

**UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA  
CALIFORNIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

**" ESTRATIGRAFIA DE LAS TERRAZAS MARINAS  
AL ESTE DE LA SIERRA SAN FERMIN, NE  
DE BAJA CALIFORNIA, MEXICO "**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE**

**OCEANOLOGO**

**PRESENTA:**

**ALFONSO CUEVAS JIMENEZ.**

**Ensenada, Baja California,  
México**

**Noviembre de 1994**

## Resumen

Al oriente de la Sierra San Fermín, noreste de Baja California, aflora una secuencia marina que se depositó durante un período de volcanismo explosivo del Plioceno en la etapa temprana del Golfo de California.

La secuencia marina comprende dos miembros informales. El miembro inferior representa una secuencia transgresiva con depósitos de conglomerados en la base que gradúan a areniscas fosilíferas de ambiente de playa y a lodolitas de plataforma interna hacia la cima. El miembro superior sobreyace en discordancia erosional al miembro inferior. El miembro superior consiste principalmente en una alternancia de arenisca y lodolita de ambiente intermareal, con variaciones laterales en sentido oriente poniente, a areniscas y conglomerados que sugieren depósitos aluviales que progradaron ocasionalmente el litoral. El miembro superior contiene dos depósitos piroclásticos retrabajados y cuatro horizontes de bentonita verde. La variación de espesores de los horizontes volcanoclásticos indican que la fuente se sitúa hacia el sur-sureste de la zona de estudio. Hacia el norte los horizontes volcanoclásticos disminuyen su espesor y su composición litológica muestra un aumento en el porcentaje de cristales sobre vidrio volcánico. Estos horizontes volcánicos indican que durante el Plioceno Tardío ocurrió una actividad volcánica explosiva importante.

La composición litológica en la secuencia indica una variación en la fuente de aporte de los sedimentos. El miembro inferior se compone exclusivamente de sedimentos volcanogénicos, donde la fracción arcillosa incluye predominantemente esmectita con menor contenido de illita y la fracción arenosa está compuesta predominantemente por plagioclasas y líticos volcánicos. Los clastos de los conglomerados son exclusivamente de rocas volcánicas (tobas y lavas riolíticas, principalmente).

El miembro superior contiene caolinita en la fracción arcillosa, y muestra un incremento en el contenido de cuarzo monocristalino y feldespato potásico en la fracción arenosa, y de fragmentos graníticos y metamórficos en las facies conglomeráticas. Esta variación en la composición indica una contribución del basamento cristalino durante el Plioceno Tardío a pesar de la actividad volcánica, aún intensa para esa época. La litología del miembro inferior permite inferir que la cubierta volcánica en la Sierra San Fermín fué erosionada progresivamente y hacia el Plioceno Tardío, y durante la depositación del miembro superior, el basamento cristalino fué expuesto posiblemente como resultado de la intensa actividad tectónica.

La secuencia marina de Sierra San Fermín se correlaciona al sur con la secuencia marina de Puertecitos. La correlación de estas dos secuencias con los depósitos marinos de San Felipe y Valle Imperial, al norte, sugieren una transgresión a escala regional para la frontera Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y una regresión para el Plioceno Tardío en la margen noroeste del Golfo de California.

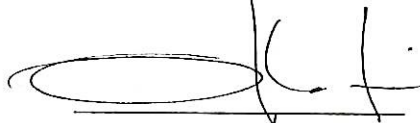
**" ESTRATIGRAFIA DE LAS TERRAZAS MARINAS  
AL ESTE DE LA SIERRA SAN FERMIN, NE  
DE BAJA CALIFORNIA, MEXICO "**

**TESIS**

**QUE PRESENTA:**

**ALFONSO CUEVAS JIMENEZ.**

Aprobada por:



Presidente del Jurado  
**Dr. Arturo Martín Barajas.**



Sinodal Propietario  
**M.C. Miguel A. Téllez Duarte.**



Sinodal Propietario  
**M.C. Jorge Ledesma Vázquez.**

## *Dedicatoria*

*Quiero dedicar este trabajo a todas las personas con las que he compartido tiempo y espacios, aprendiendo juntos lo mejor de la vida:*

*A mis padres, hermanas y sobrinos, con todo el amor del mundo.*

*A Bety V., mi mejor amiga y compañera de la vida.*

*A mis grandes amigos Iza C., Oscar F. y Mario B.*

*A mis buenos amigos; Miguel R., Miguel M., , Eugene A., Gary A., Erica C., Hugo B., Maricel, Francisco A., Susi, Chofa, Iza B. y Guillermo G., Blanca y Marco M., Margarita y Arturo, Conchis y Gabriel, Eloísa y Sergio.*

*Y por supuesto a mis maestros.*

*Por el amor y respeto a la Tierra*

*que tanto ha vivido*

*y tanta vida que ha dado.*

## AGRADECIMIENTOS

Gracias al departamento de Geología de División Ciencias de la Tierra del CICESE, por ofrecerme todas las facilidades para desarrollar mi trabajo de tesis; apoyo financiero, equipo de campo, laboratorio y gabinete, así como sus instalaciones. También quiero agradecer al personal que integra este departamento; investigadores, técnicos, administrativos, estudiantes, prestadores de servicio social. Gracias por generar esa atmósfera de trabajo.

A la Facultad de Ciencias Marinas, de la cual egreso. Gracias por toda la enseñanza durante los 10 semestres cursados en la carrera.

Al departamento de Geología de SDSU, California, por las facilidades para utilizar el equipo de difracción de rayos X, en particular a J. Kimbrough.

Al M.C. Miguel A. Téllez D. por las excelentes aportaciones en el marco paleontológico y estratigráfico, que enriquecieron la tesis.

A la Dra. Ana Luisa Carreño por la identificación de los microfósiles.

Al M.C. Jorge Ledesma V. por sus aportaciones y su apoyo a la realización de este trabajo.

Por último, quiero agradecer de manera especial al Dr. Arturo Martín B. y al Oc. Gabriel Rendón M. por su siempre apoyo y motivación para realizar este trabajo, nuestro trabajo. Por los momentos difíciles, gracias amigos.

## INDICE

	Página
1. INTRODUCCION	1
1.1 Antecedentes y Marco Geológico	3
1.2 Objetivos	6
2. MATERIALES Y METODOS	6
2.1 Localización y Descripción del Area de Estudio	6
2.2 Metodología	7
2.2.1 Métodos de campo	7
2.2.2 Métodos de laboratorio y gabinete	9
<i>Mineralogía</i>	
<i>Paleontología</i>	
3. RESULTADOS	12
3.1 Estratigrafía	12
3.1.1 Descripción de litofacies	13
3.1.2 Horizontes de referencia	20
3.1.3 Estratigrafía de la terraza Santa Catarina	22
3.1.4 Estratigrafía de las terrazas El Coloradito	27
3.1.5 Estratigrafía de la terraza Campo Cristina	37
3.1.6 Correlación estratigráfica entre las terrazas	40
3.2 Litología	45
4. DISCUSIONES	57
4.1 Paleoambientes	57
4.2 Evolución de la cuenca	63
4.2.1 Evento transgresivo	63
4.2.2 Evento regresivo	65
4.3 Correlación regional	68
5. CONCLUSIONES	73
LITERATURA CITADA	75

## LISTA DE FIGURAS.

Figura	Página
1. a) Mapa regional con la localización de los sitios donde afloran depósitos marinos del Neogeno. VI, Valle Imperial; SF, San Felipe; SSF, Sierra San Fermín; P, Puertecitos; IT, Isla Tiburón; L, Loreto; SR, Santa Rosalía. b) Mapa de ubicación de la zona de estudio. El cuadro representa la figura 2.	4
2. Mapa geológico del área de estudio y su localización geográfica (modificado de Rebolledo-Vieyra). Se muestran los sitios de las columnas estratigráficas levantadas.	8
3. Perfil de los ambientes de depósito que representan las litofacies A, B, C y C'. Modificado de Elliot (1986).	14
4. Columnas estratigráficas de la terraza Santa Catarina.	24
5. Columna estratigráfica de la terraza El Coloradito Norte.	28
6. Columnas estratigráficas de la terraza El Coloradito. Leyenda en figuras 4 y 5.	31
7. Columnas estratigráficas de la terraza El Coloradito Sur.	36
8. Columnas estratigráficas de la terraza Campo Cristina. Leyenda en figuras 4 y 5.	38
9. Correlación estratigráfica entre las principales terrazas. Leyenda en figuras 4 y 5.	43
10. Diagramas de difracción de rayos X representativos de la fracción arcillosa de la secuencia marina de Sierra San Fermín. a) Parte alta de la unidad Pac en El Coloradito; b) Cima de la unidad Pla en El Coloradito; c) Unidad Parf en El Coloradito. Nota: esm, esmectita; il, ilita; k, caolinita; q, cuarzo. Los difractogramas de 500 °C en b) y c), la esmectita no está completamente colapsada posiblemente por no estar quemada en su totalidad.	47
11. Diagramas ternarios del análisis modal en la fracción arenosa de la secuencia marina de Sierra San Fermín. Datos en la Tabla IV. a) Triángulo QFL; Q, cuarzo total; F, feldespatos totales; L, líticos totales. b) Triángulo QmPK; Qm, cuarzo monocristalino; P, plagioclasa; K, feldespato potásico.	50

12. Composición de clastos en las facies conglomeráticas. A) y B) Unidad PQal en El Coloradito; C) y D) Unidad Cms En Campo Cristina; E) y F) Unidad Pbs en El Coloradito. 53
13. Diagramas ternarios del análisis modal en la fracción arenosa de los horizontes volcánicos de referencia del miembro superior (Pap y Pte). Datos en la tabla IV. a) Triángulo QFL; Q, cuarzo total; F, feldespatos totales; L, líticos totales. b) Triángulo QmPK; Qm, cuarzo monocristalino; P, plagioclasa; K, feldespato potásico. 56
14. Diagrama de rosas con los datos de orientación de crestas de rizaduras en sedimentos arenosos y areno-arcillosos. Las flechas indican la posible dirección de transporte la cual es perpendicular a la orientación de las crestas. N, número de datos. La ubicación de los sitios está en la Figura 2. a) Cima de la unidad Pla sitio 87, El Coloradito Sur; b) Pap, sitio 59, Campo Cristina; c) Pap, sitio 54, El Coloradito Norte; d) Parte media de la unidad Pac, sitio 51, El Coloradito Sur. 60
15. Curva de los cambios eustáticos del nivel del mar del Mioceno Tardío al Reciente. Se indica la transgresión y las regresiones posiblemente relacionadas a la secuencia marina de Sierra San Fermín y Puertecitos. Modificado de la carta cronoestratigráfica del Cenozoico y fluctuaciones del nivel del mar de Haq y colaboradores (1987). 64
16. Ambientes de depósito que representan las litofacies D, E y F. Miembro superior de la secuencia marina (Plioceno Tardío). 67
17. Correlación entre las secuencias marinas de Puertecitos y Sierra San Fermín. 70

## LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
I. Microfósiles encontrados en sedimento areno-arcilloso de las litofacies C y D de Sierra San Fermín (Ana Luisa Carreño, comunicación escrita, 1994). Localidades: EC, El Coloradito; ECN, El Coloradito Norte.	17
II. Asociación fosilífera de invertebrados de la unidad Parf (miembro inferior).	25
III. Composición mineralógica de la fracción arcillosa. Resultados del análisis de DRX.	46
IV. Promedio de los conteos por puntos de la fracción arenosa. Tres conteos por muestra.	51
V. Composición de los clastos de las unidades conglomeráticas.	54

## 1. INTRODUCCION

Los estudios sobre la apertura del Golfo de California han permitido documentar los diferentes procesos que caracterizan una margen pasiva en la etapa temprana de un rift. El Golfo de California, junto con el sistema de fallas de San Andres, constituye un límite entre las placas Norteamérica y Pacífico, que se origina desde el Mioceno Tardío- Plioceno (~5.5 Ma.) (Dokka y Merriam, 1982; Gastil et al., 1979). La interpretación de los procesos sedimentarios y de los ambientes de depósito, permite conocer la evolución de la margen costera del noroeste del Golfo de California y entender mejor su situación geológica actual. Asimismo, esos estudios permiten conocer a otros especialistas los posibles recursos naturales asociados a los ambientes de sedimentación.

El origen del Golfo de California se explica en dos procesos extensionales: el primero y más intenso ocurre durante el Mioceno Medio al Mioceno Tardío con una extensión este-oeste (Dokka y Merriam, 1982). El segundo corresponde al desarrollo del rift oceánico en la parte central del golfo durante el Plioceno Temprano (Curry y Moore, 1984). Las primeras cuencas formadas durante el Mioceno son consecuencia del proceso de extensión y subsidencia, que posiblemente dieron lugar al protogolfo, en la denominada Provincia Extensional del Golfo (Gastil et al., 1975).

Los depósitos marinos más antiguos reportados en el Golfo de California se reportan en la Isla Tiburón, encontrándose interestratificados con rocas volcánicas fechadas en 12.9 Ma. Este depósito se asocia al concepto de protogolfo (Karig y Jenks, 1972). No obstante, la mayor parte de los depósitos sedimentarios en la margen noroeste del golfo tienen edades máximas del Mioceno

Tardío-Plioceno (Ingle, 1974; Gastil et al., 1975; Boehm, 1982; McCloy et al., 1988; Rendón-Márquez, 1992; Stock, et al., 1991; Martín-Barajas et al., 1993). La mayoría de estos depósitos marinos se encuentran interestratificados con rocas volcánicas, lo que indica que la etapa temprana del golfo se caracterizó por una sedimentación volcanoclástica.

Al sur de California, la base de la Formación Imperial contiene foraminíferos de edad Mioceno Tardío-Plioceno (Dean, 1988) y representa la primer incursión marina en esa región (Woodward, 1974). Al sur de San Felipe, B.C., aflora un depósito de diatomita que subyace a una arenisca lodosa rica en foraminíferos (Formación Llano el Moreno) y representa un ambiente hemipelágico a batial. Este depósito es del Mioceno Tardío-Plioceno (Boehm, 1984). La diatomita de San Felipe junto con la lodolita de la Formación Llano el Moreno sugieren que la línea de costa debió situarse hacia el poniente, posiblemente en el Valle de San Felipe, al pie del escarpe del golfo (Martín Barajas et al., 1993).

Al noreste de la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) afloran depósitos marinos interestratificados con rocas volcánicas. La edad de la secuencia marina está definida como Mioceno Tardío-Plioceno (Rendón-Márquez, 1992) y se reconoce como una secuencia regresiva con ambientes de plataforma interna en la base a ambientes de playa en la cima. En el flanco oriental de la Sierra San Fermín, adyacente a la Provincia Volcánica de Puertecitos, aflora una secuencia marina en terrazas plio-cuaternarias que presenta características litológicas y estratigráficas similares a la secuencia de Puertecitos. El presente trabajo está enfocado al estudio sedimentológico, litológico y estratigráfico de la secuencia marina de Sierra San Fermín para establecer las condiciones paleoambientales y las implicaciones tectónicas de esta cuenca en el contexto regional del golfo durante el Plioceno; además está enfocado a complementar otros estudios que realizan investigadores y estudiantes de la UABC, CICESE y Caltech en esa región.

### 1.1 Antecedentes y Marco Geológico

La secuencia marina en la zona de estudio, sobreyace y se acuña hacia el oeste contra rocas volcánicas del Mioceno Tardío (~6.5 Ma.) (Lewis, 1994). La secuencia sedimentaria contiene unidades volcanoclásticas retrabajadas que han sido correlacionadas con unidades que afloran en la parte nororiental de la Provincia Volcánica de Puertecitos (Martín-Barajas et al., 1993; Rebolledo-Vieyra, 1994). Las rocas volcánicas del Mioceno sobreyacen a rocas graníticas del Cretácico (?) y a rocas metamórficas posiblemente del Paleozoico (Gastil et al., 1975).

Se ha reportado que la fuente de los flujos piroclásticos del Plioceno se encuentra hacia el sur de Puertecitos, ya que la secuencia de ignimbritas se acuña hacia el norte (Martín-Barajas et al., 1993). Algunas unidades volcánicas del Plioceno se encuentran estratificadas en la secuencia marina que aflora al noroeste de Puertecitos y las facies distales de los flujos piroclásticos se depositaron en un ambiente marino somero en la parte suroriental de la Sierra San Fermín y en el delta del Arroyo Matomí (Fig. 1) (Rendón-Márquez, 1992; Martín-Barajas et al., 1993).

Con base en edades radiométricas y estudios de paleomagnetismo en Sierra San Fermín, el emplazamiento de las rocas volcánicas y la sedimentación marina en esta región se sitúan en el Mioceno Tardío-Plioceno (Lewis, 1994).

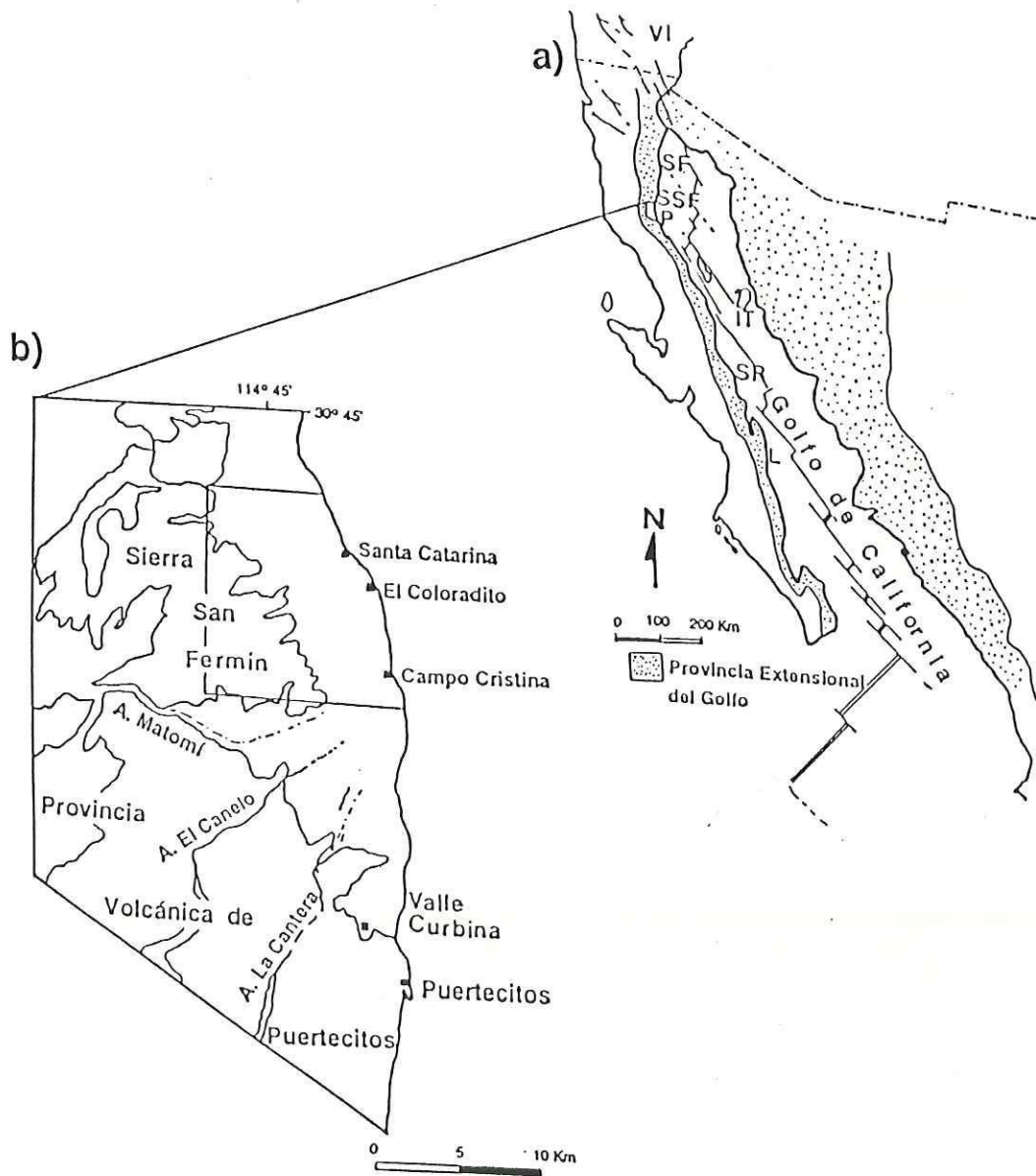


Figura 1a. Mapa regional con la localización los sitios donde se han reportado depósitos marinos del Neogeno. VI, Valle Imperial; SF, San Felipe; SSF, Sierra San Fermín; P, Puertecitos; IT, Isla Tiburón; L, Loreto; SR, Santa Rosalva. 1b. Mapa de localización de la zona de estudio. El cuadro representa el área de la figura 2.

Las rocas volcánicas y los depósitos marinos en la Sierra San Fermín, presentan una deformación relacionada a la tectónica transtensiva del golfo, lo cual dificulta la descripción estratigráfica, pero a su vez, ha permitido documentar el tiempo y el estilo de deformación en esta zona durante el Plio-Pleistoceno (Rebolledo-Vieyra, 1994). Se ha reportado que la secuencia volcánica en el oriente de la Sierra San Fermín esta afectada por un sistema de fallas de rumbo con desplazamiento lateral izquierdo y con orientación al ENE. Estas fallas definen bloques que presentan rotaciones hasta de 30 grados en el sentido de las manecillas del reloj (Lewis, 1994). Las fallas de rumbo afectan localmente a la secuencia marina y a depósitos del Plio-Cuaternario en el flanco oriental de la Sierra San Fermín, sugiriendo una actividad reciente de las fallas (Rebolledo-Vieyra, 1994). Otra familia de fallas normales con orientación NNW corta a la secuencia marina pero no al aluvión plio-cuaternario y ha sido interpretada como un sistema de fallas relacionadas al levantamiento de la Sierra San Fermín durante el Plioceno (Rebolledo-Vieyra, 1994).

## **1.2 Objetivos**

1) Establecer las facies sedimentarias y los principales ambientes de depósito con base en la descripción de estructuras sedimentarias, composición mineralógica y paleontología.

2) Definir la evolución del aporte de sedimentos en el tiempo con base en el análisis mineralógico de la fracción arcillosa, en el análisis modal de la fracción arenosa y del conteo de clastos de los conglomerados.

3) Definir la estratigrafía de las terrazas de Sierra San Fermín para establecer la evolución de la cuenca.

4) Correlacionar la secuencia marina de Sierra San Fermín con otros depósitos marinos del Plioceno en la margen noroccidental del golfo.

## **2. MATERIALES Y METODOS**

### **2.1 Localización y descripción del área de estudio**

El área de estudio se encuentra en la costa noreste de la Península de Baja California, en el flanco oriental de la Sierra San Fermín, 50 Km al sur de San Felipe (Fig. 1). La secuencia sedimentaria aflora en terrazas marinas, posiblemente como remanentes de planicies costeras del Plio-Cuaternario, adyacentes a la Sierra San Fermín. Las terrazas presentan alturas máximas de 100 m sobre el nivel de mar. Geográficamente se definen cinco terrazas marinas: terraza Santa

Cantarina (SC) al noroeste; tres terrazas a la altura de Campo El Coloradito en la parte central, y la terraza Campo Cristina (CC) al sureste. La zona de El Coloradito comprende las terrazas: El Coloradito Norte (ECN), El Coloradito (EC) y El Coloradito Sur (ECS), como se indica en la figura 2.

## **2.2 Metodología.**

### **2.2.1 Método de campo.**

Se efectuó la cartografía geológica del área de estudio, usando mapas topográficos y geológicos de INEGI como referencia. Los mapas topográficos fueron ampliados a un escala de 1:25,000. Se midieron secciones estratigráficas con la descripción sedimentológica y litológica de las unidades sedimentarias. Se colectaron muestras de roca, y fósiles de las secciones levantadas. Los depósitos volcánico-clásticos fueron utilizados como horizontes de control estratigráfico.

La litología de los depósitos de conglomerado se definió mediante un conteo de clastos en superficies de un metro cuadrado en los afloramientos, contando más de 60 clastos. En este trabajo se utilizó la terminología descrita por Boggs para conglomerados (1992). "Soporte por clastos" se refiere cuando contienen muy poca matriz, ya sea arenosa o lodosa, y los clastos están en contacto entre sí. El término "soporte por matriz" se refiere cuando la matriz (arenosa o lodosa) es tan abundante que los clastos no están en contacto entre sí. El término paraconglomerado no es utilizado debido a que es equivalente a diamictita y puede crear confusión en las descripciones.

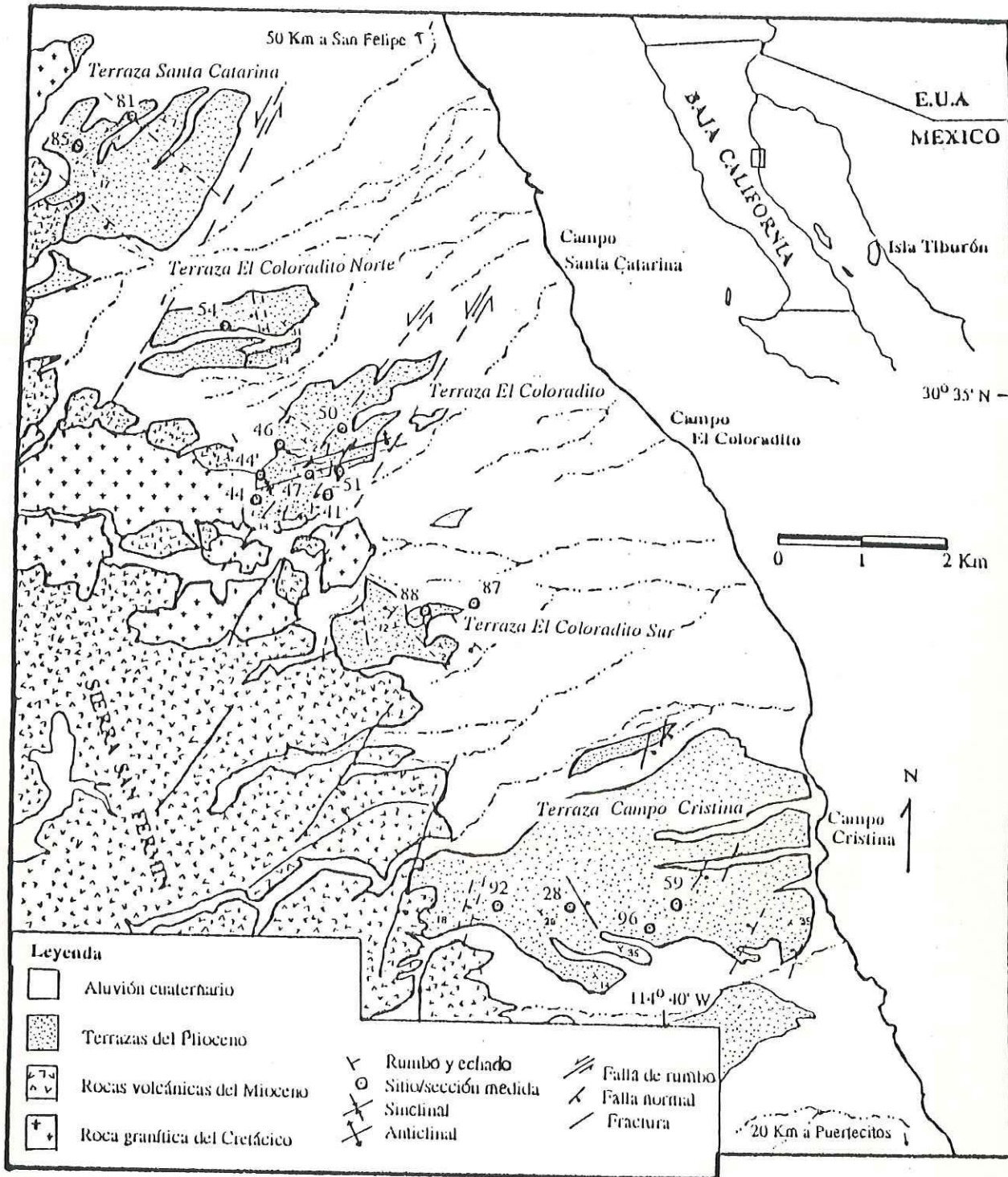


Figura 2. Mapa geol3gico del 3rea de estudio y su localizaci3n geogr3fica (modificado de Rebolledo-Vieyra, 1994). Se muestran los sitios de las columnas estratigr3ficas levantadas.

En los casos en que el depósito presentó estructuras de corrientes, se tomaron mediciones de orientación de las crestas de ondulitas con un número mínimo de 10 datos por estrato.

### **2.2.2 Métodos de laboratorio y gabinete.**

El mapa geológico simplificado se elaboró con la información colectada en campo y se complementó con los datos estructurales del estudio realizado por Rebolledo-Vieyra (1994). Se elaboraron 15 columnas estratigráficas representativas de la secuencia sedimentaria con los datos de las secciones levantadas en toda el área.

Las muestras de sedimento arcillo-arenoso se trataron con peróxido de hidrógeno para disgregar los granos y posteriormente se lavaron las sales solubles con agua destilada. Las muestras se tamizaron en húmedo para separar la fracción limo-arcillosa (diámetro menor a 4 phi). La fracción gruesa se tamizó en seco para separar únicamente el tamaño arena gruesa a fina (diámetros entre 0 y 3 phi).

La fracción limo-arcillosa, libre de carbonatos, se separó por el método de pipeta (Folk, 1974) para obtener dos muestras de arcilla, una de 4 micras y otra de 2 micras para el análisis de difracción de rayos X.

Para el análisis petrográfico y modal de la fracción arenosa, ésta fracción fue vaciada en un molde cilíndrico e impregnada con resina epóxica para obtener una roca artificialmente

cementada y posteriormente una lámina delgada. La sección delgada, se sometió a una tinción de feldespatos potásicos y plagioclasas, según el método descrito por Hutchison (1974), obteniendo los feldespatos potásicos teñidos de amarillo pálido y las plagioclasas teñidas de rosa. Esta tinción facilita la discriminación entre feldspato potásico, plagioclasa y cuarzo.

*Mineralogía.* El estudio de arcillas se realizó mediante el análisis de difracción de rayos X con un difractómetro DIANO modelo XRD 8545DF(A), en el departamento de Geología de la Universidad Estatal de San Diego, California (SDSU). Se utilizó el método descrito por Carver (1971) para la identificación mineralógica de las arcillas. Las muestras se corrieron de 2 a 30 grados de 2 theta, con una energía de 40 KV y 20 MA, con un monocromador de cobre a una velocidad de 0.03 grados por paso. Se corrieron tres frotis de cada muestra: uno natural, otro con glicol para hidratar las arcillas y un último que fué quemado a 500<sup>o</sup> C.

Se realizó el conteo por puntos a la fracción arenosa montada en resina según el método de Gazzi y Dickinson (Ingersoll et al., 1984), contando como mínimo 300 granos. Los resultados de este conteo modal se graficaron en diagramas ternarios de Dickinson (1970) [cuarzo total, feldespatos totales, líticos totales (Q-F-L) y cuarzo monocristalino, plagioclasas y feldespatos potásicos (Qm-P-K)].

Los datos de orientación de estructuras de corriente se graficaron en diagrama de rosas utilizando el programa de Stereonet (Allmendinger et al., 1989), para Macintosh. Con estos datos se realizó un análisis de corrientes para apoyar la interpretación paleoambiental.

*Paleontología.* Los macrofósiles colectados fueron identificados a nivel de género cuando su estado de preservación lo permitió. La identificación se realizó con la asesoría del M.C. Miguel Téllez Duarte de la Facultad de Ciencias Marinas de la UABC. Los microfósiles contenidos en las muestras de lodolitas y areniscas fueron identificados por la Dra. Ana Luisa Carreño del Instituto de Geología de la UNAM. Las asociaciones faunísticas fueron utilizadas como herramienta para la interpretación paleoambiental.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Estratigrafía.

Globalmente, la secuencia sedimentaria se divide en dos miembros informales. El miembro inferior, denominado Pmi (Plioceno marino inferior), consiste en conglomerados en la base que gradúan a areniscas fosilíferas y lodolitas hacia la cima. Esta unidad sobreyace en discordancia a tobas y lavas riolíticas de ~6.5 Ma (Lewis, 1994).

El miembro superior, denominado Pms (Plioceno marino superior), consiste principalmente en una alternancia de lodolitas y areniscas con variaciones laterales a areniscas conglomeráticas y brechas sedimentarias. Pms sobreyace en discordancia erosional al miembro inferior. El miembro superior contiene dos unidades volcanoclásticas que se utilizaron como horizontes de correlación estratigráfica y son denominados Pap (Plioceno arenisca pumicítica) y Pte (Plioceno toba E).

A fin de simplificar la descripción de la secuencia estratigráfica en cada una de las terrazas, y debido a que la secuencia presenta variaciones laterales de facies, se describen primeramente las litofacies y su interpretación paleoambiental tentativa. También se describen los depósitos piroclásticos que fueron utilizados como horizontes de correlación estratigráfica en el miembro superior. Las características particulares de las unidades volcanoclásticas se describen en las localidades de cada terraza donde afloran.

### **3.1.1 Descripción de litofacies.**

Con base en las características litológicas, texturales y la asociación de fósiles, se definen ocho litofacies en la secuencia sedimentaria. Las litofacies A, B, C y C' se presentan en el miembro inferior (Pmi) y en el miembro superior se presentan las litofacies D, E y F. La litofacies G aflora en toda el área de estudio.

#### **1. Litofacies A. Conglomerado basal.**

La litofacies A consiste en un conglomerado soportado por clastos, mal clasificado, con algo de matriz arenosa. Los clastos son subangulosos a subredondeados, con tamaños de canto rodado (0.7 a 1 m de diámetro máximo) a guijarros (>5 cm). Presenta estructura masiva, aunque en presencia de matriz se observa estratificación cruzada pobremente desarrollada. Los clastos son exclusivamente de origen volcánico.

Aunque en esta litofacies no se observaron fósiles diagnósticos, se infiere que pertenece a un ambiente de costa rocosa (Fig. 3) debido a que presenta una transición gradual a una facies francamente marina (litofacies B).

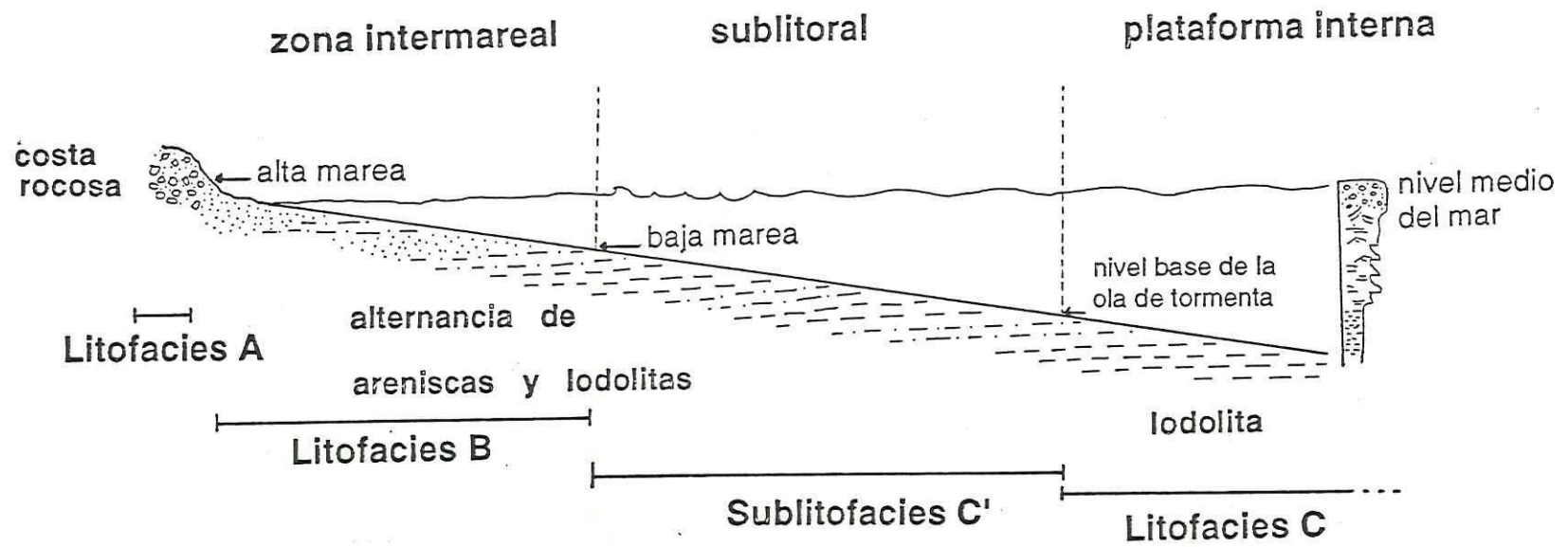


Figura 3. Perfil de los ambientes de depósito que representan las litofacies A, B, C y C'. Modelo modificado de Elliot (1986).

## 2. Litofacies B. Arenisca fosilífera.

Esta litofacies consiste en una arenisca de grano medio, color amarillo, con una matriz lodosa y un alto contenido de fósiles. Presenta estratificación masiva y algo de estratificación planar, sin embargo, ésta última no está bien definida. La fracción arenosa está compuesta principalmente de plagioclasas y fragmentos líticos de origen volcánico y abundantes fragmentos de concha.

La asociación fosilífera consiste en ostreas, pectínidos, gasterópodos (*Turritella* sp. y *Olivella* sp.), equinodermos (*Encope* sp., espinas de erizo), cirripedios (*Balanus* sp), colonias de briozoarios y dientes de tiburón (*Charcharinus cs. falsiformis*). La mayoría de los fósiles están fragmentados aunque algunos se encuentran en buen estado de preservación. Presenta además, abundantes estructuras de bioturbación en forma de tubos dispuestos vertical y subverticalmente de unos 15 cm de longitud y entre 2 y 2.5 cm de diámetro que corresponden a la icnofacies de Skolitos (Frey y Pemberton, 1984).

La litofacies B sugiere un ambiente intermareal (Fig. 3), similar al ambiente intermareal moderno en esta latitud. Los organismos presentes son, en su mayoría, de un ambiente somero. La presencia de un diente de tiburón (*Charcharinus cs. falsiformis*) puede ser debida al transporte por corrientes de litoral y/o de flujo y reflujo de marea, que permiten la mezcla de clastos biogénicos de fósiles normalmente asociados a diferente batimetría.

### 3. Litofacies C. Lodolita amarilla.

Esta litofacies se caracteriza por un sedimento limo arcilloso de color amarillento. Presenta estratificación masiva con variación a estratificación laminar, y con estratos delgados (< 1 cm) de arena fina lodosa y lentes ferruginosas. Localmente, contiene concreciones de forma esferoidal con unos 5 cm de diámetro con crecimiento radial de yeso que produce la cementación.

Esta litofacies contiene moldes de bivalvos, *Chione* sp. (Téllez-Duarte, comunicación personal, 1994) y algunas estructuras de bioturbación en tubos sencillos en disposición subhorizontal y de diámetro menor a 1 cm. Los microfósiles son escasos y en general están mal conservados. Consisten principalmente en foraminíferos bentónicos y planctónicos (comunmente recristalizados) y ostrácodos (Tabla I). Estos organismos tienen un amplio rango batimétrico y la asociación de microfósiles sugiere un ambiente lagunar o un ambiente somero de circulación restringida (A.L. Carreño, comunicación escrita, 1993). Sin embargo, las lodolitas masivas, el tipo de bioturbación (Skolitos) y la presencia de foraminíferos bentónicos sugieren un ambiente de plataforma somera, por debajo del nivel base de la ola en condiciones de tormenta.

La litofacies de lodolita amarilla presenta una variación de facies que se ha denominado **litofacies C'**. Esta litofacies consiste en capas de arena lodosa de 10 cm de espesor, con rizaduras de bajo ángulo y lentes ferruginosas, alternando con capas de lodolita del mismo espesor y con estratificación laminar.

TABLA I. Microfósiles encontrados en sedimento areno-arcilloso de las litofacies C y D de Sierra San Fermín (Ana Luisa Carreño, comunicación escrita, 1994). Localidades: EC, El Coloradito; ECN, El Coloradito Norte.

Microfósiles identificados	Litofacies	Miembro	Localidad	No. de organismos por muestra
<b>Foraminíferos planctónicos</b>				
<i>Globigerina bulloides</i>	C y D	Inf. y Sup.	EC	1
<i>Globigerina glutinata</i>	C	Inferior	EC	1
<b>Foraminíferos bentónicos</b>				
<i>Amonia beccarii</i>	D	Superior	ECN	4
<i>Bolivina sp</i>	C	Inferior	EC	1
<i>Bulimina elegantissima</i>	C	Inferior	EC	1
<i>Bulimina subfusiformis</i>	C	Superior	EC	3
<i>Buliminella subfusiformis</i>	C	Superior	ECN	1
<i>Cibicides pseudoungeriana</i>	C y D	Inf. y Sup.	EC	2
<i>Elphidium articulatum</i>	D	Superior	EC	4
<i>Loxostomun instabile</i>	D	Superior	EC	1
<i>Nonion costiferum</i>	C	Inferior	EC	1
<i>Nonion grateloupi</i>	C y C	Inf. y Sup.	ECN y EC	10 y 48
<i>Pullenia bulloides</i>	C	Inferior	EC	3
<i>Quinqueloculina laevigata</i>	D	Superior	EC	1
<b>Ostrácodos</b>				
<i>Caudites sp.</i>	D	Superior	EC	1 valva
<i>Cyprideis currayi</i>	D	Superior	EC	1 valva
<i>Cyprideis sp.</i>	D	Superior	EC	6 valvas
<i>Cytherella sp.</i>	D	Superior	ECN	1 caparazón
<i>Perissocytheridea meyerabichi</i>	D	Superior	EC	3

La litofacies C sugiere un ambiente de depósito de plataforma interna, de baja energía, por debajo de la acción del oleaje en condiciones de tormenta y posiblemente de circulación restringida y con poca actividad biológica bentónica. La litofacies C' descrita, posiblemente representa la transición a condiciones marinas más someras, bajo la influencia de oleaje o la acción de corrientes de turbidez y/o de canales de marea (Fig. 3).

#### **4. Litofacies D. Alternancia de lodolitas y areniscas.**

Esta litofacies consiste en capas delgadas de arenisca limosa de grano fino con estratificación laminar y rizaduras de pequeña escala, que alternan con capas de lodolita con estratificación laminar.

La litofacies D incluye bancos de ostras cuyas conchas se preservan en su mayoría completas, pero solo algunos organismos conservan su posición de vida. Estos bancos de ostras presentan capas y lentes de arena media a gruesa con rizaduras.

Se sugiere que la litofacies D se depositó en un ambiente de intermareal a submareal, en una playa dominada por mareas. Los bancos de ostras sugieren una batimetría submareal a plataforma interna somera (Elliot, 1986), con influencia de corrientes de flujo y reflujo mareal y posiblemente influenciado también por oleaje pero en menor escala. Esta litofacies se ubica en el mismo rango batimétrico que la litofacies B (Fig. 3), pero difiere de esa litofacies por su color café, estructuras sedimentarias y por contener una menor diversidad de organismos fósiles.

### **5. Litofacies E. Conglomerado arenoso.**

La litofacies E consiste en un conglomerado soportado por una matriz arenosa, de clastos subredondeados a redondeados con algo de imbricación. Contiene lentes de gravilla y arenisca con estratificación cruzada. Esta litofacies se presenta en estratos lenticulares con acúñamientos laterales, lo que sugiere depósitos de canal. La composición de los clastos en el conglomerado incluye rocas volcánicas, graníticas y clastos intraformacionales de lodolita color café, posiblemente derivados de la litofacies D. Los lentes de arenisca y de conglomerado se presentan comunmente interdigitizados con la litofacies D, lo que sugiere progradaciones de un delta de abanico en una planicie de mareas. Los intraclastos de lodolita sugieren depósitos de facies de canal de marea.

### **6. Litofacies F. Brecha sedimentaria.**

La litofacies F consiste en una brecha conglomerática soportada por clastos angulosos a subangulosos y extremadamente mal clasificada. El tamaño de clastos varía desde guijarros hasta bloques, con un diámetro máximo de 60 cm. El contenido de matriz varía de escaso a abundante y consiste en arena lodosa y arena gruesa sin estratificación.

Los clastos son principalmente de lava riolítica y en menor proporción fragmentos de toba de cenizas soldada y toba lapilli lítica. Los clastos de origen granítico son muy escasos.

La litofacies F gradúa lateralmente a la litofacies D, y en esta transición los clastos presentan mayor redondez. Esto permite sugerir que la litofacies F representa un ambiente de

abanico, con depósitos de aluvión proximal que gradúan a depósitos de playa dominada por mareas.

### **7. Litofacies G. Conglomerado aluvial.**

La litofacies G consiste en un conglomerado soportado por clastos subredondeados a redondeados. El conglomerado contiene algo de matriz sin estratificación y ausencia de fósiles. Esta litofacies presenta variaciones de conglomerado a arenisca conglomerática con estratificación planar tabular. La composición de los clastos incluye rocas volcánicas y rocas graníticas. Estas características permiten sugerir que la litofacies G representa depósitos de abanico aluvial.

### **3.1.2 Horizontes de correlación estratigráfica.**

Se utilizaron como horizontes de correlación dos unidades volcanoclásticas interestratificadas en el miembro superior (Pms). También se utilizaron algunos horizontes bentoníticos para correlaciones locales en las terrazas El Coloradito y Campo Cristina. Estas unidades volcanoclásticas fueron de gran utilidad debido a sus características litológicas distintivas y su amplia distribución en las terrazas marinas. Los dos horizontes volcánicos más importantes se denominaron, el primero Pap (Plioceno arenisca pumicítica gris) y segundo Pte (Plioceno toba E, o toba verde retrabajada). Ambos son depósitos piroclásticos retrabajados en un ambiente marino somero, e indican una actividad volcánica sinsedimentaria en la región de Puertecitos durante el Plioceno.

### **Arenisca pumicítica gris (Pap)**

Esta unidad consiste en una arenisca de color gris claro, de grano medio a grueso, con estratificación cruzada y estratificación planar tabular en capas delgadas (1-10 cm). Presenta comunmente estructuras de carga (flamas y platos). Su composición es principalmente de vidrio volcánico (~ 75 %) con textura vesicular, cristales (~ 20%) y menos de 5% de líticos.

El depósito de arenisca pumicítica gris aflora en cuatro de las cinco terrazas, y se ubica interestratificado hacia la base del miembro superior de la secuencia marina. Pap disminuye de espesor hacia el norte. Su mayor espesor medido es en el sitio 59 (Fig. 2) de la terraza Campo Cristina, al sur, en donde tiene aproximadamente 10 m. En las terrazas El Coloradito Sur y El Coloradito Norte, Pap presenta espesores de 1.3 m y de 0.8 m respectivamente. Las estructuras internas, como la estratificación cruzada, la coloración y la composición litológica del estrato de arenisca pumicítica es consistente en las cuatro terrazas. Las estructuras de carga son más comunes en la terraza Campo Cristina.

### **Toba verde retrabajada (Pte).**

Esta unidad consiste de una toba lapilli conglomerática color verde, con estratificación planar tabular y estratificación cruzada (rizaduras). Pte contiene estratos arenosos (tamaño cenizas) que gradúan hacia la cima a material escoriáceo de 15 cm de diámetro. Pte está constituido por un 80 % de fragmentos de esquirlas de vidrio y líticos escoriáceos, y un 20 % de cristales. El color verde se debe al vidrio volcánico, que es predominante, mientras que los fragmentos de escoria son de color negro a rojizo y se presentan en capas con gradación inversa.

Pte disminuye de espesor hacia el norte y se ubica en la parte alta del miembro superior. En la terraza de Campo Cristina aflora con un espesor de aproximadamente 1.5 m, mientras que en la terraza El Coloradito, el espesor es de apenas 20 cm.

### **Horizontes bentoníticos.**

El miembro superior de la secuencia marina contiene al menos cuatro horizontes bentoníticos color verdoso. Estratigráficamente se localizan dos en la parte intermedia del miembro superior y dos por debajo de la unidad de arenisca pumicística gris (Pap). Se presentan con espesores menores a 1 m y se encuentran asociados a la litofacies de arenisca y lodolita café (litofacies D). Las capas bentoníticas están constituidas de sedimentos finos (limo-arcilla) que forman una lodolita bien compactada de color verde sin estratificación (masiva).

### **3.1.3 Estratigrafía de la terraza Santa Catarina**

En la terraza Santa Catarina, en el extremo noroeste del área de estudio (Fig 2), se levantaron dos columnas estratigráficas (sitios 81 y 85). El espesor aproximado de la secuencia marina en esta zona es de 50 a 60 m. En el sitio 85 aflora la base del miembro inferior que está constituido por un depósito de conglomerado representado por la litofacies A. Este depósito aflora con un espesor de 4 m y sobreyace en forma discordante a una toba soldada del Mioceno Tardío denominada Tmr3 por Lewis (1994). Hacia la cima, el conglomerado gradúa a una arenisca fosilífera color amarillo (litofacies B) que tiene un espesor de 4.0 m. Esta arenisca, junto con el conglomerado basal, se han denominado unidad Parf (Plioceno arenisca fosilífera) (Fig. 4) debido a que ambos integran un depósito de ambiente de litoral. La composición de los clastos en

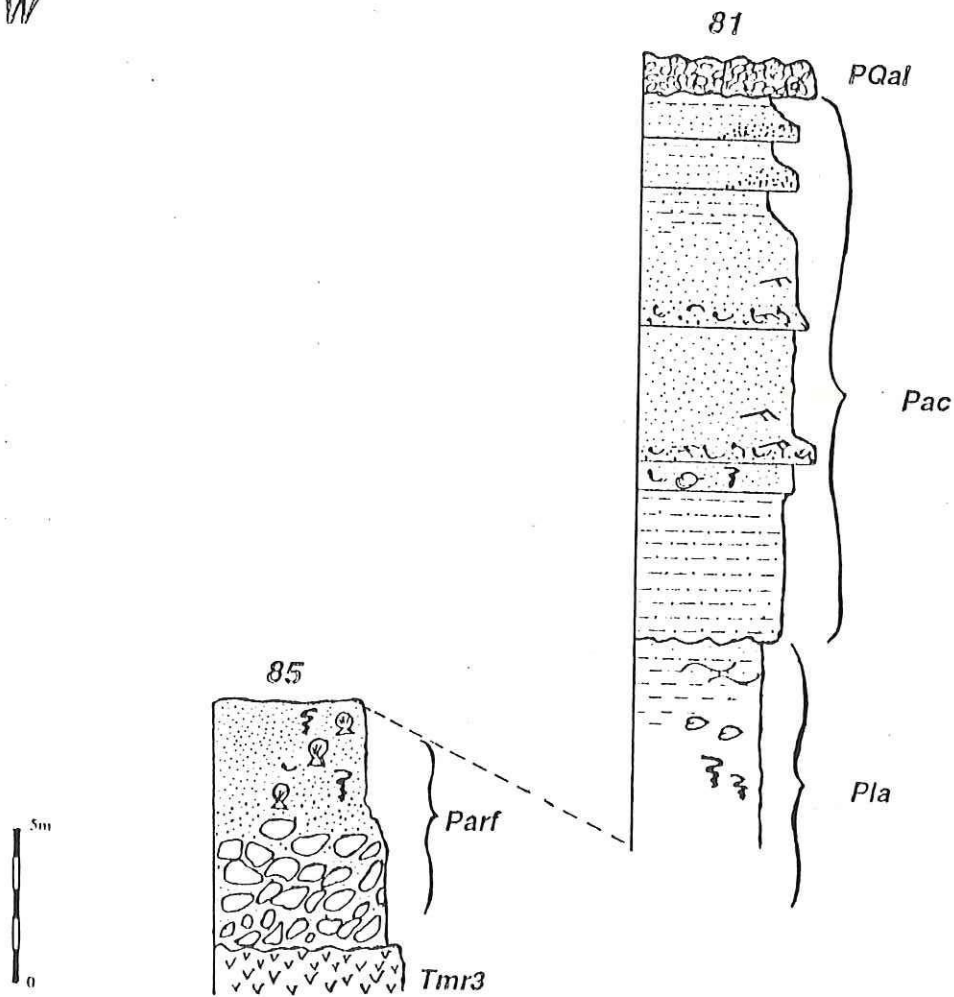
el conglomerado es exclusivamente de origen volcánico, principalmente riolita bandeada y toba vítrica.

Parf en este sitio, contiene una asociación de fósiles que incluye gasterópodos, pectínidos, equinodermos y cirripedios, lo que sugiere un ambiente de playa. La transición entre las litofacies de conglomerado basal y de arenisca fosilífera es consistente con una transgresión de la línea de costa. Los géneros de los fósiles y su habitat se especifican en la Tabla II. La arenisca amarilla fosilífera (unidad Parf) presenta bioturbación de tipo domichnia en tubos verticales de icnofacies de Skolitos (Howard, 1978).

Hacia el suroeste de esta terraza, una unidad de lodolitas amarillas, denominada Pla (Plioceno lodolita amarilla), sobreyace en forma transicional a la unidad de arenisca fosilífera (Parf). Tanto Parf como Pla representan un evento transgresivo y ambas constituyen el miembro inferior de la secuencia marina. En esta terraza la unidad de lodolita amarilla tiene un espesor estimado de 30 m y en algunos sitios sobreyace en contacto de falla a flujos piroclásticos del Mioceno Tardío (Lewis, 1994). La unidad de lodolita amarilla presenta estratificación masiva y hacia la cima contiene arena fina y estratificación laminar (litofacies C'), lo que sugiere posiblemente, la transición a ambientes más someros o depósitos turbidíticos o de tormenta. En varios sitios de esta terraza, la unidad de lodolita amarilla presenta lentes ferruginosos menores a 5 cm de espesor, los cuales son característicos de la cima de esta unidad.

W

E



**Leyenda**

- |  |                 |  |                         |
|--|-----------------|--|-------------------------|
|  | Lodolita        |  | yeso                    |
|  | Arenisca lodosa |  | lentes ferruginosos     |
|  | Arenisca        |  | fósiles                 |
|  | Grava           |  | bancos de ostreas       |
|  | Conglomerado    |  | moldes de pelecípodos   |
|  | Toba riolítica  |  | bioturbación            |
|  |                 |  | rizaduras               |
|  |                 |  | Estratificación cruzada |
|  |                 |  | flamas                  |

Figura 4. Columnas estratigráficas de la terraza Santa Catarina.

En el sitio 81 (Fig. 2) aflora una alternancia de estratos de lodolita y arenisca cafés que sobreyace en contacto erosional a la lodolita amarilla (Fig. 4). Esta alternancia de capas de lodo y arena se denomina unidad Pac (Plioceno alternancia café). En este sitio la unidad Pac representa la base del miembro superior y sus características sedimentológicas están representadas por la litofacies D.

TABLA II. Asociación fosilífera de invertebrados de la unidad Parf (miembro inferior).

Clase	Género	Habitat
Gastrópoda	<i>Turritella</i> sp.	De 20 a 185 m
	<i>Olivella</i> sp.	Intermareal a 90 m, sustrato arenoso.
Cirripedia	<i>Balanus</i> sp.	Intermareal, costa rocosa
Equinodermata	<i>Encope</i> sp.	Intermareal, sustrato arenoso (hasta 30 m).
	(espinas de erizo)	Intermareal, sustrato rocoso y arenoso
Bryozoa	(colonia de briozoarios sobre fragmentos de concha)	Aguas someras, Pozas de mareas, zona intermareal.

Nota: Identificación de fósiles por M. A. Téllez-Duarte, comunicación pers., 1994. Habitat de gasterópodos según Keen y Coan (1974); habitat de equinodermos y briozoarios según Morris y colaboradores (1980).

En la base de Pac, en el sitio 81 (Fig. 4), aflora un estrato de lodo arenoso color rojizo en la base y café hacia la cima. Esta capa tiene 5 m de espesor y presenta estratificación planar laminar.

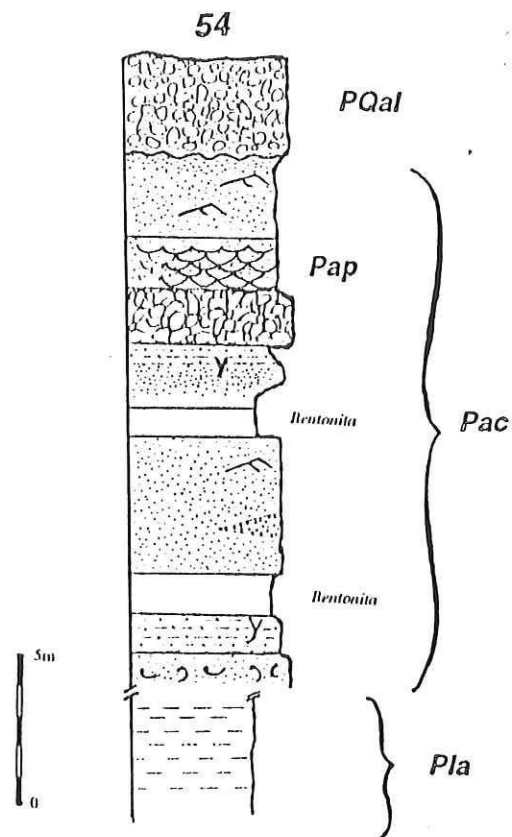
Sobreyaciendo al estrato de lodo arenoso se encuentra un estrato de arenisca color café que tiene 6.20 m de espesor y contiene dos bancos de ostreas interestratificados, de aproximadamente 60 cm de espesor cada uno. Los bancos de ostreas presentan fragmentos de conchas y valvas enteras con una longitud media de 15 cm, y sólo algunas ostreas están bien preservadas. Los bancos contienen una matriz de arena media a gruesa, y cuando la matriz es abundante se pueden observar capas y lentes delgados con estratificación cruzada. En la base de la arenisca café que contiene a los bancos de ostreas se observan moldes de pelecípodos, fragmentos de ostrea y bioturbación vertical (Skolitos) (Fig. 4).

Hacia la cima del afloramiento 81, Pac gradúa de lentes de arena (media a gruesa) a una lodolita (Fig. 4). Esta secuencia de arenisca-lodolita subyace a otra secuencia de capas de arenisca con las mismas características (finos hacia arriba) y lentes de arena gruesa en la base, que incluyen fragmentos líticos de origen volcánico y granítico. Un estrato de conglomerado soportado por clastos subredondeados de tamaño guijarros a cantos, sobreyace discordantemente a Pac, y aflora con un espesor de 1 m. El estrato de conglomerado corresponde a la litofacies G, y se denomina unidad PQal (Plioceno-Cuaternario aluvión). PQal está compuesta principalmente por clastos de origen volcánico y presenta algunos clastos graníticos.

### 3.1.4 Estratigrafía de las terrazas El Coloradito

En esta zona la secuencia marina aflora en tres terrazas disectadas por arroyos intermitentes. La terraza central denominada El Coloradito presenta los afloramientos más completos del miembro superior. En esta terraza la secuencia está deformada por un pliegue sinclinal y un anticlinal subparalelos y orientados ESE (Fig. 2). El buzamiento de los estratos afectados por el pliegue son menores a  $20^\circ$  y se ha interpretado que esta deformación está asociada a rotaciones de bloques en el sentido de las manecillas del reloj (Rebolledo-Vieyra, 1994).

*Terraza El Coloradito Norte (ECN).* En esta terraza aflora la unidad de Iodolita amarilla (Pla) del miembro inferior, con un espesor estimado de 15 m. Sin embargo, no aflora el contacto con el miembro superior. En el sitio 54 se levantó una columna estratigráfica en la que aflora el miembro superior. La base del afloramiento consiste en un banco de ostras de 80 cm de espesor, interestratificado en una arenisca lodosa color café rojizo de 1.5 m de espesor (Fig. 5). Esta arenisca lodosa presenta estratificación masiva y se encuentra cementada con yeso y halita. El depósito representa la base del miembro superior ya que, secuencia arriba, afloran dos horizontes bentoníticos y la arenisca pumicítica gris (Pap). Pac en este sitio tiene un espesor aproximado de 16.5 m, e incluye dos horizontes bentoníticos, un estrato de conglomerado y el horizonte de referencia Pap (Fig. 3).



### Leyenda

	Lodolita		yeso
	Arenisca lodosa		lentes ferruginosos
	Arenisca		fósiles
	Grava		bancos de ostras
	Conglomerado		moldes de pelecípodos
	Toba riolítica		bioturbación
			rizaduras
			Estratificación cruzada
			flamas

Figura 5. Columna estratigráfica del sitio 54 de la terraza El Coloradito Norte.

Uno de los horizontes bentoníticos (color verde) sobreyace a la arenisca lodosa masiva de la base y tiene un espesor aproximado de 1 m. A esta bentonita le sobreyace una serie de capas de 4 m de espesor, de arenisca color café claro. Las capas de arenisca están formadas por arena de granos medio a grueso y lentes de grava con clastos redondeados de origen volcánico. La arenisca presenta estratificación planar tabular y cruzada (rizaduras). Sobreyaciendo a la capa de arenisca se encuentra el segundo horizonte bentonítico que tiene un espesor de 80 cm.

Una capa de lodolita bien compactada de color café con lentes limosos de color amarillo ocre sobreyace al segundo horizonte de bentonita. El espesor de la lodolita es menor a 1 m y gradúa a una alternancia de capas delgadas de arenisca de grano medio, de color café claro, con 2.7 m de espesor. Hacia la cima, la alternancia de areniscas gradúa a una arenisca lodosa con estratificación planar (Fig. 5). Esta capa de arenisca presenta yeso como cementante y concreciones de arenisca cementada también por yeso.

Un conglomerado soportado por clastos con espesor de 1.8 m, sobreyace a la arenisca lodosa en contacto erosivo. Esta unidad consiste de clastos subredondeados de origen volcánico y presenta fragmentos de ostrea. El conglomerado subyace al horizonte de referencia Pap que en este sitio presenta un espesor de 80 cm. Pap consiste en una arenisca de grano medio con estratificación cruzada y no presenta fósiles.

Sobreyaciendo a Pap aflora una capa de 2 m de espesor de arenisca café claro. La arenisca es de grano fino y presenta estratificación cruzada (rizaduras), no se observan macrofósiles, sin embargo se considera un depósito marino por las estructuras de corriente. Su composición es cuarzo feldespática y forma parte de la unidad Pac.

Un conglomerado soportado por clastos sobreyace en discordancia a la arenisca café. Presenta clastos subangulosos a subredondeados de origen volcánico, granítico y metamórfico. Este depósito forma parte de la litofacies G y constituye la unidad PQal.

*Terraza El Coloradito (EC).* En esta terraza se levantaron 7 columnas estratigráficas. En el sitio 44, en el suroeste de la terraza El Coloradito, aflora la unidad Parf en su litofacies de arenisca fosilífera. En la base del afloramiento, esta unidad tiene un espesor de 1.5 m, aunque no se observa el contacto basal (Fig. 6). La unidad Parf consiste en una arenisca de grano medio a grueso con estratificación pobremente definida y bioturbación en forma de tubos verticales. La asociación fosilífera la integran ostreas, moldes de gasterópodos y pectínidos, colonias de briozoarios, braquiópodos, espinas de erizo, balanos, fragmentos de concha, y dientes de tiburón. Parf gradúa hacia la cima a una arenisca de color más claro de grano grueso, presenta estratificación planar y fragmentos de concha. Tiene un espesor de aproximadamente 1 m. Esta unidad subyace en discordancia a un conglomerado de clastos redondeados, principalmente de origen volcánico y algunos de origen granítico y se interpreta como un depósito no marino de la litofacies G.

SW

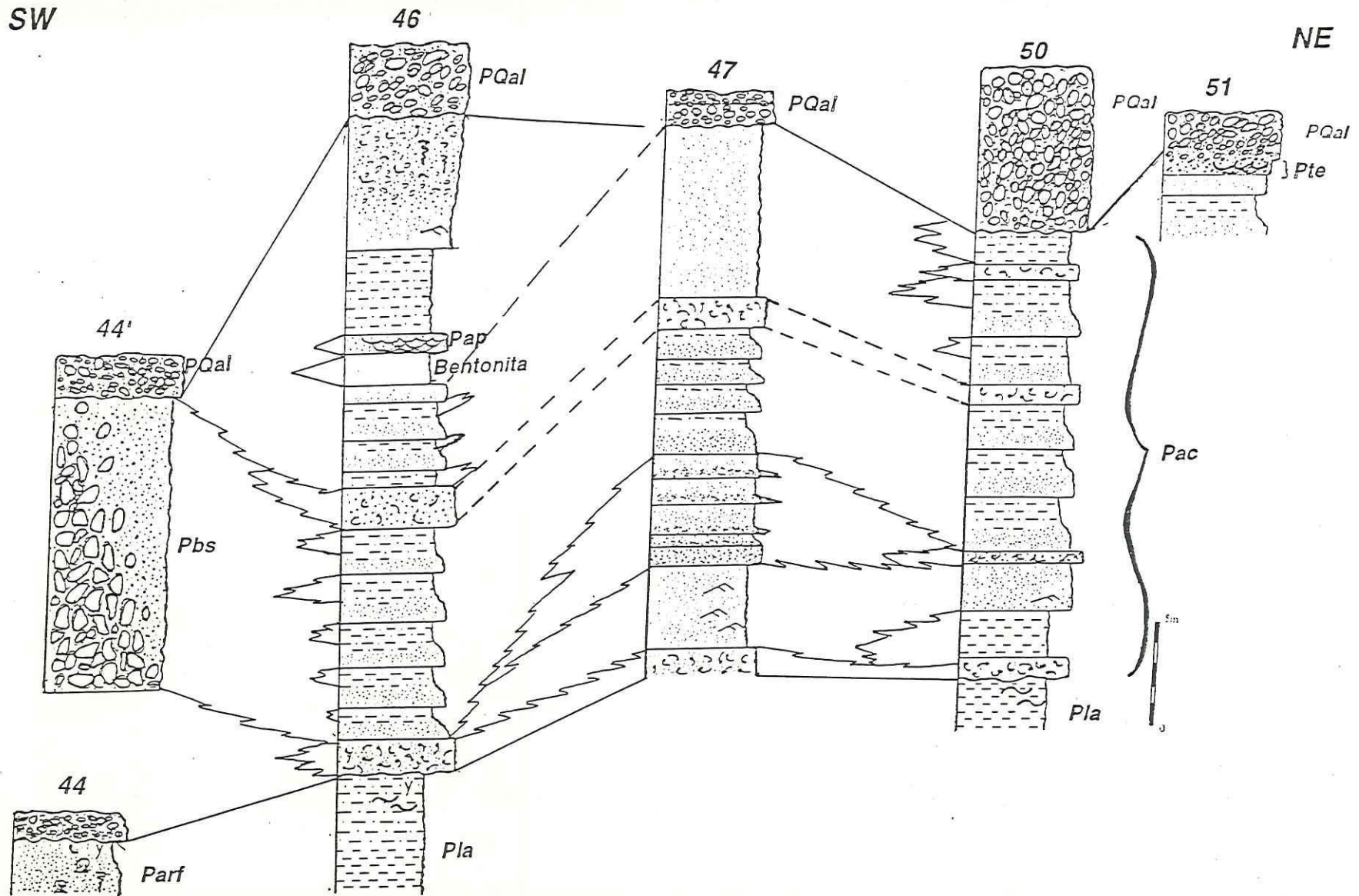


Figura 6. Columnas estratigráficas de la terraza El Coloradito. Leyenda en Figuras 4 y 5.

En el lado norte del arroyo, en el sitio 44' (Fig. 2), aflora una brecha sedimentaria que en su parte más occidental sobreyace y se acuña contra las rocas graníticas y se denomina unidad Pbs (Plioceno brecha sedimentaria). Hacia el oriente se interdigitiza con un depósito de arenisca con gravilla y gradúa lateralmente a la unidad Pac. La brecha sedimentaria tiene un espesor máximo de 20 m y está soportada por clastos angulosos a subangulosos. El tamaño de los clastos varía desde guijarros hasta bloques (60 cm de diámetro máximo) y presenta algo de matriz lodosa. Esta brecha conglomerática está representada en la litofacies F.

En el sitio 41 (Fig. 2) se encuentra la lodolita amarilla en contacto por falla con la brecha sedimentaria (unidad 4). En la base del afloramiento, la lodolita amarilla presenta estratificación laminar y un banco de moldes de pelecípodos interestratificado. Los moldes de pelecípodo pertenecen al género *Chione* sp. y tienen una longitud de 3 a 5 cm. Presenta además bioturbación de tipo domichnia, posiblemente icnofacies de Skolitos. La base de la unidad de lodolita amarilla (Pla) no aflora en esta terraza pero se estima un espesor mínimo de 30 m para esta unidad.

Un conglomerado soportado por clastos sobreyace en discordancia a la unidad de brecha sedimentaria (unidad Pbs) (Fig. 6). Este conglomerado está constituido por clastos subredondeados a redondeados de origen volcánico (riolita principalmente) y algunos de origen granítico y es posiblemente un depósito aluvial.

Hacia la parte central de la terraza, en el sitio 51 (Fig. 6), aflora la cima del miembro inferior que subyace en contacto erosivo a la base del miembro superior de la secuencia marina. En la base del afloramiento se observa la unidad de lodolitas amarillas, que en este sitio presenta

estratificación laminar y lentes ferruginosos. La base del miembro superior contiene un banco de ostras de 0.8 m de espesor, en una matriz de arena lítica de grano grueso. Los organismos de este banco se encuentran en su mayoría fragmentados, probablemente por transporte.

Sobreyaciendo al banco de ostras del sitio 51, en contacto abrupto, aflora un estrato de 1.10 m de espesor de lodolita color marrón, compacta, con estratificación laminar (Fig. 6). A su vez, subyace a una capa de arenisca de 5.5 m de espesor, color café claro, de grano fino a medio, con estratificación cruzada (rizaduras) en la base que contiene una capa de gravilla con clastos angulosos interestratificada. Gradúa a una arenisca lodosa con estratificación laminar hacia la cima (Fig. 6). A esta capa le sobryace en contacto erosivo una alternancia de estratos de arenisca de grano fino que gradúan a areniscas lodosas. Estos estratos con gradación normal varían entre 1 y 1.5 m de espesor. La unidad contiene dos bancos de ostras, en los cuales los organismos conservan ambas valvas, pero con evidencias de transporte por el fracturamiento de las valvas.

En la cima de la secuencia en el sitio 51 aflora la unidad PQal con 8 m de espesor y consiste en un conglomerado soportado por clastos, que sobryace en discordancia a la unidad de alternancia de areniscas y lodolitas cafés (unidad Pac).

En el sitio 46 se levantó una columna compuesta del miembro superior (Pms). Pms sobryace en discordancia a la cima de Pla (miembro inferior) caracterizada por lentes ferruginosos (Fig. 6). Un banco de ostras de 1.5 m de espesor representa la base del miembro superior. Este banco consiste en una capa de arenisca conglomerática con fragmentos de ostrea y moldes de otros moluscos. Subyace a una alternancia de lodolitas y areniscas lodosas de color café rojizo de más de 17 m de espesor, de la litofacies D. Esta secuencia subyace, a su vez, a un

horizonte bentonítico de 1.5 m de espesor y a la arenisca pumicítica gris (Pap). Este afloramiento constituye el mayor espesor observado entre Pap y la base del miembro superior. Hacia la cima, la secuencia presenta una lodolita color verdoso que subyace a un estrato de arenisca con rizaduras en la base que gradúa a una arenisca conglomerática hacia la cima. Estos depósitos tienen en conjunto un espesor de 10 m (Fig. 6). El estrato de la cima contiene fragmentos líticos volcánicos (subangulosos a subredondeados), graníticos, bioclastos y tubos de bioturbación, lo que sugiere un ambiente marino somero en comparación con la secuencia de areniscas y lodolitas cafés de la litofacies D. Este depósito también se incluye en la unidad Pac.

En el sitio 47 Pac tiene un espesor de 20 m (Fig. 6). En la base se encuentra un banco de ostras con organismos bien preservados, al que le sobryace una capa de arenisca cuarzo feldespática de 4 m de espesor que consiste en arena de grano fino, con estratificación cruzada (rizaduras). Sobryace a esta arenisca en contacto erosivo, una arenisca conglomerática de 5 m de espesor con un tamaño de grano medio a grueso. En la base de la arenisca conglomerática predominan los fragmentos angulosos y hacia la cima los clastos son subredondeados y tamaño gravilla. Contiene tubos de bioturbación subparalelos a la estratificación, posiblemente de *repichnia*.

Sobryaciendo a la capa de arenisca conglomerática aflora una alternancia de arenisca fina y arenisca lodosa de color café de 15 m de espesor y estratificación laminar. Contiene un estrato de conglomerado con abundantes fragmentos de ostras en la parte media. Hacia la cima aflora un conglomerado de clastos redondeados que sobryace en contacto erosivo a la secuencia marina y los clastos son de composición principalmente volcánica y algunos clastos graníticos.

En el sitio 50, en el flanco norte del anticlinal (Fig. 6), aflora la parte superior de la secuencia marina. En este sitio aflora la toba de referencia Pte con un espesor de aproximadamente 20 cm y sobreyace concordantemente a la unidad de alternancia de arenisca y arenisca lodosa café. La toba verde está interestratificada con capas de arenisca conglomerática que gradúan a un conglomerado soportado por clastos volcánicos y graníticos. Este conglomerado se encuentra en la cima de la secuencia en el sitio 50 y representa la unidad PQal.

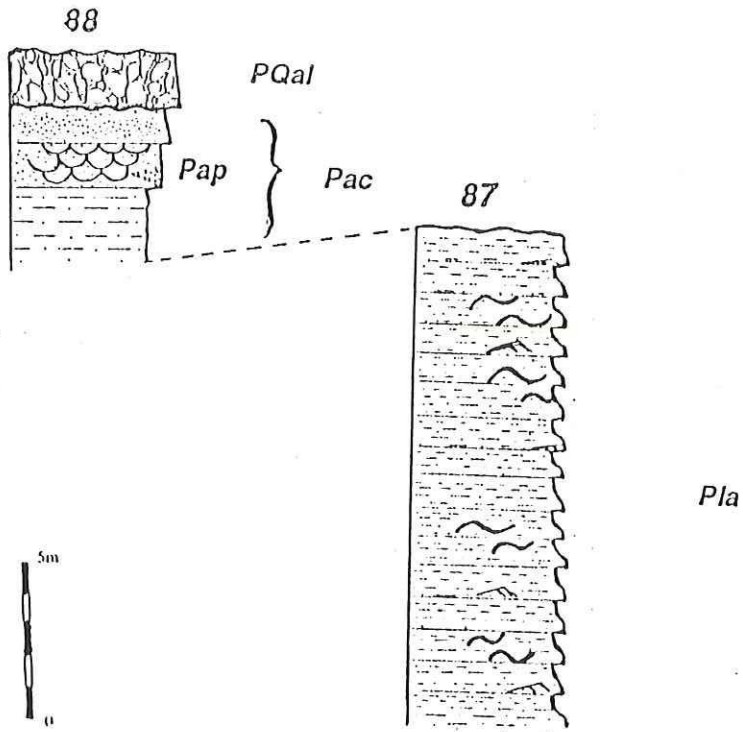
*Terraza El Coloradito Sur.* Es la terraza de menor extensión y en ella se levantaron dos columnas estratigráficas (sitios 87 y 88). En el sitio 87 aflora la cima de la unidad Pla. El afloramiento tiene un espesor de 20 m y está constituido por capas de aproximadamente 10 cm de espesor de arenisca fina en la base que gradúa a lodolita hacia la cima (Fig. 7). Este afloramiento corresponde a la litofacies C'. Las capas de arenisca presentan estratificación cruzada (rizaduras) y gradación a limo hacia la cima con lentes ferruginosos.

En el sitio 88 (Fig. 7) la arenisca pumicítica gris (Pap) sobreyace a una arenisca lodosa color café en la base del afloramiento. Pap en este sitio es una arenisca de grano medio, color gris oscuro, con 1.30 m de espesor con estratificación cruzada y lentes de arena gruesa y gravilla de lapilli pumicítico. Pap subyace a una alternancia de capas de arenisca y arenisca lodosa color café que corresponden a la litofacies D.

En la cima del afloramiento del sitio 88, aflora discordante sobre la secuencia marina la litofacies G, como una unidad de conglomerado soportado por clastos subredondeados, de composición principalmente volcánica y algunos clastos graníticos.

W

E



### Leyenda

	Lodolita		yeso
	Arenisca lodosa		lentes ferruginosos
	Arenisca		fósiles
	Grava		bancos de ostreas
	Conglomerado		moldes de pelecípodos
	Toba riolítica		bioturbación
			rizaduras
			Estratificación cruzada
			flamas

Figura 7. Columnas estratigráficas de la terraza El Coloradito Sur.

### 3.1.5 Estratigrafía de la terraza Campo Cristina

Esta terraza se localiza en el sureste del área de estudio (Fig. 2), y las columnas estratigráficas representativas de esta terraza se muestran en la figura 8. En el extremo occidental de la terraza aflora la unidad Pla en contacto de falla con el basamento volcánico terciario. Se estima un espesor de 70 m para la lodolita amarilla.

En el sitio 92 (Fig. 8), en el occidente de la terraza Campo Cristina, aflora un conglomerado representado por la litofacies E denominado unidad Cms (Conglomerado marino superior) y se interdigitiza hacia el oriente con la unidad de alternancia de areniscas y lodolitas cafés (Pac). El conglomerado tiene un espesor máximo de 5 m y se acuña lateralmente en dirección N-S. Los clastos en Cms se encuentran en su mayoría soportados por una matriz arenosa que presenta estratificación cruzada y lentes de arena gruesa y grava, aunque en la base de esta unidad el conglomerado está soportado por clastos. Los clastos del conglomerado de la base son subredondeados a redondeados y presentan imbricación. Estos clastos son de origen volcánico, principalmente de lava riolítica y toba, algunos fragmentos graníticos y clastos intraformacionales de lodolita color café. Esta unidad pertenece al miembro superior de la secuencia marina y es contemporánea con las unidades Pac y Pbs.

Al oriente de esta terraza, en el sitio 59 (Fig. 2), aflora el horizonte de arenisca pumicítica gris (Pap) con un espesor mayor a 10 m. Este afloramiento representa el mayor espesor de Pap, pero sus contactos inferior y superior no están expuestos en este sitio.

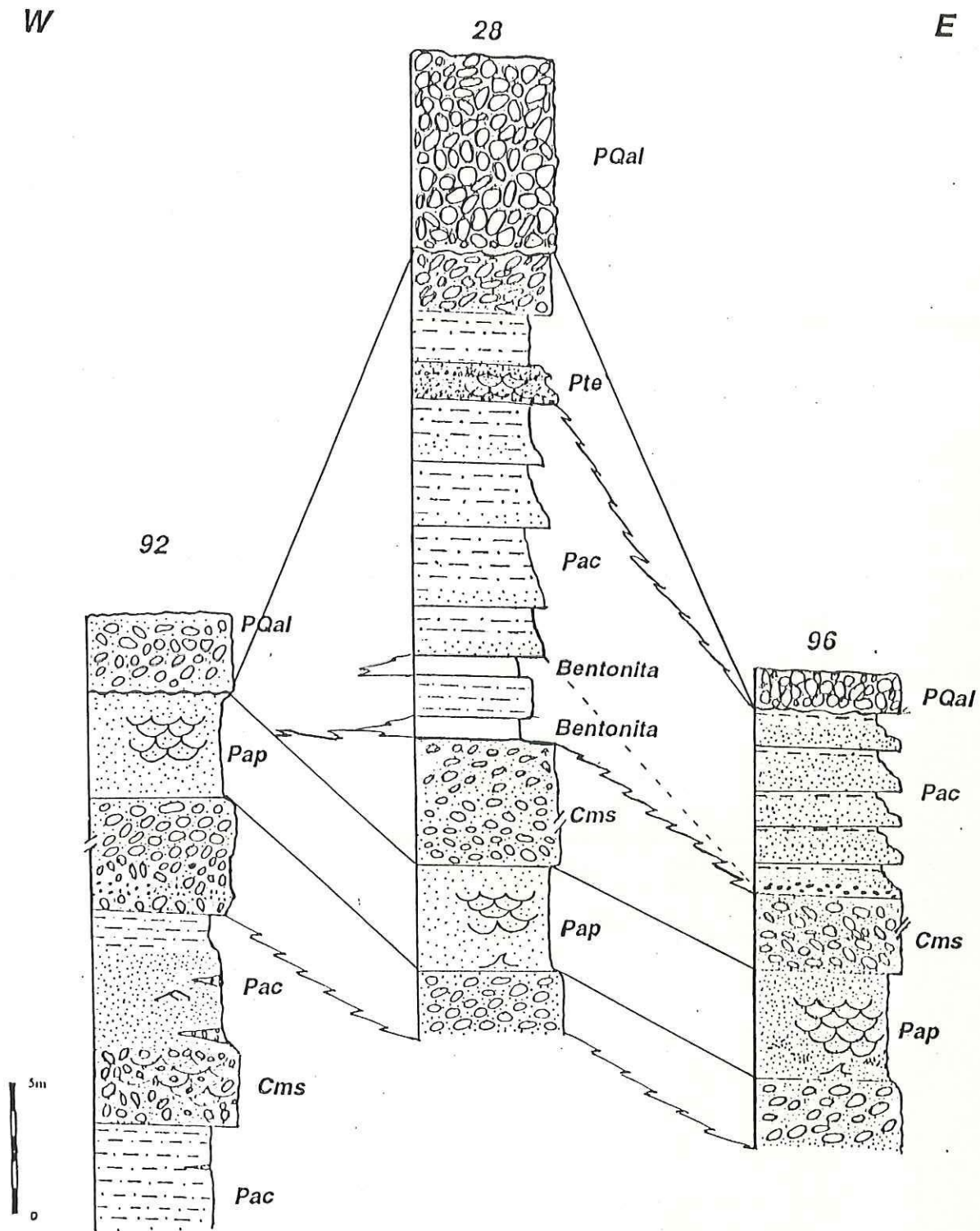


Figura 8. Columnas estratigráficas de la terraza Campo Cristina. Leyenda en Figuras 4 y 5.

La secuencia marina en el sitio 96 (Fig. 8), incluye únicamente al miembro superior. Hacia la base, la unidad de conglomerado (Cms) contiene a la unidad de referencia Pap. En este sitio, Pap tiene un tamaño de grano medio a grueso, con gravilla de pomez subredondeada, estratificación cruzada de ondulitas asimétricas, y presenta estructuras de carga (flamas).

La composición de los clastos de la unidad Cms (litofacies E) que aflora en el sitio 96, es principalmente de origen volcánico (andesita, lava riolítica y toba), y presenta clastos de origen granítico e intraclastos de lodolita café. La matriz del conglomerado arenoso es de composición cuarzo-feldespática y presenta estratificación cruzada con lentes de minerales pesados. Sobreyaciendo a la unidad Cms, se encuentra una secuencia de 8 m de espesor que consiste en una alternancia de capas que gradúan de gravilla en la base a arenisca lodosa hacia la cima. Cada capa de la secuencia tiene un espesor estimado de 1.2 m (sitio 96, Fig. 6). Esta secuencia forma parte de la unidad Pac. En la cima de la secuencia aflora el conglomerado PQal que sobreyace en discordancia angular a la secuencia marina.

En el sitio 28 de la terraza Campo Cristina (Fig. 8), aflora la cima del miembro superior. En ese sitio afloran dos horizontes bentoníticos interdigitados en la parte media superior de la alternancia de areniscas y lodolitas cafés (Pac). La arenisca lodosa presenta un espesor aproximado de 11 m y en la parte superior contiene al horizonte de referencia Pte. Esta arenisca lodosa corresponde a la litofacies D y constituye la unidad Pac del miembro superior.

En este sitio, la toba verde retrabajada (Pte) tiene un espesor de 1.30 m y está constituida por una arenisca de grano grueso, con horizontes conglomeráticos. Pte presenta estratificación

planar tabular en capas rítmicas de aproximadamente 10 a 20 cm de espesor, con estratificación cruzada y gradación inversa, con arena en la base y fragmentos de escoria hacia la cima.

La unidad de alternancia de arenisca y lodolita café (unidad Pac) por encima de Pte, subyace a una capa de 2 m de espesor de conglomerado masivo soportado por matriz. Hacia la cima, otro conglomerado soportado por clastos sobreyace a la secuencia marina en discordancia angular. Los clastos que constituyen a esta capa de conglomerado son de origen volcánico y algunos de origen granítico. Este conglomerado está representado por la litofacies G y constituye la unidad PQal.

### **3.1.5 Correlación estratigráfica entre las terrazas.**

Con base en las características sedimentológicas, mineralógicas y fosilíferas se distinguen 6 unidades estratigráficas en la secuencia sedimentaria de la Sierra San Fermín (Fig. 9). Las unidades Parf y Pla están comprendidas en el miembro inferior, y las unidades Pac, Pbs y Cms están comprendidas en el miembro superior de la secuencia marina. La unidad PQal sobreyace en discordancia al miembro superior.

El contacto del miembro inferior con las rocas volcánicas del Mioceno Tardío está marcado por un conglomerado basal en la terraza Santa Catarina (litofacies A), el cual gradúa a un depósito de areniscas lodosas de ambiente intermareal (litofacies B) y ambas forman la unidad Parf. En las terrazas El Coloradito y Campo Cristina el contacto entre la secuencia marina y las rocas volcánicas del Mioceno Tardío es por falla. En estas terrazas la unidad de lodolita amarilla

(unidad Pla) sobreyace directamente a las rocas volcánicas y la unidad Parf no aflora en Campo Cristina.

En la porción suroeste de la terraza Santa Catarina se observó la transición de la unidad Parf a la unidad Pla. El conglomerado de Parf posiblemente define una línea de costa rocosa que gradúa a un ambiente intermareal arenoso, y la unidad Pla define un ambiente de plataforma interna. La correlación del miembro inferior entre las terrazas es posible debido a las características litológicas y fosilíferas de la unidad de lodolitas amarillas. La coloración amarillo ocre es característica de la litofacies C. La composición de la fracción arcillosa es constante y está dominada por esmectita. Los fósiles característicos de esta facies son moldes de *Chione* sp., el tipo de bioturbación es similar en toda el área de estudio. El espesor máximo estimado es del orden de 30 m en la terraza Santa Catarina y se reportó un espesor de 70 m en una zona de Campo Cristina (Rebolledo-Vieyra, 1994). Sin embargo, no se tiene información suficiente para definir el período de tiempo que representa esta unidad.

Hacia la cima, la unidad Pla (Fig. 9) presenta una variación característica a facies de arena lodosa y/o contiene lentes ferruginosos. Las facies de arena lodosa (litofacies C') presenta capas de finos hacia arriba de 10 cm de espesor aproximadamente, con bases erosivas. Los lentes ferruginosos indican condiciones oxidantes y posiblemente representan un hiatus erosional en la secuencia marina. El contacto entre el miembro inferior y el miembro superior está caracterizado por esta zona de oxidación. De manera particular, una capa de ostreas con matriz arenosa y abundante óxido de fierro representa la base del miembro superior. Sin embargo, no se observaron conglomerados basales en este contacto discordante y las lodolitas amarillas están generalmente en contacto con areniscas y lodolitas cafés. En la terraza de Campo Cristina

unicamente se observó el contacto por falla entre ambos miembros, pero se infiere que la discordancia observada en El Coloradito y Santa Catarina se prolonga hacia el sur.

Pac es la unidad más representativa del miembro superior. Los horizontes de correlación Pap y Pte permiten establecer las variaciones locales de las facies y la variación de espesor de esta unidad entre las terrazas.

La correlación del miembro superior en Santa Catarina se basa principalmente en las características de la unidad Pac, representada principalmente por la litofacies D que sobreyace en discordancia a la unidad de lodolita amarilla (Pla) (Fig. 9). Los horizontes volcánicos no afloran posiblemente debido a que estos depósitos se acuñan hacia el norte.

En la porción occidental de la terraza El Coloradito, al pie de la Sierra San Fermín, aflora la brecha sedimentaria de la litofacies F que constituye la unidad Pbs. Esta unidad gradúa rápidamente hacia el oriente a facies de arenisca y lodolita (Pac). La brecha sedimentaria (Pbs) es considerada como un depósito de flujo detrítico (aluvial proximal) con un cambio lateral de facies a abanico aluvial progradando una playa dominada por mareas.

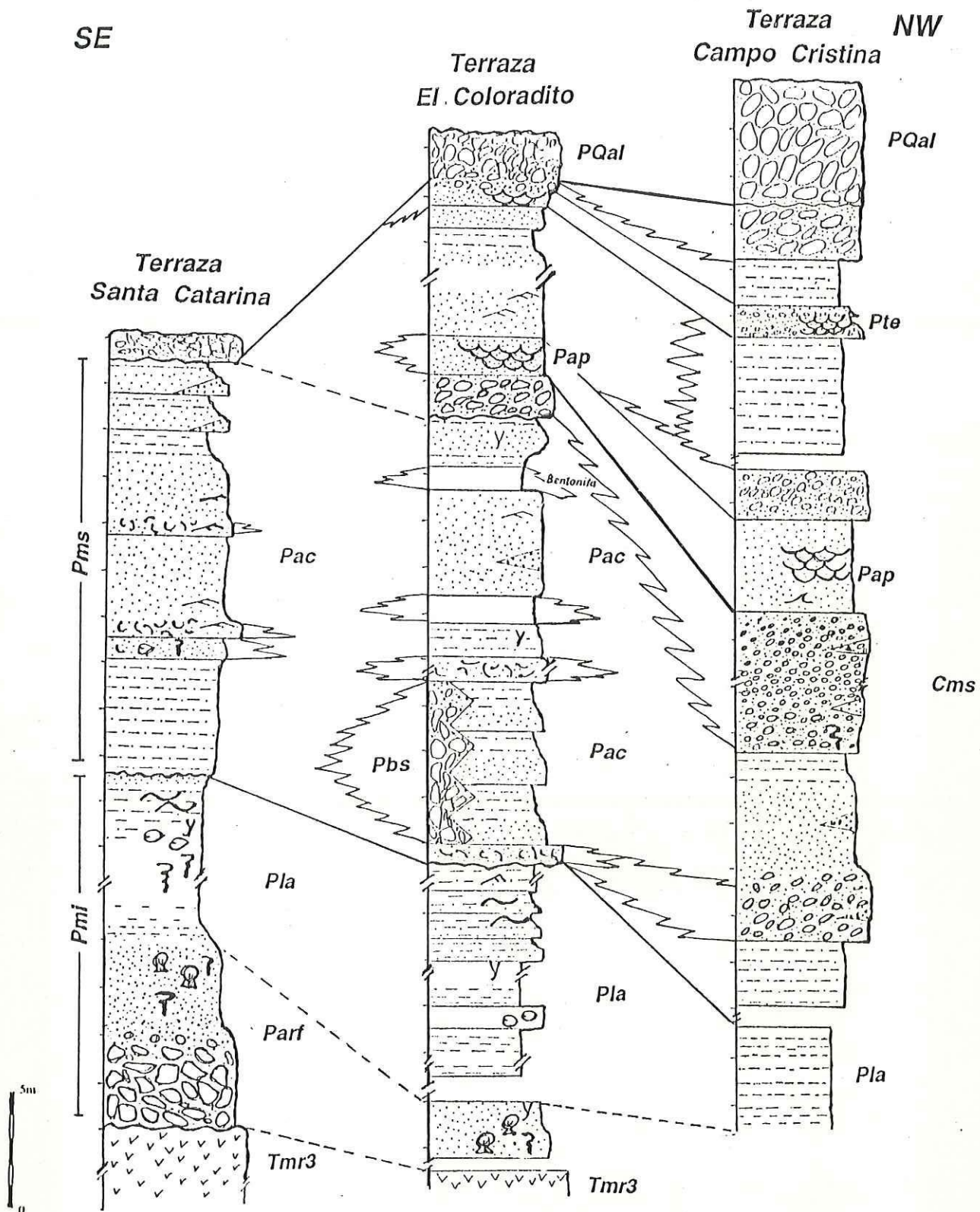


Figura 9. Correlación estratigráfica entre las principales terrazas. Simbología en Figuras 4 y 5.

El miembro superior tiene rápidas variaciones laterales de facies del orden de decenas de metros, en sentido poniente a oriente. La variación de facies en sentido norte-sur es menos pronunciada y las facies son lateralmente continuas. En la parte occidental de la terraza El Coloradito, la unidad Pbs gradúa hacia el oriente a una alternancia de arenisca y lodolita (Pac). En la terraza Campo Cristina la unidad de conglomerado Cms (litofacies E) varía a facies de ambiente intermareal de la unidad Pac. La unidad Cms posiblemente representa un depósito en un ambiente de delta de abanico y/o su prolongación a facies de canal de mareas por lo que las unidades Pac, Pbs y Cms son estratigráficamente equivalentes y se consideran contemporáneas.

La arenisca pumicítica gris (Pap) está interestratificada en areniscas y lodolitas (unidad Pac) en las terrazas en El Coloradito y en la unidad Cms en Campo Cristina. Pap aumenta su espesor hacia el sur, lo que sugiere que la fuente de este depósito piroclástico probablemente se encuentra al sur del área de estudio. Este horizonte se correlaciona con una toba pumicítica color gris (Ptf) que aflora en el norte de la Provincia Volcánica de Puertecitos (Martín-Barajas et al., 1993) y fue fechada en 2.5 Ma (J. Stock, com. pers., 1994).

El mayor espesor del miembro superior por debajo del horizonte Pap, aflora en el sitio 46 de El Coloradito, en donde se midió una sección de 15 m entre el contacto con las lodolitas amarillas y la base de Pap. El espesor entre el horizonte Pap y el horizonte Pte en Campo Cristina es de 41 m en una columna adyacente al sitio 28 (Fig. 2). En El Coloradito este espesor es del orden de 30 m utilizando la columna compuesta de los sitios 50 y 51. En Campo Cristina el horizonte Pte subyace a una secuencia de areniscas lodosas (litofacies D) que indican que este flujo piroclástico se depositó en ambiente intermareal, mientras que en El Coloradito, la facies encajonante (arenisca conglomerática) indica un ambiente transicional de submarino a subaéreo.

En toda el área de estudio, aflora una unidad de conglomerado soportado por clastos (unidad PQal en Fig. 9), que sobreyace en discordancia al miembro superior de la secuencia en Campo Cristina, El Coloradito Sur y El Coloradito Norte. En la terraza central El Coloradito la unidad PQal sobreyace concordantemente a la secuencia marina. Este conglomerado consiste en clastos de composición volcánica, metamórfica y granítica, y corresponden a la litofacies G. Esta unidad se define como unidad PQal y se considera un depósito aluvial plio-cuaternario.

### 3.2 Litología.

En este subcapítulo se describen las características litológicas de la secuencia marina enfatizando la evolución de la composición mineralógica entre el miembro inferior y el miembro superior. La secuencia marina de la Sierra San Fermín muestra una variación significativa en la composición de los sedimentos entre ambos miembros.

El miembro inferior (Pmi) está compuesto de sedimentos volcanogénicos, mientras que el miembro superior (Pms) contiene una proporción significativa de sedimentos provenientes de rocas plutónicas y metamórficas del basamento. Esta contribución del basamento prevolcánico se registra en las fracciones arcillosa, arenosa y conglomerática.

*Fracción arcillosa.* La fracción arcillosa del miembro inferior consiste básicamente en esmectita con menor contenido de illita y clorita. En contraste, la parte alta del miembro superior presenta mayor proporción de illita y contiene caolinita en forma característica (Tabla III;).

TABLA III. Composición mineralógica de la fracción arcillosa. Resultados del análisis de DRX.

Muestra	Unidad	Esmectita	Clorita	Ilita	Caolinita	Cuarzo	Feldespatos
1) EC93-46g	Pac	**	**	**	-	*	**
2) EC93-51b	Pac	***	**	**	*	*	-
3) EC93-46d	Pac	***	**	**	**	*	-
4) NEC93-54a	Pac	***	**	**	-	**	-
5) EC93-47h'	Pla	***	**	**	-	**	*
6) EC93-46a	Pla	***	***	**	-	*	-
7) CC93-58	Pla	***	**	-	-	**	-
8) EC93-44	Parf	***	-	-	-	**	*

Nota: Contenido relativo: \*\*\* = abundante; \*\* = presente; \* = trazas; - = ausente.

1) Horizonte bentonítico, El Coloradito; 2) Cima de la unidad Pac, El Coloradito; 3) Parte media de la unidad Pac; 4) Base de la unidad Pac, El Coloradito Norte; 5) Horizonte ferruginoso de la unidad Pla, El Coloradito; 6) Cima de la unidad Pla, El Coloradito; 7) Parte media de la unidad Pla, Campo Cristina; 8) Unidad Parf, El Coloradito.

La fracción arcillosa de la unidad de arenisca fosilífera (Parf) y de la unidad de lodolita amarilla (Pla) del miembro inferior son similares (Tabla III). Consisten predominantemente en esmectita, con presencia de clorita e ilita. La muestra EC93-46a presenta mayor contenido de clorita y corresponde a la cima de la unidad Pla en El Coloradito (Fig 10). Todas las muestras presentan cuarzo y trazas de feldespato.

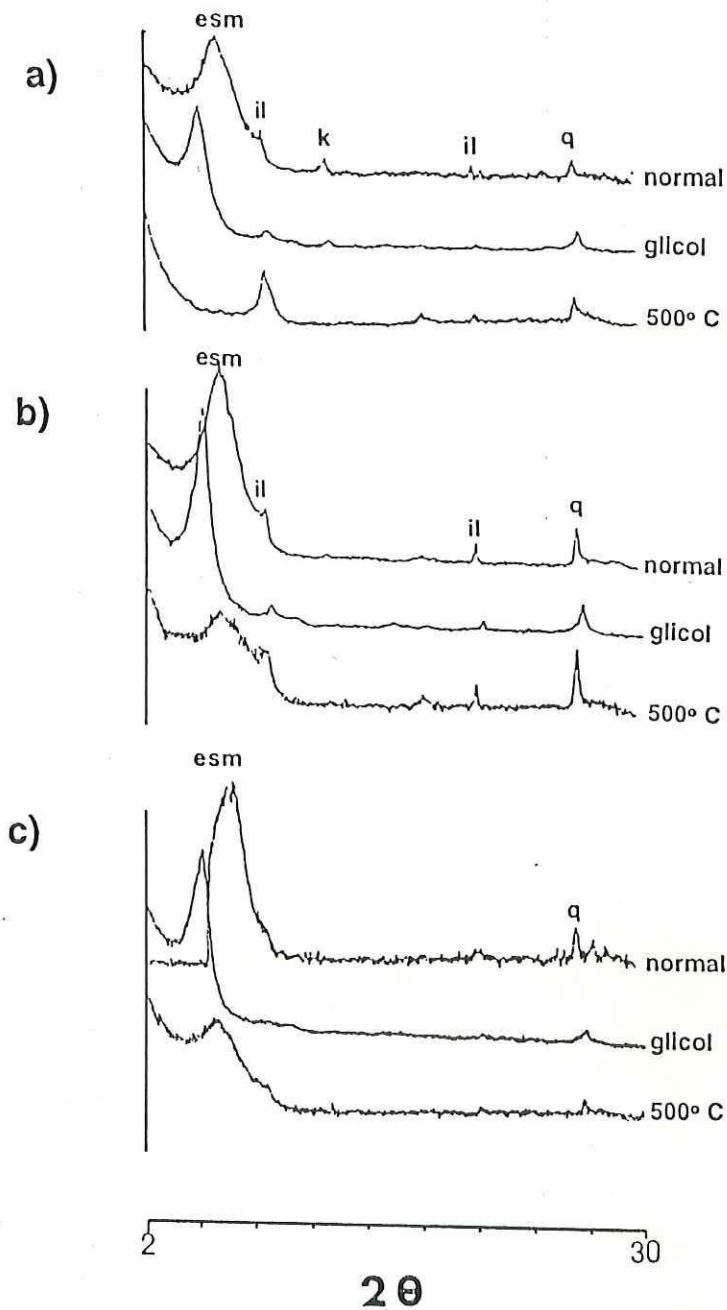


Figura 10. Diagramas de difracción de rayos X representativos de la fracción arcillosa de la secuencia marina de Sierra San Fermín. a) Parte alta de la unidad Pac en El Coloradito; b) Cima de la unidad Pla en El Coloradito; c) Unidad Parf en El Coloradito. Nota: esm, esmectita; il, ilita; k, caolinita; q, cuarzo. Los difractogramas de 500 °C en b) y c), la esmectita no está completamente colapsada posiblemente por no estar quemada en su totalidad.

Las muestras colectadas en la cima del miembro inferior y en la base del miembro superior tienen una composición similar. El horizonte ferruginoso de la cima de la unidad Pla en El Coloradito (muestra EC93-47h', Fig. 10) y la base de la unidad Pac en El Coloradito Norte (muestra ECN93-54a) presentan esmectita dominante, e ilita y clorita presentes (Tabla III). La composición de la fracción arcillosa de estas muestras es parecida a la composición de la fracción arcillosa del miembro inferior y no presentan caolinita.

Por encima de la base del miembro superior se observa un cambio de composición en la fracción arcillosa con respecto al miembro inferior. La presencia de caolinita es distintiva de la parte media y superior de la unidad Pac. Las muestras EC93-46d y EC93-51b tienen una composición dominante de esmectita, con presencia de clorita, ilita y caolinita, además de cuarzo en trazas (Tabla III).

El horizonte bentonítico interestratificado en el miembro superior en la terraza El Coloradito, no presenta caolinita, lo cual es consistente con su origen volcanogénico. Este horizonte bentonítico podría estar relacionado a un depósito de cenizas alteradas diagenéticamente. El contraste, la composición de la fracción arcillosa en las areniscas y lodolitas cafés adyacentes indica que la caolinita es de origen terrígeno y por lo tanto sugiere otra fuente de aporte no volcánica.

*Fracción arenosa.* Los diagramas ternarios del análisis modal de la fracción arenosa muestran una evolución del aporte de sedimentos a la cuenca. Básicamente, esta evolución se define por un incremento en el contenido relativo de cuarzo y feldespato potásico en las muestras del miembro superior, mientras que el miembro inferior presenta mayor contenido de líticos y

plagioclasas (Fig. 11a y 11b). La base del miembro superior muestra la misma relación de componentes que el miembro inferior. En las muestras de la parte media y la cima se aprecia un aumento relativo de cuarzo y feldespato potásico.

De los componentes del análisis modal, el cuarzo monocristalino y policristalino, y el feldespato potásico sugieren una fuente de origen granítico-metamórfico. El análisis modal de la fracción arenosa en muestras de la unidad de arenisca fosilífera (unidad Parf) en El Coloradito indica una relación de líticos volcánicos sobre cuarzo monocristalino ( $Lv/Qm$ ) de 0.5 a 1.2. En las muestras de la unidad Pac (miembro superior) en Santa Catarina, la relación  $Lv/Qm$  es de 0.3 a 0.6, sin embargo, la base del miembro superior en El Coloradito presenta una concentración anómala de líticos volcánicos ( $Lv/Qm \sim 3$ ) (muestra EC93-46b en Tabla IV). La relación plagioclasa sobre feldespato potásico ( $P/K$ ) es de 2.2 a 3.7 para el miembro inferior en El Coloradito. En Santa Catarina la parte media y la cima del miembro superior tiene valores de  $P/K$  1.2 y 0.5, respectivamente. Pero la base del miembro superior en El Coloradito presenta una relación de  $P/K$  similar a las muestras del miembro inferior (3.14). De estas relaciones,  $P/K$  refleja con mayor claridad el cambio de proveniencia de sedimentos hacia la cima de la secuencia. Sin embargo, el número de muestras analizadas no permite realizar un análisis estadístico.

Los fragmentos de vidrio volcánico en la unidad de areniscas fosilíferas (Parf) está en igual proporción que la suma de líticos volcánicos. Los fragmentos de vidrio son principalmente vitroclastos con textura vesicular estriada (pumicítica) y/o de forma Y (Heiken y Wohletz, 1991). Los fragmentos líticos en las muestras de Pms son principalmente líticos volcánicos con textura felsítica y microlítica y predominan sobre los fragmentos vítricos (Tabla 4).

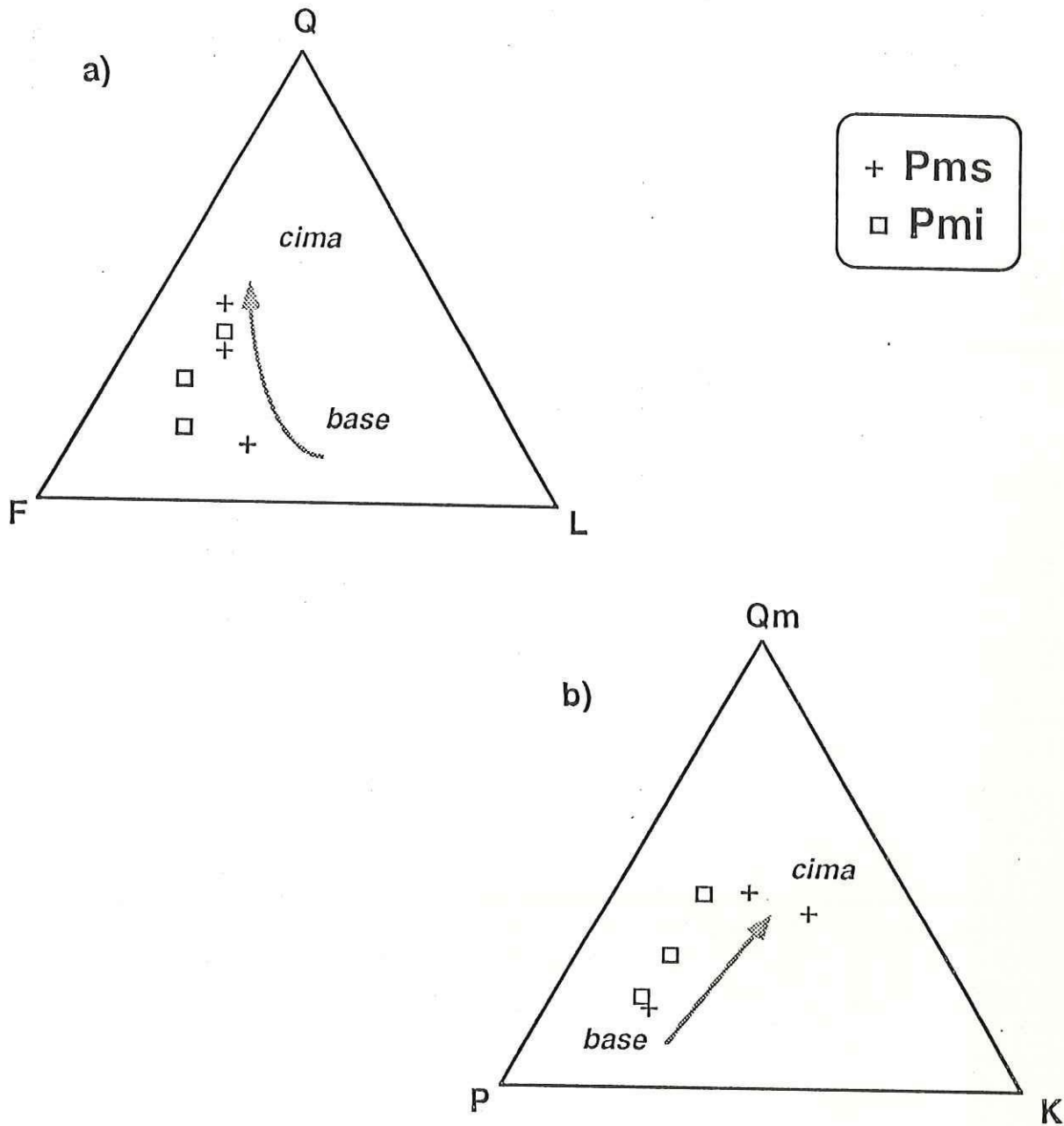


Figura 11. Diagramas ternarios del análisis modal en la fracción arenosa de la secuencia marina de Sierra San Fermín. Datos en la Tabla IV. a) Triángulo QFL; Q, cuarzo total; F, feldespato total; L, lútics totales. b) Triángulo QmPK; Qm, cuarzo monocristalino; P, plagioclasa; K, feldespato potásico.

TABLA IV. Promedios de los conteos por puntos de la fracción arenosa.  
Tres conteos por muestra.

Muestra	SC93 79	SC93 80	EC93 46b	EC93 50	EC93 46g'	CC93 591/2	CC93 59b	ECN93 54c	EC93 41	EC93 44	EC93 75
Unidad	Pac	Pac	Pac	Pte	Pap	Pap	Pap	Pap	Parf	Parf	Parf
Qm	102.0	85.5	22.0	77.5	71.3	24.0	19.5	47.0	73.0	47.0	100.0
Qp	15.5	5.5	2.6	22.5	22.7	3.0	0.0	25.5	6.0	0.0	6.0
K	60.5	86.5	25.5	32.0	25.7	37.0	19.0	13.0	45.0	41.0	40.0
P	71.5	46.5	80.0	35.0	63.7	78.5	68.0	80.0	131.0	150.0	91.0
Lv	35.0	51.0	65.5	121.5	49.3	154.5	190.5	106.5	43.0	56.0	45.0
Lm+Ls	2.5	1.0	0.5	0.5	0.3	0.0	0.5	0.0	0.0	2.0	3.0
m.p.	13.0	23.5	8.5	13.0	23.7	5.0	4.5	28.0	2.0	7.0	16.0
total	300.0	299.5	204.5	302.0	256.7	302.0	302.0	300.0	300.0	303.0	301.0

#### Porcentajes

Qm	34.0	28.6	10.8	25.7	27.8	8.0	6.5	15.7	24.3	15.5	33.2
Qp	5.2	1.8	1.2	7.5	8.8	1.0	0.0	8.5	2.0	0.0	2.0
K	20.2	28.9	12.5	10.6	10.0	12.3	6.3	4.3	15.0	13.5	13.3
P	23.8	15.5	39.1	11.6	24.8	26.0	22.5	26.7	43.7	49.5	30.2
Lv	11.7	17.0	32.0	40.2	19.2	51.2	63.1	35.5	14.3	18.5	15.0
Lm+Ls	0.8	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.7	1.0
m.p.	4.3	7.9	4.2	4.3	9.2	1.7	1.5	9.3	0.7	2.3	5.3
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Lv/Qm	0.34	0.59	2.96	1.56	0.69	6.40	9.71	2.26	0.59	1.19	0.46
P/K	1.18	0.54	3.13	1.09	2.48	2.11	3.57	6.21	2.91	3.67	2.27

#### Porcentajes normalizados

Q	40.9	33.0	12.5	34.6	40.3	9.1	6.6	26.7	26.5	15.9	37.2
F	46.0	48.2	53.8	23.2	38.3	38.9	29.2	34.2	59.1	64.5	46.0
L	13.1	18.8	33.7	42.2	21.4	2.0	64.1	39.2	14.4	19.6	16.8

#### Porcentajes normalizados

Qm	43.5	39.1	17.2	53.6	44.4	17.2	18.3	33.6	29.3	19.8	43.3
P	30.6	21.3	62.8	24.2	39.6	56.3	36.9	57.1	52.6	63.0	39.4
K	25.9	39.6	20.0	22.2	16.0	26.5	17.8	9.3	18.1	17.2	17.3

Nota: Qm= cuarzo monocristalino; Qp= cuarzo policristalino; K= feldespatos potásicos;  
P= plagioclasas Lv= líticas volcánicas; Lm= líticas metamórficas; Ls=líticas sedimentarios;  
m.p.= minerales pesados; Q= cuarzo total; F= feldespatos totales; L= líticas totales;  
Lt= líticas policristalinos.

*Conglomerados.* Los datos del conteo de clastos en campo son consistentes con un cambio en la fuente de aporte. La litofacies de conglomerado basal (litofacies A) y la unidad de brecha sedimentaria (unidad Pbs) están compuestas por clastos únicamente de origen volcánico (Tabla V). En la base de la unidad Parf (litofacies A), en el miembro inferior, no se realizó un conteo de clastos, pero su composición es exclusivamente de origen volcánico. La base de la unidad Pbs, en el miembro superior, presenta únicamente fragmentos de rocas volcánicas, con predominio de los fragmentos de lava riolítica (~50 %) y de toba vítrica (38-41 %). Hacia la cima, la brecha sedimentaria presenta algunos líticos graníticos, y el conglomerado que sobreyace a la unidad Pbs en el sitio 41 (muestra EC93-C41), presenta hasta 30 % de fragmentos de rocas graníticas (Tabla V). Este conglomerado sobreyace en discordancia angular a la brecha sedimentaria y define a la unidad PQal en este sitio. La composición de los fragmentos de roca volcánica en la unidad PQal incluye un 45 % de lava riolítica y un 24 % de toba (Fig. 12).

La transición entre la unidad Pac y la unidad PQal en el sitio 50 en El Coloradito está marcada por un cambio gradual de arenisca a facies de conglomerado por encima del horizonte de referencia Pte (Fig. 5). La composición de la base del conglomerado (unidad PQal) incluye un 15 % de rocas graníticas y metamórficas y 84 % de fragmentos de roca volcánica. Los fragmentos de roca volcánica incluyen toba vítrea (35 %), toba lítica (29 %), lava riolítica (~10 %) y andesítica (~9 %) (Tabla V, Fig. 12).

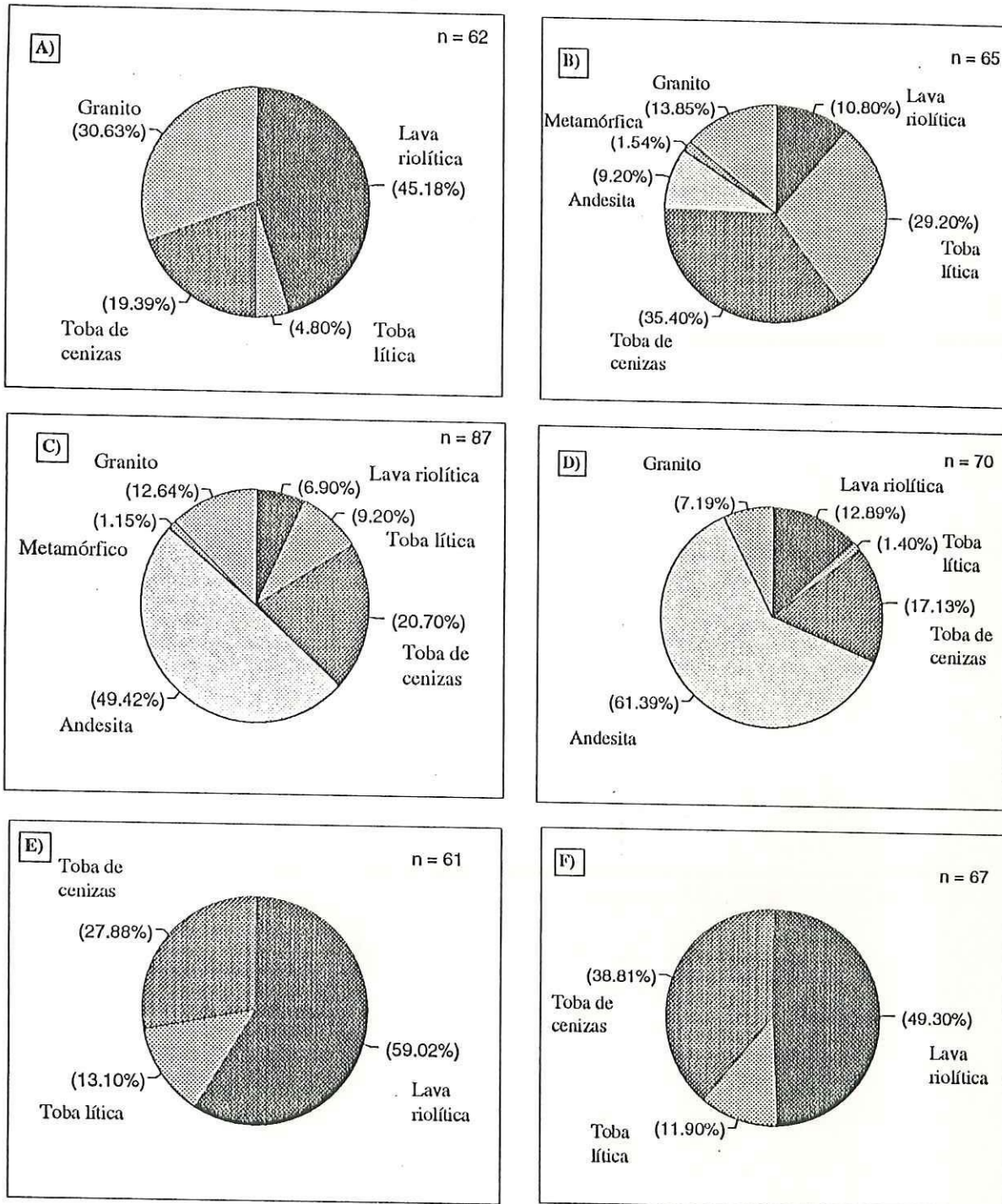


Figura 12. Composición de clastos en las facies conglomeráticas. A) y B) Unidad PQal en El Coloradito; C) y D) Unidad Cms En Campo Cristina; E) y F) Unidad Pbs en El Coloradito.

TABLA V. Composición de clastos en las unidades conglomeráticas.

CONTEO EN CAMPO									
Muestra	Unidad	Lava riolítica	T o b a s			Rocas Andesita	Rocas metamórficas	Rocas graníticas	Total
EC-93-C-41	PQal	28	3	12	0	0	19	62	
EC-93-C-50	PQal	7	19	23	6	1	9	65	
CC-93-C-58	Cms	6	8	18	43	1	11	87	
CC-93-C-92	Cms	9	1	12	43	0	5	70	
EC-93-C-41	Pbs	36	8	17	0	0	0	61	
EC-93-C-45	Pbs	21	8	26	0	0	0	67	

PORCENTAJES								
Muestra	Unidad	Lava riolítica	T o b a s			Rocas metamórfico	Rocas graníticas	Total
EC-93-C-41	PQal	45.2	4.8	19.4	0.0	0.0	30.7	100
EC-93-C-50	PQal	10.8	29.2	35.4	9.2	1.5	13.9	100
CC-93-C-58	Cms	6.9	9.2	20.7	49.4	1.2	12.6	100
CC-93-C-92	Cms	12.9	1.4	17.1	61.4	0.0	7.1	100
EC-93-C-41	Pbs	59.0	13.1	27.9	0.0	0.0	0.0	100
EC-93-C-45	Pbs	49.3	11.9	38.8	0.0	0.0	0.0	100

La unidad Cms (litofacies de E) de la terraza Campo Cristina, incluye entre 7 y 12 % de fragmentos graníticos y algunos clastos de rocas metamórficas. Los fragmentos de rocas volcánicas (~90 %) incluyen andesita (49-61 %), riolita masiva (6-12 %), toba vítrea (17-20 %) y en menor proporción tobas íficas. La presencia de rocas graníticas en esta unidad del miembro superior, junto con la buena selección del depósito (conglomerados con clastos redondeados, soportados por matriz arenosa) sugieren mayor transporte, posiblemente a través del delta de abanico del Arroyo Matomí.

El incremento en el contenido de fragmentos graníticos en las facies conglomeráticas hacia la cima del miembro superior es consistente con la aparición de caolinita y el aumento en los contenidos relativos de cuarzo y feldespato potásico en el sedimento arcillo-arenoso. El posible significado de esta evolución mineralógica será discutido más adelante.

*Litología de los horizontes de referencia Pap y Pte.* Los horizontes volcánicos Pap y Pte presentan variaciones litológicas entre la terrazas de Campo Cristina y El Coloradito que consisten básicamente en una disminución del contenido de vidrio y en un aumento en el contenido de cristales (Figs. 13a y 13b). Esta variación está asociada a una disminución en el espesor de las unidades hacia el norte. En Campo Cristina, el espesor del horizonte Pap es del orden de 10 m en el sitio 59. La base de Pap (CC93-59b) presenta mayor contenido de líticos que la parte media (CC93-591/2) (Tabla IV). La relación promedio Lv/Qm de las dos muestras es de 8, aproximadamente. Hacia el norte, el contenido de líticos disminuye, y aumenta el contenido de cuarzo; la relación Lv/Qm es de 0.7 y 2.3 en El Coloradito y El Coloradito Norte, respectivamente (Tabla IV).

En los horizontes volcánicos, la variación de P/K no es significativa (Tabla IV) y es relativamente constante. La muestra de Pte (EC93-50) se colectó en Coloradito, en donde el horizonte tiene un espesor de 20 cm y está interestratificado con areniscas de grano grueso. Esta muestra presenta el mayor porcentaje relativo de cuarzo monocristalino de la figura 13b. El comportamiento del horizonte Pte es similar al de Pap en las terrazas El Coloradito y El Coloradito Norte (Figs. 13a, b). La diferencia con respecto a Pap es que muestra una mayor proporción de cuarzo monocristalino.

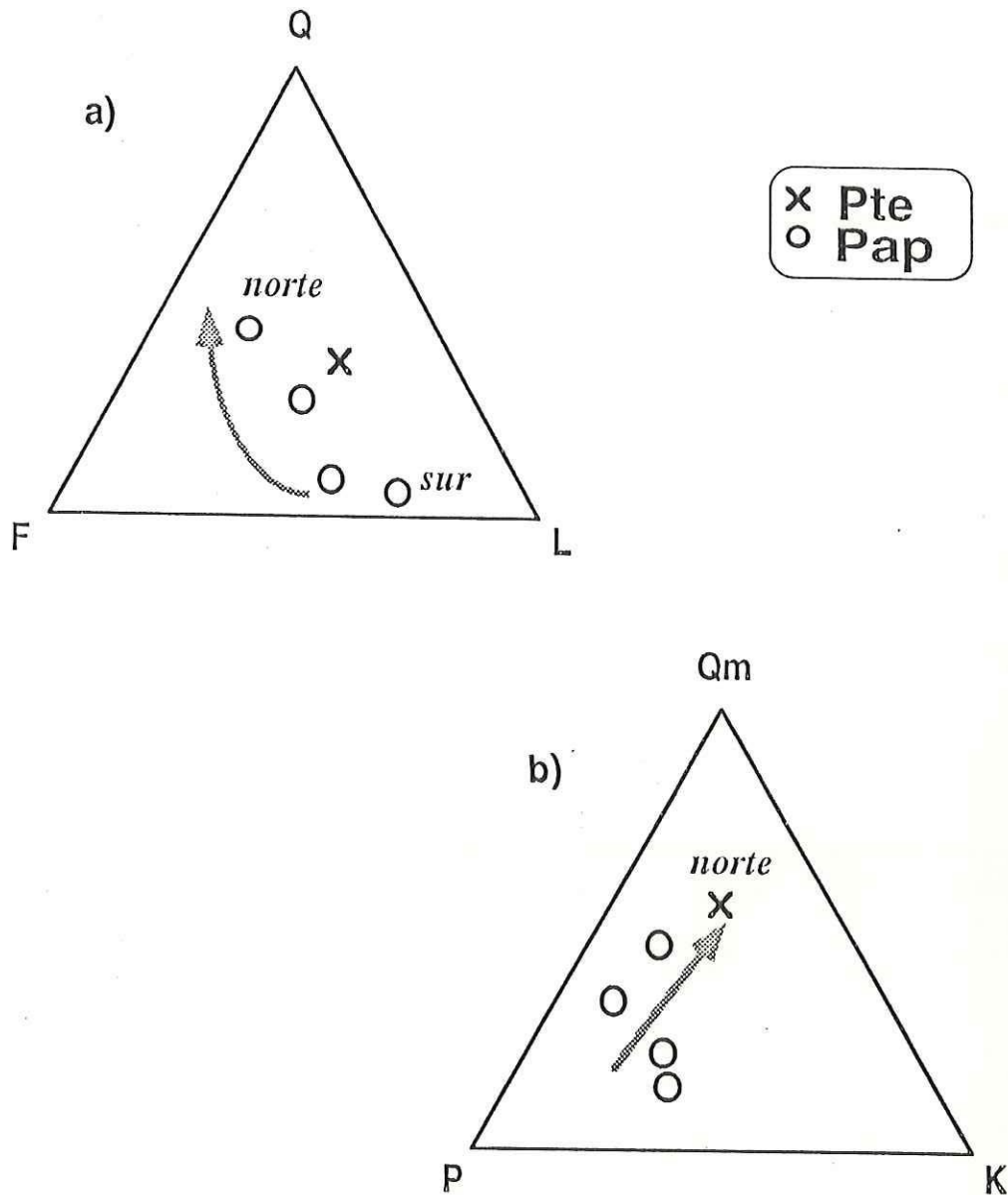


Figura 13. Diagramas ternarios del análisis modal en la fracción arenosa de los horizontes volcánicos de referencia del miembro superior (Pap y Pte). Datos en la tabla IV. a) Triángulo QFL; Q, cuarzo total; F, feldspatos totales; L, líticos totales. b) Triángulo QmPK; Qm, cuarzo monocristalino; P, plagioclasa; K, feldespato potásico.

## 4. DISCUSIONES

### 4.1 Paleoambientes.

La secuencia sedimentaria de Sierra San Fermín presenta paleoambientes que varían de plataforma lodosa por debajo del nivel base del oleaje en condiciones de tormenta, hasta ambientes de costa rocosa (?) y depósitos aluviales subaéreos (Fig. 3). La variación lateral entre estos ambientes es gradual a nivel de cada miembro. En el miembro inferior, la unidad de lodolita amarilla (Pla), que representa al depósito más profundo, gradúan a areniscas fosilíferas y a conglomerados en un ambiente intermareal, muy similar al ambiente actual que se observa en esa zona del golfo. La variación vertical de ambientes adyacentes implica un cambio gradual a condiciones más profundas que estaría posiblemente relacionado a un variación eustática del nivel del mar.

El sedimento limo-arcilloso de la lodolita amarilla (litofacie C) indica un ambiente de baja energía. Los foraminíferos planctónicos *Globigerina bulloides* y *G. glutinata* y los foraminíferos bentónicos *Bulimina elegantissima* y *Bolivina* sp. sugieren que el depósito es de una plataforma en la zona nerítica. El rango batimétrico de estos foraminíferos es muy amplio (de 65 a 1000 m de profundidad) (Segura-Vernis, en Rendón-Márquez, 1992), pero los foraminíferos bentónicos *Cibicides pseudoungeriana* y *Nonion grateloupi* se han reportado con profundidades máximas de 150 a 300 m (Haq y Boersma, 1978), lo que sugiere condiciones de plataforma somera por debajo del nivel base de la ola de tormenta. La escasez de bioturbación y de macrofósiles en la lodolita amarilla sugieren una tasa de sedimentación relativamente elevada que limitaba la presencia de una fauna bentónica. Esta unidad gradúa lateralmente a un ambiente más somero con depósitos

de arenisca lodosa con estratificación laminar y rizaduras que sugieren un ambiente submareal. Los bancos de moldes de bivalvos (*Chione* sp.) y la bioturbación hacia la cima de la unidad Pla, sugieren una variación gradual a condiciones más someras. Probablemente, esta variación a lodolita arenosa laminada, con rizaduras y bases erosivas puede representar un ambiente sublitoral influenciado por aportes de sedimento arenoso por la acción del oleaje en condiciones de tormenta probablemente como turbiditas (?), esta inferencia se basa en la similitud que presentan las características del depósito con las del modelo de facies de turbiditas de grano medio (Dorrik, 1978)

En la unidad Parf, las características litológicas y la fauna asociada indican condiciones de moderada energía en la zona intermareal. La fauna consiste en *Turritella* sp., *Olivella* sp., *Balanus* sp., *Encope* sp., colonias de briozoarios, corales y espinas de erizo, y junto con la bioturbación, reflejan claramente condiciones someras, especialmente *Encope* sp. que vive desde zona intermareal hasta 20 y 30 m de profundidad en substratos limo-arenosos (Morrison, et al., 1980). La bioturbación corresponde a la icnofacies de Skolitos (Fig. 3) (Howard, 1978; Johnson y Baldwin, 1986), y en general, la litofacies B sugiere un ambiente intermareal que presentó condiciones favorables para la diversidad de organismos, como puede ser en aguas eutróficas y cálidas.

La litofacies D también sugiere una zona intermareal aunque no presenta la diversidad de especies observada en la litofacies B. Sin embargo, presentan características litológicas y estructuras sedimentarias de una zona intermareal de planicie dominada por mareas. Los microfósiles en la unidad Pac (litofacies D) son escasos y solo se preservaron algunos ostrácodos y foraminíferos bentónicos de un amplio rango batimétrico. La mayoría de las especies identificadas en esta unidad son diferentes a las especies observadas en el miembro inferior. Sin

embargo, en el miembro superior los microfósiles solo aportan características paleoambientales muy generales. Algunos de los foraminíferos bentónicos identificados en muestras de la litofacies D, como *Nonion grateloupi*, presentan un rango batimétrico de 0 hasta 200 m de profundidad (Moore, 1964). En particular *Nonion grateloupi* es el foraminífero bentónico más abundante en las areniscas lodosas de la base y la parte media de la unidad Pac (Tabla I).

La alternancia de arenisca y lodolita café de la unidad Pac (litofacies D), con estructuras de corriente bidireccional, representa depósitos asociados al flujo y reflujo de mareas (Johnson y Baldwin, 1986). Los bancos de ostras interestratificados en facies de alternancia de arenisca y lodolita de la unidad Pac pueden indicar depósitos asociados a transporte por corrientes de mareas (procesos tafonómicos), o probablemente relacionados a eventos de tormenta, éste último se sugiere por el estado alto grado de fracturamiento que presentan las conchas en estos bancos.

Las estructuras de corriente medidas en cuatro sitios indican dos patrones de transporte; uno subparalelo a la línea de costa (N-S) y otro perpendicular a ella (NE-SW) (Fig. 14a-d). La litofacies C', en la cima de la unidad Pla (lodolita amarilla) en el sitio 87 (El Coloradito Sur) presenta estructuras de corriente que indican una dirección de transporte perpendicular a la costa (Fig. 14a). Esta misma dirección de transporte se presenta en el sitio 59 (Campo Cristina) en estructuras medidas en el horizonte de referencia Pap (Fig. 14b). Este mismo horizonte, en el sitio 53 (El Coloradito Norte), presenta rizaduras que indican una dirección de transporte N-S (Fig. 14c), y las estructuras de corriente medidas en estratos de arenisca de la unidad Pac (litofacies D) en el sitio 51 (El Coloradito), sugieren una dirección de transporte NNE-SSW. La dirección de transporte en sentido NE-SW sería consistente con el flujo y reflujo de mareas en dirección perpendicular u oblicua a la antigua línea de costa; asumiendo que ésta tenía la misma orientación que la actual como sugiere la distribución de los paleoambientes.

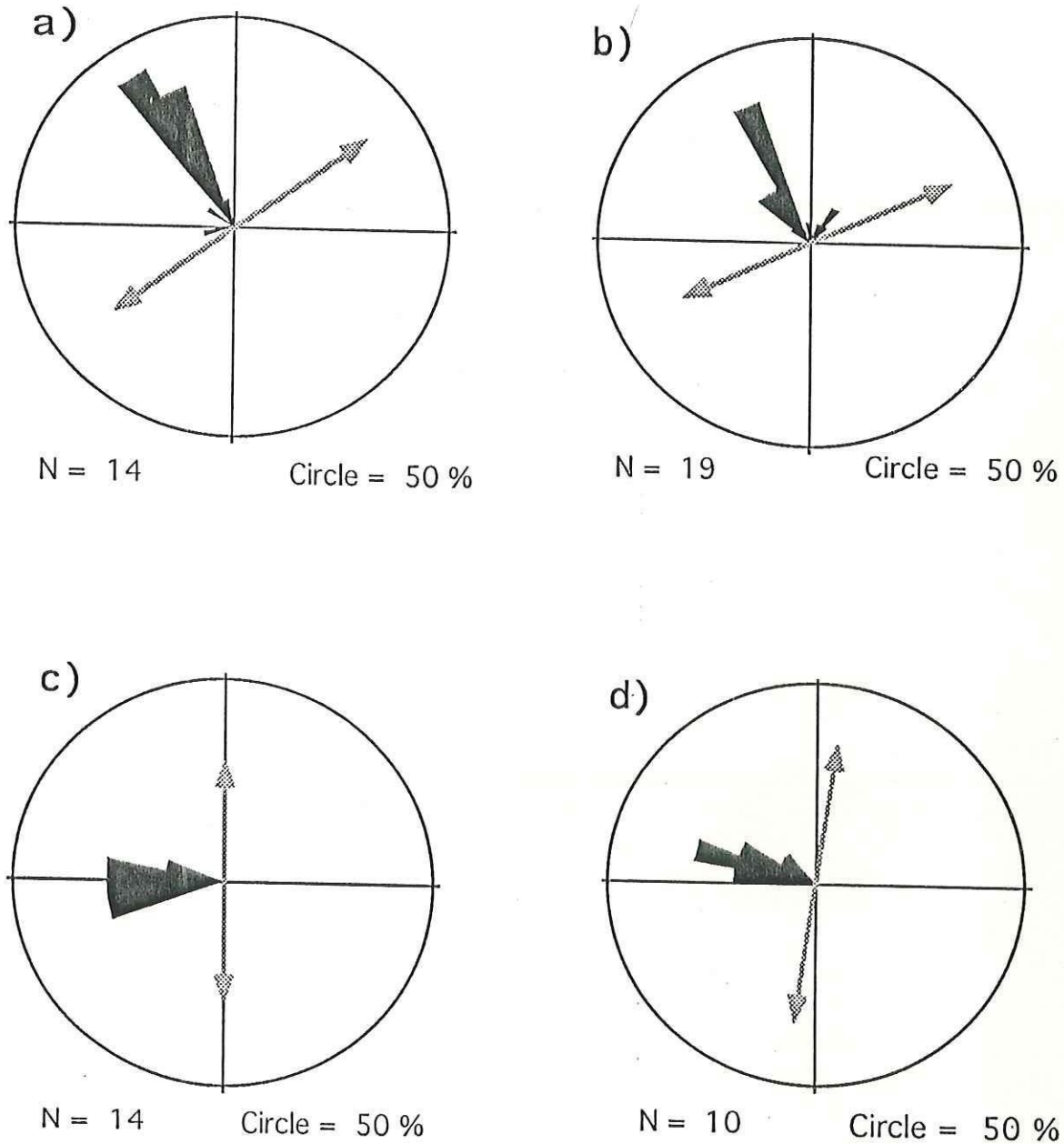


Figura 14. Diagrama de rosas con los datos de orientación de crestas de rizaduras en sedimentos arenosos y areno-arcillosos. Las flechas indican la posible dirección de transporte la cual es perpendicular a la orientación de las crestas. N, número de datos. La ubicación de los sitios está en la Figura 2. a) Cima de la unidad Pla sitio 87, El Coloradito Sur; b) Pap, sitio 59, Campo Cristina; c) Pap, sitio 54, El Coloradito Norte; d) Parte media de la unidad Pac, sitio 51, El Coloradito Sur.

La dirección N-S sería más consistente con estructuras producidas por transporte litoral subparalelo a oblicuo a la línea de costa. Sin embargo, esta dirección podría también estar asociada a variaciones en la dirección del flujo y reflujos de mareas debidas a la morfología de los bancos arenosos.

Los depósitos de conglomerado asociados a un ambiente transicional son de dos tipos: uno posiblemente de línea de costa rocosa, como el conglomerado basal (litofacies A, base de Parf) del miembro inferior y el otro de un ambiente de playa en una zona influenciada por aportes fluviales (delta de abanico), como el conglomerado arenoso de la unidad Cms. En el primer caso, los clastos del conglomerado basal son de 0.7 a 1 m de diámetro, subangulosos en la base a subredondeados hacia la cima, lo que indica que fueron transportados bajo condiciones de alta energía como en costas rocosas. Aunque no se observaron fósiles diagnósticos de este ambiente, su variación gradual a un arenisca fosilífera (litofacies B) con una fauna de ambiente intermareal, permite sugerir que el conglomerado basal (litofacies A) representa una costa rocosa. Es importante mencionar que no se realizó una descripción detallada de la presencia de la presencia de fósiles ya que el conglomerado aflora en un cantil de difícil acceso.

En el segundo caso, el conglomerado arenoso (litofacies E) contiene clastos subredondeados a redondeado con matriz arenosa, imbricación de clastos y lentes de gravilla y arena. Estas características indican que el sedimento fue transportado por una corriente fluvial, pero su interdigitización con la alternancia de arenisca y lodolita de ambiente intermareal sugiere que el conglomerado arenoso se depositó en un ambiente de delta de abánico en una planicie de mareas. El conglomerado arenoso presenta facies de canal con intraclastos de lodolita café, lo que sugiere que las facies de canal cortaban sedimentos finos en la planicie de mareas.

La unidad Pbs (litofacies F, brecha sedimentaria) corresponde a un depósito aluvial proximal. La angularidad de los clastos y la estructura masiva de algunas capas indican mecanismos de depósito de flujos detríticos de gravedad (debris flow) y de manto (sheet deposits) (Collinson, 1986). Este depósito parece estar asociado a un escarpe de falla en el frente de la Sierra San Fermín. El cambio en la composición de los clastos hacia la cima del depósito es consistente con una actividad tectónica sinsedimentaria y sugiere la denudación de la cubierta volcánica sobre el basamento granítico debido al levantamiento de la Sierra San Fermín. La transición a facies de arenisca lodosa sugiere una zona protegida del oleaje, posiblemente una playa de bolsillo con muy poca influencia del oleaje ya que no presenta depósitos típicos de playa.

El depósito de conglomerado que sobreyace a la secuencia marina en toda el área (unidad PQal) presenta un contacto transicional a areniscas y lodolitas en El Coloradito (sitio 50). En Santa Catarina y Campo Cristina, la unidad PQal sobreyace en discordancia angular a la secuencia marina. En Campo Cristina la presencia del horizonte de referencia Pte en la cima indica que la secuencia esta "casi" completa, mientras que en Santa Catarina este contacto podría representar un hiatus en la cima de la secuencia marina. Las características litológicas del conglomerado y su estructura masiva soportada por clastos sugieren un depósito aluvial y la progradación definitiva de la línea de costa en la zona de estudio.

## 4.2 Evolución de la cuenca.

En forma general, el miembro inferior de la secuencia marina de Sierra San Fermín representa un evento transgresivo, y el miembro superior un evento regresivo.

### 4.2.1 Evento Transgresivo.

La sobreposición de las unidades Parf y Pla del miembro inferior definen una transgresión marina durante el Plioceno Temprano. Estas unidades sobreyacen discordantemente a una toba riolítica del Mioceno Tardío, fechada en 6.5 Ma (Lewis, 1994). El conglomerado basal de la unidad Parf representaría una línea de costa rocosa. Su gradación hacia la cima a la litofacies de arenisca fosilífera indica un cambio a condiciones intermareales. La gradación de la arenisca fosilífera a la lodolita amarilla (litofacies C) indica una evolución a un ambiente más profundo y la unidad de lodolita amarilla (Pla) representa un ambiente de plataforma por debajo del nivel base de la ola de tormenta. El rango batimétrico de este depósito podría comprender profundidades superiores a los 30 m pero posiblemente con una profundidad máxima de 200 m, como sugieren el foraminífero bentónico *Nonion grateloupi*, el cual se reporta con varias asociaciones de foraminíferos en profundidades de plataforma interna (Moore, 1964).

La transgresión marina durante el Plioceno Temprano en esta región puede estar relacionada al proceso de extensión y subsidencia de la margen del golfo y/o a una elevación eustática del nivel del mar. Esta transgresión coincide con un máximo del nivel del mar a escala mundial reportado para la frontera Mioceno Tardío-Plioceno (Haq et al., 1987) (Fig. 15).

## Curva Eustática

Edad del límite superior  
de las secuencias  
(Haq et al., 1987)

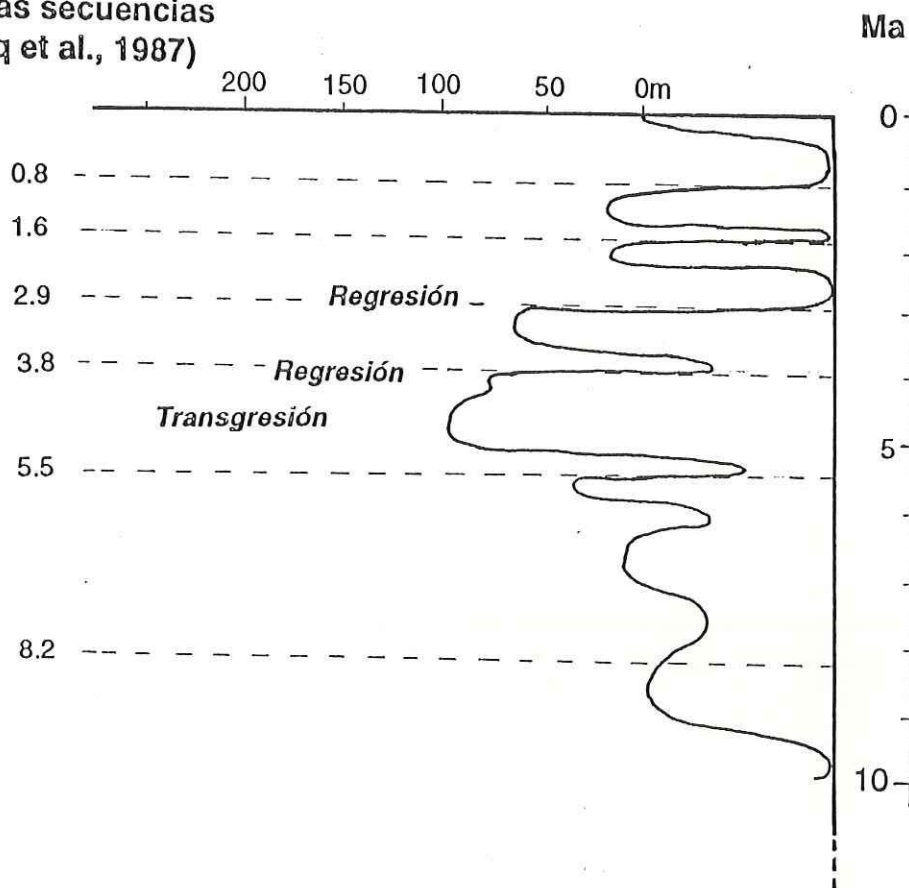


Figura 15. Curva de los cambios eustáticos del nivel del mar del Mioceno Tardío al Reciente. Se indica la transgresión y las regresiones posiblemente relacionadas a la secuencia marina de Sierra San Fermín y Puertecitos. Modificado de la carta cronoestratigráfica del Cenozoico y fluctuaciones del nivel del mar en Haq y colaboradores (1987).

La composición de los sedimentos del miembro inferior sugiere que la principal fuente de aporte es local y resulta de la erosión de la cubierta volcánica del Mioceno. La esmectita en la fracción arcillosa es producto de la alteración de vidrio volcánico, principalmente de la montmorillonita (Fisher y Schmincke, 1984) y la comparación de los clastos en las facies conglomeráticas son consistentes con un aporte exclusivamente de roca volcánica.

#### 4.2.2 Evento Regresivo.

El cambio de facies del miembro inferior al miembro superior indica, además de un hiatus, un cambio de un ambiente relativamente profundo a un ambiente somero. El contacto erosivo entre ambos miembros sugiere una falta de depositación o bien, la erosión de la secuencia durante este tiempo. Esta disminución en el nivel del mar probablemente se correlaciona con un bajo en la curva eustática de Haq y colaboradores (1987) hacia 2.8 Ma y hasta 2.0 Ma (Fig. 15). Sin embargo, el contacto abrupto observado también puede sugerir que el cambio en el ambiente de depósito fué causado por la actividad tectónica en esa región. El miembro superior representa un ambiente intermareal con variaciones laterales a facies conglomeráticas al occidente y sur en el área de estudio. El conglomerado que cubre la secuencia marina (unidad PQal) representa la progradación definitiva de la línea de costa.

Las facies sedimentarias del miembro superior en el sentido norte-sur definen franjas subparalelas al escarpe de la Sierra San Fermín. La facies de alternancia de arenisca y lodolita en Campo Cristina, El Coloradito y Santa Catarina son similares y se presentan a una distancia de 500 a 1000 m al oriente del frente actual de la sierra. La diferencia más pronunciada está en el tipo de facies conglomeráticas de los depósitos proximales a la sierra en Campo Cristina y El

Coloradito. En Campo Cristina, la unidad Cms es un conglomerado arenoso que sugiere una selección del sedimento por oleaje en un ambiente de playa (Fig. 16). Los depósitos están interdigitados en facies de areniscas y lodolitas de ambiente marino como podría ser aportes intermitentes de arroyos a la línea de costa o variaciones en el nivel del mar y los clastos intraformacionales de lodolita sugieren depósitos canalizados en la planicie de mareas. En la terraza El Coloradito, la unidad Pbs se caracteriza por una alternancia de capas de brecha sedimentaria sin arreglo interno y capas de conglomerado pobremente clasificado. Estos depósitos indican flujos de gravedad y depósitos de manto en un abanico aluvial. La angularidad de los clastos indica un aporte muy local y estaría asociado al levantamiento de las rocas volcánicas y al fallamiento (Fig. 16). Su variación hacia el oriente a facies de arenisca y lodolita indican muy poco transporte y las facies conglomerática de playa no se presentan.

La composición litológica del miembro superior presenta distintivamente una contribución de rocas plutónicas y metamórficas del basamento. A pesar de la intensa actividad volcánica sinsedimentaria durante el Plioceno Tardío en la región de Puertecitos (Martín-Barajas et al., 1994) que alcanzó la región de Sierra San Fermín, la contribución de sedimentos del basamento se refleja en las diferentes fracciones de sedimento del miembro superior. La presencia de caolinita en la fracción arcillosa, se atribuye a la alteración de feldespato potásico y plagioclasa de rocas ígneas intrusivas. En la fracción arenosa, el enriquecimiento de cuarzo monocristalino y feldespato potásico se atribuye a la erosión de rocas graníticas, ya que se ha reportado que las rocas volcánicas del Mioceno Tardío son pobres en estos minerales (Martín-Barajas et al., 1994). La presencia de clastos de origen granítico y metamórfico en los conglomerados del miembro superior indica también que el basamento granítico-metamórfico o los depósitos prevolcánicos (Lewis, 1994) estuvieron expuestos, probablemente por movimientos tectónicos sinsedimentarios durante el Plioceno Tardío.

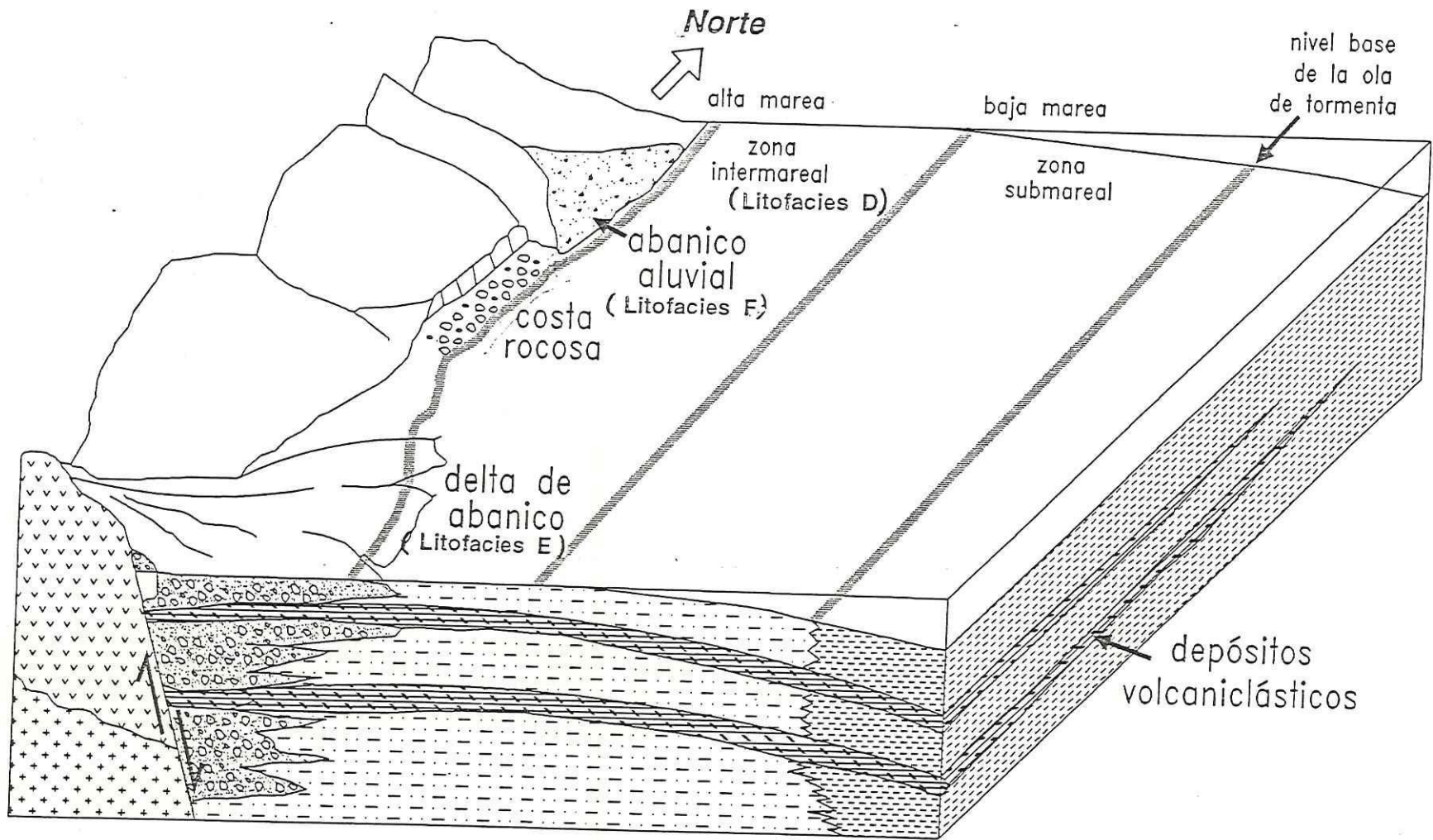


Figura 16. Ambientes de depósito que representan las litofacias D, E y F. Miembro superior de la secuencia marina (Plioceno Tardío).

El contacto superior de la secuencia marina con los depósitos subaéreos (unidad PQal) es gradacional en El Coloradito y discordante en Campo Cristina y Santa Catarina. La unidad PQal representa un ambiente claramente aluvial y sugiere una regresión que posiblemente se correlaciona con un mínimo en el nivel del mar a escala mundial hacia los 2 a 2.5 Ma (Fig. 15).

#### 4.3 Correlación regional.

La edad máxima de la secuencia marina de Sierra San Fermín está definida por la edad de la toba Tmr3 y Tmr4 reportada en 6.5 Ma (Lewis, 1994). Sin embargo, esta secuencia se considera del Plioceno Temprano por varios motivos. Durante la edad Messiano (Mioceno Tardío) se registra un descenso del nivel del mar a escala mundial (Haq et al., 1987). Además, la frontera Mioceno-Plioceno está representada por una elevación del nivel del mar, que pudo dar lugar a la sedimentación marina en la región. Por otro lado Lewis (1994) sugiere que la sedimentación marina en Sierra San Fermín se originó en el Plioceno Temprano ya que las tobas de 6.5 Ma presentan una deformación anterior a la depositación marina. Además, la unidad de lodolita amarilla (unidad Pla) se correlaciona con el miembro inferior de la secuencia marina de Puertecitos (Rendón-Márquez, 1992; Martín-Barajas et al., 1993). En la región de Puertecitos las lodolitas amarillas subyacen a un flujo piroclástico (la Toba de Valle Curbina) fechado en  $3.24 \pm 0.04$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa) (Martín-Barajas et al., 1994). Sin embargo, en la secuencia marina de Puertecitos no aflora la base de las lodolitas y éstas sobreyacen a lavas riolíticas en contacto de falla. La diferencia entre el miembro inferior en la secuencia de Sierra San Fermín y la secuencia de Puertecitos radica en que esta última define una regresión (Martín-

Barajas et al., 1993) evidenciada por un secuencia de gruesos hacia arriba, y no se reporta la unidad Parí que aflora en Sierra San Fermín.

La edad del miembro superior de la secuencia marina está tentativamente definida por la correlación del horizonte Pap con un depósito volcanoclástico fechado en el delta del Arroyo Matomí en 2.5 Ma (J. Stock, comunicación personal, 1994). Esta unidad, denominada Ptf (Stock et al., 1991), consiste en un depósito de tefra interestratificado en sedimentos aluviales que sobreyacen a la secuencia marina en la desembocadura del Arroyo El Canelo (Fig. 1). Esta correlación se basa en las características mineralógicas similares de ambas unidades (Rebolledo-Vieyra, 1994) e implica que el miembro superior en Sierra San Fermín es de edad Plioceno Tardío.

En la zona de Puertecitos, en Arroyo Matomí, el miembro superior sobreyace concordantemente al miembro inferior (Rendón-Márquez, 1992). El primero consiste en una alternancia de lodolitas y areniscas de ambiente intermareal que subyace a la toba Ptf, por lo que parte del miembro superior en Sierra San Fermín se sitúa estratigráficamente por encima de la secuencia de Puertecitos (Fig. 17). Por otro lado, el estudio litológico de la secuencia marina de Puertecitos registra, al igual que en Sierra San Fermín, la contribución de basamento granítico en el miembro superior de la secuencia (Rendón-Márquez, 1992), lo que sugiere una fuente común de los sedimentos.

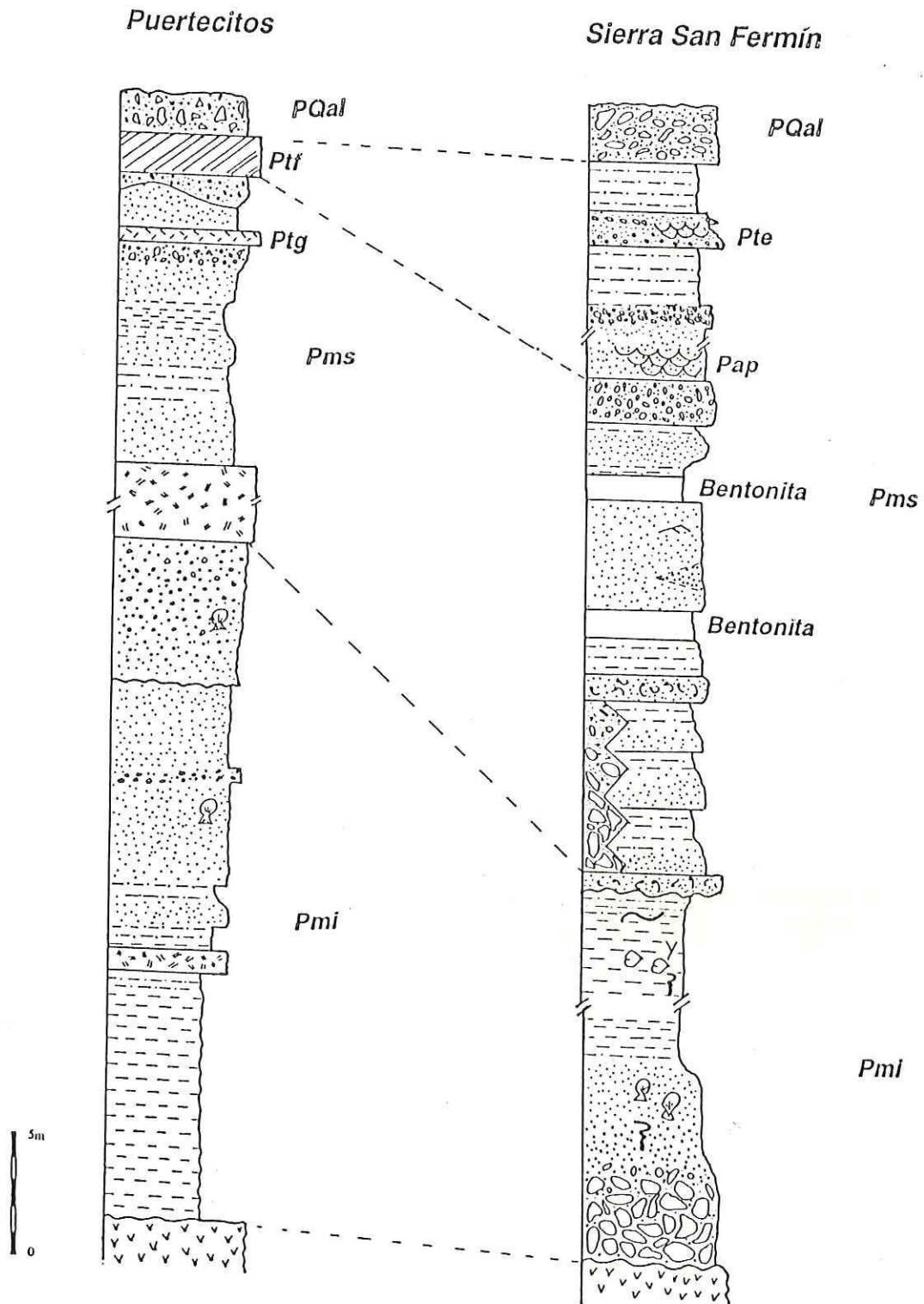


Figura 17. Correlación entre las secuencias marinas de Puertecitos y Sierra San Fermín.

A escala regional, la secuencia de Sierra San Fermín se correlaciona con otros depósitos del Plioceno en la margen de la península. La Formación Llano El Moreno, al noroeste de San Felipe (Boehm, 1984), comprende un miembro basal de diatomita y un miembro de lodolita (Miembro Cañon Las Cuevitas). El miembro inferior de la secuencia de Sierra San Fermín podría correlacionarse con las lodolitas de San Felipe de edad Plioceno Temprano (Boehm, 1984). La composición del miembro de lodolitas de la secuencia de San Felipe es similar a la composición de las lodolitas del miembro inferior, y se ha interpretado como el producto de la alteración de material volcánico (Boehm, 1984). Además, también se reporta una regresión durante el Plioceno Temprano en esa región que ocasionó el cambio de un ambiente batial a un ambiente de plataforma lodoso. Esta regresión podría correlacionarse en forma tentativa con la regresión y el hiatus entre los dos miembros descritos en este trabajo.

La secuencia marina de Sierra San Fermín, al igual que la secuencia marina de Puertecitos, pueden considerarse contemporáneas a la Formación Imperial en Valle Imperial, California, la cual representa una transgresión para el Mioceno Tardío-Plioceno en la parte norte del golfo (Ingle, 1974; Dean, 1988). Sin embargo, es importante aclarar que otros autores basados en asociaciones faunísticas ubican a esta formación como Mioceno Medio (Woodward, 1974; Smith, 1991).

La correlación de la secuencia de Sierra San Fermín con Puertecitos, San Felipe y Valle Imperial indicarían una transgresión de proporciones regionales que inundó la margen noroccidental del golfo durante fines del Mioceno Tardío y Plioceno Temprano. En esta región se registra la regresión durante el Plioceno Tardío y podría corresponder a una disminución global del nivel del mar junto con el levantamiento de la margen occidental del golfo.

La secuencia marina de Sierra San Fermín también puede correlacionarse en tiempo con la Fm. Boleo (Wilson, 1948) y con la Fm. Tirabuzón descritas en la zona de Santa Rosalía, Baja California Sur (Carreño, 1981). También se reporta una sedimentación marina del Plioceno Tardío en la cuenca de Loreto (Umhoefer et al., 1994).

## 5. CONCLUSIONES

La secuencia marina de Sierra San Fermín incluye dos miembros informales. El miembro inferior consiste en un conglomerado basal que posiblemente representa una línea de costa rocosa. Este conglomerado (litofacies A) gradúa a una arenisca lodosa muy fosilífera (litofacies B) de un ambiente intermareal, que a su vez gradúa a lodolitas de un ambiente de plataforma por debajo del nivel base de la ola en condiciones de tormenta. La sobreposición de estas unidades indica una transgresión marina. La correlación de la unidad de lodolitas amarillas con el miembro inferior de la secuencia marina de Puertecitos (Rendón-Márquez, 1992) sugiere una edad Plioceno Temprano para el miembro inferior de la secuencia en Sierra San Fermín.

La composición del miembro inferior consiste en sedimentos de origen exclusivamente volcánico, lo que indica un aporte local y la erosión de las rocas volcánicas del Mioceno, como única fuente de aporte.

El miembro superior sobreyace en contacto discordante al miembro inferior. Las litofacies sugieren depósitos intermareales (litofacies D) con rápidas variaciones hacia el occidente a depósitos de conglomerado de playa que representan un ambiente de delta de abanico (litofacies E), y a brechas sedimentarias (litofacies F) de flujos detríticos subaéreos. Estas facies definen franjas subparalelas al frente de la Sierra San Fermín. Las condiciones de depósito del miembro superior son más someras en comparación con las lodolitas del miembro inferior, lo que sugieren una disminución del nivel del mar, pero el contacto erosivo entre los dos miembros no permite documentar el proceso de regresión.

La variación de espesor de las unidades de correlación indican que la fuente de las unidades volcánicas se encuentra hacia el sur del área de estudio. Sus características texturales y su composición indican que son depósitos piroclásticos retrabajados y seleccionados en condiciones intermareales.

El miembro superior registra un cambio en la composición de las diferentes fracciones del sedimento. Este cambio consiste en un aporte de sedimentos de origen plutónico y metamórfico del basamento. Este aporte puede estar relacionado a los movimientos tectónicos de la región que ocasionaron la erosión de la cubierta volcánica y posiblemente definieron el patrón de drenaje actual hacia la costa.

La secuencia marina gradúa hacia la cima a un conglomerado aluvial que sugiere la regresión definitiva de la línea de costa. Esta regresión podría estar relacionada a la intensa actividad tectónica y volcánica en esa región, pero también podría corresponder a las variaciones del nivel del mar a escala mundial para el Plioceno Tardío. Las terrazas marinas han alcanzado su posición actual posiblemente debido a cambios eustáticos y al levantamiento de la Sierra San Fermín.

La correlación de Sierra San Fermín con Puertecitos, San Felipe y Valle Imperial sugiere que a fines del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, una transgresión marina a escala regional invadió la margen noreste del Golfo de California.

\* \* \*

**LITERATURA CITADA**

- Allmendinger, R.W., 1989. Stereonet, version 4.0. A plotting program for orientation data for the Macintosh<sup>™</sup> Plus, SE and II computers, 34 p.
- Boggs, S., Jr., 1992. Petrology of Sedimentary Rocks. MacMillan Publishing Company, p. 211-212.
- Boehm, M.C., 1982. Biostratigraphy, lithostratigraphy and paleoenvironment of the Miocene-Pliocene sequence Baja California, Mexico. MS. Thesis, Stanford University, 326 p.
- Boehm, M.C., 1984. An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe marine sequence, Baja California, Mexico. In: Frizzell Virgil A. Jr. (ed.). Geology of the Baja California Peninsula: Pacific section, S.E.P.M., vol. 39, p. 253-265.
- Carreño, A.L., 1981. Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. U.N.A.M., Instituto de Geología, revista, vol. 5, No. 1, p. 55-64.
- Carver, R.E., 1971. Procedures In Sedimentary Petrology. New York, Wiley Interscience, p. 522-524.
- Collinson, J.D., 1986. Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H.G. (ed.). Sedimentary Environments and Facies, 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. Cap. 9, p. 229-289

- Curry J.R. y D.G. Moore, 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: J.K. Crouch y S.B. Bachman (eds.), Tectonic and sedimentation along the California Margin, Pacific Section Society of Economy Paleontologists and Mineralogists, 38, p. 17-36.
- Dean, M.A., 1988. Genesis mineralogy and stratigraphy of the Neogene Fish Creek Gypsum, southwestern salton Trough, California. MS. thesis San Diego State University, 155 p.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 40, p 695-707.
- Dokka, R.K. y R.H. Merriam, 1982. Late cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, vol. 93, p 371-378.
- Dorrik, A.V. Stow, 1978. Deep clastic seas. In: Reading, H.G. (ed.). Sedimentary Enviroments and Facies, 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. Cap. 12, p. 415, 433.
- Elliot, T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: Reading, H.G. (ed.). Sedimentary Enviroments and Facies, 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. Cap. 9, p. 229-289.
- Fisher, R.V. y H.U. Schmincke, 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, p. 333-336.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's (eds.), 170 p.
- Frey, W.R. y Pemberton, S.G., 1984. Trace fossil facies models. In: Facies Models, Walker, R.G. (ed.). Geosciences Canada, p. 189-208.

- Gastil, R.G., R.P. Phillips y E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America, Memoir 140, p. 170.
- Gastil, R.G., D. Krummenacher, J. Minch, 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geological Society America Bulletin, Part I, 90, p. 839-857.
- Haq, B.U. y A. Boersma, 1978. Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier. North Holland, Inc., 376 p.
- Haq, B.U., J. Hardenbol, y P.R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, p. 1156-1167.
- Heiken, G., y Wohletz, K., 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. In: Sedimentation in volcanic settings, R.V. Fisher y G. A. Smith (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 45, p. 19-26.
- Howard, J.D., 1978. Sedimentology and Trace fossils. In: Basan P.D. (ed.). Trace Fossil Concepts, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 13-47.
- Hutchison, C.S., 1974. Laboratory Hand Book of Petrographic Techniques, John Wiley & sons., 527 p.
- Ingersoll, R.V., T.F. Bullard, R.L. Ford, J.P. Grimm, J.D. Pickle y S.W. Sares, 1984. The effects of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson Point-Counting Method. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, No.1, p 103-116.

- Ingle, J.C., 1974. Paleobathimetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California. In: Geology of Peninsular California, Pacific Section American Association of Petroleum Geologists, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists and Society of Economic Geologists, p. 121-138.
- Johnson, H.D. y C.T. Baldwin, 1986. Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H.G. (ed.), Sedimentary Enviroments and Facies, 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. Cap. 9, p. 229-289.
- Karig, D.E. y W. Jenski, 1972. The Proto-Gulf of California, Earth Planetary Science Letters, vol. 17, p. 169-174.
- Keen, A.M. y E. Coan, 1974. Marine Mollusca Genera of the Western North America, Stanford University Press, 161 p.
- Lewis, C., 1994. Constrains on extension in the Gulf Extensional Province from the Sierra San Fermin, Northeastern Baja California, Mexico. Ph. D. thesis Harvard University, Cambridge, Massachusetts, 361 p.
- Martín-Barajas, A., M. Téllez-Duarte y G. Rendón-Márquez, 1993. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia marina de Puertecitos, noreste de Baja California. Implicaciones sobre la evolución de la margen occidental de la depresi3n del golfo. En: L.A. Delgado Argote y A. Mart3n Barajas (eds.), Contribuciones a la Tect3nica del Occidente de M3xico, Uni3n Geof3sica Mexicana, Monograf3a, No.1, p. 66-89.

- Martín-Barajas, A., J.M. Stock, P. Layer, B. Hausback, P. Renne y M. López-Martínez, 1994. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*. En prensa
- McCloy, C., J.C. Ingle, Jr. y J.A., Barron, 1988. Neogene stratigraphy, foraminifera, diatoms, and depositional history of the Maria Madre Islands, Mexico; evidence of the early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California, *Marine Micropaleontology*, vol. 13, No. 3, p. 193-212.
- Moore, R.C., 1964. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. The Geological Society of America and The University of Kansas Press. Part C, p. C122.
- Morris, R.H., D.P. Abbott y E.C. Haderlie, 1980. *Intertidal Invertebrates of California*. Stanford University Press, p 168-169.
- Rebolledo-Vieyra, M., 1994. Tectónica Plio-Cuaternaria en el NE de la Provincia Volcánica de Puertecitos, Baja California. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada. En preparación.
- Rendón-Márquez, G., 1992. Estratigrafía de los depósitos marinos del Neogeno en la región de Puertecitos, Noreste de Baja California, México. Tesis de Oceanología. Facultad de Ciencias Marinas, UABC, 59 p.
- Smith, J.T., 1991. Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. In: Dauphin, J.P. y Simoncit, B.R. (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG, mem. 47, p. 637-666.

Stock, J.M. y K.V. Hodge, 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, NE of Baja California, Mexico, *Journal Structural Geology*, Vol. 12, No. 3, p. 315-328.

Stock, J.M., A. Martín-Barajas, F. Suarez-Vidal y M. Miller, 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. In: Walawender, M.J. y B.B. Hanan (eds.), *Geological Excursions in southern California and Mexico*, Annual Meeting Geological Society of America, San Diego, California, p. 44-67.

Umhoefer, P.J., K.A. Stone y R.C. Dorsey, 1994. Geologic mapping of the southern Loreto basin, Baja California Sur, a Pliocene transtensional basin. *Geological Society of America. Cordilleran Section, abstracts and programs*, p. 26.

Wilson, I.F., 1948. Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia Area, Baja California, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 32, No. 9, p. 1762-1807.

Woodward, G.D., 1974. Redefinition of Cenozoic stratigraphic column in Split Mountain George, Imperial Valley, California, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 58, p. 521-539.