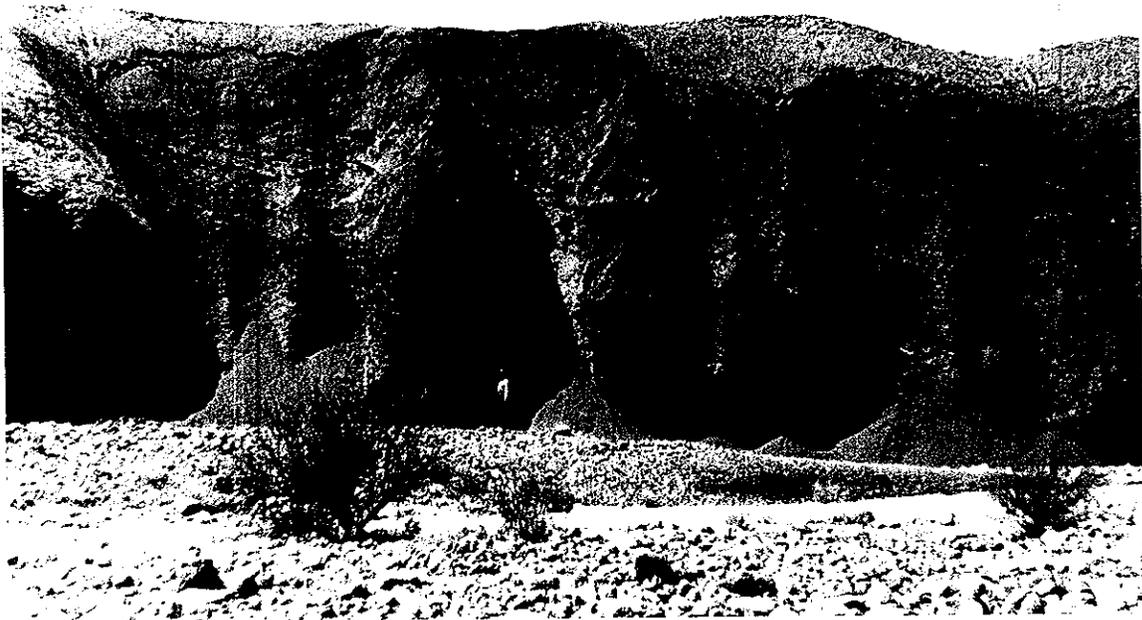


Figura 38. Evidencias de plegamiento en Tim3.

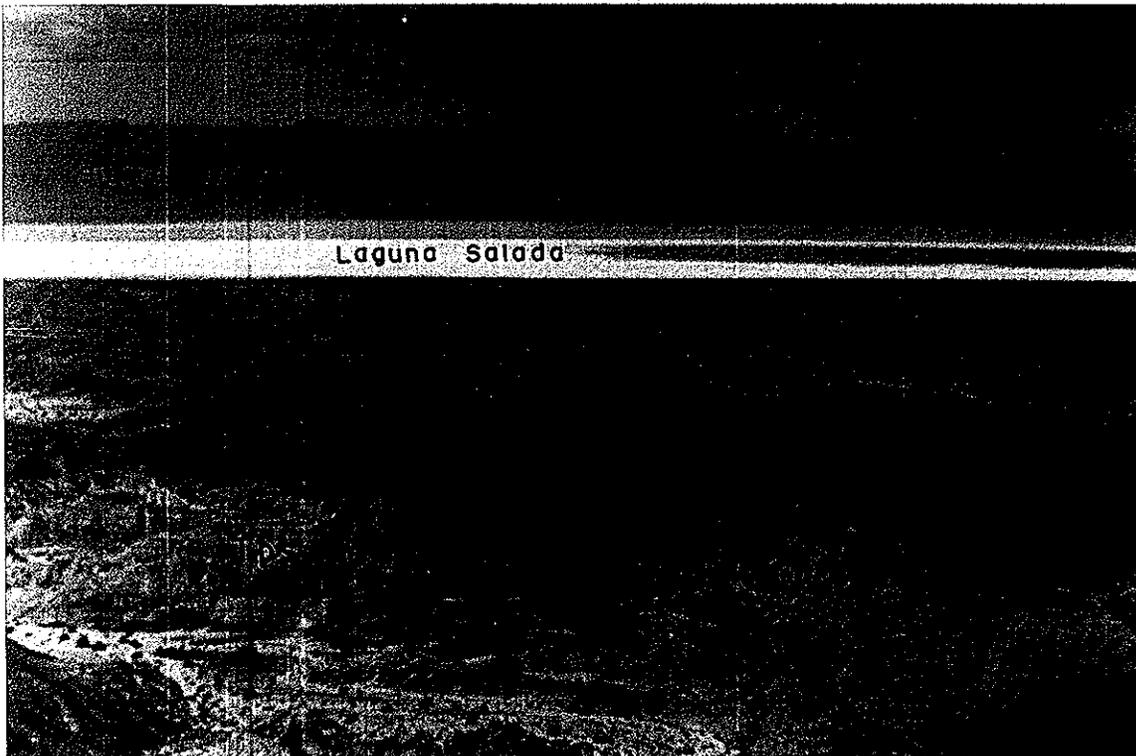


Figura 39. Evidencias de plegamiento en el miembro de arenisca conglomerática (Pac) del Fanglomerado Cañón Rojo.

En general el arreglo de las capas en la zona de estudio lo componen un sistema de orientación NE-SW y otro de orientación NW-SE (Apéndice 5). Los echados en las áreas 1 y 2 son de ángulo moderado (20° - 50°), de acuerdo a la clasificación propuesta por Marshak y Mitra (1988); las áreas 8 y 9 se caracterizan por presentar echados de ángulo bajo (0° - 20°). Las demás áreas presentan dos tipos de echados, de ángulo bajo y echados de ángulo moderado (Apéndice 5).

VI.2 Análisis de datos de Fallas

La Falla Laguna Salada es la única con desarrollo superior a 10 km, y sirve de límite de la zona de estudio en la porción N-NE (Fig. 2). Es una falla de desplazamiento dextral-oblicuo, con rumbo general $N50^{\circ}W$. La zona de falla tiene ± 1 km de ancho y comprende varias ramas dextrales subparalelas y dextral oblicuas. Se ha calculado un deslizamiento total < 20 km desde el Pleistoceno, y posiblemente está enlazada en su extremo norte a la Falla Elsinore, que corta en dirección NW al batolito peninsular del sur de California (Mueller y Rockwell, 1995).

Falla Cañón Rojo: Es una falla normal orientada $N30^{\circ}E$ con echado de 60° y desplazamiento normal del bloque de techo hacia el NW. Se localiza en el extremo NW de la zona de estudio (Fig. 2), formando escarpes de falla bien preservados de hasta 4 metros. Está conectada en su extremo norte con la Falla Laguna Salada (Fig. 2). El trazo hacia el SW se prolonga por ± 2.5 km hasta perder expresión y quedar cubierto por el aluvión y depósitos eólicos recientes. El rompimiento que se observa en su parte norte ha sido interpretado como consecuencia de actividad sísmica muy reciente, y en donde

corta depósitos de brecha y conglomerados del Fanlomerado Cañón Rojo (Mueller y Rockwell, 1991). También corta al conglomerado gris (Qal), que es la unidad más joven de la secuencia. Hacia el sur, en el bloque de piso, están expuestos los depósitos de la Fm Imperial y la Fm Palm Spring que han sido exhumados por la actividad de esta falla.

Falla Cañada David: Es la falla de bajo ángulo más importante en la zona de estudio, y forma parte de un sistema de "detachment", posiblemente asociado a la extensión que se inició en el Mioceno medio-tardío (Siem y Gastil, 1994). Tiene un trazo sinuoso en el borde N-NW de la Sierra El Mayor (al sur de la zona de estudio), con buzamiento de 14° a 41° al N, W y SW. El desplazamiento del bloque de techo se ha estimado hacia el W o al WNW, y pone en contacto el complejo plutónico-metamórfico y los depósitos de la Fm Imperial (Fig. 2).

Fallas A y B. En la zona de estudio se cartografiaron dos fallas subparalelas que sirven como plano de contacto entre Tim2 y Tps al E de los cerros Colorado y Peñasco (Fig. 40) que sirven como plano de contacto entre Tim2 y Tps al E del cerro Colorado (donde ya habían sido reportadas por Siem, 1992) y al E de cerro Peñasco. Tienen un trazo sinuoso con tendencia general N-NW. La falla A buza hacia el W con ángulos de 35° a 75° y la falla B buza hacia el E con echados de 34° a 54° . Estas dos

fallas con buzamiento opuesto forman una ventana estructural que permite la exposición de Tim2 (Fig. 5).

Falla C. Está expuesta al W de Sierra El Mayor (Fig. 40), y pone en contacto a los miembros medio y superior de la Fm Imperial y la Fm Palm Spring. Tiene un trazo sinuoso sin orientación preferencial, con echados de 21° a 67° , sin embargo, se infiere un transporte del bloque de techo hacia el WSW.

Falla D. Inicia en el NW de la zona de estudio, en las cercanías de la Falla Cañón Rojo (posiblemente cortada por esta), y termina en el flanco W del Cerro Colorado, donde tiene un ángulo más alto (Fig. 40). Es una falla con trazo NNW y buzamiento de ángulo moderado (22° a 47°) hacia el E. Actúa como plano de contacto entre la Fm Palm Spring y/o Pac, en el bloque de techo, y el miembro de areniscas de la Fm Imperial (Tim3), en el bloque de piso.

Falla E. Es una falla normal con rumbo principal N-S y echados de 55° a 72° al E. Sirve como plano de contacto entre el miembro de arenisca conglomerática del Fanglomerado Cañón Rojo (Pac) en el bloque de techo y La Fm Palm Spring en el bloque de piso (Fig. 40). Los datos de estrías indican que en el segmento norte el bloque de techo se deslizó al NE y en el segmento sur el deslizamiento fué al E.

Falla F. Se localiza al W del Cerro Peñasco (Fig.40), también tiene trazo sinuoso, pero con tendencia general NW-SE, buzando de 25° a 64° al SW. Sirve como superficie

de contacto entre la Fm Palm Spring o el miembro de arenisca conglomerática del Fanlomerado Cañón Rojo (Pac), en el bloque de techo, y el miembro de arenisca de la Fm imperial (Tim3), en el bloque de piso.

Falla G. Se ubica al SE de la Falla Cañón Rojo (Fig 40). Es una falla con tendencia general NW-SE, con echados de 40° a 80° al SW. Separa a la Fm Palm Spring o Pac, en el bloque de techo, de Tim3, en bloque de piso.

VI.2.1 Fallas menores

Son principalmente fallas normales, cartografiadas en 9 de las áreas consideradas en la zona de estudio, con datos suficientes para ser representados en estereoredes.

Las fallas que afectan a la Fm Imperial (Tim3) en las áreas 7, 8 y 9A (Fig. 35), forman dos sistemas, posiblemente conjugados, uno orientado NNE con echados de 40° a 80° al SE y otro NNW con echados de 15° a 85° al NNE y al SW (Fig. 41, estereoredes 7, 8 y 9). Este arreglo sugiere que las fallas han causado el buzamiento de las capas en esas áreas hacia el NE o hacia el SW (Fig. 36, estereoredes 17, 20 y 21). En las áreas 4 y 9B, en cambio, no parece haber influencia de las fallas para la disposición de las capas (Fig. 36, estereoredes 8 y 22).

En la Fm Palm Spring (Tps) se identificaron dos sistemas principales de fallas, uno con orientación NE, con buzamientos de 40° a 85° al SE o al NW y otro al NW con echados de 25° a 70° al NE o al SW (Apéndice 5). Solamente en el área 4 es posible relacionar estos sistemas de fallas con el comportamiento de las capas.

En el miembro de arenisca conglomerática del Fanglomerado Cañón Rojo (Pac) también se identificó un sistema de fallas orientadas al NE, con echados de 30° a 80° al SE y al NW, y otro sistema orientado al NW con echados de 40° a 70° al SW (Apéndice 5). En el área 11 las fallas medidas tienen orientación ENE con buzamiento al N. No parece haber relación que indique que las fallas son responsables directas del comportamiento de las capas.

En general, la zona de estudio se caracteriza por tener dos sistemas de fallas de moderado a alto ángulo, uno al NE, ligeramente dominante, y otro NNW (Apéndice 5).

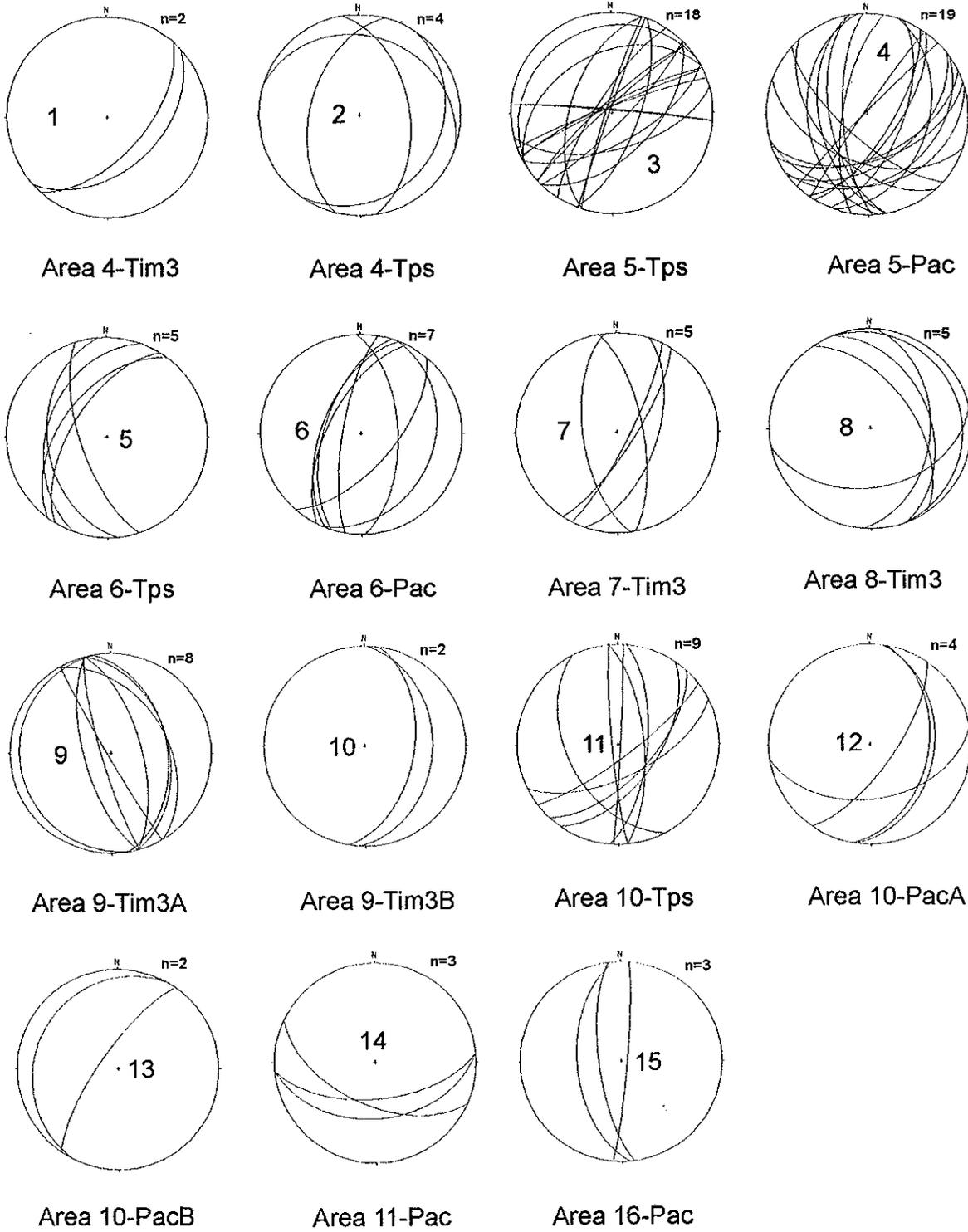


Figura 41. Estereoredes de datos de fallas.

VII DISCUSIONES

VII.1 Estratigrafía y ambientes de depósito

La interpretación del autor sobre la secuencia estratigráfica en la porción oriental de Laguna Salada, incluye cuatro unidades formacionales (Imperial, Palm Spring, Fanglomerado Cañón Rojo y Conglomerado gris), que comprenden una columna estratigráfica compuesta de cerca de 850 metros de espesor (Fig. 42).

En el miembro superior de la Fm Imperial se reconoció un cambio en las condiciones de depósito a ambientes más someros, sustentado en la variación litológica y la asociación fosilífera. Estos cambios permiten definir una transición de ambientes de talud-plataforma externa (Tim2) a plataforma interna y/o intermareal (Tim3). En trabajos previos (Siem, 1992) no se había reconocido este cambio de ambiente de depósito.

Con base en los foraminíferos bentónicos identificados en la Fm Imperial (Tablas II y III), la edad máxima de la base podría ser Plioceno temprano (~5.3 ma). La mayoría de las especies identificadas tienen su primera aparición en el Plioceno, aunque se identificaron algunas especies cuyo rango es a partir del Mioceno. La correlación del miembro de lodolitas (Tim2) con el miembro Coyote Mountain Clays en el Valle Imperial es otro indicador de su edad Plioceno. Esta correlación se basa en el contenido de microfósiles retrabajados del Cretácico provenientes del Río Colorado. En el Valle

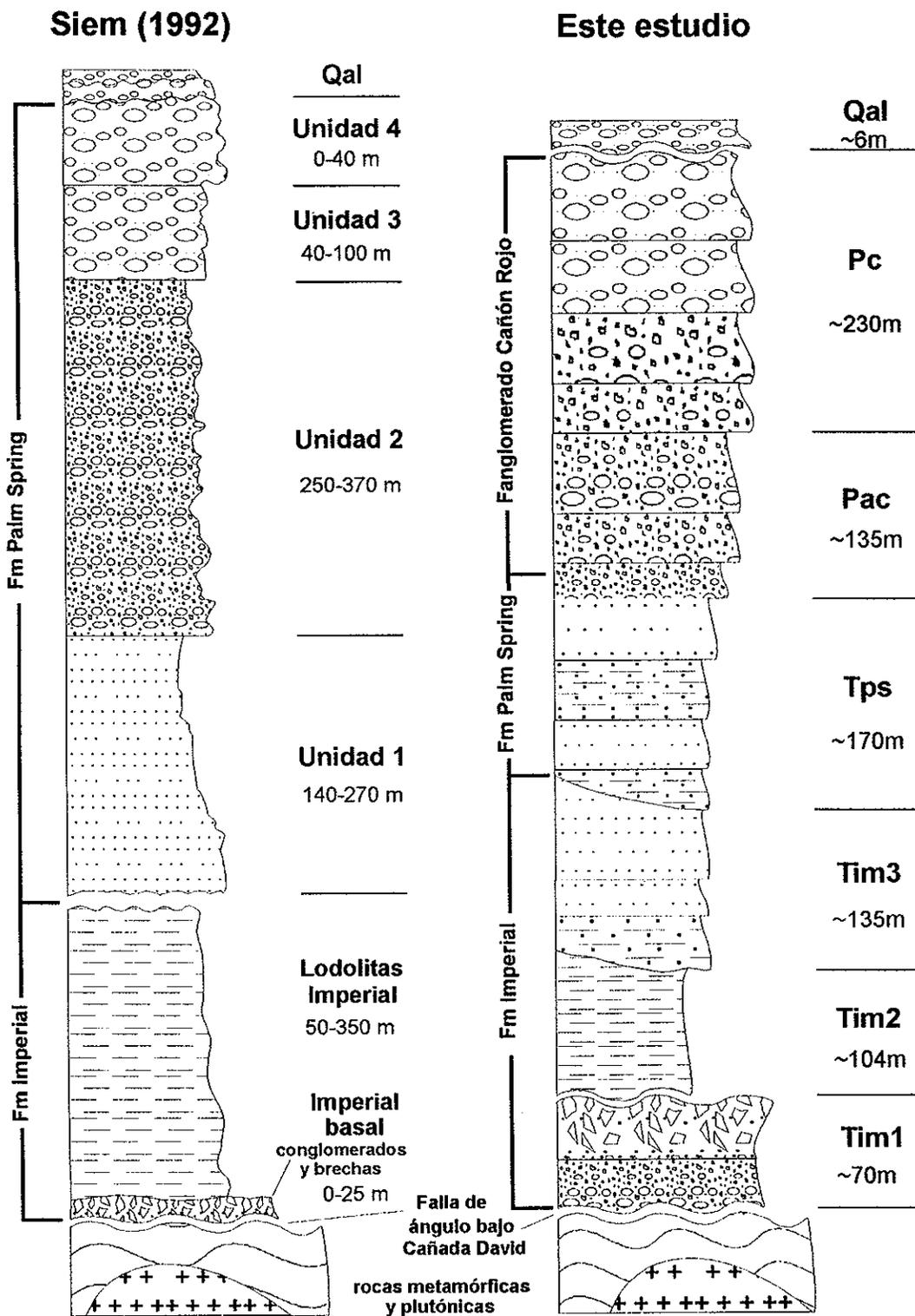


Figura 42. Columnas estratigráficas compuestas de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada.

Area	Valle Imperial, California	Laguna Salada	San Felipe	Provincia Volcánica de Puertecitos
Fuente de datos	Ingle (1974) Johnson (1983) Dean (1988)	Este estudio	Ingle (1974) Boehm (1984)	Stock <i>et al.</i> (1991) Martín Barajas <i>et al.</i> (1991)
Pleistoceno		Fanglomerado Cañón Rojo		
		Fm Palm Spring		Terrazas marinas Campo Cristina- El Coloradito
Plioceno	superior	Conglomerado Canebrake		Tobas riolíticas
	inferior	Fm Palm Spring ? Fm Imperial	Miembro de Arenisca Miembro de Lodolita Miembro de Conglomerado	Fanglomerado y conglomerado marino sin nombre 3.2 ma Tobas Valle Curvina
Mioceno	superior	Miembro Superior Miembro Arenisca Latrania	Fm Llano El Moreno	Miembro de Lodolitas Miembro de Diatomita
		Yesos		
	superior	Fm Split Mountain ?		
	medio	Andesita Alverson ?		6.0 ma
inferior	Fm Anza			Riolitas y Tobas riolíticas
				16.0 ma Andesitas de Arroyo La Cantera

Figura 43. Tabla de correlación estratigráfica de la secuencia sedimentaria en Laguna Salada y las secuencias descritas en Valle Imperial, San Felipe y Puertecitos.

Imperial el miembro inferior (Areniscas Latrania) es de edad Mioceno tardío (Fig. 43) y está compuesto por sedimentos de origen local o derivados de las cordilleras peninsulares (Bell, 1980), y la transición al Miembro Coyote Mountain Clays del Plioceno temprano marca el inicio de la sedimentación del Rio Colorado en esa zona. Con base en esta correlación la edad del miembro de lodolitas en Laguna Salada sería también Plioceno Inferior (Fig 43).

El miembro inferior de la Fm Imperial (Tim1) representa un ambiente posiblemente transicional. Las capas de conglomerado en Colina Coral sugieren depósitos de un delta de abanico, mientras que las brechas de la colina Paso Nocturno sugieren depósitos de flujos de detritos en un ambiente marino somero, adyacente a una falla. La angularidad de los bloques y cantos y la falta de estructura interna de las capas son consistentes con esta interpretación. Sin embargo, la posición estratigráfica de estas facies no está bien definida debido a las fallas que cortan a la secuencia. La yuxtaposición de estas facies con la facies de lodolita presenta un problema ya que se trata de dos ambientes con una diferencia de profundidad importante. Con base en la consistencia en los echados de las capas, la interpretación es que las facies de conglomerados y brechas subyacen a las facies de lodolitas, y las fallas de bajo ángulo serían responsables de su yuxtaposición.

La discordancia angular observada entre las facies de lodolitas (Tim2) y las areniscas (Tim3) de la Fm Imperial indica una actividad tectónica sinsedimentaria. También se observaron fallas de crecimiento en Tim3, que sugieren deformación sinsedimentaria. La

Fm Imperial tiene un espesor total de ~300m. Este espesor corresponde a secciones continuas de cada miembro medidas en campo. Sin embargo, estos espesores son mínimos si consideramos que la secuencia esta cortada por numerosas fallas.

La presencia de contactos concordantes y discordantes de la Fm Palm Springs con la Fm Imperial también sugiere actividad tectónica contemporánea al depósito de los sedimentos.

Una diferencia importante de la Fm Palm Spring en Laguna Salada con respecto a la localidad tipo en el Valle Imperial, California, es su espesor. En Laguna Salada se midió una columna continua de 170 m, mientras que en el Valle Imperial la Fm Palm Spring alcanza un espesor del orden de 3000 m. En Laguna Salada una parte importante de la secuencia pudo haber sido removida por erosión tectónica, ya que el contacto inferior es generalmente una falla de bajo ángulo. Sin embargo, es posible que la diferencia de espesor sea de origen sedimentario y menores espesores de sedimentos pudieron haberse depositado hacia el sur, posiblemente en bloques que experimentaron menor tasa de subsidencia. La progradación del delta del Río Colorado hacia el SSW, ocasionó la depositación de más de 3000 m de sedimentos deltáicos de la Fm Palm Spring (Dibblee, 1954; Woodard, 1974; Quinn y Cronin, 1984). Los pozos exploratorios de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), perforados en la Laguna Salada, cortaron más de 2500 metros de areniscas con intercalaciones de lodolitas y conglomerados, pero no se reportaron sedimentos de la Fm Imperial en los cortes (Alvarez Rosales y González López, 1995). Parte de la columna atravesada podría corresponder a la Fm Palm Spring y a depósitos equivalentes al

Fanglomerado Cañón Rojo. La presencia de fósiles re TRABAJADOS y de palinomorfos del Cretácico y Mioceno medio, identificados en cortes de la base de la columna en el pozo ELS-1 (Helenes, 1996, comunicación personal), sugiere que se alcanzó los depósitos de la Fm Palm Spring, aunque se desconoce la profundidad del cambio entre la Fm Palm Spring y el Fanglomerado Cañón Rojo.

La falta de datos paleontológicos en la Fm Palm Spring impide determinar su edad en el área de estudio. Sin embargo, la edad de la Fm Palm Spring en el Valle Imperial es Plioceno superior, según un fechamiento isotópico de un horizonte volcánico situado hacia la cima que dió una edad de 2.3 ± 0.4 ma (Johnson *et al.*, 1983), (figura 43).

El Fanglomerado Cañón Rojo representa depósitos de abanicos aluviales, posiblemente relacionados al inicio de la actividad de la Falla Laguna Salada. Estos depósitos definen una secuencia de gruesos hacia la cima producida por la progradación de los abanicos aluviales. Las facies F1 y F2 representan posiblemente depósitos de manto o de canales entrecruzados muy someros. La facies F3 que corresponde a los conglomerados y brechas representaría a las facies de canal y a los depósitos de gravedad o flujos de detritos, respectivamente.

También es clara una gradación lateral a gruesos hacia las cercanías de la falla Laguna Salada, en donde predominan brechas y conglomerados soportados por clastos. Las facies arenosas afloran hacia el sur. En el Cerro Pelón se midió una secuencia continua de 360 m,

y en la parte NW del área de estudio afloran cerca de 200 m de esta unidad en el bloque de piso de la falla Cañón Rojo.

El contacto inferior de Pac con la Fm Palm Spring es esencialmente transicional en el área de estudio. Esta transición consiste en una alternancia de areniscas cuarzosas de color claro de la Fm Palm Spring y capas de arenisca conglomerática, típicamente rojiza, del Fanglomerado Cañón Rojo. La transición varía de espesor desde cerca de 20 m a un contacto abrupto, pero concordante, con intraclastos de Fm Palm Springs en las areniscas conglomeráticas. En cambio en la porción NE del área de estudio, las brechas sedimentarias sobreyacen en discordancia angular a las areniscas de Palm Spring, aunque el contacto está cubierto.

El contacto superior del Fanglomerado Cañón Rojo está marcado por un cambio de coloración a gris y por discordancias angulares locales, como en el Cerro Colorado y Cerro Pelón. En general, el conglomerado gris de la cima parece representar el mismo ambiente de depósito, y la discordancia angular y el levantamiento de esta unidad sugiere una deformación muy reciente.

La edad del Fanglomerado Cañón Rojo solo puede ser inferida, ya que esta unidad está relacionada al inicio de la actividad de la Falla Laguna Salada. No se tienen datos sobre su inicio, pero, en el Valle Imperial la falla Elsinore, considerada la prolongación hacia el norte de la Falla Laguna Salada (Muller y Rockwell, 1991), debió iniciar su actividad en el Pleistoceno. En el Valle Imperial hacia los ~0.9 Ma se inicia un cambio dramático en los

patrones de sedimentación y en la deformación de los depósitos deltaicos de la Fm Palm Spring, asociado al inicio de la actividad de la Falla Elsinore (Johnson *et al.*, 1983).

Desafortunadamente en la secuencia de Laguna Salada no se observaron depósitos de origen volcánico que permitan obtener una edad de referencia.

VII.2 Geología estructural y deformación de la secuencia

La zona de estudio presenta una deformación muy compleja debido a la presencia de tres estructuras mayores que controlaron la deformación. La tendencia de la orientación de las fallas medidas en campo indica un predominio hacia el NNE en la parte occidental del área de estudio (Fig. 35, áreas 5, 6 y 7). Mientras que en la parte norte predominan las fallas con orientación NNW (Fig. 35, áreas 8, 9 y 14). La falta de indicadores cinemáticos en las fallas y la mala preservación de los planos de falla impiden un análisis de esfuerzos. Sin embargo, se puede observar que las fallas principales (Fig. 40, fallas A, B y E) tienen una orientación N-S y son de ángulo bajo a moderado, que cortan a la Fm Palm Spring y, en algunos sitios, a los depósitos de arenisca conglomerática del Fanglomerado Cañón Rojo. Esto sugiere que son fallas que acomodan parte de la extensión producida por la falla de bajo ángulo de Cañada David. Si esto es verdad, implicaría que esta falla estuvo activa durante el Plioceno y hasta el inicio de la depositación de las facies distales del Fanglomerado Cañón Rojo, y sugiere que la Falla Laguna Salada es en parte contemporánea a la falla Cañada David. Otra posibilidad es que estas fallas sean parte del régimen de esfuerzos que produce el desplazamiento en la Falla Cañón Rojo

La deformación más reciente de la secuencia sedimentaria está sin duda relacionada a las fallas Laguna Salada y Cañón Rojo. En la parte NW, las fallas que cortan al conglomerado y brecha tienen una orientación NW. En algunos casos se pudo observar estrías oblicuas y subhorizontales que indican un desplazamiento sinistral (Fig. 35, área 16). Estas fallas laterales izquierdas sugieren posibles rotaciones de bloque en el sentido horario por efecto de la cillaza derecha de la Falla Laguna Salada.

La Falla Cañón Rojo es una estructura que acomoda parte del desplazamiento oblicuo de la Falla Laguna Salada. Es una falla normal de ángulo alto que termina casi perpendicularmente en la falla Laguna Salada. Tiene caída al WNW con un escarpe de falla de hasta 4 m. El levantamiento del bloque de piso ocasionó la exhumación del conglomerado Cañón Rojo. Esto sugiere que el brazo SE de la Falla Laguna Salada a partir de su intersección con la Falla Cañón Rojo ha tenido menor actividad comparado con el segmento al NW, en donde se preservan escarpes de falla producidos por rupturas con sismos históricos (Mueller y Rockwell, 1991)

La secuencia presenta algo de plegamiento de baja amplitud en las unidades de grano fino de Tim 3 (Fig. 38) y Fm Palm Spring (Fig. 20), así como en las facies de arenisca conglomerática del conglomerado Cañón Rojo (Fig. 39). Los ejes de los pliegues se orientan al NNW a NW principalmente, lo que sugiere una compresión en dirección NE-

SW. Debido a que las areniscas conglomeráticas de Cañón Rojo están afectadas por estos pliegues es posible que la compresión sea otra manifestación de la rotación de los bloques. Sin embargo, esta idea es hipotética y es necesario probarla.

VII.3 Modelo de evolución de la cuenca

Con base en los datos estratigráficos y en la relación temporal entre el fallamiento de ángulo bajo y el fallamiento transcurrente moderno, dos posibles escenarios podrían explicar la evolución de la Cuenca Laguna Salada. Uno implica un cambio en el régimen de esfuerzos, de extensión WNW a compresión N-S a fines del Plioceno. El otro implica que la cuenca se originó como una estructura tipo “pull-apart”.

El primer modelo implica un proceso inicial de extensión que dió origen a la falla de bajo ángulo, con desplazamiento del bloque de techo hacia el WNW (Fig. 44). No conocemos la escala del segmento que involucraría esta falla. Pero considerando el modelo de Axen (1995), esta sería del orden de 100 a 150 km de largo hasta su terminación en la zona de acomodamiento de Sierra Las Tinajas-Sierra Pinta. Progresivamente, se desarrolló el sistema transtensional responsable del inicio de la falla Laguna Salada y de la migración del depocentro hacia el NW. Este escenario no excluye que en un tiempo la falla de bajo ángulo Cañada David y la falla de desplazamiento lateral Laguna Salada estuvieron activas al mismo tiempo, hasta que la deformación se concentró en la falla de desplazamiento lateral Laguna Salada y en la Falla Cañón Rojo.

El modelo “pull apart” para el área de Laguna Salada (Fig. 45) fué propuesto por Kelm (1971) y mantenido por Mueller y Rockwell (1991) con base en un trabajo de gravimetría y con el estudio de la deformación reciente en la Falla Laguna Salada respectivamente. Este modelo clásico implica una corteza adelgazada y el ascenso del manto hacia el centro de la cuenca, o de calor procedente del manto (tipo Cerro Prieto). El problema con este modelo es que no explica la Falla Cañada David y que no existe flujo de calor en la cuenca.

Los pozos de CFE cortaron el basamento a menos de 1500 m en la parte central y <900 m en la parte occidental. Específicamente, el pozo ELS1 cortó 2300 m de sedimentos en la parte oriental de la cuenca (Alvarez Rosales, comunicación personal, 1995). Esto implica que el basamento parece tener forma de rampa que profundiza (>2.5 km) hacia el este (Fig. 44). El modelo de gravimetría de García Abdeslem *et al.* (sometido a Tectonics, 1996) es consistente con la interpretación de basamento en forma de rampa, y este modelo de anomalía gravimétrica sugiere una profundidad del basamento del orden de 3.5 km junto a la Falla Laguna Salada.

Una variante de cuencas asociadas a fallas de desplazamiento lateral sería la formación de cuencas en zonas de flexión de la falla, como en la cuenca Ridge en la falla San Gabriel, California (Nielsen y Sylvester, 1995; May *et al.*, 1993). Este tipo de cuenca se forma por el doblamiento de segmentos de una falla transcurrente, y posiblemente genera fallamiento de bajo ángulo en la zona oblicua al movimiento transcurrente (Fig. 46). En este caso la falla Cañada David habría sido expuesta por el levantamiento isostático del basamento. La

falla lateral podría haber sido la falla Laguna Salada, que en su parte cercana a la zona de flexión tendría una mayor componente normal. La geometría del basamento en forma de rampa de la cuenca sería consistente con la flexión del bloque de techo (figura 48). El inconveniente de este modelo es que la escala de las cuencas estudiadas en California es dos órdenes de magnitud menor que la cuenca Laguna Salada, y que la dirección de transporte de la Falla Cañada David no es paralelo a la Falla Laguna Salada..

Está definido que el modelo de la cuenca corresponde a un marco de fallas transcurrentes, principalmente porque tiene elementos característicos, como facies conglomeráticas flanqueando fallas, cambios de facies locales, tectonismo sindeposicional y estructuras con orientación predecible.

El modelo que más se acopla a los datos presentados en este trabajo para Laguna Salada es el primero (Fig. 44), principalmente porque las evidencias sugieren que primero debió iniciarse el fallamiento de bajo ángulo, probablemente contemporáneo al depósito de Fm Imperial y posteriormente, contemporáneo al depósito del fanlomerado Cañón Rojo, se inició la actividad de la Falla Laguna Salada, con dirección de transporte casi perpendicular a la dirección de transporte de la Falla Cañada David.

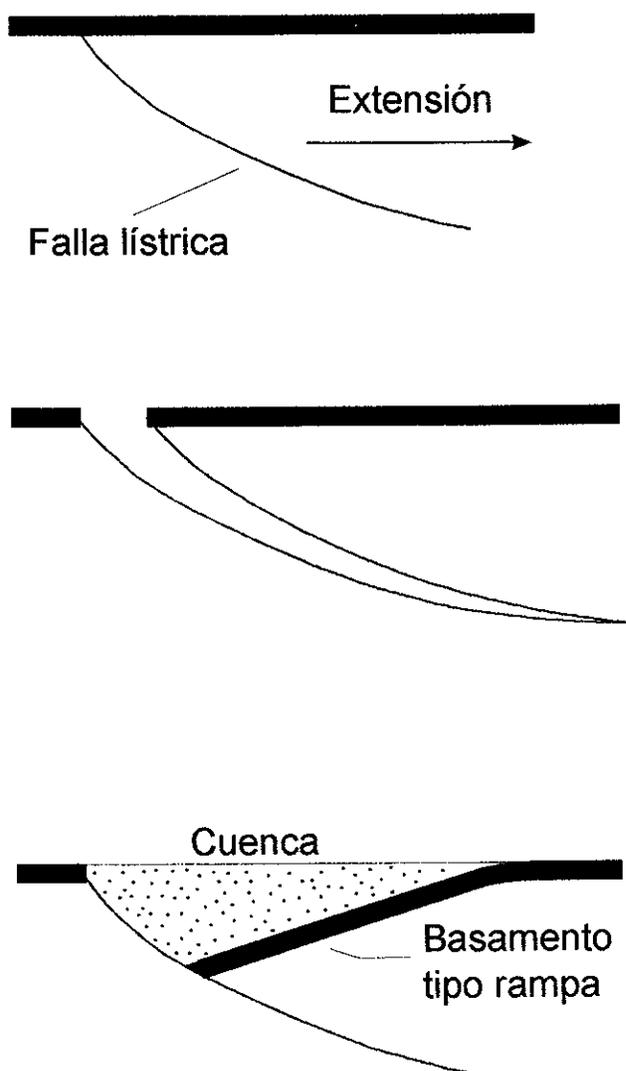


Figura 44. Etapas de formación de una cuenca tipo medio graben como respuesta a procesos de extensión (Adaptada de Hamblin, 1965; Price y Cosgrove, 1990).

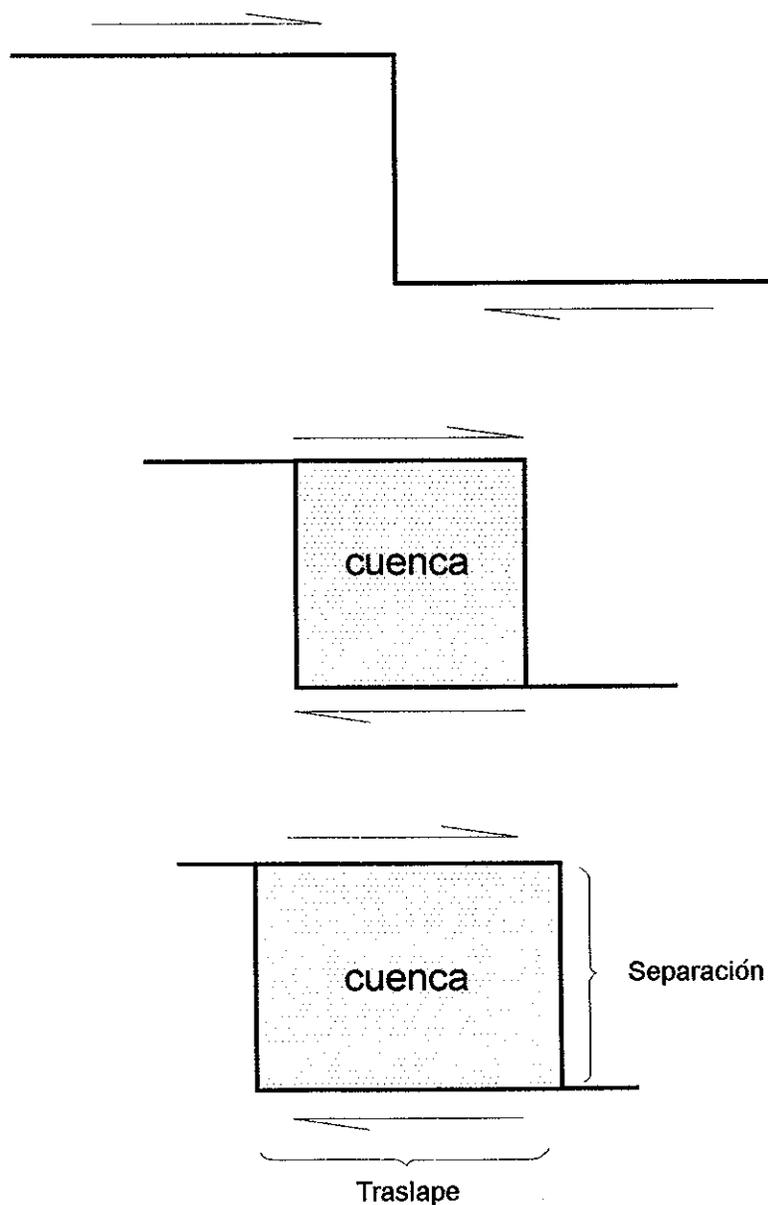


Figura 45. Modelo de desarrollo de cuenca "pull-apart" como posible escenario para la cuenca sedimentaria al oriente de Laguna Salada. La separación de las fallas y el ancho de la cuenca permanecen constantes a través del tiempo mientras el traslape de las fallas y la longitud de la cuenca se incrementan con el desplazamiento lateral (Tomado de Allen y Allen, 1990).

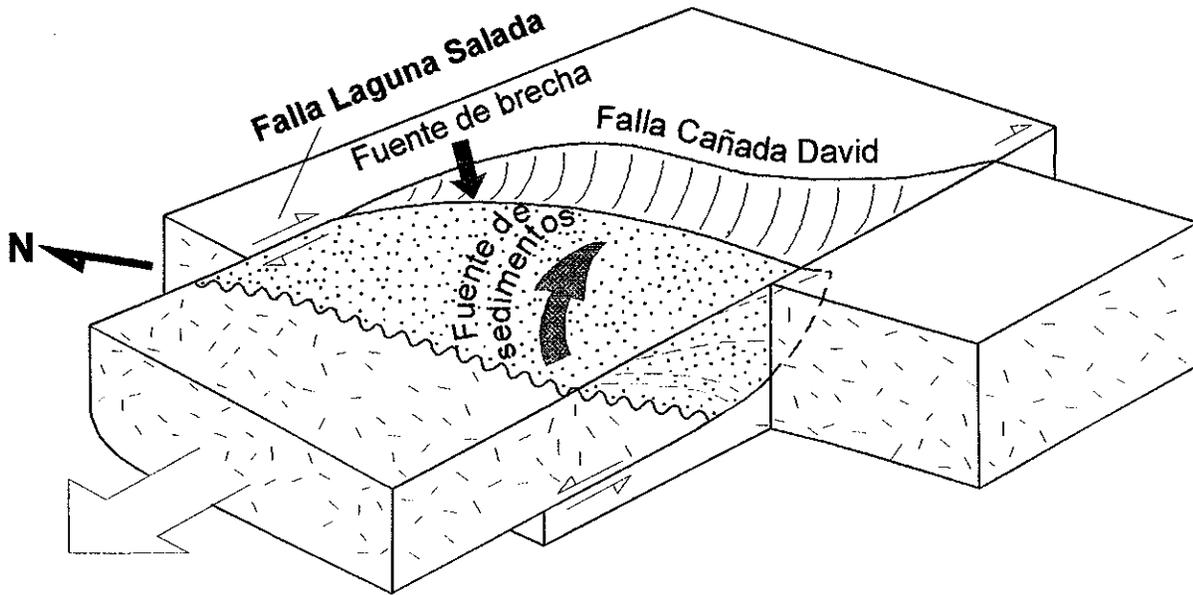


Figura 46. Modelo de evolución de la cuenca sedimentaria del área de estudio tipo cuenca ridge (Adaptado de Busby e Ingersoll, 1995).

VII.4 Evolución de depocentros

Con base en la interpretación de que Tim1 representa la progradación de un delta abanico, se considera que la Sierra El Mayor se encontraba expuesta antes del Plioceno y es la fuente de esos depósitos. La composición litológica de las brechas, principalmente los clastos de mármol, esquistos de mica y granitoides (Fig. 29), es similar a las rocas metamórficas de la Sierra El Mayor (Siem, 1992). Posiblemente la Sierra Cucapá, también estaba expuesta, considerando que existen depósitos volcánicos subaéreos en la parte norte, fechados en 15 ± 0.8 ma (Barnard, 1968).

Se ha estimado que la falla Laguna Salada presenta un desplazamiento lateral del orden de 20 km (Mueller y Rockwell, 1995), lo que significa que la Sierra El Mayor estaría ubicada al SE de su posición actual durante el depósito de la secuencia deltáica. No se conoce cual es la magnitud del desplazamiento normal de la falla Laguna Salada, pero podría ser de más de 3 km según los datos de cortes del pozo ELS1. El espesor máximo del Fanglomerado Cañón Rojo en los afloramientos del área de estudio es de ~250 m y esta unidad marcaría el inicio del levantamiento acelerado de la Sierra Cucapá. Antes de esto el depocentro debió estar controlado principalmente por la actividad de la falla Cañada David, y debió estar ubicado siempre al E-SE de la Cuenca Laguna Salada en la porción distal del prodelta del Rio Colorado durante el Plioceno.

La subsidencia de la cuenca permitió que los deltas de abanico, representados por Tim1, fueran cubiertos por sedimentos de plataforma externa a batial medio-superior característicos de prodelta (Tim2). La ausencia de indicadores de corriente en Tim1 no permite interpretar la dirección de transporte de los flujos de detritos ni de los arroyos en la cabecera del delta de abanico.

El cambio de ambiente profundo (Tim2) a somero (Tim3) indica una regresión marina, probablemente acompañada de la progradación del delta del Río Colorado. Los datos de paleocorrientes, principalmente en Tim3, son en su mayoría bidireccionales (Fig. 47), sugiriendo la acción de flujo y reflujos de mareas. La dirección preferencial en Tim3 y en las areniscas de Palm Spring es NW-SE, y es posible que algo tipo proto-Sierra Cucapá dividiera al delta. Los afloramientos de la Fm Imperial y de la Palm Spring en el desierto Yuha, al extremo noroeste de Sierra Cucapá, indicarían que hubo conexión del delta a través de Laguna Salada. La actividad de la Falla Laguna Salada-Elsinore hacia ~1 ma y la subsidencia de la cuenca Cerro Prieto debió provocar la desviación del delta a su posición actual.

La transición de Palm Springs al Fanglomerado Cañón Rojo representa el fin del depósito de sedimentos deltáicos, probablemente por obstrucción en la parte norte de la zona del delta y/o por migración del delta al E de la Sierra Cucapá, posiblemente en

respuesta a movimiento lateral de la Falla Laguna Salada y su conexión al norte con la falla Elsinore. Esto mismo fué registrado en la zona de Fish Creek en el Valle Imperial.

Los indicadores de corriente en el Fanglomerado Cañón Rojo (Fig. 47) varían de NNW a SSW. Sin embargo, la dirección NNW es incompatible con la orientación NW de la Falla Laguna Salada. Esta falta de compatibilidad podría explicarse si consideramos las evidencias que sugieren rotaciones de bloques en el sentido horario. Es decir, aparentemente en algunos casos las direcciones de paleocorrientes han sido tectónicamente rotadas. Otra posibilidad es que los depósitos aluviales hayan sido retrabajados en un sistema aluvial entrecruzado paralelo a la falla Laguna Salada.

La composición litológica de los clastos del fanglomerado presenta variaciones en el contenido relativo de rocas metamórficas sobre rocas intrusivas. Las muestras con mayor porcentaje de rocas metamórficas se ubican en la porción oriental de la zona de estudio, mientras que los conglomerados y brechas en la parte norte y oeste contienen menos de 6% de rocas metamórficas (Fig. 29). Esto sugiere que existió un transporte de detritos de E a W ya que hacia el norte no afloran rocas metamórficas en forma extensiva.

La mayor deformación de la secuencia sedimentaria ocurrió seguramente después de la migración del depocentro al NNW, combinándose procesos de extensión, reflejados en la falla de bajo ángulo y fallas normales con indicadores de deslizamiento al W-SW y N-NE; y

en procesos de compresión, evidenciados por algunos pliegues con orientación NW-SE (figura 5), fallas normales orientadas NE-SW con buzamiento al NW y SE y fallas de desplazamiento lateral que se identificaron principalmente en el extremo N de la zona de estudio.

En resumen, la secuencia estudiada sugiere que la cuenca Laguna Salada sería el resultado de una subsidencia por extensión durante el Mioceno Tardío?-Plioceno temprano y se desconoce si la sedimentación in situ se inició con los depósitos de la Fm Imperial, ya que esta secuencia fué transportada tectónicamente hacia el W o al WNW. Esta secuencia debió, probablemente, formar parte de una cuenca de mayor escala que la actual cuenca Laguna Salada y que representó al delta sumergido del Río Colorado en el Plioceno. La configuración actual de Laguna Salada puede ser un rasgo que se definió en el último millón de años con la actividad de la falla Laguna Salada.

La correlación temporal de la columna sedimentaria de la zona de estudio con depósitos localizados en el NW de San Felipe (Boehm, 1984), y la región de Puertecitos es tentativa (Martín Barajas *et al*, 1993), (Fig. 43). Sin embargo, en las localidades mencionadas no se describen sedimentos derivados del Río Colorado en el Plioceno, lo que permite resaltar que la secuencia de Laguna Salada es el afloramiento estudiado mas septentrional del delta del Río Colorado en el Plioceno temprano.

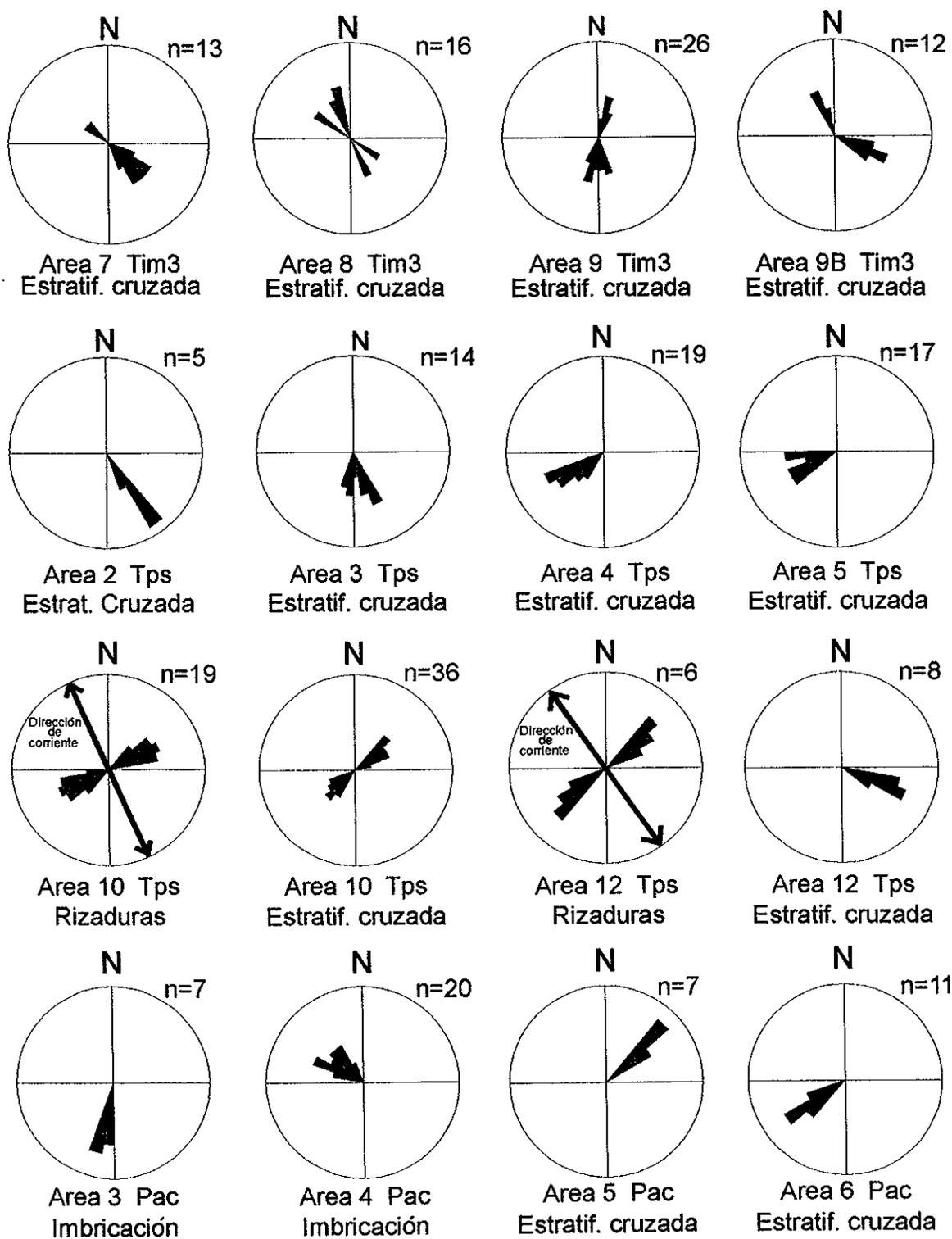


Figura 47. Diagramas de rosas indicando dirección de paleocorrientes.

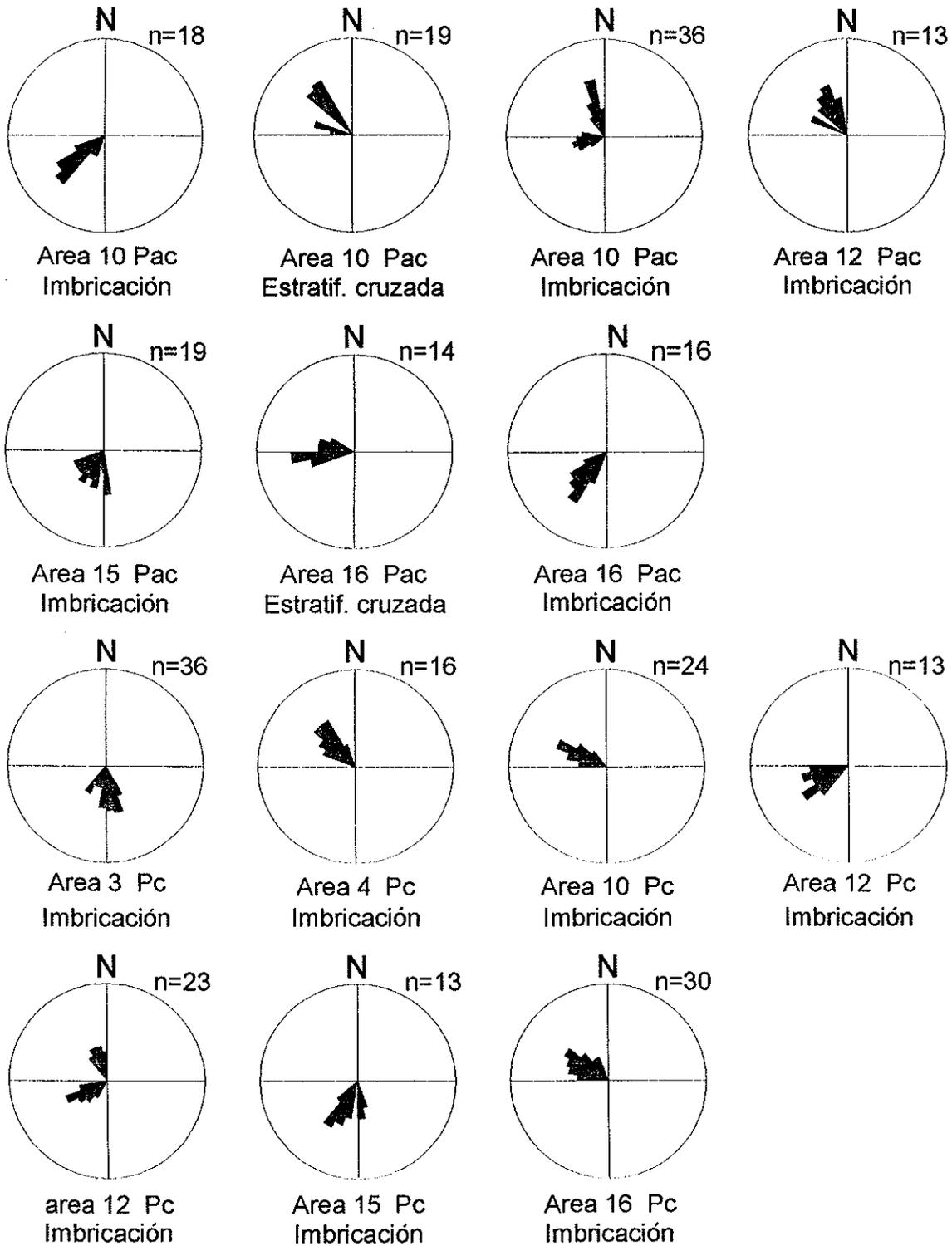


Figura 47 (continuación). Diagramas de rosas indicando dirección de paleocorrientes.

VIII CONCLUSIONES

La columna estratigráfica del área de estudio es de más de 850 metros, e incluye depósitos de la Fm Imperial, de la Fm Palm Spring, del Fanglomerado Cañón Rojo y del Conglomerado gris (los dos últimos localmente depositados).

La edad de los depósitos no se pudo precisar. En la Fm Imperial la asociación de microfósiles indica una edad de al menos Plioceno temprano para los miembros medio y superior.

Los mayores espesores de las unidades que afloran corresponden a la porción centro-este del área de estudio, adelgazándose hacia el oeste.

Los ambientes de depósito dominantes, definidos a partir de asociación de facies en la secuencia, son delta de abanico en el miembro inferior (Tim1) de la Fm Imperial, delta en los miembros medio y superior de la Fm Imperial y en la Fm Palm Spring y abanicos aluviales en el Fanglomerado Canón Rojo.

La discordancia angular entre Tim2 y Tim3, así como el contacto por falla de ángulo bajo entre la Fm Imperial y la Fm Palm Spring al oeste de la Sierra El Mayor sugieren

actividad tectónica sinsedimentaria asociada a la actividad de la falla de ángulo bajo Cañada David.

La deformación de la columna estratigráfica, principalmente fallas sinestrales y plegamiento, posiblemente es consecuencia de actividad de la falla Laguna Salada, posteriormente al depósito del Fanglomerado Cañón Rojo.

La fuente de los sedimentos del miembro inferior de la Fm Imperial es la Sierra El Mayor. Los sedimentos de los miembros medio y superior de la Fm Imperial y de la Fm Palm Spring fueron transportados por el Río Colorado. Los sedimentos del Fanglomerado Cañón Rojo provienen de la Sierra Cucapá.

La cuenca de la Laguna Salada parece corresponder al límite de la propagación del delta del Río Colorado en el Neógeno, esto explicaría el menor espesor de la Fm Palm Spring, comparativamente con el Valle Imperial.

LITERATURA CITADA

- Alvarez Rosales, J. y M. González López. 1995. "Resultados de los pozos exploratorios en Laguna Salada, B. C." Resumen, Tercera reunión internacional sobre Geología de la Península de Baja California. 4 p.
- Angelier, J., B. Coletta, J. Chorowicz, L. Ortlieb y C. Rangin. 1981. "Fault Tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the sea of Cortez, Mexico". Jour. of Struct. Geol. 3(4):347-357 p.
- Axen, G. y H. Romero Espejel. 1994. "Cambio de dirección en el buzamiento de los sistemas de fallamiento basal de la parte norte del escarpe principal del Golfo de California". Resumen. Reunión 1994 Unión Geofísica Mexicana. Geos. 14:74 p.
- Axen, G. 1995. "Extensional segmentation of the main Gulf escarpment, Mexico and United States". Geology 23:515-518 p.
- Barnard, F. L., 1968. "Structural Geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico". Faculty of the graduate school of the University of Colorado, Boulder, Colorado., Doctoral Thesis.
- Bell, P. J. 1980. "Environments of deposition, Pliocene Imperial Formation, southeast Coyote Mountains, Imperial county, California". Faculty of San Diego State University, San Diego, California. Thesis.
-

- Bell-Countryman, P. 1984. "Environments of deposition, Pliocene Imperial Formation, southern Coyote Mountains, Imperial county, California". En: C. A. Rigsby (ed.). "The Imperial basin; tectonics, sedimentation and thermal aspects". Pacific section, Society of economic paleontologists and mineralogists, Los Angeles, 45-70 p.
- Boehm, M. C. 1984. "An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe sequence, Baja California, México". En: V. A. Frizzel Jr. (de.). "Geology of the Baja California Peninsula". Pacific Section Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral. 39:253-265 p.
- Boggs, S. Jr. 1992. "Petrology of sedimentary rocks". Macmillan Publishing Company, New York. 707 pp.
- Bouma, A. H. 1962. "Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation". Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Buising, A. V. 1988. "Depositional and tectonic evolution of the northern proto-Gulf of California and lower Colorado River, as documented in the Mio-Pliocene Bouse Formation and bracketing units, southeastern California and western Arizona". Santa Barbara, University of Colorado., Ph. D. Dissertation.
- Collinson, J. D. 1986. "Alluvial Sediments". En: H. G. Reading (ed.). "Sedimentary Environments and Facies". Blackwell Scientific Publications, Segunda edición, Oxford, 20-62 p.
- Collinson, J. D. y D. B. Thompson. 1989. "Sedimentary Structures". Unwin Hyman Ltd, Segunda edición, London, 207 pp.
-

- CETENAL, 1974. Carta topográfica Sierra Cucapá IID75 Baja California. Escala 1:50000.
- Cotton, M. L. y S. Vonder Haar. 1979. "Microfossils from Cerro Prieto geothermal wells, Baja California, Mexico". Segundo Simposio sobre el campo Geotérmico de Cerro Prieto. Comisión Federal de Electricidad-USA Department of Energy, Mexicali, B. C. 162-168 p.
- Deer, W. A., R. A. Howie y J. Zussman. 1992. "An introduction to the rock-forming minerals". Longman Scientific & Technical. Segunda edición. Harlow. 549 pp.
- Dibblee, T. W. Jr. 1954. "Geology of the Imperial Valley region, California". En: R. H. Jahns (ed.). "Geology of southern California". Calif. Div. of Min. and Geol. Bull. 170:21-28 p.
- Dibblee, T. W., Jr. 1984. "Stratigraphy and tectonics of the San Felipe Hills, Borrego Badlands, Superstition Hills and vicinity". En: C. A. Rigsby (ed.). "The Imperial basin; tectonics, sedimentation and thermal aspects". Pacific section, Society of economic paleontologists and mineralogists. Los Angeles. 31-44 p.
- Dickinson, W. R. 1970. "Interpreting detrital modes of graywacke and arkose". Jour. of Sedim. Petrol. 40:695-707 p.
- Dickinson, W. R., L. S. Beard, G. R. Brakenridge, J. L. Erjavec, R. C. Ferguson, K. F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lindberg y P. T. Ryberg. 1983. "Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting". Geol. Soc. of Amer. Bull. 94:222-235 p.
-

- Dickinson, W. R. 1987. "Provenance and sediment dispersal in relation to Paleotectonics and Paleogeography of sedimentary basins". En: K. L. Kleinspehn y C. Paola (eds.). "New perspectives in basin analysis". *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer-Verlag, New York. 3-25 p.
- Dokka, R. K. y R. H. Merriam. 1982. "Late Cenozoic Extension of northeastern Baja California, Mexico". *Geol. Soc. of Am. Bull.* 93:371-378 p.
- Eberly, L. D. y T. B. Stanley Jr. 1978. "Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 89:921-940 p.
- Elliott, T. 1986. "Deltas". En: H. G. Reading (ed.). "Sedimentary Environments and Facies". Blackwell Scientific Publications, Segunda edición, Oxford, 113-154 p.
- Folk, R. L. 1974. "Petrology of sedimentary rocks". Hemphill's, Austin, 182 pp.
- Friedman, G. M. 1971. "Staining". En: R. E. Carver (ed.). "Procedures in sedimentary petrology". John Wiley & Sons, Inc, New York, 511-530 p.
- García Abdeslem, J., A. Martín Barajas, J. M. Espinosa Cardeña y F. Suárez Vidal. 1996. "Residual isostatic gravity and crustal structure at Laguna Salada, Baja California, Mexico". *Tectonics* (en arbitraje).
- Gastil, R. G., R. P. Phillips y E. C. Allison. 1975. "Reconnaissance Geology of the state of Baja California". *Geol. Soc. of Amer. Memoir* 140. 170 p.
- Hanna, G. D. 1926. "Paleontology of Coyote Mountain, Imperial County, California". *Calif. Acad. of Sci. Proceed.*, 4th series. 14:427-502 p.
-

- Herzig, Ch. T. y D. C. Jacobs. 1994. "Cenozoic volcanism and two-stage extension in the Salton trough, southern California and northern Baja California". *Geol.* 22:991-994 p.
- Hutchison, C. S. 1974. "Laboratory handbook of petrographic techniques". John Wiley & Sons. New York. 527 pp.
- Ingersoll, R. V., T. F. Bullard, R. L. Ford, J. P. Grimm, J. D. Pickle y S. W. Sares. 1984. "The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method". *Jour. of Sedim. Petrol.* 54:103-116 p.
- Ireland, H. A. 1971. "Preparation of thin-sections". En: R. E. Carver (ed.). "Procedures in sedimentary petrology". John Wiley & Sons, Inc, New York, 367-383 p.
- Irwin, W. P. 1990. "Geology and Plate Tectonic development". En: R. E. Wallace (ed.). "The San Andreas Fault System, California". U.S. Geological Survey. Profesional paper 1515:61-80 p.
- Isaac, S. 1987. "Geology and structure of the Yuha Desert between Ocotillo, California, U. S. A., and Laguna Salada, Baja California, Mexico". San Diego State University. Master's Thesis.
- Johnson, N. M., Ch. B. Officer, N. D. Opdyke, G. D. Woodard, P. K. Zeitler y E. H. Lindsay. 1983. "Rates of late Cenozoic Tectonism in the Vallecito-Fish Creek Basin, western Imperial Valley, California". *Geol.* 11:664-667 p.
- Karig, D. E. y W. Jensky. 1972. "The Proto-Gulf of California". *Earth and Planet. Sci. Lett.* 17:169-174 p.
-

- Kelm, D. L. 1971. "A gravity and magnetic study of the Laguna Salada area, Baja California, Mexico". San Diego State College. Master's Thesis.
- Lonsdale, P. 1989. "Geology and tectonic history of the Gulf of California". En: E. L. Winterer, D. Hussong y R. W. Decker (eds.). "The Eastern Pacific Ocean and Hawaii". The Geol. Soc. of Amer. Geology of North America N:499-521.
- Lowe, D. R. 1982. "Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents". Jour. Sedim. Petrol. 52:279-297 p.
- Lucchitta, I. 1972. "Early History of the Colorado River in Basin and Range Province". Geol. Soc. of Am. Bull. 83:1933-1948 p.
- Marshak, S. y G. Mitra. 1988. "Basic methods of Structural Geology". Prentice Hall. New Jersey. 446 pp.
- Martín Barajas, A., M. Téllez Duarte y G. Rendón Márquez. 1993. "Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia marina de Puertecitos, NE de Baja California, implicaciones sobre la evolución de la margen occidental de la Depresión del Golfo". En: L. A. Delgado Argote y A. Martín Barajas (eds.). "Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México". Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 1:90-114 p.
- Merriam, R. y O. L. Bandy. 1965. "Source of Upper Cenozoic sediments in Colorado delta region". Jour. of Sed. Petrol. 35:911-916 p.
- Mitchell, A. H. G. y H. G. Reading. 1986. 2nd ed. "Sedimentation and Tectonics". En: H. G. Reading (ed). "Environments and Facies". Blackwell Scientific Publication. Oxford. 615 p.p.
-

- Mueller, K. J. 1984. "Neotectonics, alluvial history and soil chronology of the southwestern margin of the Sierra de los Cucapas, Baja California Norte". San Diego State University. Master's Thesis.
- Mueller, K. J. y T. K. Rockwell. 1991. "Late Quaternary structural evolution of the western margin of the Sierra Cucapa, northern Baja California". En : J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit (eds.). "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". A. A. P. G. Memoir 47:249-260 p.
- Mueller, K. J. y T. K. Rockwell. 1995. "Late Quaternary activity of the Laguna Salada Fault in northern Baja California, Mexico". Geol. Soc. of Amer. Bull. 107:8-18 p.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter y R. Siever. 1987. "Sand and Sandstone". Springer-Verlag, Segunda edición, New York, 553 pp.
- Price, N.J. y J. W. Cosgrove. 1990. "Analysis of geological structures". Cambridge University Press. Cambridge. 502 pp.
- Quinn, H. A. y T. M. Cronin. 1984. "Micropaleontology and depositional environments of the Imperial and Palm Spring Formations, Imperial Valley, California". En: C. A. Rigsby (ed.). "The Imperial basin; tectonics, sedimentation and thermal aspects". Pacific section, Society of economic paleontologists and mineralogists. Los Angeles. 71-86 p.
- Romero Espejel, H. 1996. "Geología estructural en el escarpe oriental de la Sierra Juárez, Baja California, México". Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Tesis de Maestría en proceso.
-

- Rendón Márquez, G. 1995. "Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE". Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Geología, CICESE. 33 pp.
- Siem, M. E. 1992. "The Structure and Petrology of Sierra El Mayor, northeastern Baja California, Mexico". San Diego State University. Master's Thesis.
- Siem, M. E. y R. G. Gastil. 1994. "Mid-Tertiary to Holocene extension associated with the development of the Sierra El Mayor metamorphic core complex, northeastern Baja California, Mexico". En: S. F. Mc. Gill y T. M. Ross (eds.). "Geological investigations of an active margin". G. S. A. Cordilleran Section Guidebook. 27th Annual Meeting: 107-119 p.
- Smith, P. B. 1970. "New evidence for a Pliocene marine embayment along the lower Colorado River area, California and Arizona". Geol. Soc. of Amer. Bull. 81:1411-1420 p.
- Smith, J. T. 1991. "Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California". En: J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit (eds.). "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". AAPG Memoir 47:637-665 p.
- Stanley, D. J. 1971. "Sample Impregnation". En: R. E. Carver (ed.). "Procedures in sedimentary petrology". John Wiley & Sons, Inc, New York, 183-216 p.
- Steel, R. J. 1974. "New red sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province". Jour. Sedim. Petrol. 44:336-357 p.
-

- Steel, R. J. y D. B. Thompson. 1983. "Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunter Pebble Beds) in the Sherwood sandstone group, North Staffordshire, England". *Sedimentology*. 30:341-367 p.
- Stock, J. M. y K. V. Hodges. 1989. "Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate". *Tectonics*. 8:99-115 p.
- Stow, D, A .V. 1986. "Deep Clastic Seas". En: H.G. Reading (ed.). "Sedimentary Environments and Facies". Blackwell Scientific Publications, Segunda edición, Oxford, 399-444 p.
- Suárez Vidal, F., R. Armijo, G. Morgan, P. Bodin y R.G. Gastil. 1991. "Framework of recent and active faulting in Northern Baja California". En: J.P. Dauphin y B.R.T. Simoneit (eds.). "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". AAPG Memoir 47:285-300 p.
- Vázquez Hernández, S., A. L. Carreño, y A. Martín Barajas. 1996. "Stratigraphy and paleoenvironments of the Mio-Pliocene Imperial Formation in the eastern Laguna Salada area, Baja California, Mexico". En: P. L. Abbott y J. D. Cooper (eds.). "Field Conference guidebook and volume for the American Association of Petroleum Geologists". Annual Convention. San Diego, California. Pacific Section A. A. P. G., GB 73, Pacific Section S. E. P. M., Book 80. 373-380 p.
- Walker, T. R. 1967. "Formation of red beds in modern and ancient deserts". *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 78:353-368 p.
-

- Walker, R. G. 1984. "Turbidites and associated coarse clastic deposits". En: R. G. Walker (ed.). "Facies Models". Geoscience Canada. Segunda edición. Reprint series 1:171-188 p.
- Weaver, Ch. E. 1989. "Clays, muds and shales". Developments in sedimentology 44. Elsevier, Amsterdam. 819 p.
- Weimer, R. J. 1976. "Deltaic and shallow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurrences". Education course note series #2. The AAPG Bookstore, Tulsa. 167 p.
- Wentworth, C. K. 1922. "A scale of grade and class terms for clastic sediments". Jour. Geol. 30:377-392 p.
- Winker, C. D. y S. M. Kidwell, 1986. "Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River delta by the San Andreas fault system, southeastern California". Geology 14:788-791 p.
- Winker, C. D. y S. M. Kidwell. 1996. "Stratigraphy of a marine Rift Basin: Neogene of the western Salton Trough, California". En: P. L. Abbott y J. D. Cooper (eds.). "Field Conference guidebook and volume for the American Association of Petroleum Geologists". Annual Convention. San Diego, California. Pacific Section A. A. P. G., GB 73, Pacific Section S.E.P.M., Book 80: 295-336 p.
- Woodard, G. D. 1974. "Redefinition of Cenozoic stratigraphic column in Split Mountain Gorge, Imperial Valley, California". The Amer. Assoc. of Petrol. Geolog. Bull. 58:521-525 p.
-

Woodring, W. P. 1931. Distribution and age of the marine Tertiary deposits of the Colorado Desert". En: "Papers concerning the paleontology of California, Oregon and the northern Great Basin Province". Contributions to paleontology, Carnegie Institution of Washington publication 418:1-25 p.

APÉNDICE 1

**RESULTADO DEL CONTEO DE PUNTOS EN ARENISCAS DE LA SECUENCIA
SEDIMENTARIA, DE ACUERDO AL MÉTODO GAZZI-DICKINSON.**

Unidad	Muestra	Qm	Qp	K	Pl	Ls	Lv	Lm	M	D	V	TOTAL
Tim1	CD94-3	123	3	31	65	0	0	4	40	20	14	300
	ACH94-14	133	8	24	96	9	0	8	15	3	4	300
	ACH94-122	119	3	21	124	7	0	12	6	8	0	300
Tim3	ACI94-58	140	4	58	43	48	0	1	2	3	1	300
	AA94-60	142	4	40	71	20	0	6	3	6	8	300
	AS94-85	132	7	54	42	60	0	0	2	1	2	300
	AS94-92	103	2	18	82	26	0	0	47	8	14	300
	AS94-100	121	3	81	44	45	0	0	4	1	1	300
	AM94-138	132	2	67	50	44	0	0	3	1	1	300
Tps	CH94-17B	172	10	55	41	18	0	3	0	1	0	300
	CH94-17C	120	3	36	90	1	0	1	31	9	9	300
	AC94-29	184	2	38	54	16	0	1	1	2	2	300
	AC94-35A	141	4	43	49	1	0	9	29	6	18	300
	AC94-44	139	8	55	59	25	0	0	8	5	1	300
	AC94-46	179	8	43	38	18	0	5	0	2	7	300
	ACI94-56	155	14	48	55	5	0	4	5	0	14	300
	AP94-141	173	8	58	42	5	0	1	2	6	5	300
	Pac	AC94-36A	104	6	43	96	4	0	3	25	5	14
AC94-36B		101	2	34	101	2	0	2	39	13	6	300
AF94-50A		115	5	40	78	0	0	9	40	7	6	300
AS94-77		83	1	23	134	0	0	9	40	3	7	300
Pc	AD94-131	127	11	27	88	0	0	19	26	1	1	300
	CD94-132	93	4	42	97	0	0	4	38	4	18	300
	ACH94-134	104	6	28	114	0	0	15	20	4	9	300
	AP94-134	124	6	31	72	5	0	14	34	1	13	300
	AF94-145	74	1	29	114	2	0	1	56	17	6	300
	AF94-146	82	2	33	123	2	0	7	48	0	3	300
	AR94-148	77	0	46	156	0	0	2	13	5	1	300
	AR94-149	69	0	36	121	0	0	0	48	23	3	300

APÉNDICE 2

RESULTADO DEL CONTEO DE CLASTOS DE LAS FACIES CONGLOMERÁTICAS DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA.

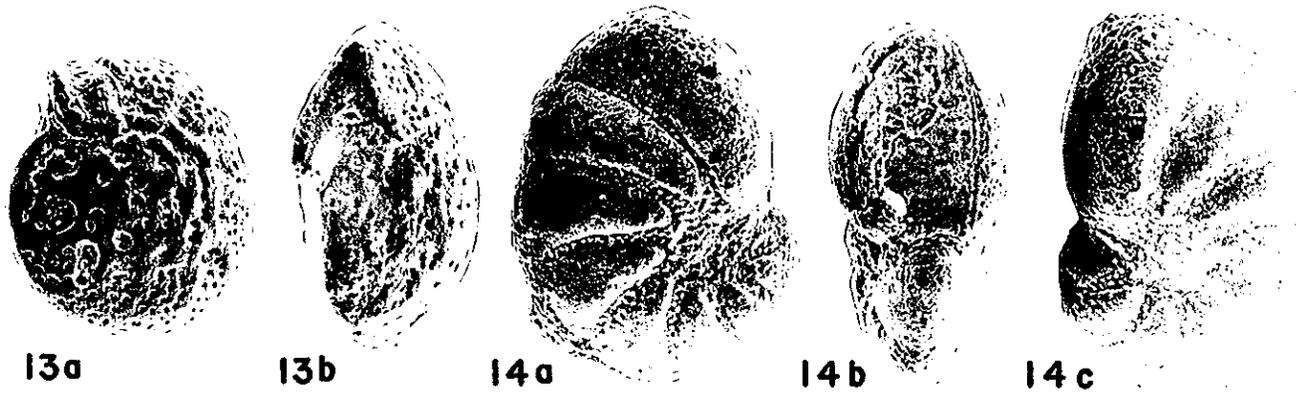
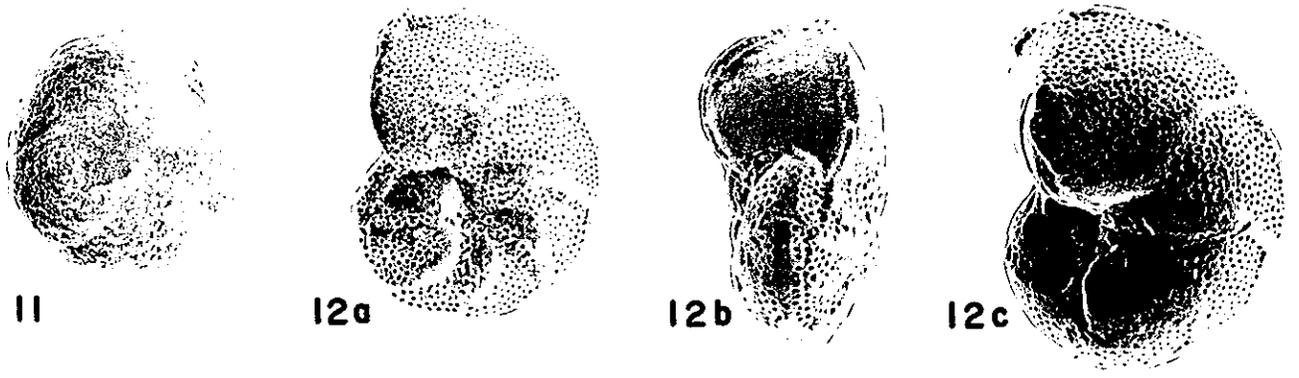
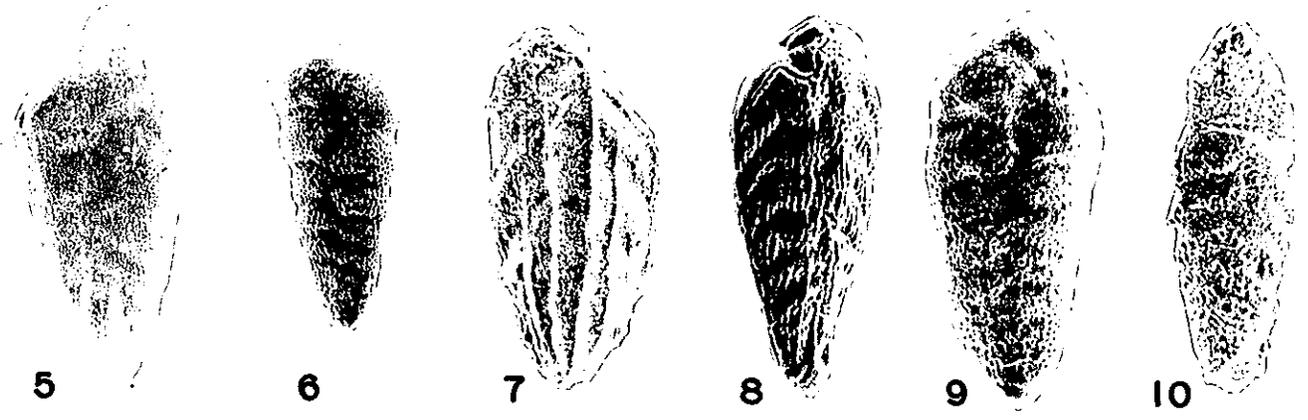
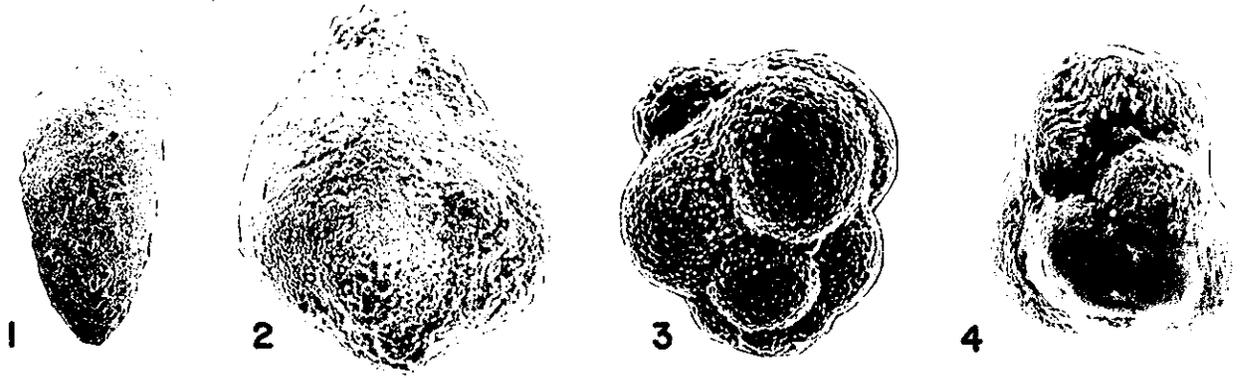
Muestra	Tonalita	Granodiorita	Diorita	Gneis	Esquisto	Mármol	Andesita	Total
Miembro inferior (Tim1) de la Fm Imperial								
CD95-150	12	17	17	17	72	2	-	137
CD95-154	8	30	2	5	40	-	-	94
Miembro superior (Pc) del Fanglomerado Cañón Rojo								
AS94-79	69	31	-	-	1	-	2	103
AP94-133A	101	13	-	17	16	-	-	147
AP94-133B	87	14	-	19	3	-	-	123
AP94-143	97	11	-	4	4	-	3	119
AF94-144A	115	40	-	-	1	3	1	160
AF94-144B	103	43	-	-	5	3	-	154
AR94-147A	94	23	-	-	3	-	5	125
AR94-147B	62	11	-	-	4	-	1	78
CP95-166	159	14	-	38	-	-	3	214
CP95-167	146	45	-	-	5	-	8	204
Conglomerado reciente (Qal)								
AD94-128A	100	21	-	11	-	-	2	134
AD94-128B	104	8	-	15	-	-	2	129

APENDICE 3

IMÁGENES DE MICROFÓSILES REPRESENTATIVOS DE LA FM IMPERIAL,
TOMADAS CON MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO Y CON
MICROSCOPIO PETROGRAFICO.

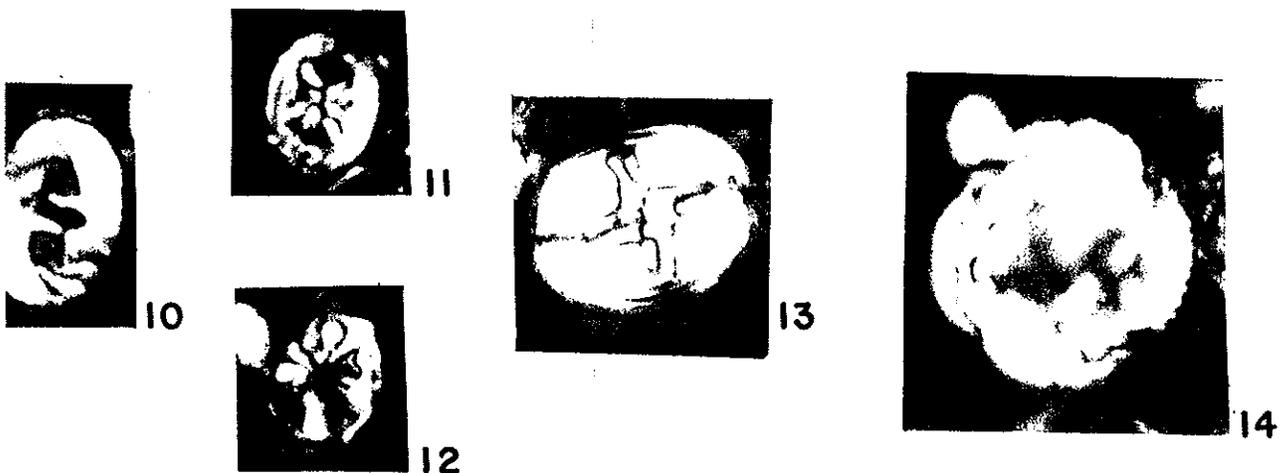
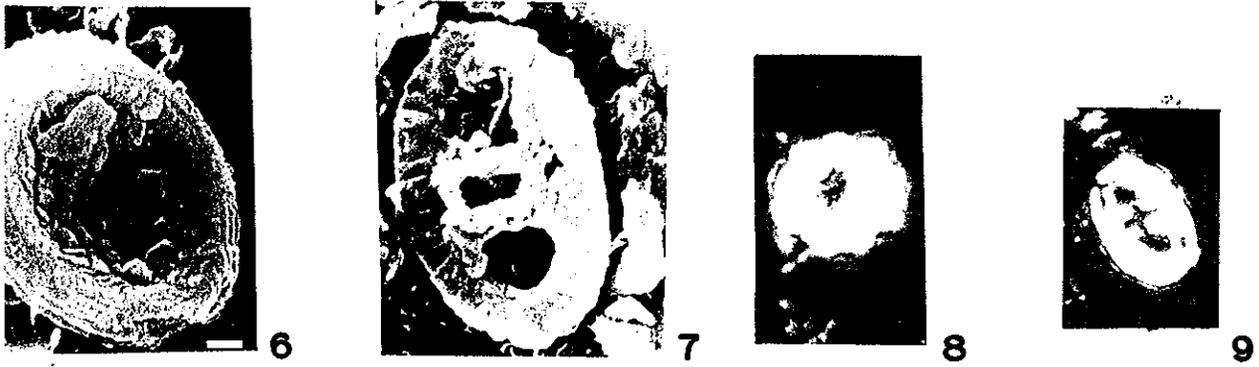
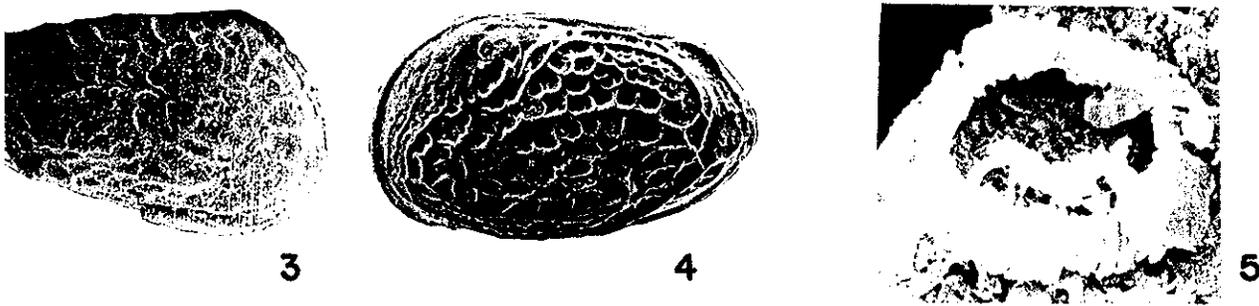
LAMINA I

1. *Textularia schencki* group Cushman & Valentine. Vista lateral X94, muestra AC-94-19.
 2. *Globulina* cf. *gibba* d'Orbigny X360, muestra AC-94-19.
 3. *Globigerina uvula* (Ehrenberg) X440, muestra AC-94-19.
 4. *Globigerina bulloides* D'Orbigny X600, muestra AC-94-113.
 5. *Bolivina argentea* Cushman X220, muestra AC-94-21.
 6. *Bolivina brevior* Cushman forma *vaughani* X300, muestra AC-94-113.
 7. *Bolivina interjuncta bicostata* (Cushman) X200, muestra AC-94-19.
 8. *Bolivina spissa* Cushman X300, muestra AC-98-88.
 9. *Bolivina tumida* Cushman X360, muestra AC-94-22.
 10. *Loxostomun* cf. *bradyi* (Asano) X260, muestra AC-94-19.
 11. *Islandiella californica* (Cushman & Hughes) X260, muestra AC-94-19.
 12. *Cancris baggi* Cushman & Kleinpell. a) Vista dorsal X260, b) Vista apertural X320, c) Vista ventral X300, muestra AC-94-19.
 13. *Cibicides fletcheri* Galloway & Wissler. a) Vista dorsal X260, b) Vista apertural X 300, muestra AC-94-113.
 14. *Pseudononion basispinatum* (Cushman & Moyer) a) Vista ventral X240, b) Vista apertural X260, c) Vista dorsal X240, muestra AC-94-19.
-



LAMINA II

1. *Criboelphidium discoidale* (d'Orbigny). a) Vista apertural X320, b) Vista dorsal X150, muestra AC-94-88.
 2. *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny) a) Vista dorsal X220
b) Vista apertural X320, muestra AC-94-88.
 3. *Costa? sanfelipensis* Swain. Caparazon, vista externa de la valva derecha X138, muestra AC-94-114.
 4. *Perissocytheridea meyerabichi* (Hartmann) Caparazón, vista externa de la valva izquierda. Macho, X220, muestra AC-94-114.
 - 5-7. Fotomicrografias de nanoplancton calcáreo con microscopio electronico de barrido. Barra = 1mm. 5. Escudo distal afectado por disolución. 6 y 7, Especies retrabajadas probablemente del Cretácico.
 - 8-14. Fotomicrografias de nanoplancton calcáreo con luz polarizada, aproximadamente X3,000. Especies retrabajadas del Cretácico y Terciario inferior.
-



APÉNDICE 4

MARCO TAXONÓMICO DE MICROFÓSILES REPRESENTATIVOS DE LA
FORMACIÓN IMPERIAL EN LAGUNA SALADA

Orden FORAMINIFERA Eichwald, 1830

Suborden TEXTULARIINA Délage & Hérourd, 1896

Suborden **TEXTULARIINA** Delange y Hérourd, 1896

Familia **TEXTULARIACEA** Ehrenberg, 1838

Subfamilia **TEXTULARIIDAE** Ehrenberg, 1838

Género **TEXTULARIA** DeFrance, 1824

Textularia schencki group Cushman & Valentine

Lám. 1, fig. 1

Cushman & Valentine, 1930, Stanford Univ., Dept. Geol., v. 1, n. 1, p. 8, pl. 1, fig.3

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Family **POLYMORPHINIDAE** d'Orbigny, 1839

Subfamilia **POLYMORPHINAE** d'Orbigny, 1839

Género **GLOBULINA** d'Orbigny, 1839

Globulina cf. *gibba* d'Orbigny, 1826

Lám. 1, fig. 2

d'Orbigny, 1826, Ann. Sci. Nat., v. 7, n. 10, p. 266, Modèles núm. 63.

Alcance estratigráfico: Mioceno inferior-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Suborden **GLOBIGERININA** Delage & Hérourd, 1896

Superfamilia **GLOBOROTALIACEA** Cushman, 1927

Familia **CANDEINIDAE** Cushman, 1927

Subfamilia **GLOBIGERONITINAE** Bermúdez, 1961

Género **GLOBIGERINITA** Brönnimann, 1951

Globigerinita uvula (Ehrenberg)

Lám. 1, fig. 3

Ehrenberg, 1861, K. Preuss. Akad. Wiss., Berlin Monatsber., p. 276, 277, 308.

Alcance estratigráfico: Oligoceno superior-Holoceno.

Cosmopolita. Asociada a la fauna normal de la Corriente de California.

Superfamilia **GLOBIGERINACEA** Carpenter, Parker & Jones, 1862

Familia **GLOBIGERINIDAE** Carpenter, Parker & Jones, 1862

Subfamilia **GLOBIGERININAE** Carpenter, Parker & Jones, 1862

Género **GLOBIGERINA** d'Orbigny, 1826

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826

Lám. 1, fig. 4

d'Orbigny, 1826, Ann. Sci. Nat., sér. 1, v.7, p.277; modèles núm. 17 y 18.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio-Holoceno.

Cosmopolita.

Suborden **ROTALIINA** Dérange y Hérourard, 1896

Superfamilia **BOLIVINACEA** Glaessner, 1937

Familia **BOLIVINIDAE** Glaessner, 1937

Género **BOLIVINA** d'Orbigny, 1839

Bolivina argentea Cushman, 1926

Lám. 1, fig. 5

Cushman, 1926, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 2, pt. 2, núm. 29, p. 42, lám. 6, fig. 5

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: batial medio superior

Bolivina brevior Cushman forma *vaughani*

Lám. 1, fig. 6

Cushman, 1925, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 1, pt. 2, p. 31, lám. 5, figs. 8a, b.

Alcance estratigráfico: Mioceno-Pleistoceno?.

Límite superior de profundidad:

Bolivina interjuncta bicostata Cushman, 1926

Lám. 1, fig. 7

Cushman, 1926, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 2, pt. 2, núm. 29, p. 42.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma externa.

Bolivina spissa Cushman, 1926

Lám. 1, fig. 8

Cushman, 1926, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 2, pt. 2, p. 45, lám. 6, figs. 8a, b.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: batial superior

Bolivina tumida Cushman, 1925

Lám. 1, fig. 9

Cushman, 1925, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 1, pt. 2, p. 32, lám. 5, figs. 9a, b.

Alcance estratigráfico: Mioceno-Plioceno?.

Límite superior de profundidad: desconocido

Superfamilia **LOXOSTOMATACEA** Loeblich y Tappan, 1962Familia **LOXOSTOMATIDAE** Loeblich y Tappan, 1962Género **LOXOSTOMUM** Ehrenberg, 1854*Loxostomun cf. bradyi* (Asano)

Lám. 1, fig. 10

Asano, 1938, Geol. Soc. Japan, Jour., v. 45, p. 603, lám. 16, fig. 2.

Alcance estratigráfico: Mioceno superior-Plioceno.

Límite superior de profundidad: batial superior ?

Superfamilia **CASSIDULINACEA** d'Orbigny, 1839Familia **CASSIDULINIDAE** d'Orbigny, 1839Subfamilia **CASSIDULINININAE** d'Orbigny, 1839Género **ISLANDIELLA** Norvang, 1959*Islandiella californica* (Cushman & Hughes)

Lám. 2, fig. 11

Cushman & Hughes, 1925, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v.1, n. 5, p. 12, lám. 2, fig. 1a-c.

Alcance estratigráfico: Saucésiano-Holoceno.

Límite superior de profundidad: batial superior.

Superfamilia **DISCORBACEA** Ehrenberg, 1838Familia **BAGGINIDAE** Cushman, 1927Subfamilia **BAGGININAE** Cushman, 1927Género **CANCRIS** de Montfort, 1808*Cancris baggi* Cushman & Kleinpell, 1934

Lám. 1, fig. 12 a-c

Cushman & Kleinpell, 1934. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., v. 10, pt. 1, p. 15, lám. 3, fug. 2a-c.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Superfamilia **PLANORBULINACEA** Schwager, 1877

Familia **CIBICIDIDAE** Cushman, 1927

Subfamilia **CIBICIDINAE** Cushman, 1927

Género **CIBICIDES** de Montfort, 1808

Cibicides fletcheri Galloway & Wissler, 1927

Lám. 1, fig. 13 a,b

Galloway & Wissler, 1927, Jour. Paleontol., v. 1, n. i, p. 64, lám. 19, figs. 8-9.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Superfamilia **NONIONACEA** Schultze, 1854

Familia **NONIONIDAE** Schultze, 1854

Subfamilia **NONIONINAE** Schultze, 1854

Género **PSEUDONONION** Asano, 1936

Pseudononion basispinatum (Cushman & Moyer)

Lám. 1, fig. 14 a-c

Cushman & Moyer, 1930, Cont. Cushman Lab. Foram. Res., v. 6, pt. 3, p. 54, lám. 7, fig. 18a, b.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Superfamilia **ROTALIACEA** Ehrenberg, 1839

Familia **ELPHIDIIDAE** Galloway, 1933

Subfamilia **ELPHIDINAE** Galloway, 1933

Género **CRIBROELPHIDIUM** Cushman y Brönnimann, 1948

Criboelphidium discoidale (d'Orbigny)

Lám. 2, fig. 1 a,b

d'Orbigny, 1939, in de la Sagra, Hist. Phys. Pol. Nat. Cuba, "Foraminifères", p. 56, lám. 6, figs. 23-24.

Alcance estratigráfico: Mioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Criboelphidium poeyanum (d'Orbigny)

Lám. 2, fig. 2 a-c

d'Orbigny, 1939, in de la Sagra, Hist. Phys. Pol. Nat. Cuba, "Foraminifères", p. 55, lám. 6, figs. 25-26.

Alcance estratigráfico: Plioceno-Holoceno.

Límite superior de profundidad: plataforma interna.

Subclase **OSTRACODA** Latreille, 1806
 Orden **PODOCOPIDA** Müller, 1894
 Suborden **PODOCOPINA** Sars, 1866
 Superfamilia **CYTHERACEA** Baird, 1850
 Familia **CYTHERIDEIDAE** Sars, 1925
 Subfamilia **CYTHERIDEINAE** Sars, 1925
 Género **CYPRIDEIS** Jones, 1857
Cyprideis sp.
 (no ilustrada)

Ambiente: Plataforma, lagunas costeras.

Familia **CYTHERIDAE** Baird, 1845
 Subfamilia **PERISSOCYTHERIDEINAE** van den Bold, 1963
 Género **PERISSOCYTHERIDEA** Stephenson, 1938
Perissocytheridea meyerabichi (Hartmann)
 Lám. 2, fig. 3

Hartmann, 1953, Zool. Anz., v. 151, p. 310, figs. 1-10

Ambiente: Plataforma, lagunas costera.

Familia **TRACHYLEBERIDIDAE** Sylvester-Bradley, 1948
 Género **COSTA** Neviani, 1928
Costa ? sanfelipensis Sawin, 1967
 Lám. 2, fig. 2

Swain, 1967, Geol. Soc. America, mem. 101, p. 104-105, lám. 9, fig. 13

Ambiente: Plataforma.

El nanoplancton calcáreo no es posible determinarlo debido a que el material *in situ* fue sujeto a disolución y a dilución encontrándose en abundancia nanoplactón retrabajado del Cretácico y del Terciario inferior.

APÉNDICE 5

Resumen de datos estratigráficos obtenidos en la zona de estudio

UNIDAD	AREA	RUMBO	BUZAMIENTO	FIGURA	UNIDAD	AREA	RUMBO	BUZAMIENTO	FIGURA	
Tm1	1	NW-SE	26°-45° NE	(36) 1	Tps	10	NW-SE	15°-30° SW	(36) 23	
	3	NE-SW	15°-40° NW	4		12	E-W	30°-40° N-NE	29	
	5	NW-SE	50° NE	2		14	NE-SW	15°-35° NW	37	
Tm2	11	NW-SE	12°-24° NE	27	Pac	16	NW-SE	10°-45° NE	39	
	4	NE-SW	12°-24° SW	27		3	NW-SE	45°-50° NE	6	
Tm3	4	NE-SW	10°-25° SW	8	Tps	5	NE-SW	45°-65° NW	6	
	6	NW-SE	25°-5° NE	8		6	NE-SW	15°-40° NW	12	
	7	NW-SE	10°-15° NE	14		7	NW-SE	10°-25° SW	16	
	7	NE-SW	10°-30° SE	17		7	NE-SW	25°-35° SE	19	
	8	NE-SW	5°-15° NW	17		10	NW-SE	15°-25° SW	19	
	9	NW-SE	10°-25° SW	20		10	NW-SE	15°-20° NE	24	
	9	NW-SE	10°-25° SW	21		11	NE-SW	10°-15° SW	24	
	14	NE-SW	10°-25° SE	22		11	NW-SE	10°-30° SE	25	
	14	NW-SE	10°-20° SW	22		11	NW-SE	15°-20° NW	25	
	16	NE-SW	10°-25° NW	36		11	NE-SW	15°-35° NE	25	
	16	NW-SE	25°-65° NE	38		11	NE-SW	30°-40° NW	28	
	Tps	2	NE-SW	15°-45° NW		3	12	NW-SE	20° SE	28
		3	NW-SE	30°-30° NE		3	12	NW-SE	15°-25° SW	28
		4	NE-SW	15°-50° NW		5	12	NW-SE	20°-45° SW	31
		4	NW-SE	10°-25° SE		9	16	NE-SW	25°-40° SE	32
		5	NE-SW	15°-30° SW		9	16	NW-SE	30°-40° NE	32
5		NE-SW	25°-35° NE	9	16	NW-SE	10°-25° NE	40		
6		NE-SW	15°-45° NW	11	3	NW-SE	10°-15° SW	40		
6		NW-SE	10°-40° SW	15	3	NE-SW	15°-30° NW	7		
7		NE-SW	10°-35° SE	18	10	NE-SW	15°-30° SE	26		
10		NW-SE	5°-35° SW	18	10	NW-SE	30°-45° NE	26		
		10°-35° NE	23	12	NE-SW	30°-45° SW	33			
				13	NE-SW	35°-55° SE	34			
				16	NE-SW	20°-50° SE	35			
				16	NW-SE	10°-45° NE	39			

APÉNDICE 6

Resumen de datos de fallas en la zona de estudio.

UNIDAD	AREA	RUMBO	BUZAMIENTO	FIGURA
Tim3	4	NE-SW	45°-55° SE	(41) 1
	7	NE-SW	60°-80° SE	7
		NW-SE	~60° SW	7
			~70° NE	7
	8	NW-SE	15°-50° NE	8
		NE-SW	~40° SE	8
	9	NW-SE	45°-65° NE	9
			65°-85° SW	9
		NE-SW	35°-45° SE	10
	Tps	4	NW-SE	25°-45° NE
5		NE-SW	55°-80° SE	3
			40°-85° NW	3
6		NE-SW	40°-60° NW	5
		NW-SE	40°-65° SW	5
10		NE-SW	65°-85° SE	11
		NW-SE	50°-85° SW	11
			~70° NE	11
Pac	5	NE-SW	30°-70° SE	4
			70°-85° NW	4
	6	NW-SE	40°-70° SW	4
		NE-SW	30°-60° SE	6
			60°-75° NW	6
	10	NE-SW	25°-75° NW	13
		NE-SW	40°-70° SE	12
	11	NE-SW	45°-60° SE	14
		NW-SE	~55° SW	14
	16	NE-SW	~85° SE	15
		NW-SE	55°-70° SW	15