



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS
MARINAS DEPARTAMENTO DE OCEANOLOGÍA**

***CARACTERIZACIÓN DE FACIES, AMBIENTES
SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DE DEPÓSITO
DE LA SUCESIÓN VOLCANOSEDIMENTARIA EL
COYOTE, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO***

**Tesis
Que para obtener el grado de**

**DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS
Presenta:**

M. en C. María Jesús Puy y Alquiza

La Paz, B.C.S., México, Mayo 2006



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS
MARINAS

DEPARTAMENTO DE OCEANOLOGÍA

***CARACTERIZACIÓN DE FACIES, AMBIENTES
SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DE DEPÓSITO DE LA
SUCESIÓN VOLCANOSSEDIMENTARIA EL COYOTE,
BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO***

Tesis

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS

Presenta:

M. en C. María Jesús Puy y Alquiza

La Paz, B.C.S., México, Mayo 2006



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL

SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 3 del mes de Abril del 2006 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis de grado titulada:

"CARACTERIZACIÓN DE FACIES, AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DE DEPÓSITO DE LA SUCESIÓN VOLCANOSEDIMENTARIA EL COYOTE, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO"

Presentada por el alumno:

PUY

Apellido paterno

Y ALQUIZA

materno

MARIA JESÚS

nombre(s)

Con registro:

B	0	1	1	2	6	9
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Director de tesis
PRIMER VOCAL

DRA. ELENA CENTENO GARCÍA

PRÉSIDENTE

DR. DANIEL LLUCH BELDA

SECRETARIO

DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ

SEGUNDO VOCAL

DR. NORMAN SILVERBERG
Co-Director

TERCER VOCAL

DR. EVGUENI CHOUMILINE N.

EL PRESIDENTE DEL COLEGIO

DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE

I. P. N.
CICIMAR
DIRECCIÓN



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 19 del mes Abril del año 2006, el (la) que suscribe MARÍA JESÚS PUY Y ALQUIZA alumno(a) del Programa de DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS con número de registro B011269 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de: DRA. ELENA CENTENO GARCÍA y cede los derechos del trabajo titulado: "CARACTERIZACIÓN DE FACIES, AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DE DEPÓSITO DE LA SUCESIÓN VOLCANOSSEDIMENTARIA EL COYOTE, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO" al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: vosunemx@yahoo.com.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.


MARÍA JESÚS PUY Y ALQUIZA
nombre y firma

“SI EN EL LID EL DESTINO TE DERRIBA; SI TODO EN TU CAMINO ES CUESTA ARRIBA; SI TU SONRISA ES ANSIA INSATISFECHA; SI HAY FAENA EXCESIVA Y VIL COSECHA; SI A TU CAUDAL SE CONTRAPONEN DIQUES”. DATE UNA TREGUA: PERO NO CLAUDIQUES!

Rudyard Kipling

Dedico este trabajo a mi familia ya que gracias a su apoyo he logrado culminar una de mis metas.

Este trabajo se lo dedico especialmente a mi esposo Raúl por su cariño y apoyo, a mis hijos Raúl Sebastián y Miren Yosune por su amor y paciencia.

De igual manera se lo dedico a mi madre María Isabel Alquiza por ser una mujer llena de vida, fortaleza, que en las buenas y en las malas siempre ha estado conmigo y a la que le debo todo lo que soy.

A mi padre Ramón Puy.

A mis hermanos Isabel, Ramón, Iñigo y Borja con afecto y cariño.

A mis cuñadas Patricia Miranda Avilés y Lidia Miranda Avilés por su gran apoyo en las jornadas de campo, por su comprensión y cariño.

A mis sobrinos.

A Silvia Higuera Higuera y Sergio Romero Rojas, por su apoyo y cariño.

A mis amigos que han sido una fuente de apoyo y cariño invaluable, Griselda Rodríguez Figueroa, Martha Palma.

AGRADECIMIENTOS

No hay palabras suficientes para expresar mi gratitud a todas aquellas personas que me han brindado su apoyo a lo largo de mi vida académica y personal.

Agradezco a todos mis profesores del programa de postgrado que me apoyaron, confiaron en mí y orientaron mi trabajo:

Dra. Jannete M. Murillo, Dr. Enrique H. Nava, Dr. Daniel Lluch Belda.

A mis directores de tesis Dra. Elena Centeno García y Dr. Norman Silverberg por su paciencia y confianza.

Agradezco al Dr. Juan Carlos García y Barragán por su apoyo y comentarios durante la estancia de investigación realizada en la ERNO (Estación Regional del Noroeste), Hermosillo, Sonora.

Agradezco de igual manera al CONACYT por el apoyo económico que me brindó durante el tiempo de estancia en el programa de postgrado del CICIMAR.

Agradezco al CICIMAR por su apoyo.

INDICE

	Pág
AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN	xviii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	2
I.1. Antecedentes.....	2
I.2. Objetivos.....	5
I.3. Localización del área de estudio.....	6
I.4. Morfología.....	8
I.5. Marco Geológico.....	9
I.5.1. Geología Regional.....	9
I.5.1.1. Región del Cabo.....	10
I.5.2. Geología Estructural Regional.....	12
I.6. Modelos de Evolución Tectónica.....	16
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA	21
II.1. Etapa de recopilación.....	21
II.1.1. Interpretación de fotografías aéreas.....	22
II.1.2. Elaboración de un manual de campo.....	22
II.2. Trabajo de campo.....	24
II.2.1. Cartografía geológica.....	24
II.2.2. Levantamiento de secciones estratigráficas.....	24
II.2.3. Obtención de fotomosaicos.....	25
II.2.4. Análisis de Facies.....	25
II.2.5. Asociación de Facies y elementos arquitecturales.....	27
II.2.6. Análisis de Procedencia.....	27
II.3. Trabajo de laboratorio.....	27
II.4. Tratamiento de los datos.....	28
II.5. Metodología del Análisis de Facies.....	29
II.5.1. Definición de Facies.....	29

II.5.2. Análisis y clasificación de Facies: asociación de Facies.....	32
II.5.3. Límites de superficie y elementos arquitecturales.....	33
II.5.4. Análisis de Facies Volcánicas.....	42
II.5.5. Asociación de Facies y elementos arquitecturales.....	45
II.5.6. Depósitos piroclásticos, origen, texturas y procesos asociados.....	46
II.5.7. Reconstrucción de ambientes de depósito.....	48
II.5.8. Petrografía y procedencia de rocas sedimentarias clásticas.....	48
CAPÍTULO III. RESULTADOS.....	51
III.1. Estratigrafía del área de estudio.....	51
III.2. Geología estructural del área de estudio.....	59
III.3. Descripción de las Facies sedimentarias El Coyote.....	61
III.3.1. Facies sedimentarias El Coyote.....	61
III.3.1.1. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv), en su miembro inferior Cachimba (mc).....	62
III.3.1.2. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro intermedio La Pedrera (mp).....	66
III.3.1.3. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro superior Las Tinajas (mt).....	71
III.3.1.4. Facies de la Formación El Coyote (Fc).....	87
III.3.1.4.1. Facies de la Formación El Coyote (Fc) en su miembro El Pulguero (mpl).....	87
III.4. Descripción de las Facies volcánicas El Coyote.....	90
III.4.1. Facies volcánicas de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro intermedio La Pedrera (mp).....	92
III.4.2. Facies volcánicas de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro superior Las Tinajas (mt).....	95
III.4.3. Facies volcánicas de la Formación Balandra (Tbcbco).....	109
III.5. Elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios en el área de estudio.....	111

III.5.1. Elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios:	
Formación Santa Victoria (Fsv).....	112
III.5.1.1. Miembro inferior Cachimba (mc).....	112
III.5.1.2. Miembro intermedio La Pedrera (mp).....	114
III.5.1.3. Miembro superior Las Tinajas (mt).....	119
III.5.2. Elementos arquitecturales de la Formación El Coyote (Fc).....	129
III.5.3. Asociación de Facies y elementos arquitecturales de los depósitos volcánicos El Coyote.....	132
III.6. Petrografía y análisis modal de las areniscas de la Formación Santa Victoria (Fsv).....	134
III.6.1. Textura y componentes de las areniscas de la Formación Santa Victoria (Fsv).....	138
III.7. Análisis composicional de los conglomerados en el miembro Cachimba (mc), miembro La Pedrera (mp) y miembro Las Tinajas (mt).....	146
III.7.1. Tipos de clastos.....	147
III.7.2. Asociación de clastos: variaciones estratigráficas y geográficas.....	148
CAPÍTULO IV. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	151
IV.1. Reconstrucción de los modelos de Facies y estilo fluvial de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote y su interacción con los eventos volcánicos.....	151
IV.1.1. Modelo de Facies.....	156
IV.1.1.2. Modelo de Facies y estilo fluvial para el miembro Cachimba (mc) y el miembro La Pedrera (mp).....	157
IV.1.1.3. Modelo de Facies y estilo fluvial para el miembro Las Tinajas (mt).....	159
IV.2. Patrón de relleno de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote	161
IV.3. Interacción de los eventos volcánicos con la sedimentación de los depósitos El Coyote.....	162

IV.4. Evolución de los depósitos volcánicos El Coyote y sus mecanismos eruptivos.....	170
IV.5. Procedencia de los sedimentos y sus implicaciones paleogeográficas.....	172
IV.5.1. Composición de las areniscas y su distribución geográfica.....	172
IV.5.2. Tipos de Procedencia.....	176
IV.5.2.1. Diagramas de discriminación tectónica (QtFL/QmFLt).....	177
IV.5.2.2. Diagramas de líticos (QpLvmlsm, LvLmLs).....	181
IV.6. Modelo Paleoambiental y evolución temporal de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote.....	182
IV.7. Discusión.....	185
CONCLUSIONES.....	190
BIBLIOGRAFÍA.....	194
GLOSARIO.....	217

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización y topografía del área de estudio.....	7
Figura 2. Mapa geológico esquemático del Bloque Tectónico de Cabo San Lucas la región del Cabo. C: Falla Carrizal; LP: Falla La Paz; SB: Falla San Bartola; SJC: Falla San José del Cabo; SJP: Falla San Juan de los Planes; TS: Falla Todos Santos. Modificado de Fletcher y Munguía (2000).....	11
Figura 3. Límite de Placas del Noreste del Pacífico y Oeste de Norteamérica.....	16
Figura 4. Evolución de placas Pacífico-Farallón (Guadalupe y Magdalena) N-América de - 24 a 12.9 Ma, después de Martín et al. (2000) modificada: a,b,c: La placa Monterrey es aislada por dos unionestriples (Pacífico-Monterrey -Norte América). El segmento Pacífico-Cocos continúa rotando cambiando la orientación; d: - 17.7 Ma, la parte sur del punto triple Rivera es asociado a la subducción de la placa Farallón y es segmentada en una microplaca llamada Placa Guadalupe (Menard, 1978);e y f: entre - 16.2 Ma y - 12.9 Ma la evolución de la dorsal Este Pacífica provoca que la placa Farallón se segmenta en otra micro placa ,la placa Magdalena.....	18
Figura 5. Cuadro sinóptico de la metodología.....	23
Figura 6. Secciones estratigráficas del área El Coyote.....	26
Figura 7. Clasificación de canales aluviales basada en la carga de sedimento. (Schumm 1963, 1981,1985b).....	41
Figura 8. Mapa geológico estructural del área de estudio.....	60

Figura 9. Diferentes litofacies de la Formación Santa Victoria (Fsv), miembro Cachimba (mc). a: Facies Gm: conglomerados masivos a bien estratificados; b: Facies Gm: conglomerados masivos con calcita diagenética; c: Facies Gm y Gh: conglomerados finos y areniscas gruesas con estratificación horizontal.....63

Figura 10. Diagrama de rosetas en donde se muestra la dirección de la corriente calculada a partir de la imbrincación en las Facies gravosas del miembro Cachimba (mc) de la Formación Santa Victoria (Fsv).....64

Figura 11. Diferentes Facies del miembro La Pedrera (mp), Formación Santa Victoria (Fsv). a, b: Facies Gm y St: conglomerado masivo y areniscas con estratificación cruzada; c, d: Facies St: areniscas estratificación cruzada; e: Facies St₁: areniscas estratificación cruzada, superficies de reactivación.....68

Figura 12A. Diferentes Facies del miembro Las Tinajas (mt). a y b: Facies Gms: conglomerado matriz soportado; c: Facies Gm: conglomerado masivo.....74

Figura 12B. Diferentes Facies del miembro Las Tinajas (mt). d: Facies Sm: arena media, gradación inversa; e,f: Facies St: arena con estratificación cruzada.....78

Figura 13. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su Miembro Las Tinajas (mt). a: Facies Sh: arena media con laminación Horizontal; b: Facies Sg: arena gruesa; c: Facies Ss: canal de arena media; d: Facies Si: arena media con icnofósiles y raíces; e: Facies Sp: arena media con estratificación plana.....80

Figura 14. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria. a,b: Facies Sc: arena media con estratificación convoluta; c,d: Facies Sd: arena media a fina con estructuras de impacto (bombas volcánicas).....	84
Figura 15. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria. a: Facies Fsm: lente de lutita masiva con clastos y concreciones rellenas de calcita; b,c: Facies Fm: lutitas con grietas de desecación; d, e: Facies Fr: lente de lutita con bioturbación.....	86
Figura 16. Diferentes Facies de la Formación El Coyote (Fc) en su miembro El Pulguero (mpl). a,b: Facies Gm y Gt: conglomerado masivo y conglomerado con estratificación cruzada; c: Diagrama de rosetas en donde se muestra la dirección de la imbricación en la Facies Gm.....	89
Figura 17. Facies mT sobreyaciendo a las Facies arenosas St. Sección Arroyo La Pedrera.....	93
Figura 18. Facies mL.T. Toba masiva o ignimbrita con líticos de pómez y líticos volcánicos y metamórficos.....	95
Figura 19. Facies XsT. a: depósitos de ground surges; b: flujos ignimbríticos. Localidad Punta Arranca Cabellos.....	97
Figura 20. Diagrama esquemático donde se ilustra las Facies XsT.....	99
Figura 21. Jerarquía de condiciones encontradas en el frente de un flujo piroclástico y la formación de varias capas. a) El flujo es lento, no hay una significativa ingesta de aire; b) pocas cantidades en la ingesta de aire causa fluidización y segregación dentro de la cabeza, causando la formación de ground layer; c) Moderadas cantidades de ingesta de aire	

causan una dilución de surges generados al frente del flujo, produciendo depósitos de ground surges; d) Grandes cantidades de ingesta de aire provoca que el material sea aventado desde el frente del flujo, formando depósitos finos de pómez (Wilson y Walker, 1982).....100

Figura 22. Toba conglomerática heterolítica (Tsd). a,b,c,d: bloques autóctonos de arenisca de los miembros Cachimba, La Pedrera, Las Tinajas; e: pipas de segregación.....102

Figura 23. Toba conglomerática heterolítica (mTCo). a: bloques autóctonos, arrancados de los ductos y paredes del edificio volcánico; b: bloques de formas variadas, deformados de manera semiplástica, constituidos por areniscas, conglomerados y tobas incorporados por la acción erosiva del flujo.....104

Figura 24. Diagrama esquemático que muestra la secuencia de erupción que dió lugar a las Facies de toba conglomeráticas heterolíticas (mTCo):a) explosión inicial de la ventana eruptiva; b) depositación de las Facies mTCo; c) depósitos pumicíticos y de surges (XsT).106

Figura 25. Facies mlBr intercaladas con Facies mTcr. Sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro.....107

Figura 26. Facies mTcr. Sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El oro.....108

Figura 27. Facies Brechosas (Tbcbco). Coronan toda la secuencia volcanosedimentaria El Coyote110

Figura 28. Cuarto y quinto orden. Conglomerado del miembro Cachimba de la Formación Santa Victoria (sección Arroyo Cachimba-Arroyo Los Hornos). El límite de la superficie principal esta indicado por la letra

mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: canal menor (Scour Hollows); CH: canal mayor.....113

Figura 29. Segundo orden (Límites de cosets de estratificación cruzada), areniscas del miembro La Pedrera (sección Arroyo La Pedrera).

El Límite de superficie principal esta indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales se muestran por un número y el código del elemento. El diagrama de roseta nos indica la dirección de las capas arenosas. CH: canales mayores; SB: barras arenosas; FF: sedimentos de planicie de inundación.....116

Figura 30. Cuarto orden (Límite de canales de erosión y relleno).

Conglomerado del miembro La Pedrera (sección Arroyo La Pedrera).

El Límite de superficie principal esta indicado por la letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: canales menores de erosión y relleno (Scour Hollows).....117

Figura 31. Quinto orden (límites de canales), conglomerado del miembro

La Pedrera (Sección Arroyo La pedrera). El límite de superficie principal esta indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: Canales menores; SB: barras arenosas; CH: canales mayores.....119

Figura 32. Límite de superficie de cero orden (sección Arroyo Las Tinajas).

El límite principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento.

SB: barras arenosas; LS: capas de arenas laminadas.....121

Figura 33. Límites de superficie de primer orden en areniscas del miembro Las Tinajas (mt). El límite de superficie principal esta indicado por la letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se denotan por un número y el código del elemento. SB: barras arenosas.....122

Figura 34. Superficie de segundo orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie esta indicado por la letra mayúscula, mientras que los elementos arquitecturales se muestran con un número y el código del elemento. SB: barras arenosas; SG: sedimentos de flujos de gravedad.....124

Figura 35. Superficie de tercer orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal esta indicado con letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se muestra con un número y un código del elemento. SB: barras arenosas; HO: canales menores.....126

Figura 36. Límite de superficie de cuarto orden (sección Portezuelo-Pichilingue).El límite de superficie principal esta indicado con letra mayúscula, mientras que los elementos arquitecturales se indican con número y el código del elemento. SG: sedimentos de flujo de gravedad; CH: canales mayores.....127

Figura 37. Superficie de quinto orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal esta indicado con letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se denotan por un número y el código del elemento.CH: canal mayor; HO: canales menores de erosión y relleno.....128

Figura 38. Superficie de quinto orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal es indicado por una letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. CH: canal mayor; HO: canales menores de erosión y relleno.....129

Figura 39. Límite de superficie de cuarto y quinto orden. El límite de superficie principal esta indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales con un número y el código del elemento. HO: canales menores de erosión y relleno, CH: canales mayores.	131
Figura 40. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Qm (cuarzo momocristalino), Qp (cuarzo policristalino) ,10Nx.....	139
Figura 41. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Plg (plagioclasas), 10 Nx.....	141
Figura 42. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Líticos volcánicos (andesitas, glass shards), líticos metamórficos (filitas, Pedernal), 10Nx, 10NII.....	143
Figura 43. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Líticos sedimentarios (oolitos, peloides y lutitas), 10Nx y 10NII.....	145
Figura 44. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Minerales accesorios, oxihornblendas, hornblendas, biotita y minerales Opacos, 10Nx y 10NII.....	146
Figura 45. Mapa de distribución de las asociaciones de clastos.....	150
Figura 46. Un ejemplo de los perfiles construidos en base a los datos Obtenidos de los afloramientos en las secciones Las Tinajas y Portezuelo Pichilingue. Se muestra la forma de los canales gravosos y sedimentos de flujos de gravedad. En cada unos de los perfiles el porcentaje de cuerpos arenosos es mayor con respecto a los depósitos gravosos.....	152

Figura 47. Perfil construido de la sección La Pedrera, en donde se muestra Un canal principal fijo y aislado, indicando probable avulsión, (Gm: Facies Gravasas; St: Facies arenosas con estratificación cruzada; Fms: Facies finas).....	153
Figura 48. Sucesión de Fining Upward en la sucesión volcanosedimentaria El Coyote.....	154
Figura 49. Geometría de los canales presentes en la sección Las Tinajas y Portezuelo- Pichilingue. Los números representan la relación que guardan los canales entre ellos.....	155
Figura 50. Modelo arquitectural para ríos trenzados gravosos, arenosos con niveles topográficos bien definidos. GB (barras gravosas), SB (barras arenosas), FF (depósitos de Planicie de inundación).....	158
Figura 51. Sección arroyo La Pedrera, se muestra los depósitos sedimentarios dominantes. SB intercalados con canales menores GB, lentes tobáceos y lentes de lutita. La roseta nos indica la dirección preferencial de las areniscas.....	159
Figura 52. Modelo de río trenzado gravoso en donde se muestra la disección de lóbulos de depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (elemento SG). Miall (1985).....	160
Figura 53. Sección arroyo Portezuelo-Pichilingue, se muestra la intercalación de elementos GB, SB y lóbulos de depósitos sedimentarios de flujos de gravedad SG. La roseta nos indica la dirección de las areniscas.....	161

Figura 54. Patrón de relleno sedimentario El Coyote caracterizado por un abanico aluvial transversal y un sistema de planicie trezado. T: transversal y L: longitudinal.....	164
Figura 55. Representación esquemática de las características estratigráficas, sedimentológicas de las etapas de sin-erupción e inter-erupción.....	168
Figura 56. Geometría en dos dimensiones de los eventos volcanoclásticos. Las capas sin-erupción se encuentran caracterizadas por tobas, ignimbritas, pequeños canales y depósitos arenosos. Las capas inter-erupción reencuentran caracterizadas por cabales gravosos, arenosos y pocas capas volcánicas.....	169
Figura 57. Procesos eruptivos en el área de estudio.....	170
Figura 58. Composición de las areniscas de los miembros La Pedrera (mp) y Las Tinajas (mt) de la Formación Santa Victoria.....	173
Figura 59. Diagrama de líticas para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria.....	175
Figura 60. Diagrama de modas detríticas para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria (Fsv).....	178
Figura 61. Diagrama de discriminación tectónica para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria.....	179
Figura 62. Diagramas de líticas de las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria	181

Figura 63. Reconstrucción paleoambiental de los depósitos volcanosedimentarios

El Coyote: a) Deposición del miembro Cachimba (conglomerados gruesos provenientes de la parte media de un ambiente de abanicos aluviales);

b) Progradación de abanicos aluviales a un sistema fluvial trezado e inicio del vulcanismo dando lugar a los depósitos del miembro La Pedrera; c) Cambio

en la fuente de abastecimiento, afloramientos expuestos del miembro San Juan de la Formación del Cien y de un sistema montañoso ubicado al NE

del área de estudio.....184

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de Facies (Miall, 1996).....31

Tabla 2. Jerarquía de unidades depositacionales en depósitos aluviales (Miall, 1991).....37

Tabla 3. Clasificación de elementos arquitecturales para depósitos fluviales: CH Canal, GB Barras de gravas y bedforms, SB Bedforms arenosos, DA Macroforma acreción río abajo, la Macroforma acreción lateral, SG Sedimentos de flujos de gravedad, LS Capas de arenas laminadas, FF Sedimentos de planicie de inundación, HO Canales menores (Miall, 1985).....40

Tabla 4. Términos y abreviaciones de las litofacies no-genéticas (Branney y Kokelaar, 2003). Por ejemplo, $mLT_{(i)}$ – $mLT_{(nl,ip)}$ es una lapilli-toba masiva con gradación inversa en la parte de arriba y una lapilli-toba masiva con una gradación normal de clastos líticos e inversa gradación con clastos pumicíticos.44

Tabla 5. Clasificación de Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro inferior Cachimba (mc). Gm: Gravas masivas, Gh: gravas estratificación horizontal.....	62
Tabla 6. Clasificación de Facies del miembro La Pedrera (mp) de la Formación Santa Victoria (Fsv). Gm: gravas masivas, St: arena con estratificación cruzada, Sh: arena con estratificación horizontal, Fsm: lutita masiva.....	67
Tabla 7. Facies del miembro Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).....	73
Tabla 8. Diferentes Facies de la Formación El Coyote (Fc).....	87
Tabla 9. Facies volcánicas del miembro intermedio La Pedrera (mp), Formación Santa Victoria (Fsv).....	92
Tabla 10. Facies volcánicas del miembro superior Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).....	96
Tabla 11. Facies volcánicas de la Formación Balandra (Tbcbco).....	109
Tabla 12. Límites de superficie y elementos arquitecturales del miembro Cachimba (mc).....	112
Tabla 13. Asociación de Facies, elementos arquitecturales del miembro La Pedrera (mp). CH: canales mayores; SB: barras arenosas; HO: canales menores y FF: sedimentos de planicie de inundación.....	115

Tabla 14. Límites de superficie y elementos arquitecturales del miembro Las Tinajas (mt).....	120
Tabla 15. Límites de superficie y elementos arquitecturales de la Formación El Coyote (Fc). HO: canales menores de erosión y relleno; CH: canales mayores.....	129
Tabla 16. Explicación de los parámetros petrográficos y abreviaciones usadas en este estudio (Dickinson, 1985). Los valores representan la media. N es el número de láminas analizadas	136
Tabla 17. Parámetros recalculados (Dickinson, 1970, Ingersoll, et al., 1984). Los valores indican la media. N es igual al número de láminas analizadas.....	137

LISTA DE LÁMINAS EN BOLSA ANEXA

Lámina 1. Estratigrafía del área de estudio, basado en fotografías aéreas y reconocimiento de campo. Claves de Facies ver la Tabla 5, 6, 7, 8, 9, 10,11.

Lámina 2. Sección El pulguero, dibujo en donde se esquematiza las Facies mTCo. Bloques de conglomerados del miembro Cachimba, areniscas del miembro La Pedrera y Las Tinajas se encuentran rotados, embebidos en una matriz perteneciente a un flujo piroclástico

RESUMEN

El presente estudio comprendió la caracterización de Facies, ambientes sedimentarios y procesos de los depósitos de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote, que se encuentra localizada en la parte Sur de la Península de Baja California a 20 km al Noreste de la Ciudad de La Paz. El conocimiento de todos los procesos que intervinieron en su formación proporcionaron una visión regional de la evolución geológica a lo largo del margen continental del Mioceno inferior-Mioceno superior.

Los depósitos volcanosedimentarios El Coyote corresponden a una sucesión de rocas sedimentarias siliciclásticas intercaladas con horizontes volcánicos de edad Mioceno inferior, los cuales forman parte de la unidad inferior del Grupo Comondú (20 – 12 Ma).

Se propone tres formaciones: Formación Santa Victoria del Mioceno inferior, Formación Balandra del Mioceno superior y Formación El Coyote de edad incierta. En base al método de análisis de Facies la sucesión volcanosedimentaria El Coyote se caracteriza por presentar litofacies de grano grueso (conglomerados, depósitos de flujos de gravedad), litofacies arenosas (areniscas) y litofacies de grano fino (lutitas) intercaladas por depósitos de flujos piroclásticos de caída de cenizas, flujos piroclásticos (ignimbritas, brechas volcánicas, depósitos de surges, depósitos de bloques y cenizas) y depósitos epiclásticos.

Los elementos arquitecturales que caracterizan a los depósitos sedimentarios El Coyote (depósitos de canal, depósitos de capas arenosas laminadas, depósitos de barras en canales de baja sinuosidad, depósitos de sedimentos de flujos de gravedad, y depósitos de planicie de inundación), sugieren un ambiente

deposicional de un sistema fluvial trenzado progradado con depósitos de abanico aluvial.

La presencia de unidades volcánicas intercaladas en las unidades sedimentarias nos indican diferentes ciclos de actividad volcánica: Pliniana, colapso del domo tipo Merapi, Estromboliano-vulcaniano.

Este estudio aporta información sobre el ambiente deposicional, la interacción de los depósitos volcánicos con la sedimentación, la procedencia y las implicaciones paleogeográficas de la secuencia volcanosedimentaria El Coyote. El análisis de Facies sugieren que los depósitos de la parte inferior del Grupo Comondú representan el inicio de la depositación de estratos no marinos en la cuenca de ante arco localizada al Oeste del arco volcánico Oligoceno-Mioceno de la Sierra Madre Occidental. La composición modal de las areniscas varía de subarcosas a litarenitas con un 15% de oolitos fosfáticos.

El análisis de las Facies volcánicas indica la existencia de un evento volcánico de gran magnitud posterior a la depositación de las unidades sedimentarias que escarbo y arranco grandes bloques de la roca encajonante dando lugar a depósitos de bloques y cenizas. Este evento esta relacionado con el colapso de un domo de lava

Se propone un modelo paleogeográfico y evolución temporal para dicha sucesión volcanosedimentaria.

ABSTRACT

The present study includes the characterization of Facies, sedimentary environments and depositional processes of the volcano-sedimentary sequence El Coyote, situated

20 km Northeast of the City of La Paz. The all processes know provides a regional view of the evolution geology along the continental margin from late Miocene – early Miocene.

The deposits of the volcano-sedimentary sequence El Coyote correspond to a succession of silicoclastic sediments interspersed with volcanic horizons of lower Miocene age, which form part of the basal unit of the Comondú Group (20 - 12 My). Three formations are proposed: The Santa Victoria Formation of the lower Miocene; the Balandra Formation on the upper Miocene and the El Coyote Formation, of uncertain age. Based upon the method of facies analysis, the volcano-sedimentary El Coyote sequence characteristically displays coarse-grained lithofacies (conglomerates, gravity flow deposits), sandy lithofacies (sandstones) and fine-grained lithofacies (lutites) interspersed with pyroclastic ash falls, pyroclastic flows (ignimbrites, volcanic breccias, surge deposits, block and ash deposits) and epiclastic deposits.

The architectural elements that characterize the El Coyote sedimentary deposits (channel deposits, laminated sand layer deposits, bar deposits in low sinuosity channels, gravity flows deposits and flood plain deposits) suggest a depositional environment of a system of braided rivers prograded by alluvial fan deposits. The presence of volcanic units interlayered with sedimentary units indicates different cycles of volcanic activity: Plinian type eruptions, collapse of a Merapi type dome, Strombolian-vulcanian styl eruptions.

This Study provides information related to depositional environments, interaction between sediments deposits and volcanism, the provenance and the paleogeographic implications of the volcano-sedimentary sequence El Coyote. The

Facies analysis suggest that the deposits lower of the Comondú Group represent the beginning of the no-marine deposits in the fore arc basin of the west of the arc-volcanism of the Sierra Madre Occidental. The modal compositions of the sandstones vary from sub-arkoses to litarenites with 15% of oolites phosphatiques.

The Facies analysis volcanic to indicate the existence of the volcanic event of large magnitude subsequent to sedimentary deposits. This volcanic event to excavate and to pull out biggest block of the bedrock to give block and ash deposits. This event is related with dome collapse.

An model paleoenvironment is proposed of the volcano-sedimentary sequence El Coyote.

INTRODUCCIÓN

La evolución sedimentológica y estratigráfica de la parte basal del Grupo Comondú comprendida entre el Mioceno inferior y Mioceno superior al Noreste de la Ciudad de la paz es poco conocida y son escasas las menciones de estratigrafías que representen este lapso en la región.

A excepción de algunos edades en rocas volcánicas del Grupo Comondú (30 a 12 Ma en la parte central de la Península de Baja California) (Gastil et al., 1979; Mc Fall, 1968; Malean, 1988; Umhoefer et al., 2001) y de 25-12 Ma en la parte Sur (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991), trabajos estratigráficos de mayor detalle solo se han referido al Norte de la Península de Baja California (Bahía Concepción, Tembabiche y San Juan de la Costa) (McFall,1968; Schwennicke at al.,2000 y Umhoefer et al.,2001).

Debido a ello, el estudio de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote fue de gran importancia ya que permitió conocer la evolución y relación de dicha sucesión con las unidades litológicas adyacentes de manera local y regional. De igual manera permitió la reconstrucción de los procesos volcánicos y sedimentarios que originaron dicha sucesión.

Los depósitos volcanosedimentarios El Coyote presentan las características de un modelo depositacional de un sistema fluvial de tipo trenzado progradando con depósitos de un abanico aluvial intercalados a su vez por depósitos volcánicos.

El principal objetivo de este trabajo fue describir la geología de los depósitos de la parte basal del Grupo comondú con énfasis en la estratigrafía, sedimentología y sus paleoambientes de sedimentación, sentando las bases para trabajos sucesivos.

Para llevar a cabo este trabajo se utilizaron metodologías aplicadas a la estratigrafía, tales como cartografía geológica, el análisis de facies (sedimentarias, volcánicas), el análisis de elementos arquitecturales y el análisis de procedencia. La cartografía geológica y el análisis de Facies permitieron proponer la existencia de tres nuevas formaciones geológicas para dicha secuencia volcanosedimentaria: Formación Santa Victoria (Mioceno inferior), Formación Balandra (Mioceno superior) y Formación El Coyote (edad no determinada).

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I.1. Antecedentes

La estratigrafía de la porción Sur de la Península de Baja California, en la cual se localiza el área de estudio, se encuentra dominada por sucesiones sedimentarias, volcánicas de edad Terciaria y Reciente. Estas rocas fueron estudiadas inicialmente por Darton (1921), Heim (1922) y Beal (1948) y en fechas más recientes por McFall (1968), Gastil et al. (1979), McCloy (1984), Hausback (1984), Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988, 1997), Smith (1984), Sirkin et al. (1984), Schwennicke (1992,1994, 1995), Schwennicke et al. (1996, 2000), Helenes et al. (1999). Dichos autores enfocaron su trabajo a las áreas de Santa Rosalía, la Purísima, San Hilario, Punta San Telmo, Tembabichi, Este y Oeste de la Sierra de la Giganta, San Juan de la Costa, Oeste y Este de la Bahía de La Paz y San José del Cabo-Santiago. En estos trabajos las rocas del Sur de la Península de Baja California son agrupadas con los nombres de Formación San Ignacio, Formación Tepetate, Formación El Cien, Formación San Isidro, Formación Trinidad, entre otras. Estas formaciones del

Cenozoico Tardío están constituidas por depósitos marinos y continentales que contienen además rocas volcánicas.

En el área de estudio, donde afloran rocas sedimentarias y volcánicas Cenozoicas, se han llevado a cabo varios trabajos enfocados principalmente al estudio de las rocas volcánicas.

De estos trabajos destacan tres porque presentan una mayor cantidad de información. El más antiguo es el de Demant (1975) quien caracterizó geoquímicamente el vulcanismo de Baja California Sur y discute la existencia de dos tendencias geoquímicas para dicho vulcanismo, las cuales coinciden con dos fases volcánicas distintas: la primera del Mioceno superior y la segunda del Plio-Cuaternario. Hausback (1984) presenta un estudio estratigráfico sobre las rocas volcánicas y volcanoclásticas en las inmediaciones del área de estudio y describe al Grupo Comondú como una secuencia de areniscas y conglomerados volcánicos, tobas de flujos de cenizas riolíticas, lahares andesíticos y flujos de lava. En el mismo trabajo se presenta un mapa de tres Facies regionales relacionadas con las rocas volcánicas del arco Oligoceno-Mioceno en Baja California Sur, el cual fue modificado a partir de los conceptos de Vessel y Davies (1981).

Hausback (1984) manifiesta que las rocas más antiguas del Grupo Comondú en los alrededores de la Bahía de La Paz corresponden a una secuencia de rocas volcanosedimentarias que marcan el comienzo del vulcanismo Comondú a los 25 Ma. De igual manera menciona evidencias de una deformación sin-depositacional dentro del Grupo Comondú en la región de La Paz, representada por un cizallamiento local y plegamiento de tobas y areniscas, bloques desplazados dentro de los planos de falla que presentan una imbricación general hacia el Oeste a

Suroeste a lo largo de la costa del Golfo. Dicha deformación, de acuerdo con Hausback (1984) indica un deslizamiento gravitacional sin-depositacional de grandes bloques en la parte inferior del Grupo Comondú.

En cuanto a las rocas sedimentarias que afloran en el área poco se sabe, sin embargo cabe mencionar que Hausback (1984) denominó a una secuencia de areniscas rojas intercaladas con conglomerados y tobas líticas como miembro Salinas. El mismo autor presenta una fecha radiométrica obtenida de la unidad volcánica que corona a dicha secuencia (K/Ar 25 ± 0.6 Ma, biotita; 23.2 ± 1.6 Ma, plagioclasas). Además propone a dicha unidad como parte basal del Grupo Comondú.

El presente trabajo de tesis doctoral se enfocó a las rocas pertenecientes a la unidad inferior del Grupo Comondú, a las que Hausback (1984) define como miembro Salinas.

Schwennicke y colaboradores (2000) describen y reevalúan la estratigrafía general de los depósitos sedimentarios Oligoceno-Mioceno, e incluyen una descripción general de Facies, ambiente depositacional, edad y relaciones estratigráficas en diversas localidades de la Península de Baja California. Mencionan la existencia de depósitos sedimentarios de capas rojas intercaladas con material volcánico al Norte de la Bahía de La Paz, al igual que la presencia de bloques alóctonos de arenisca roja dentro de una brecha andesítica del Grupo Comondú. Estos autores interpretan que los bloques son olistolitos que fueron transportados hacia el Este o Sureste.

Por último, Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988) realizan también un estudio de la estratigrafía de la zona y dividen a las rocas Terciarias en tres grupos: rocas

pre-vulcanismo, secuencia volcanosedimentaria y rocas post-vulcanismo. Denominan al Grupo Comondú “complejo volcánico basal” que corresponde a un conjunto de rocas piroclásticas (tobas consolidadas e inconsolidadas), brechas tobáceas, brecha y conglomerado volcánico Balandra, Brecha Ocre que forman parte de un grupo muy heterogéneo de rocas félsicas a intermedias que marcan las primeras evidencias de vulcanismo.

De igual manera hablan de un fallamiento intenso que afectó a la zona, fragmentando y mezclando caóticamente las rocas de la secuencia volcanosedimentaria.

I.2. Objetivos

El propósito del presente trabajo consistió en caracterizar los procesos sedimentarios y volcánicos que originaron las rocas de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote y la reconstrucción de los ambientes en los cuales ocurrió el depósito.

Para ello se definieron los siguientes objetivos particulares:

- Agrupar los cuerpos de roca del área de estudio en unidades estratigráficas.
- Definir las Facies, asociación de Facies y elementos arquitecturales de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote.
- Definir la dirección de paleocorrientes en los depósitos sedimentarios y determinar los procesos de transporte que dieron lugar al depósito.
- Proponer un modelo de Facies y reconstruir el ambiente de depósito para dichas unidades.

- Determinar la procedencia de las areniscas y conglomerados que forman parte de las unidades sedimentarias.
- Proponer un modelo de la interacción entre los procesos sedimentológicos y magmáticos que ocurrieron en el área.
- Reconstruir el paleoambiente del área de estudio.

I.3. Localización del área de estudio

El área que se estudió con detalle tiene una longitud de 10 km y un ancho de 3 km. La superficie cubierta por la cartografía es de 30 km².

Regionalmente pertenece a la provincia fisiográfica de la Región del Cabo (Mina-Uink, 1964), la cual ha sido denominada por Frizzel et al. (1984) como Bloque Tectónico de Cabo San Lucas (BCSL).

Se localiza a 20 km al Noreste de la Ciudad de La Paz entre los paralelos 24° 16' y 24° 21' latitud Norte y los meridianos 110° 15' y 110° 16' longitud Oeste.

Al área se puede llegar por la carretera pavimentada Pichilingue-Balandra y el Tecolote (Fig.1).

Al Sur el área comprende el Rancho Santa Victoria y continúa hacia el Norte hasta llegar a la línea de costa en la localidad de Punta Piedra de Bulle, al Este inicia en el Arroyo Santa Victoria hasta Punta Coyote y termina al Oeste en el Cerro Colorado y Punta Arranca Cabellos.

Este es el único lugar donde afloran este tipo de sucesiones volcanosedimentarias, ya que al Oeste están cubiertas por las sucesiones volcánicas del Grupo Comondú y hacia el Este afloran cuerpos graníticos

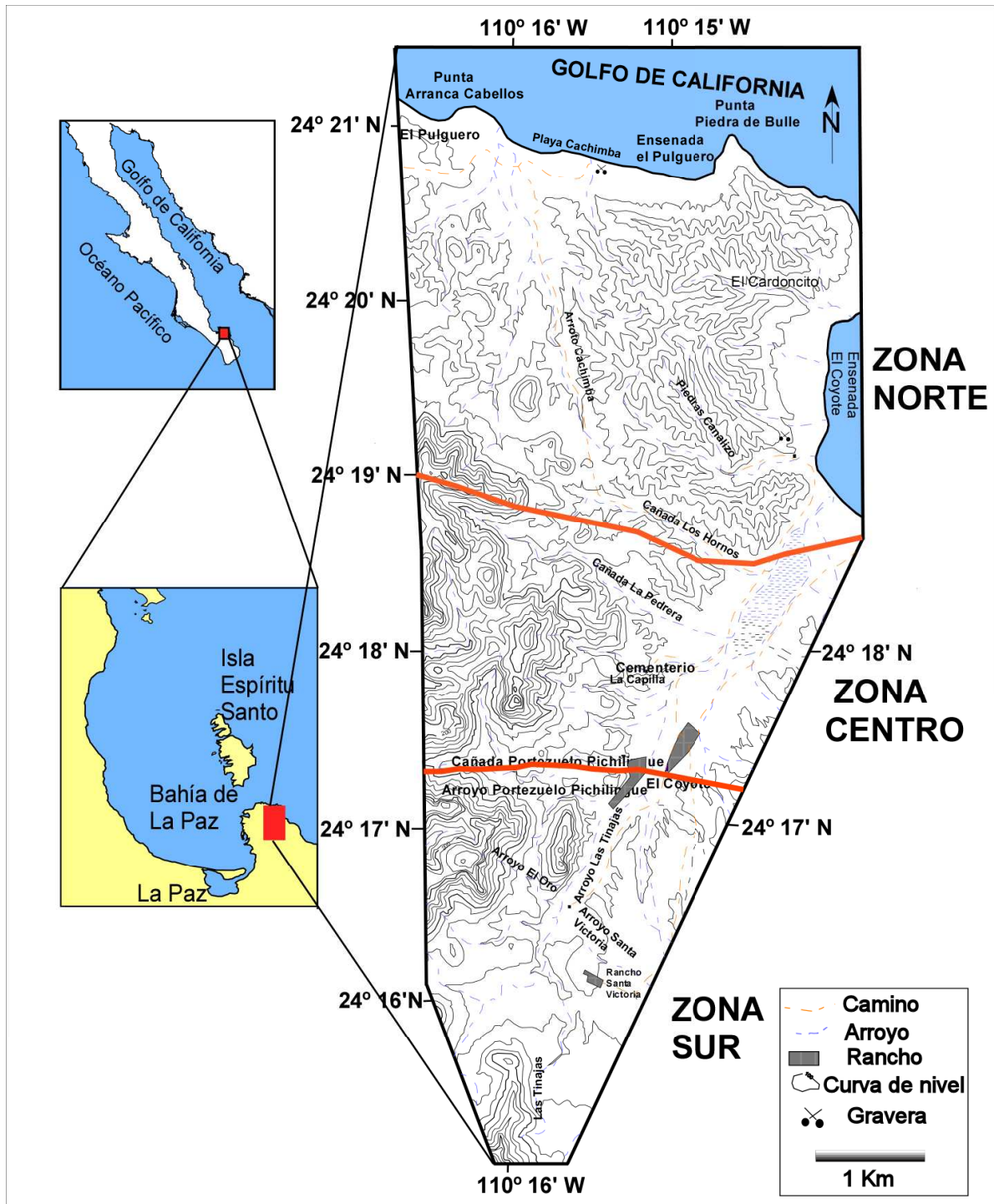


Figura 1. Localización y topografía del área de estudio

I.4. Morfología

El área de estudio presenta una topografía baja y está limitada al Oeste por una topografía abrupta relacionada a la erosión de las rocas volcánicas del Grupo Comondú. La altura máxima de dicha topografía abrupta es de 350 msnm. Al Este se encuentra limitada por el sistema montañoso de la Sierra de las Cruces cuya altura máxima se localiza en el Cerro El Puerto (1270 msnm) y que constituye un pilar tectónico caracterizado por un patrón de drenaje rectangular o en enrejado característico de rocas cristalinas con fracturamiento rectangular.

En medio de estos dos límites topográficos resalta, por su contraste morfológico, la sucesión volcanosedimentaria El Coyote, caracterizada por conglomerados y areniscas que originan lomeríos bajos y mesas inclinadas hacia el Oeste que no exceden los 100 msnm. La red de drenaje en dicha área es densa y presenta un patrón dendrítico.

Para facilitar la descripción de los depósitos sedimentarios expuestos, el área de estudio fue dividida en tres zonas (Fig.1).

Zona Norte. Presenta un relieve abrupto, en su margen Este aflora un intrusivo granítico que corresponde al sistema montañoso de la Sierra de Las Cruces en la localidad conocida como Punta Piedra de Bulle y por depósitos conglomerádicos recientes cuya altura máxima es de 80 m en la localidad de El Cardoncito y la Pedrera Canalizo. En su margen Oeste una serie de lomeríos no mayores de 80 m caracterizan el lugar.

Las localidades que caracterizan a dicha zona son: El Pulguero, Arroyo Cachimba y Cañada Los Hornos. Estos relieves topográficos se encuentran

separados por un supuesto trazo de falla conocida como sistema de "Falla La Paz" que pasa por el Arroyo Cachimba.

Zona Centro. Se encuentra caracterizada por un relieve abrupto en su margen Oeste, contrario al que se muestra en la zona Norte. Representado por un sistema montañoso volcánico de 100 m de altura que forma parte del Grupo Comondú. En su margen Este una serie de lomeríos no mayores de 80 m formados por las unidades volcanosedimentarias El Coyote que afloran en el Arroyo La Pedrera y La Capilla.

En la zona Sur. Continúa el sistema montañoso volcánico en su margen Oeste con elevaciones mayores a los 200 m, al Este una serie de lomeríos no mayores de 40 m caracterizan los depósitos volcanosedimentarios El Coyote. Dicha zona es cortada por la Cañada Portezuelo-Pichilingue, Arroyo Portezuelo Pichilingue, Arroyo El Oro, Arroyo Las Tinajas y Arroyo Santa Victoria.

I.5. Marco Geológico

I.5.1 Geología Regional

La Península de Baja California presenta una estratigrafía muy variada y una geología estructural compleja. Gastil et al. (1979) dividen la región Norte de la Península en tres cinturones pre-Terciarios. El primer cinturón está constituido por secuencias de sedimentos marinos y continentales del Cretácico superior. El segundo cinturón está representado por secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Cretácico inferior y el tercer cinturón por rocas intrusivas y metamórficas de edad incierta.

Mina Uink (1957) divide la región Sur de la península en tres regiones:

1. Sierra La Giganta. Esta región está constituida por rocas piroclásticas, derrames lávicos y depósitos continentales que fueron denominadas por Heim (1922) como Formación Comondú, con una edad del Mioceno superior.
2. Cuencas de Vizcaíno y Ballenas-Iray-Magdalena. La geología de esta región se caracteriza por rocas volcánicas y sedimentarias parcialmente metamorfizadas que afloran en Punta Prieta, Punta San Hilario e Isla Cedros. Mina Uink (1957) denomina a esta secuencia Formación San Hipólito. En el área de Bahía Magdalena la secuencia más antigua está constituida por rocas sedimentarias Triásicas y por secuencias de afinidad oceánica, ofiolitas y melanges de edad Jurásico (Rangin, 1978) la cual fue denominada por Mina Uink (1957) como Formación Eugenia.
3. Región del Cabo. Esta región está formada principalmente por grandes complejos batolíticos. Geomorfológicamente se expresa en forma de un sistema montañoso el cual es interrumpido en su parte Occidental por el Valle de La Paz y en su parte Oriental por el Valle de Santiago.

I.5.1.1. Región del Cabo

La Región del Cabo la cual ha sido denominada por Frizzel et al. (1984) como Bloque Tectónico de Cabo San Lucas (BCSL) (Fig.2), se encuentra constituida en su porción Nororiental por un sistema montañoso representado por la Sierra de las Cruces (intrusivo granítico) y por la Sierra del Novillo (gabronorítico).

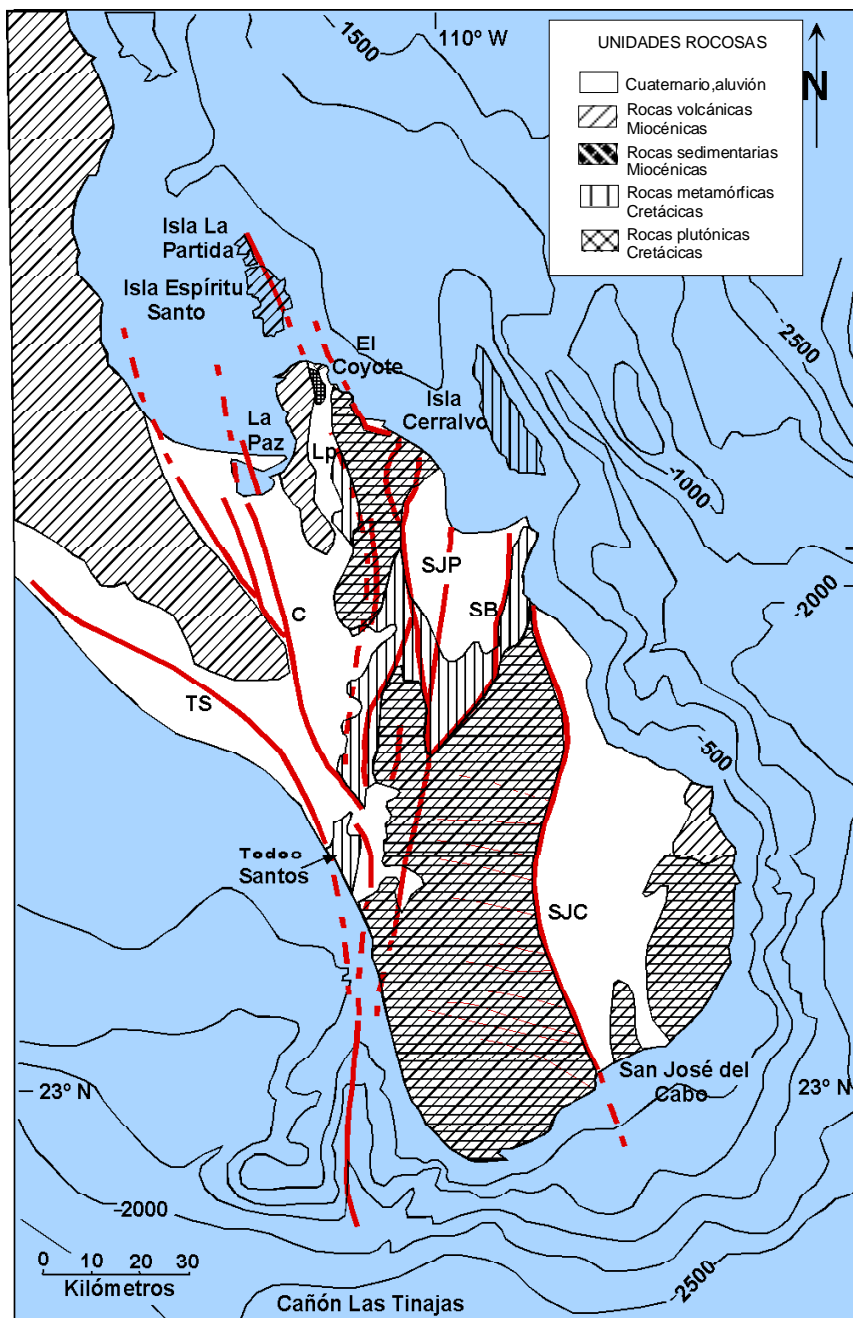


Figura 2. Mapa geológico esquemático del Bloque Tectónico de Cabo San Lucas la región del Cabo; C: Falla Carrizal; LP: Falla La Paz; SB: Falla San Bartola; SJC: Falla San José del Cabo; SJP: Falla San Juan de los Planes; TS: Falla Todos Santos. Modificado de Fletcher y Munguía (2000).

Las unidades cristalinas más viejas son la que se encuentran aflorando en la Sierra del Novillo las cuales están a su vez intrusionadas por granitoides tonalíticos-cuarzo dioríticos de edad 129 ± 15 Ma (Schaaf et al., 2000).

En la porción Noroccidental, aflora una secuencia volcánica denominada Formación Comondú de edad Mioceno medio-superior. Umhoefer et al. (2001) proponen que estas rocas volcánicas designadas como Formación Comondú por Heim (1922), Demant (1975) y Hausback (1984) sean llamadas Grupo Comondú.

En la porción Suroccidental, en la localidad de Todos Santos se encuentra un complejo ígneo-metamórfico prebatolítico formado por rocas metasedimentarias (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988).

La porción Suroriental y Sur está formada por la secuencia volcánica del Grupo Comondú (Pantoja y Carrillo, 1966) y por unidades intrusivas graníticas de composición más silíceas presentando abundantes zonas deformadas (ortogneis y migmatitas). Estos granitos fueron datados alrededor de los 115 ± 4 Ma (Schaaf et al., 2000).

El área de estudio se encuentra dentro de la Región del Cabo y corresponde a la parte basal del Grupo Comondú. Los depósitos sedimentarios del área El Coyote se distribuyen a lo largo de un supuesto trazo de falla, conocida como sistema de "Falla de La Paz".

I.5.2. Geología Estructural Regional

La Región del Cabo presenta un sistema complejo de fallas (Fig.2), principalmente Terciarias, aunque algunas aparentemente siguen activas. Dichas

fallas se han relacionado con el proceso de apertura del Golfo de California. Estas fallas tienen un espacio entre ellas de más o menos 20 km y controlan la geomorfología de la región (Fletcher et al., 2000).

Las principales fallas en la Región del Cabo son: la "Falla de La Paz" (LP), la "Falla El Carrizal" (C), la "Falla de San Juan de los Planes" (SJP), la "Falla de San Bartolo" (SB) y la "Falla de San José del Cabo" (SJC) (Fletcher et al., 1997). Todas estas fallas muestran un rumbo NNW y contienen segmentos que cortan depósitos aluviales cuaternarios.

La "Falla de La Paz" (LP) ha sido reconocida como el eje de falla más importante al Sur de la Provincia Extensional del Golfo (Fig.2).

A este sistema se le ha atribuido un carácter transcurrente (lateral izquierdo) y/o normal (Pantoja Alor y Carrillo Bravo, 1966; Hamilton, 1971; Hausback, 1984; Lozano-Romen, 1975). Así mismo la "Falla de La Paz" es considerada como el límite entre dos terrenos tectono-estratigráficos (Campa y Coney, 1983). La actividad neotectónica aceptada por dichos autores para la "Falla de La Paz", ha sido recientemente cuestionada por (Fletcher et al., 2000).

Haciendo un recorrido histórico sobre esta, Beal (1948), manifestó que la "Falla de La Paz" controla un prominente rompimiento topográfico y separa los terrenos graníticos levantados al Sur de Baja California del resto de la Península. Beal (1948) también propuso que la falla se extiende al Sur, en el Cañón de las "Tinajas" y al Norte a lo largo de un escarpe batimétrico localizado inmediatamente al Este de la Isla Espíritu Santo. Este autor, especula que el levantamiento de las rocas graníticas del Bloque de Los Cabos ocurre en el pre-Terciario. Hamilton (1971),

usando fotografías tomadas por astronautas en el espacio trazó la falla al Sur-Sureste de la Paz a lo largo de 80 km y la proyectó directamente con la ya conocida falla en el Cañón de las "Tinajas". Mencionó que la falla corta drenajes modernos y propuso un movimiento lateral derecho con relación al desplazamiento al Este del Cañón las "Tinajas".

Hausback (1984) mapeó a detalle la región y redefinió la traza de la "Falla de La Paz" en relación con la traza original propuesta por Beal (1948). Hausback (1984) propuso que la "Falla de La Paz" coincidía con un prominente alineamiento observado en imágenes de satélite a lo largo del margen Oeste del Bloque de Cabo San Lucas y al Norte a lo largo del margen Este de la Isla Espíritu Santo caracterizando a la falla como una zona de milonitas y cataclasitas de 2 km de espesor. Hausback propone que durante el Mioceno inferior a medio, la falla tuvo un desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 50 km, la cual fue reactivada posteriormente por fallas de rumbo Este de tipo normal, las cuales fueron encontradas en la Isla Espíritu Santo y han sido documentadas en el Cañón de las "Tinajas" (Normark y Curray, 1968). Recientes estudios a lo largo del margen Noroeste del Bloque de Los Cabos no han confirmado la existencia de una zona de 2 km de espesor de milonitas y cataclasitas yuxtapuestas en el volcanismo Miocénico con el basamento Cenozoico (Ramos-Velázquez, 1998; Fletcher et al., 2000).

El prominente alineamiento que Hausback (1984) observó en una imagen de satélite y a la cual propuso como trazo de la "Falla de La Paz" es según Ramos-Velázquez (1998) un contacto litológico entre el granito al Este y un complejo heterogéneo de diorita, tonalita, gabros y rocas metasedimentarias al Oeste.

A lo largo del margen Noroeste del Bloque de los Cabos es difícil determinar la existencia de falla mientras que en el margen Este de la Isla Espíritu Santo y La Partida abundan evidencias sobre la existencia de fallamiento por lo que Hausback (1984) propone la proyección de la "Falla de La Paz" hacia el Norte.

La "Falla El Carrizal" (C) es la misma falla transpeninsular identificada por Hamilton (1971) en base a fotografías aéreas. La "Falla El Carrizal" se localiza al Oeste y puede ser trazada desde La Paz hasta Todos Santos (Fig.2). El echado de la falla es hacia el Este y contiene estratos marinos Plio-Pleistocénicos levantados y depósitos aluviales continentales en su base (Gaitán, 1986; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1997). Al Sur de La Paz, la "Falla El Carrizal" es un escarpe topográfico lineal disectando terrazas aluviales Cuaternarias.

La "Falla de San Juan de los Planes" (SJP) se localiza en el margen Este disectando a terrazas aluviales Cuaternarias, rocas metamórficas y rocas plutónicas.

La "Falla de San Bartolo" (SB) ha sido extendida hacia el Sur y unida al Oeste lo largo de la base de un escarpe topográfico dentro del Bloque de los Cabos más o menos a 20 km al Este de Todos Santos (Fletcher et al., 2000).

La "Falla de San José del Cabo" (SJC) se encuentra en el margen Este del Bloque de los Cabos y controla un prominente escarpe topográfico de más de 1000 m de relieve y puede ser trazado a lo largo de 80 km (Fletcher et al., 2000). Esta falla yuxtapone basamento cristalino Mesozoico con rocas Miocénicas a sedimentarias recientes (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez, 1994).

El área de estudio se encuentra limitada al Oeste por la "Falla de La Paz" (LP) y al Este por un basamento cristalino.

I.6. Modelos de Evolución Tectónica

La configuración actual de las Placas tectónicas en la región Noreste del Pacífico se presenta en la Figura 3.

La masa continental se encuentra en la Placa de Norteamérica. Las placas principalmente oceánicas son la Placa Pacífica, la Placa Juan de Fuca y la Placa de Cocos, siendo las placas más pequeñas: Explorer, Gorda Sur y Rivera (Atwater, 1989).

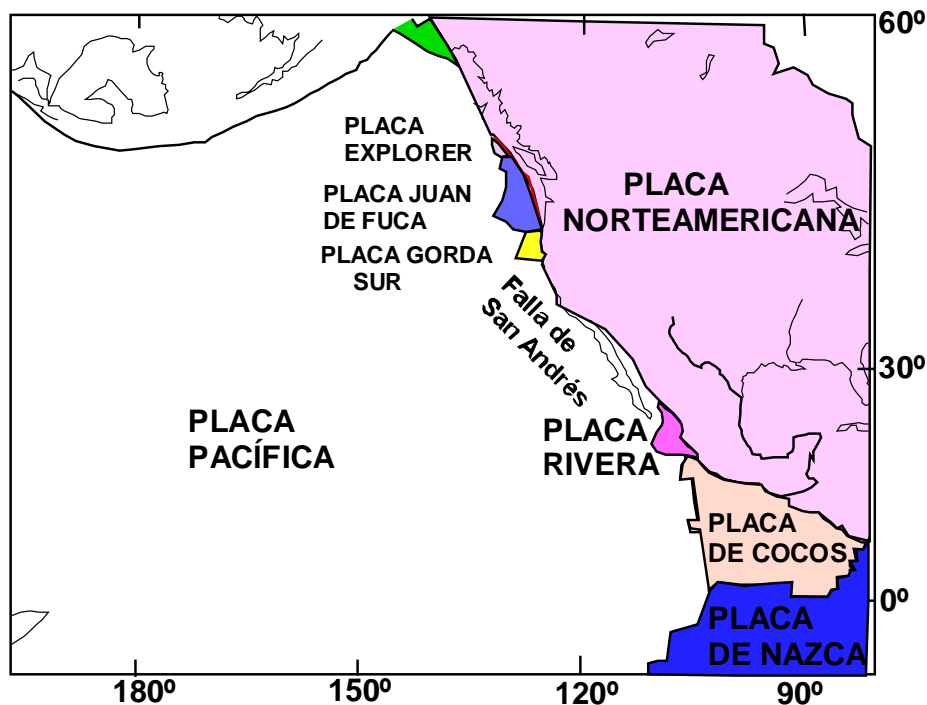


Figura 3. Límite de Placas del Noreste del Pacífico y Oeste de Norteamérica.

Sin embargo, en el Cenozoico la configuración de la cuenca Nor-Pacífica era más compleja y presentaba una gran cantidad de placas y sistemas de dorsales y zonas de subducción (Atwater, 1989). Este arreglo complejo dio lugar a varios eventos tectónicos y parte de ellos fueron registrados en las rocas que constituyen la Península de Baja California. En síntesis, la evolución tectónica de la Baja California,

del Cenozoico temprano hasta el presente puede dividirse en dos fases principales (Miranda-Avilés, 2002):

Fase Ante-rift (34-12 Ma). En esta fase la Península de Baja California se encontraba unida al Oeste de Norteamérica (Fig.4 a, b, c). En el Cenozoico inferior el margen Oeste de Norteamérica actuó como un límite de placas convergente en el cual se desarrolló una zona de subducción y un arco volcánico. Es en esta zona de subducción que la Placa oceánica de Farallón converge bajo la Placa Norteamericana y se extingue (Atwater, 1970; Gastil et al., 1981). El proceso de subducción y extinción de la Placa Farallón originó dos cinturones de rocas volcánicas de diferente edad, originados por arcos volcánicos paralelos al margen continental. El cinturón más antiguo y Oriental es representado por rocas riolíticas e ignimbríticas del Oligoceno (34-27 Ma) (Sawlan y Smith, 1984; Nieto- Samaniego et al., 1999) y dio origen a la Sierra Madre Occidental. Las tobas intercaladas en estratos marinos de la Formación San Gregorio en la región de la Bahía de La Paz en Baja California Sur han sido correlacionadas con este arco (Hausback, 1984).

El cinturón más joven y Occidental se encuentra a lo largo de la Península de Baja California y está caracterizado por rocas de composición calco-alkalina (Demant, 1975; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984), cuya edad abarca de los 24 a los 12 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984). A este segundo cinturón pertenecen los paquetes volcánicos del área, objeto de esta tesis.

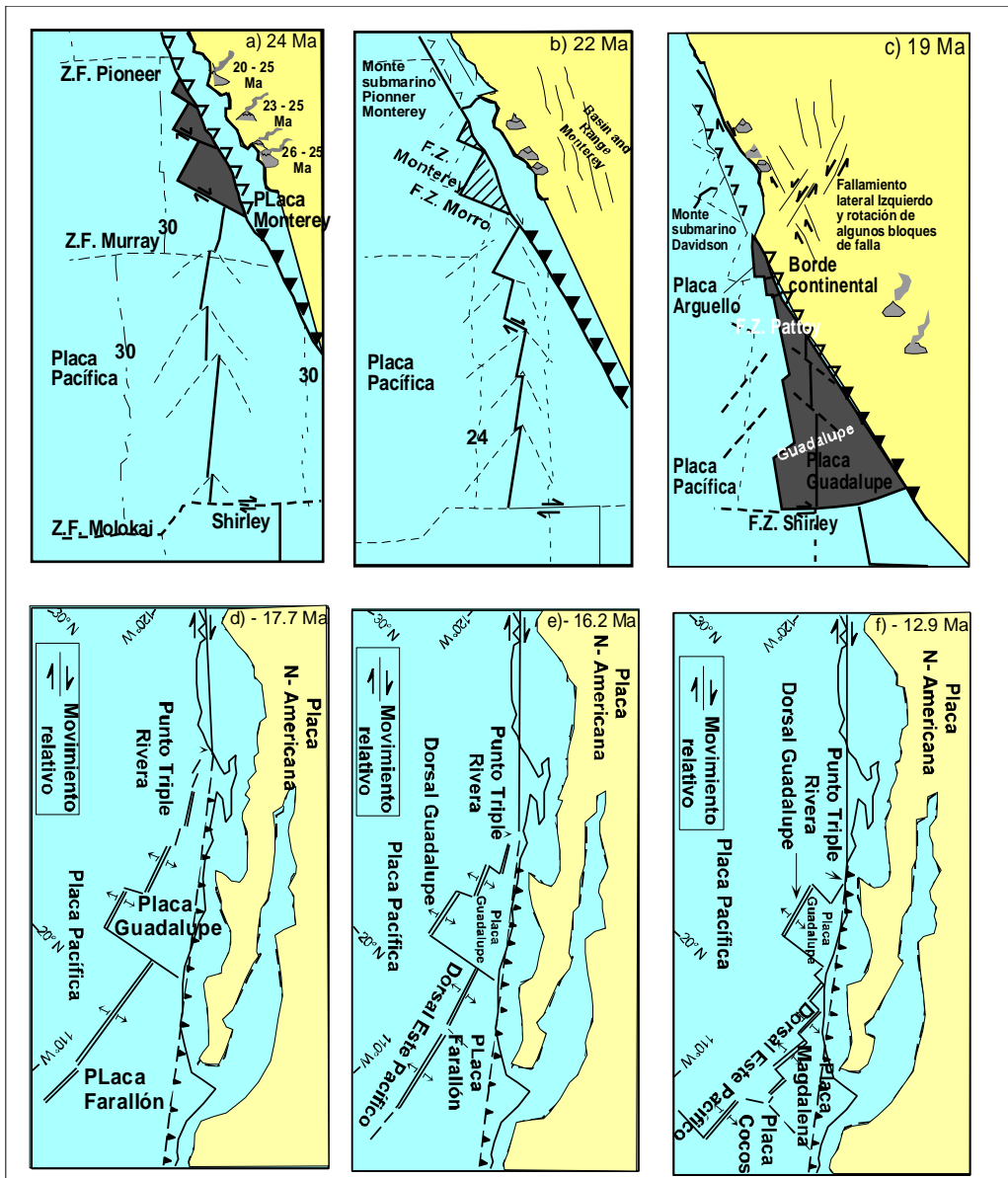


Figura 4. Evolución de placas Pacífico- Farallón (Guadalupe y Magdalena) N-América de 24 a 19 Ma, después de Martín et al. (2000) modificada: a,b,c: La placa Monterrey es aislada por dos uniones triples (Pacífico-Monterrey-Norte América). El segmento Pacífico continúa rotando cambiando la orientación; d: 17.7 Ma, la parte sur del punto triple Rivera es asociado a la subducción de la placa Farallón y es segmentada en una microplaca llamada Placa Guadalupe (Menard, 1978); e y f: entre 16.2 Ma y 12.9 Ma la evolución de la dorsal Este Pacífica provoca que la placa Farallón se segmente en otra micro placa, la placa Magdalena.

La reconstrucción de la evolución del límite de placas divergente Pacífico-Farallón al límite de Placa en subducción Farallón-Norteamericana fue posible gracias a las cartas de anomalías magnéticas del fondo del océano Pacífico (Atwater, 1970, 1989; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991) permitiendo interpretar el primer contacto entre la Placa Pacífica y la Placa Norteamericana a partir del Oligoceno superior (28 Ma) (Atwater, 1970). Esta aproximación entre el límite divergente y convergente originó un nuevo límite de placa transformante entre la Placa Pacífica y la Norteamericana generando un punto triple en cada uno de sus extremos, en el segmento Norte, el punto triple de Mendocino y en el segmento Sur el punto triple Rivera.

El límite de placa transformante permitió la migración del punto triple Rivera hacia el Sur, a lo largo de la costa Oeste de la Península de Baja California. El punto triple Rivera (segmento Sur) migró hace 20.4 Ma en el límite Norte de la actual Península de Baja California (Stock y Hodges, 1989). Durante este periodo (20.4 Ma) la parte Sur del punto triple Rivera continúa con la subducción de la Placa Farallón que fue segmentada en diversas micro-placas llamadas: Placa Guadalupe (Menard, 1978) y Placa Magdalena en el segmento Sur (Lonsdale, 1989).

La migración hacia el Sur del punto triple Rivera reemplaza la subducción de los segmentos de la Placa Farallón (Placa Guadalupe, Placa Magdalena) por una zona de falla transformante derecha llamada "Falla San Benito Tosco Abrejos" (Spencer y Normark, 1989).

Fase Syn- Rift (12 Ma \pm 5 Ma). Conocida también como la fase de Proto- Golfo de California, (Hausback, 1984; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989). Se caracterizó

por el desarrollo de una zona de transtensión en el límite de la Placa Norteamericana con la Placa Pacífica (Fig.4 d,e,f). El movimiento relativo de las placas tiene un cambio de dirección de N60°W (30 Ma–8 Ma) a N37°W (8 Ma al presente) y la tasa de desplazamiento relativo cambió de 33 a 52 mm/año (Atwater y Stock, 1998). Los esfuerzos transtensionales se distribuyeron a lo largo de las fallas normales dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California y al mismo tiempo la “Falla San Benito Tosco Abreojos” trabaja como límite de placas transformantes permitiendo el desplazamiento de 250 a 300 km a lo largo del límite Oeste de la Península de Baja California (Spencer y Normak, 1989; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991).

Durante este proceso, la Península de Baja California funcionó como una micro-placa localizada entre la Placa Pacífica y la Placa Norteamericana, limitada por dos sistemas de fallas paralelas, la “Falla San Benito Tosco Abreojos” al Oeste y la Provincia Extensional del Golfo de California al Este.

Esta fase fue dividida por Miranda-Avilés (2002) en dos etapas (etapa syn-rift distensión difusa y etapa syn-rift difusión amplia) debido a las evidencias de distensión encontradas durante el Oligoceno-Mioceno inferior en la región central de Sonora, Arizona (Gans, 1997; Ferrari et al., 1997a,b; Nieto-Samaniego et al., 1999; Henry y Aranda Gómez, 2000) y Bahía de La Paz (Miranda-Avilés et al., 2001).

La etapa syn-rift distensión difusa. Se encuentra caracterizada por una distensión NE-SW, E-W (Gans, 1997; Ferrari et al., 1997a,b; Nieto-Samaniego et al., 1999; Henry y Aranda Gómez, 2000) y NW-SE (Gans, 1997; Miranda-Avilés et al., 2001). La deformación asociada a esta etapa de distensión difusa es considerada por Henry y Aranda Gómez (2000) como parte de episodios de distensión heterogénea de

“Sierras y Cuencas” en México durante el Oligoceno a Mioceno inferior. Se considera probable que esta etapa fue el resultado de estados iniciales de transtensión entre la Placa Pacífica (primer contacto) y la Placa Norteamericana.

La etapa syn-rift de distensión amplia. Caracterizada por una distensión NE-SW a E-W que comenzó entre 12–10 Ma (Angelier et al., 1981; Hausback, 1984; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Henry y Aranda Gómez, 2000) en la Provincia Extensional de “Sierras y Cuencas”. Esta distensión evolucionó en respuesta a la suspensión de la subducción y del volcanismo calco-alcalino y a la migración hacia el Sur del punto triple Rivera que reemplaza la subducción de segmentos de la Placa Farallón (Placa Guadalupe y Placa Magdalena) por una zona de falla transformante derecha llamada “Falla San Benito Tosco Abreojos” (Spencer y Normark, 1989).

El fallamiento asociado a estas dos etapas de formación del rift afectó a las rocas del área El Coyote, objeto de este estudio.

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA

Para la realización del presente trabajo de investigación se siguió la metodología presentada en la Figura 5.

II.1. Etapa de recopilación

En la primera etapa se recopilaron todos los datos bibliográficos posibles relacionados con el área de estudio y áreas adyacentes, así como bibliografía necesaria relacionada con la problemática a estudiar.

II.1.1. Interpretación de fotografías aéreas

Se llevó a cabo la interpretación de fotografías aéreas escala 1: 75,000 de El Coyote y se obtuvieron mapas preliminares fotogeológicos.

Con base en las cartas topográficas escala 1:50,000, El Coyote (G12D73) y La Paz (G12D83), se programaron caminamientos y localidades para el levantamiento de secciones, toma de muestras y medición de columnas estratigráficas.

II.1.2. Elaboración de un manual de campo

A partir del estudio de las metodologías utilizadas en el análisis sedimentológico, se elaboró un manual de campo para el estudio y análisis de los depósitos sedimentarios y se diseñaron hojas de toma de datos que incluyen la recolección e integración de datos como: litología, textura, características de la capa, estructuras sedimentarias, contenido fósil y datos de paleocorriente, para ser utilizados en el campo.

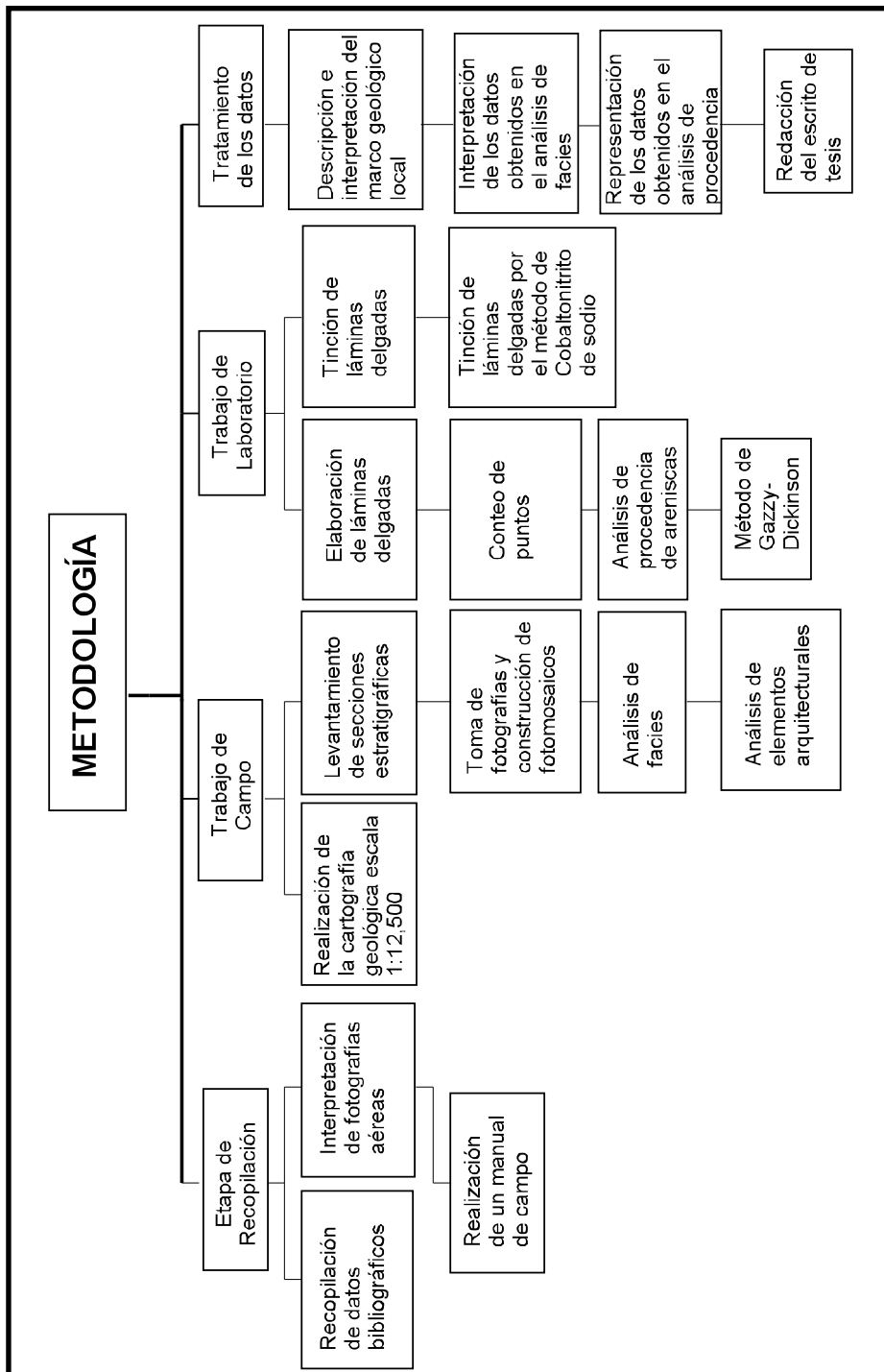


Figura 5. Cuadro sinóptico de la metodología

II.2. Trabajo de campo

II.2.1. Cartografía geológica

Durante el trabajo de campo se realizó la cartografía geológica del área de estudio escala 1: 12,500 apoyado con la interpretación fotogeológica realizada en la etapa anterior.

II.2.2. Levantamiento de secciones estratigráficas

Se levantaron un total de 8 secciones estratigráficas distribuidas de la siguiente manera: tres secciones en la zona Norte (El Pulguero-Punta Piedra de Bulle, Arroyo Cachimba, Cañada los Hornos), dos secciones en la zona Centro (Cañada La Pedrera y Cañada Portezuelo-Pichilingue) y tres secciones en la zona Sur (Arroyo Portezuelo-Pichilingue, Arroyo Las Tinajas y Arroyo El Oro-Santa Victoria) (Fig.6).

En cada una de las secciones se levantaron columnas estratigráficas describiendo las dimensiones del depósito, la geometría de los estratos, echado y rumbo de las capas, litología, tamaño de grano, color, dirección del flujo en conglomerados y en lentes limo-arcillosos, estructuras sedimentarias y contenido de fósiles.

De igual manera se tomaron muestras en cada una de las unidades descritas.

II.2.3. Obtención de fotomosaicos

Se obtuvieron fotografías de los afloramientos de cada una de las secciones levantadas con la finalidad de construir fotomosaicos.

En cada fotomosaico se anotó la escala de afloramiento, litofacies, orientación y todos los posibles límites de superficie, esto para las sucesiones sedimentarias.

En el caso de los paquetes volcánicos, se obtuvieron también fotografías con la finalidad de construir un fotomosaico, en el cual se interpretaron las texturas y procesos de formación.

Se tomaron datos texturales de la deformación sin-depositacional, se midieron los bloques y se registró la variación en sus composiciones.

II.2.4. Análisis de Facies

El análisis de Facies en los depósitos sedimentarios y volcánicos El Coyote se llevó a cabo a escala afloramiento y en sección, reconociendo Facies y estableciendo asociaciones de Facies para posteriormente llegar a definir el modelo de Facies y el ambiente depositacional de las unidades.

Las Facies fueron caracterizadas desde el punto de vista descriptivo e interpretativo.

En el sentido descriptivo se definieron litofacies tomando en cuenta las características litológicas, texturales (tamaño de grano, forma del grano, selección, madurez, etc.), observables en la roca sedimentaria que posteriormente fueron interpretados en términos de procesos depositacionales.

En el sentido interpretativo las Facies fueron asociadas para reconstruir los procesos depositacionales específicos y llegar a definir el ambiente de depósito.

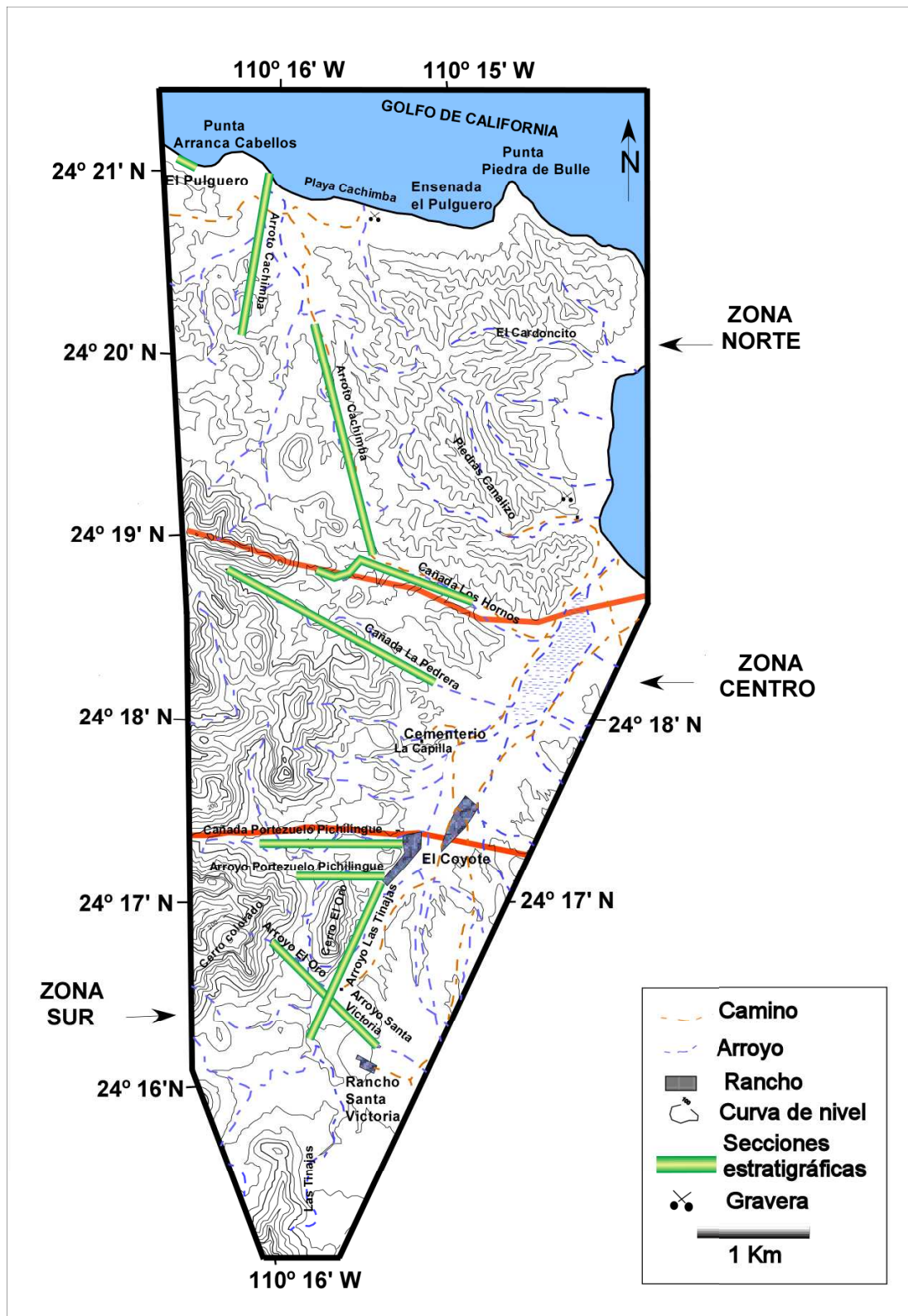


Figura 6. Secciones estratigráficas del área El Coyote

II.2.5. Asociación de Facies y elementos arquitecturales

La asociación de Facies y elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios y volcánicos consistió en el mapeo en dos o tres dimensiones de los afloramientos representados en las secciones levantadas. Se definieron con base en las estructuras sedimentarias, límites de superficie que ayudaron a definir elementos arquitecturales. Los límites de superficie separan estructuras sedimentarias de unidades de Facies, son órdenes jerárquicos basados en una escala temporal y una escala física. Los límites de superficie permiten que el depósito se subdivide empíricamente dentro de jerarquías de unidades arquitecturales (Miall, 1991).

Una vez definidos los elementos arquitecturales se formuló un modelo de Facies por medio de la comparación de lo obtenido con ejemplos modernos y antiguos que nos llevó a caracterizar el ambiente sedimentario de dichos depósitos.

II.2.6. Análisis de Procedencia

Para el análisis petrográfico de areniscas se colectaron 60 muestras. La selección de muestras se hizo con el criterio de cambio textural.

En el campo, se determinó la composición de los conglomerados por medio del conteo de clastos con una malla graduada (1 m x 1 m). Se contaron un total de 1700 clastos de un total de 17 conglomerados, esto con la finalidad de conocer los cambios verticales y/o laterales en la composición de éstos.

II.3. Trabajo de laboratorio

Se prepararon láminas delgadas de las muestras de rocas sedimentarias y volcánicas recolectadas, el total fue de 52 láminas delgadas de areniscas, 6 de

volcánicas y 2 de lutitas. Las muestras de areniscas y rocas volcánicas fueron teñidas por el método de cobaltonitrito de sodio con la finalidad de distinguir feldespatos de plagioclasas. Se llevo a cabo la interpretación petrográfica de cada una de las láminas.

Para el análisis de procedencia se hizo el conteo de 1000 puntos por cada lámina delgada, 500 puntos para definir el porcentaje de matriz vs granos y los otros 500 para definir la composición. Esto se hizo en 43 láminas delgadas de areniscas al microscopio petroográfico, para lo cual se utilizó el método de Gazzy- Dickinson (Ingersoll et al., 1984).

II.4. Tratamiento de los datos

En primera instancia se describió la geología del área de estudio con base en la cartografía realizada durante la etapa de campo con la ayuda de fotografías aéreas y coordenadas UTM y geográficas (obtenidas con un aparato Global Positioning System, GPS) se localizaron las muestras y las secciones levantadas en el mapa topográfico.

Los datos obtenidos en el análisis de Facies fueron interpretados para establecer el modelo y los ambientes de depósito de dichas unidades.

Se compararon las texturas y estructuras identificadas en las rocas volcánicas de la zona estudiada con aquellas reportadas en la literatura, con el fin de reconstruir el origen de dichas rocas.

Los datos obtenidos en el análisis de procedencia fueron representados en tres tipos de diagramas ternarios (Dickinson, 1985): a) Diagramas de discriminación tectónica (QtFL/QmFLt); b) Diagramas de distribución de modas detríticas (QtFL, QmFLt, QpLvLs, QmPK) y c) Diagramas de líticos (QpLvLsm, LvLmLs) con la

finalidad de llegar a la reconstrucción de las procedencias y de un modelo espacio-temporal de la evolución petrográfica de dichas unidades sedimentarias.

II.5. Metodología del Análisis de Facies

II.5.1. Definición de Facies

El estudio y la interpretación de texturas, estructuras primarias, fósiles y asociaciones litológicas de rocas sedimentarias a escala afloramiento, sección o pequeños segmentos de una cuenca comprende el análisis de Facies.

El significado de la palabra Facies ha sido muy debatido en geología (Krumbein y Sloss, 1963). Este es usado en geología sedimentaria pero también tiene un significado diferente en el área de petrología metamórfica.

La palabra Facies es definida en diferentes formas por diversos autores, pero de manera general se refiere a la suma de las características de una unidad sedimentaria (Middleton, 1973). Estas características incluyen las dimensiones, estructuras sedimentarias, tamaño de grano y tipos, color y contenido biogénico de la roca sedimentaria.

El término Facies ha sido utilizado para referirse a muy diversas características de las rocas, en sedimentología tiene dos acepciones principales:

a) Descriptiva. La cual incluye a las litofacies, biofacies e icnofacies. Estos términos son usados al referirse a ciertos atributos observables en las rocas sedimentarias que pueden ser interpretados en términos de depositación o procesos biológicos. Las litofacies enfatizan las características litológicas de las rocas (composición, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, geometría de la capa) que pueden presentar algún rasgo de procesos físicos o químicos que le dieron origen.

Representan un evento depositacional individual. Las biofacies se definen por los componentes fósiles (plantas y animales). Representan asociaciones dentro de algún intervalo estratigráfico de algún género o especie y proporcionan información paleoecológica. Las icnofacies describen la presencia de trazas de fósiles. Las trazas de fósiles son estructuras biogénicas que se originan por el paso o locomoción de organismos (ejemplo, *Scoyenia icnofacie* continental o de agua dulce, *Terodolites*, *Trypanites*, *Glossifungites*, *Skolithos*, *Cruziana*, etc, icnofacies marinas). Una roca sedimentaria puede ser descrita en términos de litofacies, biofacies o icnofacies. La suma de estas y otras características podrían constituir las Facies sedimentarias.

b) Interpretativa. El término Facies es usado generalmente para un conjunto de rocas que se piensa que han sido formadas dentro de condiciones similares. En este caso el nombre de la Facies enfatiza, por ejemplo, procesos depositacionales específicos (ejemplo, Facies de avalancha) y ambientes depositacionales (ejemplo, Facies lagunares).

Para facilitar la interpretación y relación de Facies principalmente aquellas originadas en ambientes fluviales se usa una serie de códigos convencionales (Miall, 1996) (Tabla 1). El código de litofacies consiste de dos partes: una letra mayúscula para el tamaño del grano (G, gravas; S, arenas; F, finos) y una letra pequeña que indica una textura o estructura distintiva de cada Facie (Gt, gravas con estratificación cruzada; Sh, arenas laminadas; Fsm, finos masivos).

El concepto de Facies no significa solamente describir rocas y agruparlas por las observaciones hechas en el campo, sino que dicha agrupación forma la base para la interpretación de los estratos de roca.

Tabla 1. Clasificación de Facies (Miall, 1996)

Código de la Facies	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Gravas masivas, matriz soportada	Gradación	Flujos de escombros plásticos
Gmg	Gravas matriz soportada	Gradación normal a inversa	Flujos de escombros pseudoplásticos
Gci	Gravas clasto soportado	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos
Gcm	Gravas masivas, clasto soportado	-----	Flujos de escombros pseudoplásticos
Gh	Gravas ,clasto soportado	Capas horizontales, imbrincación	Formas longitudinales
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación de capas cruzadas	Relleno de canales menores
Gp	Gravas estratificadas	Capas cruzadas planas	Formas transversales
St	Arena fina a gruesa	Estratificación cruzada	Dunas de crestas sinuosas y lingoidales (3-D)
Sp	Arena fina a gruesa	Capas cruzadas planas	Formas transversales o lingoidales (dunas 2-D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	Ondulitas laminación cruzada	Ondulitas (Regímenes de flujos bajos)
Sh	Arena muy fina a gruesa	Laminación horizontal	Flujos de capas planas (Flujo crítico)
Sl	Arena muy fina a gruesa	Bajo ángulo en capas cruzadas (< 15°)	Relleno de canales
Ss	Arena fina a muy gruesa	Depresiones someras	Relleno de canal
Sm	Arena fina a gruesa	Masiva	Depósitos de sedimentos de flujos de gravedad
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, ondulitas pequeñas	Depósitos de canales abandonados, planicie de inundación
Fsm	Limo, lodo	Masivo	Depósitos de canales abandonados
Fm	Limo ,lodo	Masivo, grietas	Canales abandonados

		de desecación	
Fr	Limo, lodo	Masivo, raíces, bioturbación	Depósitos de planicie de inundación
C	Carbón	Plantas	Depósitos de pantano
P	Paleosuelo, carbonato (calcita, siderita)	Rasgos pedogénicos	Suelo con precipitación química

Las características de las litofacies resultan de los procesos físicos y químicos los cuales estuvieron activos en el tiempo de la depositación de los sedimentos, las biofacies y las icnofacies proporcionan información acerca de la paleoecología durante y después de la depositación. Con el conocimiento de las condiciones físicas, químicas y ecológicas es posible reconstruir el ambiente en el que se depositaron los sedimentos. Este proceso de análisis de Facies (interpretación del estrato en términos del ambiente de depósito) puede ser considerado como parte central del objetivo principal de la sedimentología y la estratigrafía el cual es la reconstrucción del pasado.

II.5.2. Análisis y clasificación de Facies: asociación de Facies

En el sentido interpretativo las Facies pueden ser combinadas o agrupadas en asociaciones ya que representan varios tipos de eventos depositacionales que frecuentemente ocurren juntos en el mismo ambiente de depósito. Las Facies se asocian para reconstruir los procesos depositacionales específicos y llegar a definir el ambiente. Este término fue definido por Potter (1959) “como una colección de atributos sedimentarios asociados por tener algo en común, incluyendo geometría, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipos de rocas, estructuras sedimentarias y fauna”. Por lo que la asociación de Facies es definida como un grupo

de facies genéticamente relacionadas a otro, las cuales tienen algún significado ambiental. La asociación de Facies se basa en la observación y se expresa en forma de tablas, resúmenes estadísticos o en diagramas de ocurrencia (perfil vertical).

La Facies puede asociarse tomando en cuenta varios criterios (Miall, 1991):

- Ley de Walters (regla de la sucesión de Facies).
- Técnica de la cadena de Markov (análisis de ciclicidad).
- Métodos estadísticos (métodos de análisis de cluster).
- Método de análisis de elementos arquitecturales (límites de superficie, órdenes de magnitud, hidrodinámica de las estructuras sedimentarias).
- Sucesión de Facies (definidas cuando una o más de sus características cambian progresivamente en una dirección específica, vertical o lateralmente (“coarsening-upward”, cambio progresivo de tamaño de grano) o (“thickening-upward”, cambio en el espesor de las capas individuales).
- Secuencias estratigráficas (límites de discontinuidades, cambios en el nivel del mar).

II.5.3. Límites de superficie y elementos arquitecturales

El análisis de elementos arquitecturales es la base del razonamiento inductivo y consiste en el mapeo en dos o tres dimensiones de los afloramientos. La metodología de elementos arquitecturales se basa en dos conceptos: 1) escala arquitectural y 2) elemento arquitectural.

1) En el concepto de escala arquitectural los depósitos se encuentran caracterizados por un conjunto de litofacies y estructuras originadas en respuesta a

los procesos que ocurrieron en una escala de tiempo particular y que son separados físicamente de otros por una jerarquía interna de superficies. Fue muy probablemente Allen (1983) el primero en desarrollar este concepto reconociendo tres órdenes principales de superficies limitantes. Las de primer orden limitan sets (grupo) de láminas, las de segundo conjuntos de sets y las de tercer orden básicamente limitan unidades de canal, en donde mostró que ambientes como ríos y deltas podrían ser clasificados dentro de un orden jerárquico (microformas, mesoformas y macroformas) basadas en una escala temporal y una escala física.

Las capas individuales (litofacies) forman una variedad de escalas físicas. La escala mas pequeña son las láminas individuales y marcas de ondulitas < 5 cm mientras que las barras complejas y los canales rellenos representan escalas más grandes de decenas de metros de espesor y centenas a miles de metros de longitud.

Estas ideas fueron incorporadas por Jackson (1975) dentro de las jerarquías mencionadas anteriormente formalizando las diferencias en la escala temporal y física en Facies depositacionales de sedimentos clásticos:

- Microformas caracterizadas por una escala pequeña representada por laminación, ondulitas. La variación en la escala de tiempo es del orden de segundos a horas.
- Mesoformas caracterizadas por una escala temporal media semanas o meses, representada por barras transversales y lingoidales, se forman en respuesta a lo que Jackson (1975) denominó, “eventos dinámicos”, tales como huracanes, periodos de inundación y tormentas eólicas.

- Macroformas representan un largo tiempo de acumulación de sedimento, decenas de años a miles de años en respuesta a controles tectónicos geomorfológicos y climáticos, caracterizados por canales principales, barras complejas y límites de superficie.

Para rocas y sedimentos antiguos, ideas similares fueron propuestas por Brookfield (1977) y Allen (1980, 1983) quienes registraron estas diferencias en escala e introdujeron el termino de “límite de superficie” (bounding surface). Estos límites son superficies de erosión macroscópica cuya extensión física, geometría y asociación de facies son componentes importantes en la subdivisión arquitectural y clasificación de depósitos clásticos, como es también, para la definición y subdivisión de secuencias estratigráficas. Pueden ser usados para definir jerarquías de unidades depositacionales o elementos arquitecturales.

Los límites separan estructuras sedimentarias de unidades de Facies, caracterizan la formación del depósito en una escala de tiempo particular, lo que permite que el depósito se subdivide empíricamente dentro de jerarquías de unidades arquitecturales (Miall, 1991) (Tabla 2).

Miall (1985) propuso una serie de [elementos arquitecturales](#) (Tabla 2) sobre la base de los siguientes elementos descriptivos: 1) naturaleza de las superficies limitantes; 2) geometría externa del depósito; 3) escala (espesor y extensión lateral); 4) litofacies presente; 5) geometría interna y 6) orientación de paleocorrientes.

De acuerdo con dicha tabla el primero y segundo orden de superficie registran límites de “sets” de capas cruzadas. El segundo orden de superficie son simples

límites de cosets (Mckee y Weir, 1953). Los cuales indican cambios en las condiciones o en la dirección del flujo.

Las superficies de tercero y cuarto orden son definidas cuando la reconstrucción arquitectural indica la presencia de macroformas e incluyen depósitos de acreción lateral (LA), macroformas de acreción río abajo (DA) y canales menores.

El quinto orden de superficie son aquellas limitadas por capas arenosas, canales complejos de relleno y que presentan formas cóncavas hacia arriba marcadas por un relieve local de corte y relleno y por gravas o clastos rezagados en la parte basal del canal.

El sexto orden de superficie define grupos de canales o paleovalles. Unidades mapeables estratigráficamente tales como miembros o submiembros.

El séptimo orden de superficie equivale lateralmente a cuerpos de abanicos que corresponden a pulsos de actividad tectónica a lo largo de una cuenca limitada por fallas.

El octavo orden de superficie son disconformidades regionales desarrolladas en respuesta a eventos de escala continental o a eventos geológicos globales.

Los elementos depositacionales y sus límites de superficie pueden ser clasificados en grupos, con la finalidad de unificar la teoría de la clasificación arquitectural (Tabla 2). La agrupación de dichas unidades se da bajo el criterio de duración del evento depositacional y el intervalo de su recurrencia.

Los depósitos del grupo 1 se forman en pocos segundos (laminación), los del grupo 2 en periodos de pocos minutos a pocas horas (ondulitas), los del grupo 3 se forman en periodos de pocas horas a un día o dos (sets de ondulitas). Para el grupo 4 los depósitos representan periodos de tiempo de pocos días a pocos meses

(estratificación cruzada tipo hummocky). El grupo 5 representa periodos de tiempo de 1 año a decenas de años (varvas glaciares). Para el grupo 6 los periodos de tiempo van de cientos a pocos miles de años (huracanes violentos, inundaciones). El grupo 7 incluye elementos mayores de un sistema depositacional (canales). Para el grupo 8 los periodos de tiempo van de cientos a miles de años (canales principales).

Tabla 2. Jerarquía de unidades depositacionales en depósitos aluviales (Miall, 1991).

Grupo	Escala de tiempo de los procesos	Tasa instantánea de sedimentación (m/ka)	Unidades depositacionales fluvial, deltaica	Rango y características de los límites de superficie
1	10^{-6}	Ciclos de Burst- Sweep	Lámina	Cero orden, límite de superficie de laminación
2	10^{-5} — 10^{-4}	Migración de bedform	Ondulita (Microforma)	Primer orden, límite de superficie de set
3	10^{-3}	Migración de bedform	Incremento, duna diurna, reactivación de superficies	Primer orden, límite de superficie de set
4	10^{-2} — 10^{-1}	Migración de bedform	Duna (Mesoforma)	Segundo orden, límite de superficie de coset
5	10^{-0} — 10^1	Eventos de estación, 10 años de inundación	Macroforma, incremento en el desarrollo	Tercer orden, echado de 5°-20° en dirección a la acreción
6	10^2 — 10^3	100 años de inundación, canales y migración de barras	Macroforma, ejemplo barra de punto	Cuarto orden, macroforma techo convexo, canales menores
7	10^3 — 10^4	Procesos geomorfológicos largos, ejemplo avulsión de canales	Canales, lóbulo de deltas paleosuelo maduro	Quinto orden, base del canal cóncavo o plano
8	10^4 — 10^5	Quinto orden (ciclos de Milankovitch), respuesta a pulsos de falla	Canales, abanicos aluviales secuencias menores	Quinto orden, se extiende regionalmente
9	10^5 — 10^6	Cuarto orden (ciclos de Milankovitch), respuesta a pulsos de falla	Sistemas depositacionales principales	Séptimo orden, límite de secuencia
10	10^6 — 10^7	Tercer orden, ciclos, procesos tectónicos y eustáticos	Cuenca complejas	Octavo orden, disconformidad regional

El grupo 9 incluye los sistemas depositacionales que se acumularon en un tiempo de cientos de miles a pocos millones de años y el grupo 10 representa un periodo de tiempo de millones a decenas de millones de años (cambios de nivel del mar).

2) Por el concepto de elemento arquitectural el cual es definido como un litosoma caracterizado por una geometría, composición de Facies y escala producto de un proceso particular o un conjunto de procesos que ocurrieron dentro de un sistema depositacional y se interpreta en términos de cambios climáticos y tectónicos a través del tiempo.

Miall (1985) sugiere 9 elementos arquitecturales para depósitos fluviales (Tabla 3):

1. Canales (CH)
2. Barras gravosas y bedforms (GB)
3. Bedforms arenosos (SB)
4. Macroformas de acreción lateral (LA)
5. Macroformas de acreción río abajo (DA)
6. Pozos "scour hollows" (HO)
7. Flujos de sedimentos de gravedad (SG)
8. Capas arenosas laminadas (LS)
9. Sedimentos de planicie de inundación (FF)

La mayoría de estos elementos corresponden a macroformas las cuales tomando la definición de Jackson (1975) son el producto del efecto acumulativo de la sedimentación en periodos de decenas a miles de años.

Las macroformas corresponden al grupo 6 (Tabla 2) e incluyen principalmente los canales y barras, sedimentos de flujos de gravedad y depósitos de inundación y se encuentran limitados por superficies de cuarto orden. Friend (1983) define a los canales como depresiones elongadas en una superficie aluvial con márgenes claramente definidos en donde el flujo del río es restringido por años.

El análisis de estos canales es un componente esencial del análisis de Facies.

Dicho autor clasifica los canales en canales fijos y canales móviles.

Sin embargo, Cowan (1991) menciona que algunas unidades arquitecturales que han sido clasificadas como canales requiere de una interpretación diferente ya que no presentan formas cilíndricas como los canales, su relleno consiste de litofacies Gm, Sh Ss, Sl, y se encuentran limitados por superficies de cuarto orden con bases curvas y cóncavas. Con base en ello, dicho autor propone un nuevo tipo de elemento arquitectural (HO: Scour Hollows).

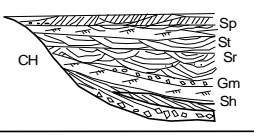
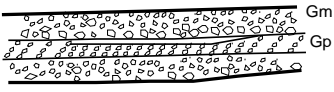

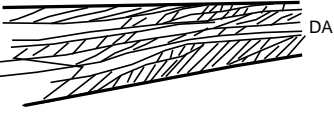




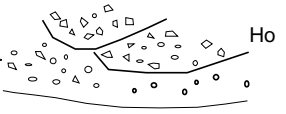
Dicho autor manifiesta que estos (pozos) se forman en donde convergen canales e interactúan con otros tipo de macroformas tales como DA (macroformas de acreción río abajo), LA (macroformas de acreción lateral).

El rasgo más distintivo de un sistema fluvial es el tamaño, geometría de los canales, sinuosidad y habilidad para migrar, asociaciones barras y a depósitos de overbank. La sinuosidad y los canales son los rasgos diagnósticos de un ambiente fluvial.

Leopoldo y Wolman (1957) y Schumm (1963,1968) clasifican los sistemas fluviales tomando en cuenta los mecanismos de transporte de las partículas y la sinuosidad de los canales (Fig. 7):

Canales bedload, típicamente caracterizados por gradientes escarpados, la tasa ancho/ profundidad (> 40) y patrones de canales de baja sinuosidad. Estos canales tienden a migrar lateralmente, su relleno es de grano grueso y contienen poco material por suspensión-carga. Los depósitos de limo-arcilla de planicies de inundación juegan un papel secundario.

Tabla 3. Clasificación de elementos arquitecturales para depósitos fluviales: CH Canal, GB Barras de gravas y bedforms, SB Bedforms arenosos, DA Macroforma acreción río abajo, la Macroforma acreción lateral, SG Sedimentos de flujos de gravedad, LS Capas de arenas laminadas, FF Sedimentos de planicie de inundación, HO Canales menores (Miall, 1985).

Elemento	Símbolo	Principales asociaciones de Facies	Geometría y relaciones	Dibujo
Canales	CH	Ninguna combinación	Lentes o capas base erosiva concava altamente variables	
Barras de gravas y bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes generalmente cuerpos tabulares comunmente intercalados con SB	
Bedforms arenosos	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas aparecen como canales de relleno, barras menores crevasse splays	
Macroforma acreción río abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes planos base canalizado superficie de erosión interna de tercer orden, convexo	
Macroforma acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos común Gt, Gp	Capas, lóbulos caracterizado por superficies de tercer orden de acreción lateral	
Sedimentos de flujos de gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas intercalados con GB	
Capas de arenas laminadas	LS	Sh, Sl, Menor Sp, Sr.	Capas con laminación	
Sedimentos de planicie de inundación	FF	Fm, Fl	Capas comúnmente intercaladas con SB pueden rellenar canales abandonados.	
Canales menores	HO	Fm, Fl	Canales menores con relleno asimétrico.	

Tipo de canal	Carga o arrastre (% total de carga)	Sistema canal-sencillo	Sistema de canales múltiples
Carga por suspensión	<3	Canal e carga por suspensión W/D<10 sinuosidad > 2.0 gradiente relativamente suave	Sistema Anastosomado
Carga por mezcla	3-11	Canal de carga por mezcla W/D 10-4 sinuosidad <2.0 gradiente moderado puede ser trenzado	Distributarios deltaicos distributarios de planicie aluvial
Carga o arrastre	>11	Canal por arrastre o carga W/D>40 sinuosidad <1.3, gradiente relativamente fuerte, puede ser trenzado	Distributarios de abanico aluvial

W/D=es la proporción de extensión / profundidad

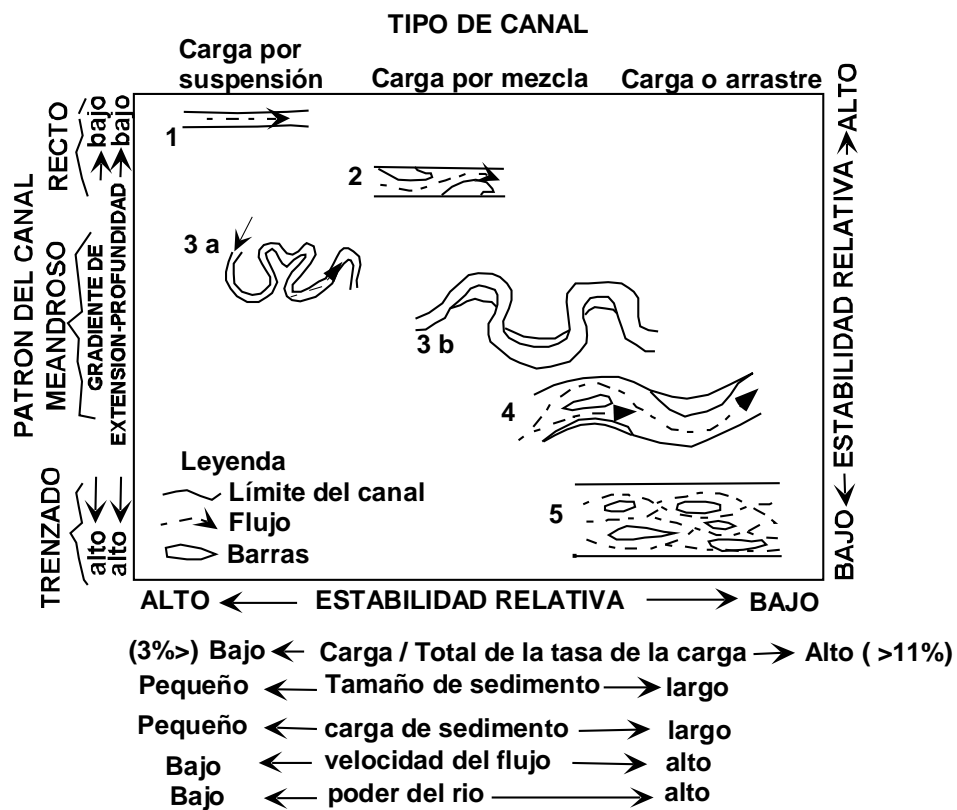


Figura 7. Clasificación de canales aluviales basada en la carga de sedimento (Schumm 1963, 1981, 1985).

Mezcla-carga, contiene un gran porcentaje de depósitos de planicies de inundación, los cuales consisten de limos-arcillas. Los canales son más estables y tienen una tasa baja ancho/profundidad (< 10), su gradiente es bajo. Los canales se encuentran rellenos de arena y en menor proporción por limo-arcillas.

Suspensión-carga, se encuentra caracterizados por canales individuales de alta sinuosidad y gran estabilidad, la tasa ancho/profundidad es (< 10), su gradiente es bajo. Los canales se encuentran rellenos principalmente por limos-arcillas.

II.5.4. Análisis de Facies Volcánicas

Los ambientes volcánicos consisten de una gran variedad de litologías, estas pueden estar constituidas por lavas, depósitos piroclásticos, depósitos autoclásticos (origen no explosivo) y depósitos que derivan de procesos sedimentarios (epiclásticos) (Cas y Wright, 1988). Cada tipo de roca es distinguida por sus características texturales, mineralógicas, apariencia física (estratificación cruzada, laminar, gradación), etc. Alternativamente, dos o tres tipos de rocas que se encuentran intercaladas y que contienen estructuras depositacionales internas distintivas puede ser la única característica para diferenciarlas de otros intervalos o asociaciones de rocas. El término de Facies es usado para distinguir intervalos o asociaciones de rocas en afloramiento. Este concepto es más común utilizarlo en sedimentología (Walker, 1984) pero es también aplicable en sucesiones volcánicas.

El análisis de Facies en sucesiones volcánicas es similar al análisis de Facies sedimentarias. Se lleva a cabo por la descripción litológica de cada roca volcánica y el resultado es una serie de litofacies.

Las litofacies se refieren al carácter de un depósito o parte de un depósito que es distinto en base a alguna de las combinaciones de estos elementos: estratificación, tamaño de grano, selección, fábrica y composición. Es decir, esto no es genético. Por ello, las ignimbritas son descritas con base en un esquema de litofacies no genéticas (Branney y Kokelaar, 2003).

Bajo este esquema las litofacies volcánicas son interpretadas en términos de procesos de la zona límite de flujo (Tabla 4). Primero se describe la litología la cual incluye para rocas volcanoclásticas: toba (T), lapilli-toba (LT), lapillo (L) y brecha (B), subdividida en litofacies de acuerdo al tipo de estratificación, selección, composición y fábrica, por ejemplo: lapilli-toba masiva (mLT) o lapilli-toba estratificada (sLT).

Las litofacies no son definidas solamente en base a la granulometría ya que en base a ella cada litofacie exhibe un rango de tamaño de grano y selección característicos, sino que es mejor usar una combinación de rasgos que incluyen la capa y la fábrica de los granos para definir dichas litofacies. Esto tiene una ventaja que se puede aplicar a las ignimbritas que se encuentran litificados y que no se pueden tamizar.

Cuando el objetivo principal es interpretar los procesos volcánicos, se puede agrupar litofacies (ejemplo LT para lapilli-toba y lapilli-ceniza) o si el objetivo es conocer el emplazamiento, se puede agregar términos tales como: eutaxítico, reomórfico y/o vitrófiro (Tabla 4).

Para algunas litofacies o grupos de litofacies los mecanismos de depositación pueden ser inferidos pero otros pueden que no tengan un solo origen, en este caso la interpretación puede apoyarse en la asociación de litofacies.

Tabla 4. Términos y abreviaciones de las litofacies no-genéticas (Branney y Kokelaar, 2003). Por ejemplo, mLT⁽ⁱ⁾ – mLT^(nl,ip) es una lapilli-toba masiva con gradación inversa en la parte de arriba y una lapilli-toba masiva con una gradación normal de clastos líticos e inversa gradación con clastos pumicíticos.

Simbología	Litofacies
mLT	Lapilli-toba masiva o lapilli-ceniza
mLT ^(nl,ip)	Lapilli-toba/ceniza masiva con gradación normal de líticos y gradación inversa de pómez
mLTf	Lapilli-toba masiva con una fábrica de grano direccional
sLT	Lapilli-toba/lapilli-ceniza estratificada
dsLT	Lapilli-toba/lapilli-ceniza estratificación difusa
bLT	Capa delgada de lapilli-toba/ceniza (capa de centímetros de espesor)
sT	Toba/ceniza estratificada
//sT	Toba/ceniza estratificación paralela
xsT	Toba/ceniza estratificación cruzada
//bpL	Lapilli pumicítica capa paralela
lenspL	Lentes de lapilli pumicíticos
lenspC	Lentes de pómez gravoso
lenslBr	Lentes de brechas ricas en líticos
fpoorT	Toba/cenizas finas
mLTpip	Lapilli-toba/ceniza masiva con chimeneas finas
mlBr	Brecha lítica masiva
mscAg	Aglomerado de escoria masiva

Abreviaciones recomendadas	
T	Toba/ceniza
LT	Lapilli-toba/lapilli-ceniza
L	Lapilli
Br	Brecha
Ag	Aglomerado
Co	Cantos (bloques redondeados)
m	Masivo
(n)	Gradación normal
(nl)	Gradación normal – líticos
(i)	Gradación inversa
(ip)	Gradación inversa-pómez
(n)-(i)	Gradación normal a inversa
s	Estratificada (tracción)

Tabla 4. continuación.....

xs	Estratificación cruzada (tracción)
//s	Estratificación paralela (laminar)
//b	Capas paralelas
p	Rica en pómez
l	Rica en líticos
sc	Rica en escoria
o	Rica en obsidiana
cr	Rica en cristales
fpoor	Pobremente fina
frich	Rica en finos
f	Fábrica de grano direccional
l	Isotrópico, fábrica de grano no direccional puede tener una fábrica compacta
acc	Lapilli acrecional
ves	Vesicular
lens	Lentes
e	Eutaxítico
vap	Fase de vapor alterada
lava-like	Lava- like
v	Vitrófiro
rheo	Reomórfico(con elongación, lineación y plegamiento)

II.5.5. Asociación de Facies y elementos arquitecturales

La asociación de Facies y elementos arquitecturales consintió en la descripción de las capas volcánicas. Una vez descritas fueron separadas dentro de divisiones. La división es definida como una unidad arquitectural básica para sucesiones volcánicas que puede comprender capas, lentes o alguna parte específica del depósito que tiene alguna característica en común y/o límite de superficie. Las divisiones se caracterizan por contener litofacies o grupos de litofacies.

Para determinar como una sucesión volcánica se relaciona en un tiempo y un espacio se requiere la correlación de litofacies y las divisiones dentro del tiempo y de una geometría.

El tiempo relaciona límites como: isocrón, defocrón y entracrón) (Branney y Kokelaar, 2003). El isocrón depositacional o defocrón relacionan sucesiones volcánicas en un mismo tiempo. Las litofacies de un depósito volcánico a lo largo de un defocrón (superficie de agradación instantánea) registran los procesos depositacionales de un límite de flujo o de una corriente piroclástica en un instante de tiempo. Las variaciones en las litofacies a lo largo del defocrón indican la depositación no uniforme. Las variaciones entre sucesiones de defocrones sugieren cambios en la depositación con el tiempo. Otro límite de tiempo es el entracrón el cual nos muestra cambios de composición como resultado de transporte. Esta unidad puede ser trazada lateral como longitudinalmente y sigue los cambios composicionales. Por ejemplo, un entracrón puede marcarse por la primera aparición de un nuevo tipo de líticos de pómez, cristales o líticos. El entracrón puede mostrarse como condiciones de límite de flujo relacionado con las variaciones dentro de la fuente de abastecimiento, por ejemplo cambios en el flujo de masa, en composición o en las dimensiones de la ventana (Branney y Kokelaar, 2003).

Las consideraciones de las líneas de tiempo ayudan a explorar como fue construida la arquitectura de una sucesión volcánica.

II.5.6. Depósitos piroclásticos, origen, texturas y procesos asociados

Los depósitos piroclásticos se forman directamente de la fragmentación del magma y rocas por la actividad explosiva de un volcán. Estos fragmentos pueden

presentar una gran variedad de tamaños, desde bloques o bombas (mayor a 64 mm en diámetro), lapilli (entre 64 mm y 2 mm de diámetro) y ceniza (menor de 2 mm).

Se han propuesto muchos esquemas para clasificar los depósitos piroclásticos. Wright et al. (1980) indican que por lo menos son dos los aspectos a considerar para la clasificación de dichos depósitos: la génesis y la litología.

Con base en la génesis, los depósitos piroclásticos son clasificados en depósitos piroclásticos de caída, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de surges piroclásticos. Con base en su litología, los depósitos piroclásticos se clasifican en aglomerado, brechas piroclásticas, lapilli y toba.

El término de textura se refiere a las características físicas de los componentes de un depósito o de una roca. La textura refleja las características de la fuente, el modo de fragmentación y las características desarrolladas durante o después del transporte y depositación. El aspecto de la textura de depósitos volcánicos incluye el tamaño de grano, redondez, selección, forma y fábrica lo cual refleja el significado de sus procesos o el ambiente.

Los procesos volcánicos comprenden todos los fenómenos asociados con el derrame sobre la superficie terrestre de los materiales magmáticos, procedentes del interior de la Tierra. Los depósitos volcanoclásticos se forman por procesos volcánicos primarios (aquellos que son contemporáneos con la erupción), que relacionan procesos de fragmentación, los cuales generan una variedad de texturas (brechas, agregados del tamaño de las arenas, agregados del tamaño de los limos). La fragmentación puede ser debida a las explosiones magmáticas por la disolución de elementos volátiles (agua, dióxido de carbono) en el magma los cuales

intervienen en la viscosidad, enfriamiento, mezcla y naturaleza de las erupciones volcánicas, además de otros factores.

II.5.7. Reconstrucción de ambientes de depósito

La reconstrucción del ambiente de depósito se realiza con base en modelos de Facies. Un modelo de Facies es la interpretación de la asociación de Facies. El concepto de modelo de Facies fue usado por Potter (1959) como un conjunto de Facies que provee una interpretación de un tipo de Facies particular en términos de ambiente de depósito. Mucho del trabajo de interpretación se realiza por comparaciones con ambientes actuales.

El modelo de Facies es una herramienta poderosa para la interpretación del ambiente de depósito (Miall, 1990).

II.5.8. Petrografía y procedencia de rocas sedimentarias clásticas

Desde hace tiempo se ha reconocido que la composición detrítica de rocas clásticas se relaciona significativamente con el ambiente tectónico de su área fuente.

El tamaño del grano, la forma del grano y la composición de los detritos clásticos presentes en las unidades estratigráficas dependen de la naturaleza de la fuente o de la procedencia de los detritos, pero los detritos pueden estar sujetos a modificaciones durante su transporte, depositación y sepultamiento que hace que las características de su fuente original sea difícil de determinar.

Los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para la determinación de la procedencia. El análisis cualitativo consiste en la observación

de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos tanto monominerales como poliminerales (Sánchez-Zavala y García Centeno, 2002).

El análisis cuantitativo incluye el cálculo estadístico del número de granos de una cierta composición, o bien el porcentaje de área que estos ocupan en comparación con el área total de la lámina delgada.

Para ello se utiliza el método de conteo de puntos, el cual consiste en el conteo de granos de arena en el microscopio utilizando la platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y). En esta técnica se registra por cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula.

Gazzi (1966) y Dickinson (1970) encuentran que las cantidades modales de areniscas son útiles para diagnosticar el ambiente tectónico. Estas cantidades modales se obtienen al aplicar el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984). Ingersoll et al. (1984) proponen que las partículas menores a 0.0625 mm de diámetro no deben ser incluidas en el conteo de puntos y consideran los fragmentos monominerales como granos simples y los fragmentos policristalinos como fragmentos líticos.

Los granos se agrupan en categorías las cuales pueden variar de acuerdo con los objetivos particulares que se persigan y de la calidad de la roca. La mayoría de los autores siguen una división general de: (Qt, granos de cuarzo total; Qm, granos de cuarzo monocristalinos; Qp, granos de cuarzo policristalino; F, granos de feldespato total; P, granos de plagioclasa; K, granos de feldespato potásico; L, fragmentos de

líticos inestables totales; Lv, fragmentos de líticos volcánicos; Ls, fragmentos de líticos sedimentarios; Lm, fragmentos de líticos metamórficos).

Una vez diferenciados los distintos componentes detríticos estos se pueden representar en diagramas ternarios donde se normalizan los componentes a utilizar por ejemplo: $Q+F+L$, donde $Q=100Q/(Q+F+L)$, $F=100F/(Q+F+L)$, $L=100L/(Q+F+L)$.

Dickinson (1985) encuentra una relación muy estrecha entre la composición de las areniscas y al ambiente tectónico. A partir de esta observación dicho autor generó una serie de diagramas ternarios contruidos con la metodología descrita anteriormente. Son tres los diagramas de procedencia tectónica:

1) Continental

- Cratón interior
- Transicional
- Basamento levantado

2) Arco magmático

- Disectado
- transicional
- No-disectado

3) Orógeno reciclado

- Subducción compleja
- Orógeno-colisión
- Levantamiento

Las petrofacies de procedencia continental se distinguen de los demás por la presencia de abundantes cuarzos y pocos fragmentos líticos. Las de arco magmático por ser inmaduros, ricos en volcánicos y fragmentos líticos.

Las petrofacies de orógeno reciclado por presentar abundantes cuarzos y fragmentos líticos meta-sedimentarios.

Se utilizan tres diagramas ternarios para demostrar detritos derivados de nueve tipos de proveniencia. QFL y QmFLt se utiliza para la discriminación tectónica, QtFL, QmFLt, QpLvLs, QmPK para la distribución de modas detríticas y QpLvLsm, LvLmLs para diagramas de líticos.

CAPÍTULO III. RESULTADOS

III.1. Estratigrafía del área de estudio

El área de estudio presenta una litología muy diversa, ya que contiene rocas ígneas intrusivas, volcánicas, sedimentarias continentales y marinas, cuyas edades abarcan desde el Cretácico superior al Holoceno (Lámina 1). En el presente trabajo se realizó una cartografía a detalle que incluyó la definición de nuevas unidades litoestratigráficas. Se utilizaron los nombres propuestos por otros autores para algunas de las unidades, aunque para la sucesión volcanosedimentaria se proponen y discuten nuevas jerarquías y nombres.

A continuación se describe cada una de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio:

Rocas intrusivas: Granito Sierra de las Cruces (Gr) (Cretácico)

Las rocas más antiguas afloran a lo largo de la costa, en el margen Noreste de la región y pertenecen a lo que se ha llamado el “Complejo Cristalino de La Paz” (Ortega-Gutiérrez, 1982) o “Basamento” (Aranda Gómez, 1982). Regionalmente este basamento está expuesto en la provincia de el Cabo (Fig.2). De acuerdo a Hausback (1984), este granito es similar al batolito de Alta California y al de Baja California Norte. Böhnel et al. (1992), manifiestan que es también similar al batolito de Puerto Vallarta.

En el área de estudio, las rocas graníticas que afloran en la localidad conocida como Punta Piedra de Bulle forman parte del Granito Sierra de las Cruces (87-94 Ma) (Frizzell et al., 1984). Es un intrusivo de color grisáceo, holocristalino de grano medio, mineralógicamente constituido por cuarzo (65%), feldespato (25%), micas, (5%), anfíboles (3%), accesorios (2%), muy fracturado.

El granito es cortado por diques andesíticos y granodioríticos de 10 a 30 cm de ancho. Está cubierto discordantemente por la Formación Coyote (Fc) y las secuencias sedimentarias marinas del Plio-Cuaternario.

Formación Santa Victoria (Fsv) (Mioceno inferior)

Hausback (1984) originalmente denomina miembro Salinas a una secuencia de areniscas rojas intercaladas con conglomerados y tobas líticas que consideró como la parte basal del Grupo Comondú. Este autor reporta para dicho miembro edades obtenidas de las tobas riolíticas que varían entre 25 ± 0.6 Ma al S-SE de la ciudad de La Paz y 20.3 ± 0.5 Ma en la zona de estudio. En este trabajo se propone

cambiar de nombre ha dicho miembro por Formación Santa Victoria (Fsv) y dividirla en tres miembros: miembro Cachimba (mc), miembro La Pedrera (mp) y miembro Las Tinajas (mt), ya que en base a North American Comisión on Stratigraphic Nomenclature (1983), una Formación es un cuerpo de roca identificada por características líticas, posición estratigráfica y además es mapeable, en nuestro caso se cumple con estas características y por otro lado la designación original (miembro Salinas) no incluye una descripción litológica detallada y sus límites fueron pobremente definidos.

Se define en el presente estudio como Formación Santa Victoria (Fsv) a una sucesión volcanosedimentaria constituida principalmente por conglomerados, areniscas, lutitas y tobas, los cuales se distribuyen en la zona Norte, Centro y Sur del área de estudio (Lámina 1).

La base de esta unidad no aflora. Localmente se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Balandra (Tbcbo) o por la Formación Coyote (Fc), esta última se distribuye a lo largo de la línea de costa.

El miembro Cachimba (mc) representa los depósitos más viejos dentro del Grupo Comondú. Se distribuye irregularmente en la zona Norte y Centro del área de estudio (secciones Arroyo Cachimba y Cañada Los Hornos) (Lámina 1). Lo conforma una secuencia de conglomerados polimícticos. El espesor total se desconoce, siendo el espesor máximo medido en el área de 40 m de espesor. La base de este miembro no aflora y se encuentra cubierta concordantemente por el miembro la Pedrera (mp).

El miembro La Pedrera (mp) se caracteriza por una secuencia de areniscas rojas con estratificación cruzada de aproximadamente 20 m de espesor intercalada

con una toba lítica de 1 a 2 m de espesor denominada Ignimbrita Los Azabaches y con canales de conglomerado cuya composición es similar a la de los conglomerados del miembro Cachimba (mc). Este miembro a su vez se encuentra coronado por una toba de color blanco de aproximadamente 2 m de espesor que aumenta de espesor a 20 m hacia la zona Centro, denominada Toba La Capilla. Esta toba tiene una edad K/Ar de 20.3 Ma reportada por Hausback (1984). El espesor total del miembro La Pedrera es de 60 m y subyace concordantemente o está en contacto por falla con el miembro Las Tinajas (mt).

El miembro las Tinajas (mt) se distribuye en la zona Norte, Centro y Sur del área de estudio, su nombre se debe a que los mejores afloramientos se encuentran en el Arroyo Las Tinajas.

Este miembro puede ser observado de Sur a Norte, en el Arroyo Las Tinajas, Arroyo El Oro, Arroyo Portezuelo-Pichilingue, Cañada Portezuelo-Pichilingue, Cañada La Pedrera y Cañada Los Hornos (Lámina 1).

El miembro Las Tinajas (mt) está constituido principalmente por areniscas intercaladas con conglomerados polimícticos, polimodales compuestos por clastos volcánicos y metamórficos.

Se distingue del miembro la Pedrera (mp) por sus flujos de gravedad y lentes de lutitas. Se encuentra coronado por una toba denominada Ignimbrita El Oro. El espesor de dicho miembro excede los 100 m y se extiende por más de 10 km².

El miembro las Tinajas (mt) cubre concordantemente al miembro La Pedrera (mp) y este a su vez subyace a la Formación Balandra (Tbcbco). Como la fecha más

joven reportada por Hausback (1984) para la región fue obtenida de la Toba La Capilla (20.3 ± 0.5 Ma), la cual se localiza en la cima del miembro La Pedrera (mp). El presente trabajo propone una edad del Mioceno inferior para la Formación Santa Victoria (Fsv).

Formación Balandra (Tbc bco) (Mioceno superior)

La Formación Balandra (Tbc bco) se caracteriza por brechas y conglomerados constituidos por clastos de origen ígneo extrusivo de composición predominantemente basáltica y por clastos andesíticos. Las brechas están compuestas por bloques angulares hasta subredondeados de color gris.

Interestratificado y a veces coronando a la Formación Balandra (Tbc bco) se encuentra una brecha monolitológica de color ocre, caótica, sin matriz, con fragmentos angulares, afaníticos y vesiculares que oscilan entre 1 y 30 cm de diámetro. Esta Formación sobreyace discordantemente al miembro las Tinajas (mt).

Las formaciones Santa Victoria (Fsv) y Balandra (Tbc bco) pertenecen al Grupo Comondú (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988) y el evento magmático al cual pertenecen las rocas ígneas extrusivas de los miembros La Pedrera (ignimbrita Los Azabaches, Toba La Capilla), las Tinajas (Ignimbrita El Oro) y Formación Balandra corresponden al "Complejo Volcánico Basal" descrito por Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988).

Demant (1975) manifiesta la existencia de dos tendencias geoquímicas distintas para el vulcanismo Terciario, las cuales coinciden con dos fases volcánicas de diferentes edades:

- a) La fase del Mioceno superior y
- b) La fase del Plio-Cuaternario.

Las lavas Miocénicas muestran una evolución típica de series calco-alcalinas, mientras que las lavas Plio-Cuaternaria siguen una línea de evolución alcalina.

Demant (1975) discute el origen de éstas rocas magmáticas en función de la evolución del margen continental Pacífico de México por lo que el vulcanismo calco-alcalino puede ser relacionado con la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Americana, mientras que el vulcanismo alcalino se presenta como una respuesta al movimiento hacia el Noroeste de la Placa Pacífica a lo largo del sistema del Golfo de California-San Andrés, que origina el rift del Golfo de California desde el Plioceno.

Las rocas volcánicas que afloran en el área de estudio corresponden al evento calco-alcalino descrito por Demant (1975).

Formación Coyote (Fc) (edad no determinada)

La Formación Coyote (Fc) está formada por una secuencia conglomerática representada por dos miembros: miembro Pulguero (mpl) y miembro Canalizo (mcc).

El miembro Pulguero (mpl) se distribuye en la zona Norte cercana a la línea de costa en una extensión de aproximadamente 1 km², su espesor varía de 2 a 6 m, aunque probablemente sea mayor, ya que su base no aflora.

Está compuesta por conglomerados con clastos de composición volcánica (55%), metamórfica (10%) y sedimentaria (35%), subredondeados a redondeados. Su color es rojizo y está intercalado con lentes de areniscas de pobre a moderadamente bien clasificadas. En algunos casos se llega a observar canales gravosos con estratificación cruzada. Está en contacto discordante con el basamento cristalino de edad Cretácico y subyace a depósitos sedimentarios marinos del Plio-Cuaternario. Su relación con la Formación Santa Victoria (Fsv) no se determinó porque el contacto no aflora, pero las relaciones regionales sugieren que la cubren discordantemente.

Estos depósitos conglomeráticos han recibido varias denominaciones, Hausback (1984) las denomina "gravas Punta Coyote" sin edad específica asignada. Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988) la nombraron "conglomerado El Coyote" asignándoles una edad probable del Mioceno-Pleistoceno.

El miembro Canalizo (mcc) corresponde de igual manera a una secuencia de conglomerados de coloración grisácea compuestos principalmente por clastos volcánicos de forma subangular a subredondeada. Se localiza en la zona Norte cercano a la línea de costa en una extensión de 20 km², su espesor rebasa los 30 m y sobreyace de manera discordante sobre el basamento cristalino y con los depósitos marinos Plio-Cuaternario.

Rocas sedimentarias marinas del Plio-Cuaternario (ms)

A este grupo corresponden depósitos marinos del sistema costero, de plataforma y depósitos de abanico delta (Sirkin et al., 1984). Se localizan en la zona Norte y Noreste del área de estudio muy cerca de la línea de costa (2 km), aproximadamente a 6-20 m sobre el nivel medio del mar, sus espesores varían de 1 a 10 m. Descansan discordantemente sobre la Formación Coyote (Fc) y sobre el intrusivo granítico "Las Cruces".

La fauna consiste principalmente de gasterópodos (41%), pelecípodos (50%), esponjas (2%), corales (2%) y rodolitos (5%). Su gran diversidad faunística es representada por 25 especies repartidas en 14 géneros de gasterópodos, 39 especies de bivalvos repartidos en 28 géneros, corales (porites panamensis), rodolitos, anélidos (poliqueto, galería de litófagos), esponjas, equinodermos (galleta de mar) y crustáceos (balanus).

Estos depósitos contienen facies de oleaje de tormenta (tempestitas) y depósitos caóticos que probablemente se formaron en fenómenos ciclónicos fuertes (huracán o de tormenta).

Los depósitos sedimentarios no marinos recientes de delta corresponden a la zona de transición o planicie delta y al frente del abanico deltaico. Son depósitos de arenas medias e intercalaciones de arenas con lentes de gravillas y sobreyacen a los depósitos marinos.

III.2. Geología estructural del área de estudio

Estructuralmente hablando, el área de estudio se encuentra en lo que aparentemente se considera una frontera estructural (Fig.8). Esta discontinuidad geológica ha sido relacionada a una falla o sistema de fallas que ha recibido genéricamente el nombre de "Falla de La Paz" (Rusnack et al., 1964; Hamilton, 1971; Lozano-Romen, 1975). A este sistema se le ha atribuido un carácter transcurrente (lateral izquierdo) y/o normal (Pantoja Alor y Carrillo Bravo, 1966; Hamilton, 1971; Hausback, 1984; Lozano-Romen, 1975). Así mismo la "Falla de La Paz" es considerada como el límite entre dos terrenos tectono-estratigráficos (Campa y Coney, 1983). La actividad neotectónica aceptada por dichos autores para la "Falla de La Paz", ha sido recientemente cuestionada por Fletcher y colaboradores (2000).

Aunque la geología estructural no es objetivo de este estudio, se han observado en la zona fallas normales con planos de falla de ángulo alto que presentan poco desplazamiento, entre 1 a 10 m.

Es importante mencionar que el área de estudio se encuentra localizada regionalmente entre dos fallas mayores, la "Falla del Carrizal" y la "Falla de La Paz" (Fig.2), por lo que no se descarta la posible influencia de estas en la región. Las rocas estudiadas se encuentran afectadas por un patrón de fallamiento normal caracterizado en la zona Sur por dos sistemas: sistema N20°E y sistema N25°W con saltos menores de 1 m. En la zona Centro el sistema es muy diverso con patrones de fallamiento en todos los sentidos, mientras que en la zona Norte el fallamiento tiene un rumbo N55°W (Fig.8).

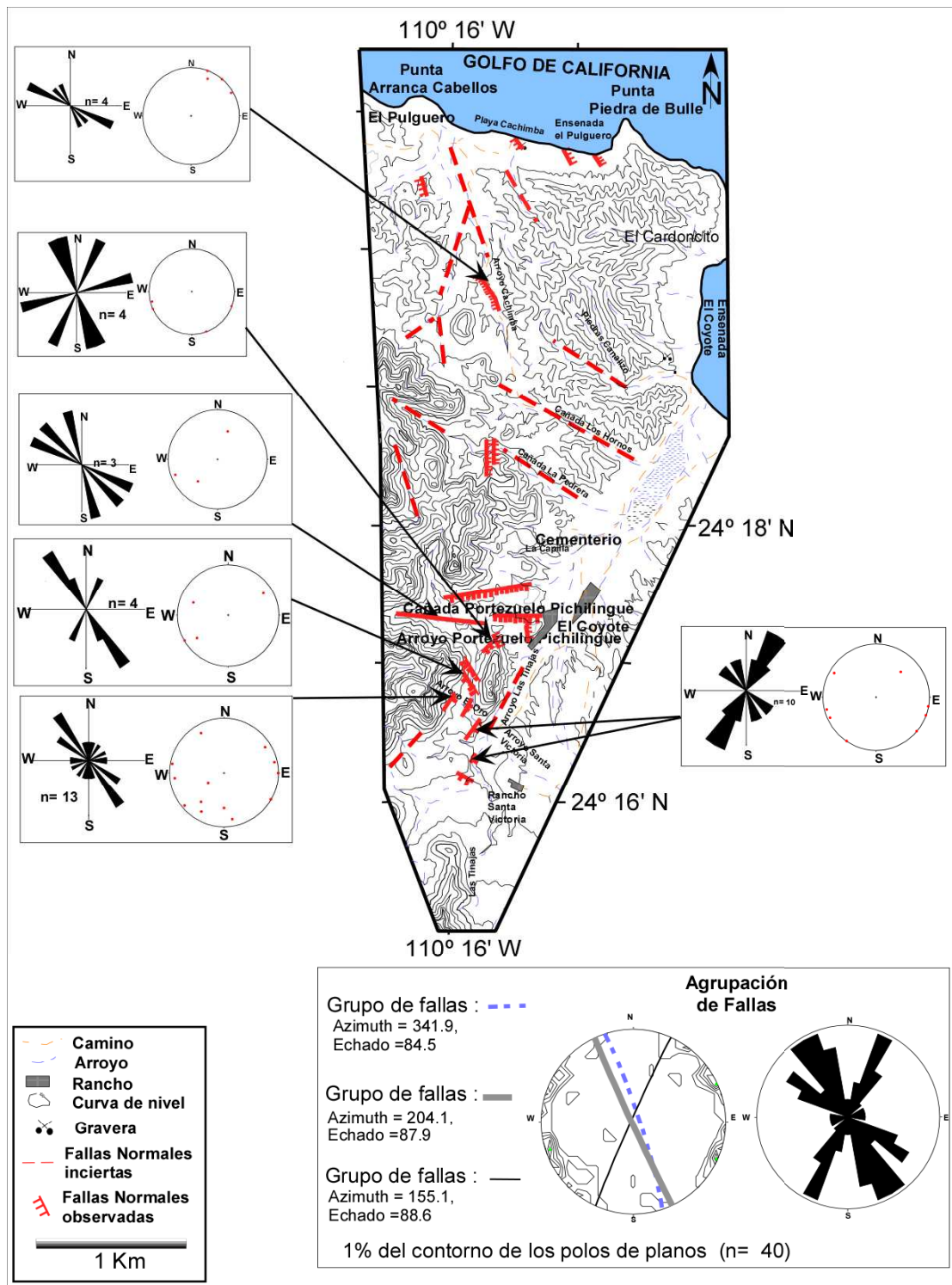


Figura 8. Mapa geológico estructural del área de estudio

En base a este patrón de fallamiento menor se definió el sistema de fallamiento regional el cual está regido por dos patrones uno hacia el N20°-25°W y el otro hacia el N24°E.

Es importante mencionar que en algunas localidades de la zona de estudio como al NE de la Cañada Portezuelo-Pichilingue, atrás del Cerro del Oro se observan flexuras en las Facies arenosas de rumbo N5°-70°W y estrías con rumbo de N35°E con echado hacia 50°NW. Fallamiento inverso N28°E es observable en los depósitos de capas rojas en la Cañada La Pedrera y en el Arroyo Las Tinajas, al igual que un basculamiento de las unidades rocosas hacia el Oeste.

III.3. Descripción de las Facies sedimentarias El Coyote

III.3.1. Facies sedimentarias El Coyote

Como se mencionó anteriormente, en este trabajo se dividió la sucesión volcanosedimentaria El Coyote en tres formaciones: Formación Santa Victoria (Fsv), Formación Balandra (Tbcbo) y Formación Coyote (Fc).

La Formación Santa Victoria (Fsv) fue dividida en tres miembros: un miembro inferior denominado Cachimba (mc), un miembro intermedio llamado La Pedrera (mp) y un miembro superior de nombre Las Tinajas (mt).

La Formación Coyote (Fc) fue dividida en: miembro El Pulguero (mpl) y miembro Canalizo (mcc), mientras que la Formación Balandra no fue dividida.

Las Facies de las formaciones Santa Victoria (Fsv) y El Coyote (Fc) fueron definidas tomando en cuenta las diferencias en el tamaño de grano, textura, estructuras primarias, composición y geometría de las capas.


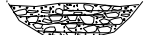
Los códigos utilizados fueron tomados de la clasificación de litofacies propuesta por Miall (1977), los cuales se modificaron en función a las características litológicas expuestas en el área.

Mientras que las Facies de la Formación Balandra (Tbcbco) y algunas Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) se describieron con base en metodologías del análisis de Facies volcánicas.

III.3.1.1. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv), en su miembro inferior Cachimba (mc)

La Formación Santa Victoria (Fsv), en su miembro inferior Cachimba (mc), esta constituido principalmente por Facies gravosas (Tabla 5). Estas Facies son Gm y Gh.

Tabla 5. Clasificación de Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro inferior Cachimba (mc). Gm: Gravas masivas; Gh: gravas estratificación horizontal.

Facies	Estructuras sedimentarias	Tamaño grano	Tamaño capa		Interpretación
			Espesor	Longitud	
Gm		Grava	0.5 a 8 m	Metros	Canales menores
Gh		Grava	0.5 a 1 m	Metros	Bedforms lingoidales

Facies Gm: Conglomerado masivo

Esta Facies se distribuye en la zona Norte del área de estudio (Fig.9 a, b, c). Son depósitos de conglomerados masivos con estratificación incipiente a bien estratificados, de color rojizo, en estratos de 0.5 a 8 m de espesor con una longitud de decenas de metros y de forma lenticular. Está constituido por clastos de tamaño

de gravas de 3 a 7 cm de largo, subangulares a subredondeados. El conglomerado es polimóctico y está formado por clastos de composición volcánica (andesitas, dacitas), metamórfica (filitas, cuarcitas) y cuarzo blanco. En cuanto a su clasificación, es polimodal (varios tamaños), clasto-soportado, la matriz es arenosa de grano medio a grueso con poco contenido de arcilla y está pobremente seleccionada.

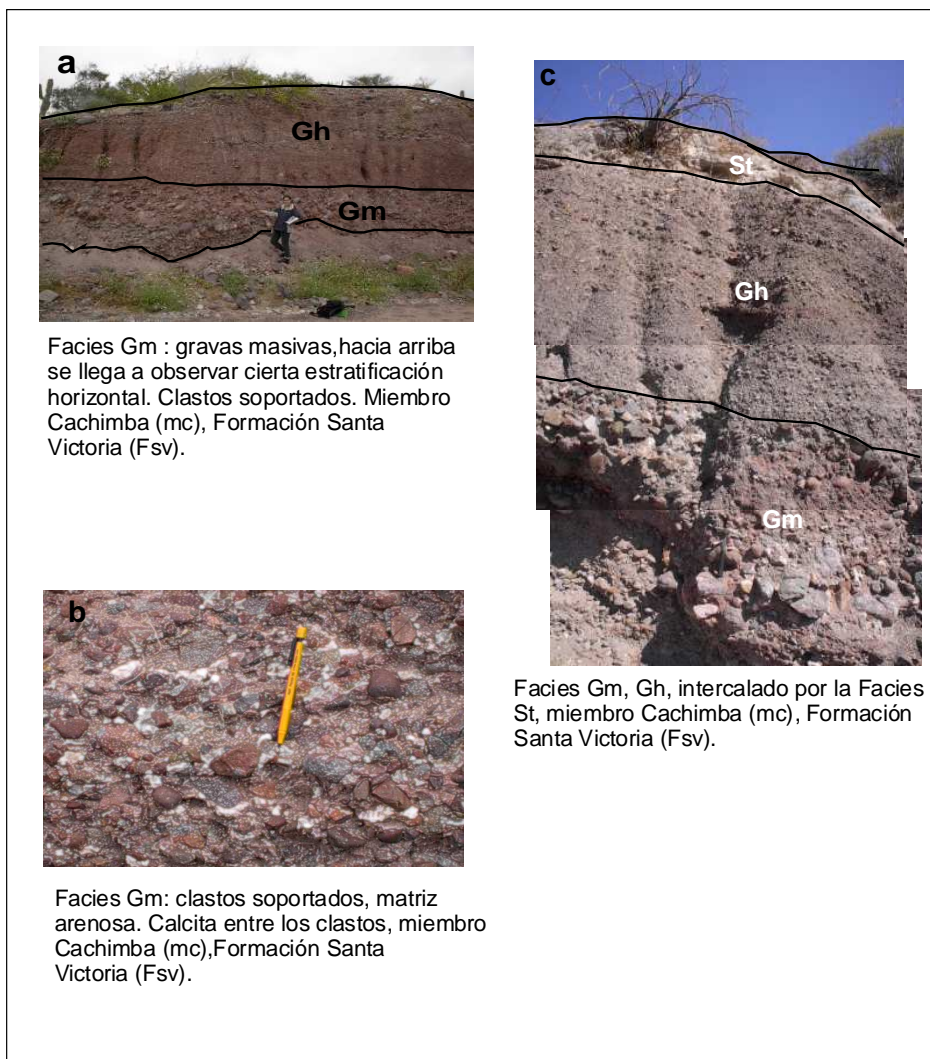


Figura 9. Diferentes litofacies de la Formación Santa Victoria (Fsv), miembro Cachimba (mc): a) Facies Gm: conglomerados masivos a bien estratificados; b) Facies Gm: conglomerados masivos con calcita diagenética; c) Facies Gm y Gh: conglomerados finos y areniscas gruesas con estratificación horizontal.

Los clastos se encuentran comúnmente imbricados en el eje de las b (es decir, el eje de las b representa el lado más largo del clasto orientado a la dirección del flujo), con dirección de corriente hacia el Sur, entre SW 35° y SE 40° (Fig. 10).

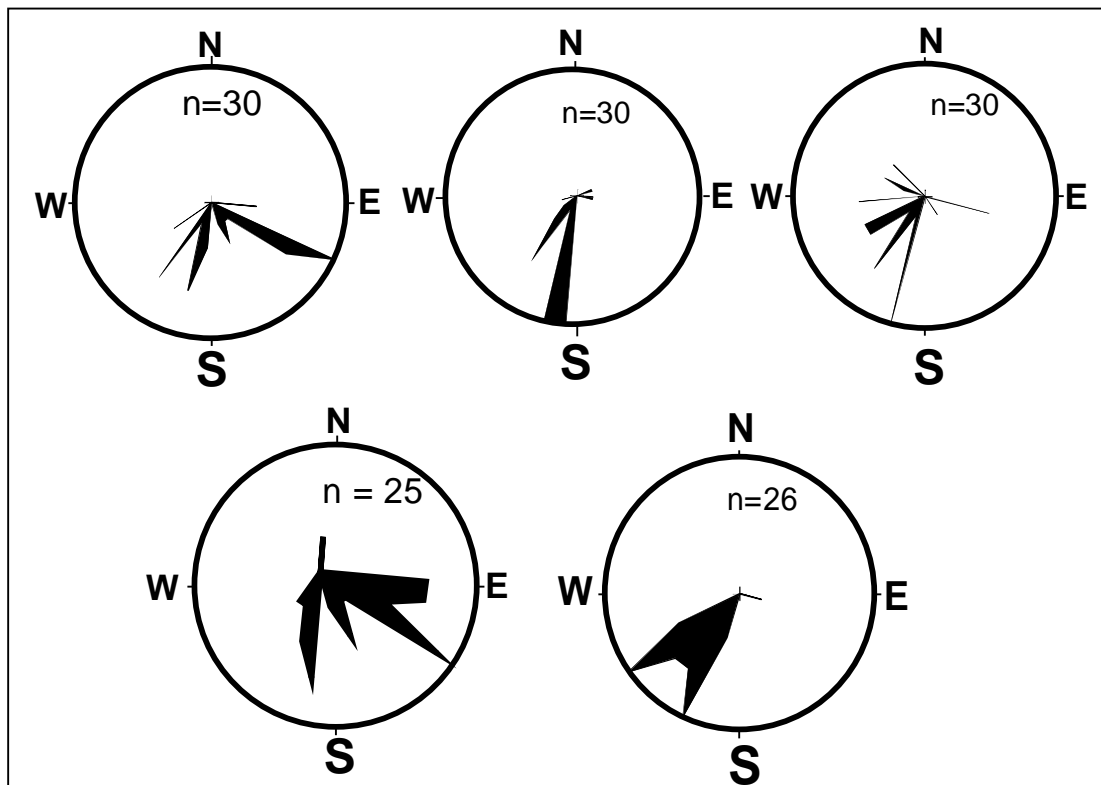


Figura 10. Diagrama de rosetas en donde se muestra la dirección de la corriente calculada a partir de la imbricación en las Facies gravosas del miembro Cachimba (mc) de la Formación Santa Victoria (Fsv).

La geometría de los estratos es cóncava, con base erosiva. Su distribución en el área de estudio es muy irregular. Hacia la zona Norte los espesores de los afloramientos son mayores de 20 m, en la zona Centro su espesor disminuye hasta los 4 m y en la zona Sur no aflora. Se desconoce su espesor total, ya que no aflora la base.

Esta Facies se encuentra afectada por fallas posteriores a la sedimentación, con orientación N30°-70°W, con echado hacia el SW.

Interpretación. La presencia de imbrincación en los clastos nos indica que fueron transportados por corrientes de tracción (bedload). Probablemente esta Facies se depositó en canales fluviales que migraron, controlados por un transporte de carga de fondo. Durante los periodos más bajos de agua fueron infiltrándose las arenas entre los intersticios de los clastos. Esta Facies muestra un decrecimiento en el tamaño de grano hacia arriba (gradación normal), como resultado de una selección río abajo.

La imbrincación es una de las estructuras más utilizadas como indicador de paleocorrientes. Ocurren cuando la parte plana del clasto es amontonado, indicando la parte plana la dirección del flujo. La imbrincación de los clastos está muy bien conservada en el Arroyo Cachimba. La imbrincación presenta dos direcciones preferenciales una hacia el SE y otro hacia el SW, lo que nos indica una dirección de corriente migrante pero con tendencia hacia el Sur (Fig.10).

En cuanto a su base erosiva y geometría cóncava hacia arriba, han sido interpretados como originados por la erosión que formó canales.

Facies Gh: Conglomerado fino y areniscas gruesas

Se distribuyen en la zona Norte y Centro del área de estudio en la Cañada Los Hornos y Cañada La Pedrera. Estos depósitos consisten de conglomerados matriz soportados y con estratificación horizontal (Fig.9 a, c).

Las capas individuales son de pocos centímetros de espesor. El tamaño de los clastos es de 1 a 2 cm de largo, subangulares, su composición es principalmente volcánica con algunos clastos metamórficos, presentan abundante matriz arenosa. No se observa imbrincación.

Interpretación. La estratificación horizontal observada en este tipo de Facies nos indica una depositación por suspensión y por tracción, cuya condición del flujo varía entre laminar y turbulento. Estos depósitos son interpretados como barras lingoidales (Miall, 1990).

III.3.1.2. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro intermedio La Pedrera (mp)




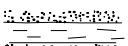
El miembro intermedio La Pedrera (mp) de la Formación Santa Victoria (Fsv) presenta cuatro Facies (Tabla 6). Una corresponde a Facies conglomeráticas (Gm), dos a Facies arenosas (St) y la última a Facies de grano fino (Fsm).

Facies Gm: Conglomerados masivos

Estos depósitos se distribuyen en la zona Norte del área de estudio. Corresponden a pequeños lentes de conglomerados que se encuentran interdigitados con las Facies de areniscas St (Fig.11 a, b). Estos canales de conglomerados presentan características similares a los descritos en el miembro Cachimba (mc). Su espesor máximo es de 4 m. Constituido por clastos de tamaño de gravas de 3 a 7 cm de largo, son subangulares a subredondeados.

El conglomerado es polimíctico y está formado por clastos de composición volcánica (andesitas, dacitas), metamórfica (filitas, cuarcitas) y cuarzo blanco.

Tabla 6. Clasificación de Facies del miembro La Pedrera (mp) de la Formación Santa Victoria (Fsv). Gm: gravas masivas; St: arena con estratificación cruzada; Sh: arena con estratificación horizontal; Fsm: lutita masiva.

Facies	Estructuras sedimentarias	Tamaño grano	Tamaño capa		Interpretación	
			Espesor	Longitud		
Gm		Imbrincación	Tamaño máximo de clastos 9 cm guijas	0.5 a 4 m	Métrico	Canales menores
St St1 St2		Estratificación cruzada	Arena gruesa a media	1 a 10 m	Métrico	Dunas, regímenes de flujos bajos
Sh		Estratificación horizontal	Arena media a grava	1 a 2 m	Métrico	Regímenes de flujos bajos.
Fsm		Masivo	Limo fino	0.1 m	Métrico	Depósitos de planicie

En cuanto a su clasificación, es polimodal (varios tamaños), clasto-soportado, la matriz es arenosa de grano medio a grueso con poco contenido de arcilla y está pobremente seleccionada.

La geometría de los estratos es cóncava, con base erosiva. Su distribución en el área de estudio es muy irregular, hacia la zona Centro los espesores disminuyen hasta los 2 m.

Interpretación. Con base en sus características texturales y geometría de la estratificación son interpretados como depósitos de canales menores.

Las Facies St: areniscas con estratificación cruzada

Las capas arenosas con estratificación cruzada se presentan en varias jerarquías, la primera se trata de sets de arenas de tipo Phi, de acuerdo con la clasificación de Allen (1965) son sets de arena de 10 a 30 cm de espesor con estratificación cruzada larga y echados de 18° al SE.

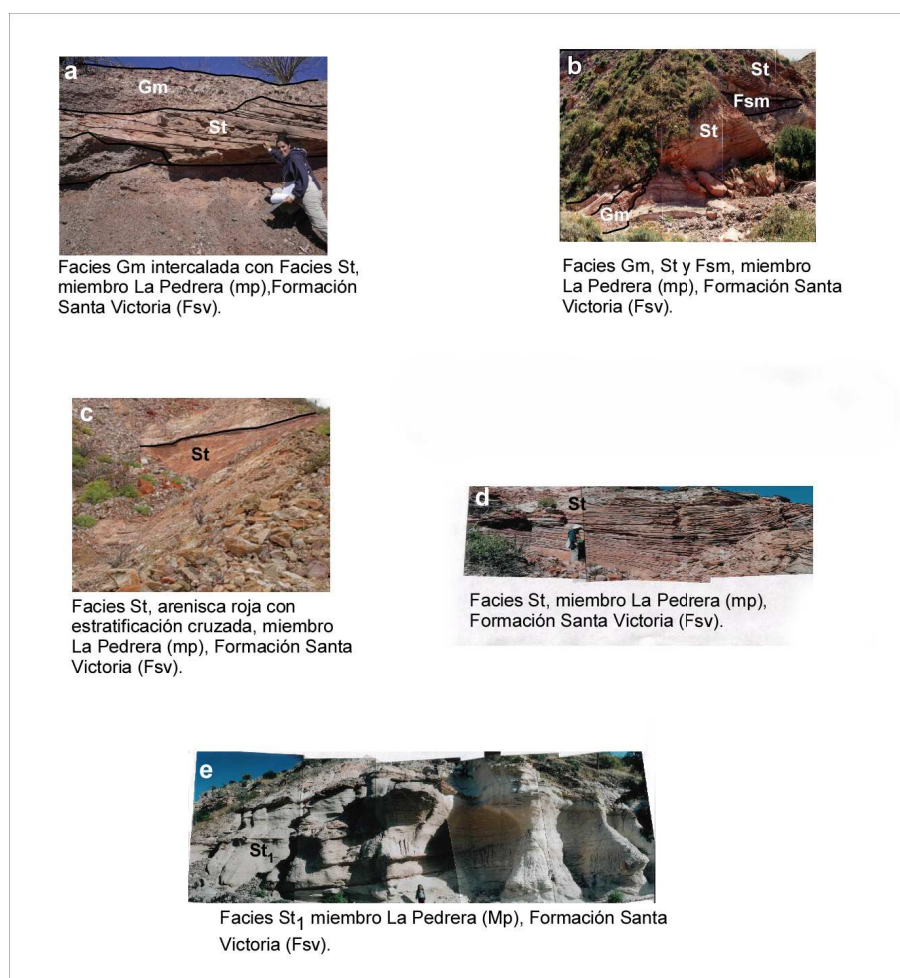


Figura 11. Diferentes Facies del miembro La Pedrera (mp), Formación Santa Victoria (Fsv): a, b) Facies Gm y St: conglomerado masivo y areniscas con estratificación cruzada; c, d) Facies St: areniscas estratificación cruzada; e) Facies St₁: areniscas estratificación cruzada, superficies de reactivación.

La segunda jerarquía consiste de sets de arena de 60 cm de espesor y que presentan cambios en la inclinación de las capas dando origen a truncaciones llamadas superficies de reactivación y la tercera jerarquía consisten de sets de arenas de 30 a 70 cm de espesor con echados menores de 15° intercalados por Facies Gm.

Localmente se presentan areniscas con estratificación cruzada que presentan una longitud de centenas de metros y una altura no mayor a los 20 m (St1) (Fig.11c). Constituida por sets de arenisca de color rojo y blanco, de grano medio, bien seleccionada.

La estratificación cruzada es larga, los cosets son de tipo Pi (Allen, 1965) (Fig.11c). Las areniscas están compuestas principalmente por cuarzo (41.3%), feldespato (44%), anfíboles (0.4%), micas (0.2%) y minerales opacos, posiblemente magnetita (0.6%). Los sets presentan dos echados principales uno de 16° al NW y otro de 18° al SE. Localmente presenta moldes de raíces (rizoconcreciones). En la sección La Pedrera se observa otro tipo de estratificación cruzada, se trata de una estratificación cruzada en forma hamacada (Fig.11 d).

En una secuencia vertical los sets de las láminas presentan una alternancia de dos echados opuestos, esto refleja un cambio en la dirección de la corriente de 180°, originados por flujos de corrientes en donde un flujo fue más fuerte que el otro.

Interpretación. Las areniscas de las Facies St son el resultado de la migración de barras arenosas.

St1: Areniscas con estratificación cruzada y superficies de reactivación

En la sección La Pedrera y sección Portezuelo-Pichilingue se puede observar bedforms a gran escala. Los sets presentan cambios en la inclinación de las capas lo que indica la migración de la forma en un proceso no continuo, dando origen a truncaciones llamadas "superficies de reactivación". Son areniscas bien seleccionadas, su constituyente principal es el cuarzo, feldespatos y algunos anfíboles. Se llegan a observar lentes de 10 cm de espesor de material fino (limo). No presentan raíces (Fig.11 e).

Interpretación: Las areniscas de las Facies St1 muestran estratificación cruzada a escala mayor, se observan en las secciones El Pulguero, Portezuelo-Pichilingue y La Pedrera. Cada set tiene una forma elíptica erosiva alargada, el echado de la capa dentro del set marca la dirección de la corriente. Estas son consideradas como dunas eólicas locales. En la sección El Pulguero la dirección del flujo es marcado por dos direcciones N-S y N 50° W. El espesor de la mayoría de los sets es de 60 cm. En la sección Portezuelo-Pichilingue la dirección predominante es N15° E y N 80° W y el espesor de los sets es de 70 cm. En la sección La Pedrera la dirección es de N 50°-70° E con espesores de los sets de 30 a 60 cm.

Facies Sh: Areniscas conglomeráticas con estratificación horizontal

Se llega a observar en la zona Norte, en el Arroyo Cachimba. Son cuerpos pequeños de arenisca roja con estratificación horizontal. Compuesta principalmente por líticos volcánicos de 0.5 a 1 cm de diámetro, los cuales se distribuyen por toda la capa, su forma es subangular, con una selección de moderada a pobre, matriz

soportada. La superficie de estratificación es neta, la base no erosiva, su geometría tabular-lenticular, el tipo de estratificación es plana y su relación con otras capas es paralela. Como estructuras primarias presenta capas horizontales al interior de los estratos.

Interpretación. Estos depósitos corresponden a un ambiente fluvial, probablemente originados por un régimen de flujo bajo, si se toma en cuenta la estratificación horizontal que presenta. Se originan por corrientes fluviales con velocidades del flujo bajo y de poca profundidad.

Facies Fsm: lutitas masivas

Esta Facies se presentan en estratos con una longitud de 3 m y un espesor de 60 cm, caracterizados por un color rojo vino. Se encuentra intercalada con la Facies arenosa St y no presenta estructuras primarias (Fig.11 b).

Interpretación. La Facies Fsm representan depósitos originados durante los estadios de flujos bajos en canales abandonados. Son comunes en áreas de planicie de inundación. Este tipo de depósitos son transportados principalmente en suspensión y ocasionalmente por corrientes de tracción (bedload).

III.3.1.3. Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro superior Las Tinajas (mt)





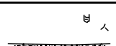

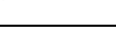
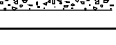
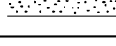
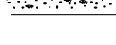
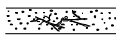

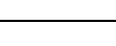
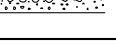

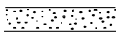

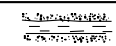
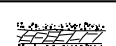
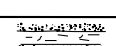
El miembro Las Tinajas (mt) presenta veinte Facies (Tabla 7): tres Facies gravosas (Gms Gm y Gmb), once Facies de areniscas (Sm, Str, Sh, Sg, Ss, Sb, Si, Sp, Sc, Sd, Sbr) y seis Facies de lutitas (Fl, Fsm, Fm, Fr, Fb, Fmb).

Facies Gms: Conglomerado matriz soportada

Los estratos de esta Facies tienen forma lenticular y en promedio presentan una longitud máxima de 2 m y un espesor de 1.20 m (Fig.12 A). Este conglomerado está constituido por clastos de 12 a 70 cm de longitud que se distribuyen por todo el canal, la redondez de los clastos es angular a subangular. Los clastos son principalmente de origen volcánico (andesítico-dacítico). El conglomerado es bimodal, matriz soportada; la matriz es arenosa de grano medio a fino con poco contenido de arcillas y va de muy pobre a pobremente seleccionada. Presenta una gradación normal e inversa incipiente a bien desarrollada. Los clastos no se encuentran orientados, ni imbrincados y se distribuyen de forma más bien caótica en el estrato. En algunas localidades se encuentran desplazados por fallas normales menores de rumbo N 21° W con un echado hacia 80° NE.

Interpretación. La Facies Gms es interpretada como depósitos de flujos de gravedad en donde la abundancia de clastos y las altas descargas fueron necesarias para su origen. Corresponden a flujos pseudoplásticos (Shultz, 1984) de baja plasticidad y alto contenido de agua y se clasifican como flujos de escombros. La gradación inversa que presentan es el resultado del movimiento de los granos gruesos hacia las regiones de baja fricción. Durante los estadios de alta velocidad (flujo turbulento) se propicia la suspensión de los clastos más grandes. La imbrincación ausente, la base no erosiva y la matriz soportada reflejan un proceso de alta resistencia de estos flujos de gravedad.

Tabla 7. Facies del miembro Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).

Facies	Estructuras Sedimentarias	Tamaño grano	Capa		Interpretación	
			Tamaño Espesor	Longitud		
Gms		Ninguno	Tamaño máximo de clastos 70 cm	1 m	Métrico	Depósitos de flujos de gravedad
Gm		Imbrincación	Tamaño máximo de clastos 8 cm	0.5 m	Métrico	Canales menores
Gmb		Ninguno	Tamaño máximo de clastos 8 cm	1 m	Métrico	Canales menores
Sm		Gradación inversa	Tamaño máximo de clastos 4 cm	1 m	Métrico	Depósitos de flujos de gravedad
St		Estratificación cruzada, raíces	Grueso a medio	1 m a 10 m	Métrico	Dunas regimenes de flujos bajos
Sh		Laminación horizontal	Medio a fino	0.2 m	Métrico	Flujo de la capa plana
Sg		Canales someros	Medio a grueso	0.3 a 1 m	Métrico	Relleno de canales
Ss		Canales someros	Medio a fino	0.3 a 1 m	Métrico	Relleno de canales
Sb		Canales someros	fino	0.3 a 1 m	Métrico	Relleno de canales
Si		Canales someros	Medio a fino	0.3 a 1 m	Métrico	Planicie de inundación
Sp		Estratificación cruzada plana	Medio a fino	0.3m	Métrico	Barras lingoidales, transversales
Sc		Estratificación convoluta	Medio a fino	0.3 m	Métrico	Relleno de canales
Sd		Estructuras de impacto (bombas)	Medio a fino	0.1 m	Métrico	Relleno de canales
Sbr		Ninguno	Medio a grueso	0.3 a 1 m	Métrico	Relleno de canales
Fl		Laminar	Fino	0.1 m	Métrico	Depósitos de planicie
Fsm		Masivo	Arcilla, limo	0.1 m	Métrico	Depósitos de planicie
Fm		Grietas de desecación	Arcilla, limo	0.1 m	Métrico	Depósitos de planicie
Fr		Bioturbación	Arcilla, limo	0.1 m	Métrico	Depósitos de planicie
Fb		Masivo con clastos	Arcilla, limo	0.1 a 0.3 m	Métrico	Depósitos de planicie
Fmb		Clastos y grietas de desecación	Arcilla, limo	0.1 a 0.3 m	Métrico	Depósitos de planicie



Facies Gms: Conglomerado matriz soportado, depósitos de flujos de gravedad intercalados con litofacies Ss, miembro Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Gm: conglomerado masivo, polimíctico compuesto de clastos angulosos. Miembro Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).

Figura 12A. Diferentes Facies del miembro Las Tinajas (mt): a y b) Facies Gms: conglomerado matriz soportado; c) Facies Gm: conglomerado masivo.

Facies Gm: Conglomerado masivo

Los estratos de esta Facies en el miembro Las Tinajas (mt) presentan una longitud de 2 a 4 m y 0.30 a 4 m de espesor (Fig.12 A). Están formados por clastos del tamaño de las guijas 1 cm a 15 cm de largo, los cuales se encuentran distribuidos por todo el canal. Los clastos son angulares a subangulares, se encuentran

orientados con imbrincación hacia el SW 45°. Los clastos son de origen volcánico y metamórfico. La matriz es arenosa, la selección es muy pobre aunque con fábrica clasto-soportado. La base de los estratos es erosiva, irregular, su geometría es cóncava y su relación con otras capas es no paralela, lateralmente termina por la disección en algunos casos de otro canal o por cambio lateral de capas arenosas. Presentan ligera gradación normal. Se llegan a observar intercalados con las litofacies Ss, St.

Es posible observar en algunas localidades que estas litofacies se encuentran desplazadas por fallamiento normal N 24° W con un echado vertical. Esta Facies contiene fragmentos fósiles de troncos de árboles de 10 cm de largo.

Interpretación. La presencia de imbrincación en los clastos nos indica que fueron transportados por corrientes de tracción (bedload). Probablemente esta Facies se depositó en canales que migraban, controlados por un transporte de carga de fondo que depositó originalmente las gravas. Esta Facies muestran un decrecimiento en el tamaño de grano hacia arriba como resultado de una selección río abajo, además, su base erosiva y geometría cóncava sustenta la interpretación de canales menores.

Facies Gmb: Brecha masiva

Los estratos presentan una longitud de 4 m y 1 m de espesor en promedio. La base es erosiva. El tipo de superficie es irregular, su relación con otras capas es no paralela, lateralmente termina por el corte por erosión de capas arenosas. Se encuentran constituidos por una brecha, los clastos angulares son de 1 a 6 cm de diámetro, de composición riolítica y no se encuentran orientados ni imbrincados. La

matriz es arenosa, la selección es muy pobre y su fábrica es clasto soportada. Se encuentra intercalado con Facies Sbr.

Interpretación. Son depósitos caóticos, en donde la angularidad de los clastos nos indica poco transporte o una fuente de material muy cercano. Probablemente se depositaron en canales que migraban, controlados por un transporte de carga de fondo. Pueden representar el retrabajo de flujos de clastos y cenizas (Block and ash flow) (Cas y Wright, 1988).

Facies Sm: Areniscas con gradación inversa

Esta Facies se presenta en estratos de 2 a 7 m de longitud y con espesores de 20 cm. Está constituida por arenisca media con escasos clastos de 0.5 cm de diámetro. Los clastos se distribuyen en la parte central de la capa y son subangulares a angulares. Los clastos son predominantemente fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es arenosa, con una selección de moderada a pobre. Su fábrica es matriz soportada. La superficie de estratificación es plana, su geometría de tabular a lenticular. Presenta gradación inversa y no muestra estructuras primarias (Fig.12 B). Esta Facies se presenta alternada con las Facies Ss.

Interpretación. La Facies Sm corresponde a depósitos de flujos de gravedad. Son interpretadas como producto de la depositación de ríos no confinados y flujos no canalizados. La gradación inversa que muestra se origina por el movimiento de los granos más gruesos hacia las regiones en donde la fricción es baja (Miall, 1990).

Facies St: Areniscas con estratificación cruzada

Los estratos tienen una longitud de 1 a 2 m y un espesor de 30 a 70 cm. Esta Facies está formada por arenisca media a fina de moderada a pobremente seleccionada. La superficie de estratificación es plana, base erosiva y a veces a no erosiva, su geometría es lenticular y su relación con otras capas no es paralela. La base de la estratificación es curva, no presenta gradación, dentro de la capa se observa estratificación cruzada a pequeña escala con un echado de 11°NE. Lateralmente el estrato termina por la intersección de un canal de gravas masivas Gm (Fig.12 B). Se encuentra intercalada con Facies Ss, Sh.

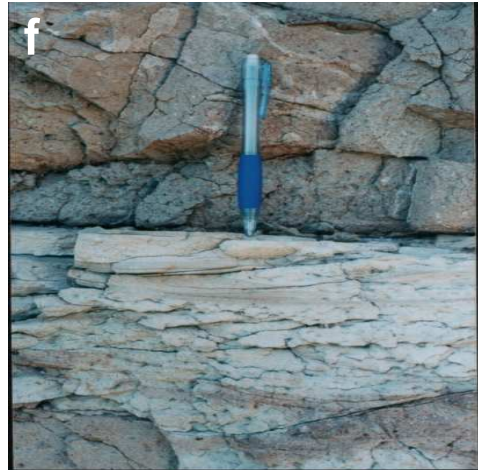
Interpretación. Las arenas de la Facies St son el resultado de un transporte por corrientes de tracción (bedload) y transporte por saltación. Se formaron por la migración de dunas dentro de un canal, probablemente en regímenes de flujos bajos (Miall, 1990).

Facies Sh: areniscas con estratificación horizontal

Esta Facies presenta una longitud de 8 m y un espesor de 15 a 30 cm. Constituido por arenisca media a fina, de moderada a pobremente seleccionada con estratificación horizontal. La superficie de estratificación es plana, su geometría es tabular. Lateralmente termina por la intersección de capas arenosas de Facies Ss (Fig.13).



Facies Sm: arenisca, gradación inversa. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies St: arenisca con estratificación cruzada. Formación Santa Victoria (Fsv).

Figura 12B. Diferentes Facies del miembro Las Tinajas (mt). d) Facies Sm: arena media, gradación inversa; e, f) Facies St: arena con estratificación cruzada.

Interpretación. La Facies Sh, representan la transición entre un flujo sub-crítico (régimen tranquilo) a super-crítico (régimen rápido) (Miall, 1990). Se originan en estadios de flujo bajo y a poca profundidad. La laminación paralela se genera por pequeños vórtices longitudinales en la base de la capa turbulenta. Este tipo de estructuras se observa en la sección Las Tinajas. Cuando empieza la tracción, pocos

granos son movilizados, pero cuando incrementa la velocidad de la corriente, la capa entera empieza a moverse formando una carpeta de tracción. La fricción sólida entre el movimiento de los granos y entre ellos y la capa estacionaria determina una resistencia al transporte. Cuando esta resistencia excede la tensión del fluido, los granos se detienen uno después de otro y la lámina se deposita (Lucchi Ricci , 1995).

Facies Sg y Ss: areniscas de grano medio a grueso

Los estratos tienen una longitud de 7 m y un espesor de 1 m. Esta formada por areniscas de grano medio a gruesa con clastos de 0.5 a 3 cm de diámetro. Los clastos se distribuyen a lo largo de la capa y son angulares a subangulares. Las capas presentan un echado de 9° hacia el SW. Los granos son de origen volcánico (andesitas) y metamórfico (filitas, cuarcita). La matriz es arenosa de muy pobre a pobremente seleccionada, su fábrica es matriz soportada, los granos dentro de la matriz no se encuentran orientados.

La superficie de estratificación es irregular, la base es erosiva, su geometría es cóncava. El estrato termina por la disección de otras capas que corresponden a la Facies Fsm. Lateralmente la composición cambia volviéndose más volcánica y el tamaño de los clastos aumenta hasta 7 cm de largo. Se llega a observar en la Facies Fsm estructuras de sombra de objetos (flute casts) de rumbo S 63° W (Fig.13 b,c). Esta Facies Sg se encuentra afectada por un fallamiento inverso de rumbo N 45° W y echado de 56° SW.



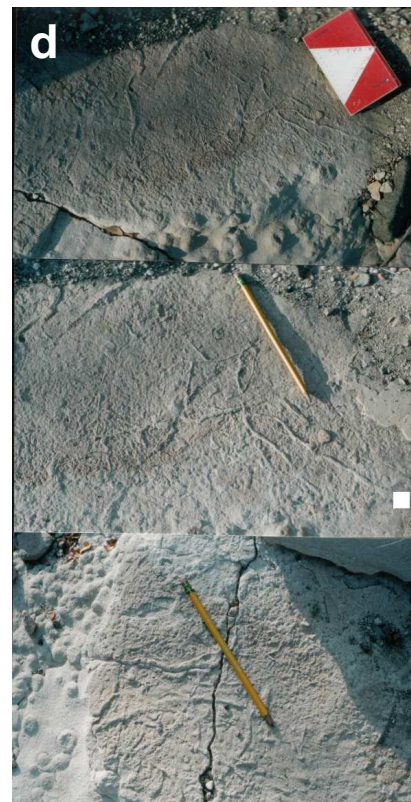
Facies Sh: arenisca con laminación horizontal. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Sg: areniscas con líticos polimícticos angulares. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Ss: canales de areniscas cóncavo hacia arriba, erosionando litofacies Sg. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Si: arenisca con icnofósiles y raíces. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Sp: arenisca con estratificación plana. Formación Santa Victoria (Fsv).

Figura13. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro Las Tinajas (mt): a) Facies Sh: arena media con laminación horizontal; b) Facies Sg: arena gruesa; c) Facies Ss: canal de arena media; d) Facies Si: arena media con icnofósiles y raíces; e) Facies Sp: arena media con estratificación plana.

Interpretación. Son interpretados como canales de erosión y relleno, los sedimentos son transportados por corrientes de tracción (bedload). La erosión puede deberse a la avulsión del canal principal durante estadios de flujo alto o por disección de barras en condiciones de descenso de agua (Miall, 1990).

Facies Sb: arenisca media con clastos

Presenta una longitud de 2 m y un espesor de 70 cm. Constituido por arena media con clastos volcánicos de forma alargada o elipsoidal distribuidos de manera errática en la capa y por clastos blancos muy alterados de posible composición volcánica de forma angular-subangular y que se distribuyen por toda la capa. La matriz es arenosa de muy pobre a moderadamente seleccionada. La superficie de estratificación es plana, la base no es erosiva, su geometría es tabular, lateralmente termina por intersección de capas arenosas (Facies Ss, Sg). En la base de la capa no se observan estructuras, dentro de la capa se llega a observar lentes de lutita de 3 cm de espesor.

Interpretación. Son interpretadas como depósitos de erosión y relleno. Los clastos blancos que presenta son el resultado de la alteración de clastos volcánicos transportados por tracción (bedload). La presencia de lentes de lutitas nos pudiera sugerir un abandono del canal principal que posteriormente en un régimen de flujo alto fue rellenado por sedimento fino.

Facies Si: areniscas bioturbadas y paleosuelos poco desarrollados

Los estratos tienen una longitud de 2 a 4 m y un espesor que varía de 70 cm a 1 m. Está constituido por arenisca media con clastos angulares-subangulares de 1 cm de diámetro, los cuales se distribuyen erráticamente dentro de la capa. Los granos son de composición volcánica. La matriz es arenosa de moderada a bien seleccionada. La superficie de estratificación es difusa, la base es irregular, su geometría tabular. Su relación con otras capas no es paralela. Lateralmente el estrato termina por la disección de capas arenosas (Facies Ss). En la base y adentro de la capa se observan icnofósiles y raíces, al igual que concreciones rellenas de calcita. En el techo de la capa se observan lentes de lutita de 4 cm de espesor (Fig.13d).

Interpretación. La presencia de raíces y/o madrigueras de organismos nos sugieren canales someros de poca profundidad y regímenes de agua bajos. Estas madrigueras horizontales en la superficie de la capa arenosa es común observarlas en la Sección Las Tinajas–El Oro. Se presentan en capas arenosas de grano fino a medio, en el techo se observan lentes delgados de lutitas, lo que sugiere que el organismo penetró la capa arenosa y se movió a lo largo de la interfase con la capa de lutita, formando estructuras cilíndricas. Rizoconcreciones son también observables en dicha unidad, los cuales consisten de tubos blancos rellenos de arena de 3 a 5 cm de largo y que indican desarrollo de paleosuelos.

Facies Sp: areniscas con estratificación plana-tabular

Presenta una longitud de 1 m y un espesor de 50 cm. Constituido por arena media de muy pobre a moderadamente seleccionada, sin clastos. Su geometría es tabular y no presenta base erosiva. Su relación con otras capas es paralela, lateralmente el estrato termina por la disección de Facies Ss. Presenta dentro de la capa estratificación cruzada plana (11° NE). Laminillas de lutita de 1 mm se llegan a observar dentro de la capa (Fig.13 e).

Interpretación. Se formaron por la migración de dunas (dos dimensiones). La arena es transportada por tracción y suspensión. Corresponden a bedforms transversales formados en estadios de flujos bajos.

Facies Sc y Sd: arenisca con estratificación convoluta y estructuras de impacto (bombas volcánicas)

Los estratos presentan una longitud de 5 m y un espesor de 70 cm. Constituido por arenisca media. La matriz es arenosa de muy pobre a pobremente seleccionada. La base no es erosiva y su geometría es tabular. Lateralmente el estrato termina por la intersección de capas arenosas de Facies Ss. Dentro de la capa presenta estratificación convoluta y estructuras de impacto originada por la caída de bombas volcánicas de 3 cm de diámetro. Intercalada con esta Facies se llega a observar lentes de lutita de 2 cm de espesor bioturbadas y laminadas (Fig.14 a, b,c,d).

Interpretación. La Facies Sc es interpretada como estructuras de deformación. Representan capas internamente plegadas con pequeños sinclinales y anticlinales.



Facies Sc: arenisca media, estratificación convoluta. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Sd: arenisca media a fina con estructuras de impacto (bombas volcánicas). Formación Santa Victoria (Fsv).

Figura 14. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria: a, b) Facies Sc: arena media con estratificación convoluta; c, d) Facies Sd: arena media a fina con estructuras de impacto (bombas volcánicas).

La capa arenosa tiene un gradiente de densidad estable. Los procesos de licuefacción y resedimentación dentro del paquete han originado la estratificación convoluta. La Facies Sd son interpretadas como depósitos que se formaron en canales de baja profundidad. La deformación producto del impacto de bombas volcánicas nos sugiere actividad volcánica contemporánea a la depositación del sedimento.

Facies Sbr: arenisca brechosa

Esta Facies presenta una longitud de 7 m y un espesor de 30 cm a 1 m. Constituido por arena gruesa a media con clastos monolitológicos de composición volcánica (riolita), angulares de 1 a 6 cm de diámetro. La base es erosiva. Lateralmente se encuentran disectando a la Facies Gmb (brecha masiva).

Interpretación. Son interpretados como depósitos que se formaron en canales de baja profundidad, el medio de transporte es por carga de fondo. Los clastos angulares reflejan poco transporte.

Facies Fsm, Fm, Fl, Fr y Fmbs: lutitas masivas, laminares con grietas de desecación y bioturbadas

Esta Facies presenta una longitud de 3 m y un espesor máximo de 30 cm. Están constituidas por limo-arcillas que presentan alguna de estas estructuras primarias: laminación, grietas de desecación, bioturbación. La superficie de estratificación es plana, la base no erosiva, su geometría es tabular, su relación con otras capas es paralela. Lateralmente el estrato termina por la intersección de capas arenosas de Facies Ss, Sg, Sm, Si (Fig.15

Interpretación. Representan depósitos de estanques o pozos de agua durante estadios bajos de agua en un canal abandonado, puede representar las partes distales de una planicie de inundación.



Facies Fsm: lente de lutita masiva con clastos blancos y concreciones rellenas de calcita. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Fm: lutitas masivas con grietas de desecación. Formación Santa Victoria (Fsv).



Facies Fr: lente de lutita intercalado con Facies Sh. Dentro del este lente se observa bioturbación. Formación Santa Victoria (Fsv).

Figura 15. Diferentes Facies de la Formación Santa Victoria: a) Facies Fsm: lente de lutita masiva con clastos y concreciones rellenas de calcita; b, c) Facies Fm: lutitas con grietas de desecación; d, e) Facies Fr: lente de lutita con bioturbación.



III.3.1.4. Facies de la Formación El Coyote (Fc)

Las Facies de la Formación Coyote (Fc) se caracterizan por depósitos de conglomerados distribuidos de manera continua en la zona Norte del área de estudio, cerca de la línea de costa. Representada por Facies gravosas Gm y Gt.

III.3.1.4.1. Facies de la Formación El Coyote (Fc) en su miembro El Pulguero (mpl)

La Formación El Coyote (Fc) en su miembro El Pulguero (mpl) presenta dos Facies (Tabla 8). Ambas corresponden a Facies gravosas (Gm, Gt).

Tabla 8. Diferentes Facies de la Formación El Coyote (Fc).

Facies	Estructuras sedimentarias	Tamaño grano	Tamaño capa		Interpretación
			Espesor	Longitud	
Gm		Grava	0.5 a 8 m	Metros	Barras longitudinales
Gt		Grava	1 a 2 m	Metros	Barras lingoidales

Facies Gm: conglomerado masivo

Se localizan en la zona Norte cerca de la línea de costa. Son depósitos al parecer Plio-Cuaternarios de 2 a 4 m de altura que se extienden aproximadamente 1 km a lo largo de la costa. Se encuentran constituidos por guijarros, gravas y cantos de 3 a 10 cm de longitud, polimodales. Los clastos están subredondeados a redondeados y son de composición diversa: volcánica (65%), sedimentaria (20%) e intrusiva (15%). Su fábrica es clasto soportado, la matriz es arenosa de grano medio con poco contenido de arcilla, pobremente seleccionada. Los clastos comúnmente se

encuentran imbrincados en el eje de las b hacia el SW 30°. Su geometría es cóncava, base erosiva. Intercalados con canales de arena y gravas de 20 cm de espesor. Presenta contacto discordante con un intrusivo granítico (Cretácico) y con los depósitos marinos Plio-Cuaternario. Un sistema de fallas N 20°-70° W con echado de 70° SW afectan estos depósitos (Fig.16). Localmente muestra calcita entre los clastos.

Interpretación. La presencia de imbrincación en los clastos (Fig.16) y una matriz arenosa nos indica que fueron transportados por corrientes de tracción. Probablemente esta Facies se depositó en canales que migraban, controlados por un transporte de carga de fondo que depositó originalmente las gravas y posteriormente durante los periodos más bajos se infiltraron las arenas entre los intersticios de los clastos. Esta Facies muestra un decrecimiento en el tamaño de grano hacia arriba como resultado de una selección río abajo.

Facies Gt: conglomerado con estratificación cruzada

Estos depósitos se localizan en la zona Norte, constituyen canales largos y someros de 20 cm a 1 a 2 m de espesor y de 1 a 12 m de largo con base erosiva (Fig.16). Compuestos de gravas con clastos que van de 2 cm a 6.4 cm de diámetro. Los clastos son subangulares-subredondeados de composición volcánica y metamórfica, clasto soportado. La matriz es arenosa de grano medio a grueso, pobremente a moderadamente seleccionada. El echado de los canales es menor de 30°, no se observa imbrincación en los clastos. Se llega a observar calcita entre los

clastos y una estratificación cruzada. Estos canales cortan verticalmente como lateralmente a las Facies Gm.

Interpretación. Representan canales de erosión y relleno, el material fue transportado por corrientes de tracción (bedload). La presencia de estratificación cruzada nos sugiere regímenes de flujos bajos.

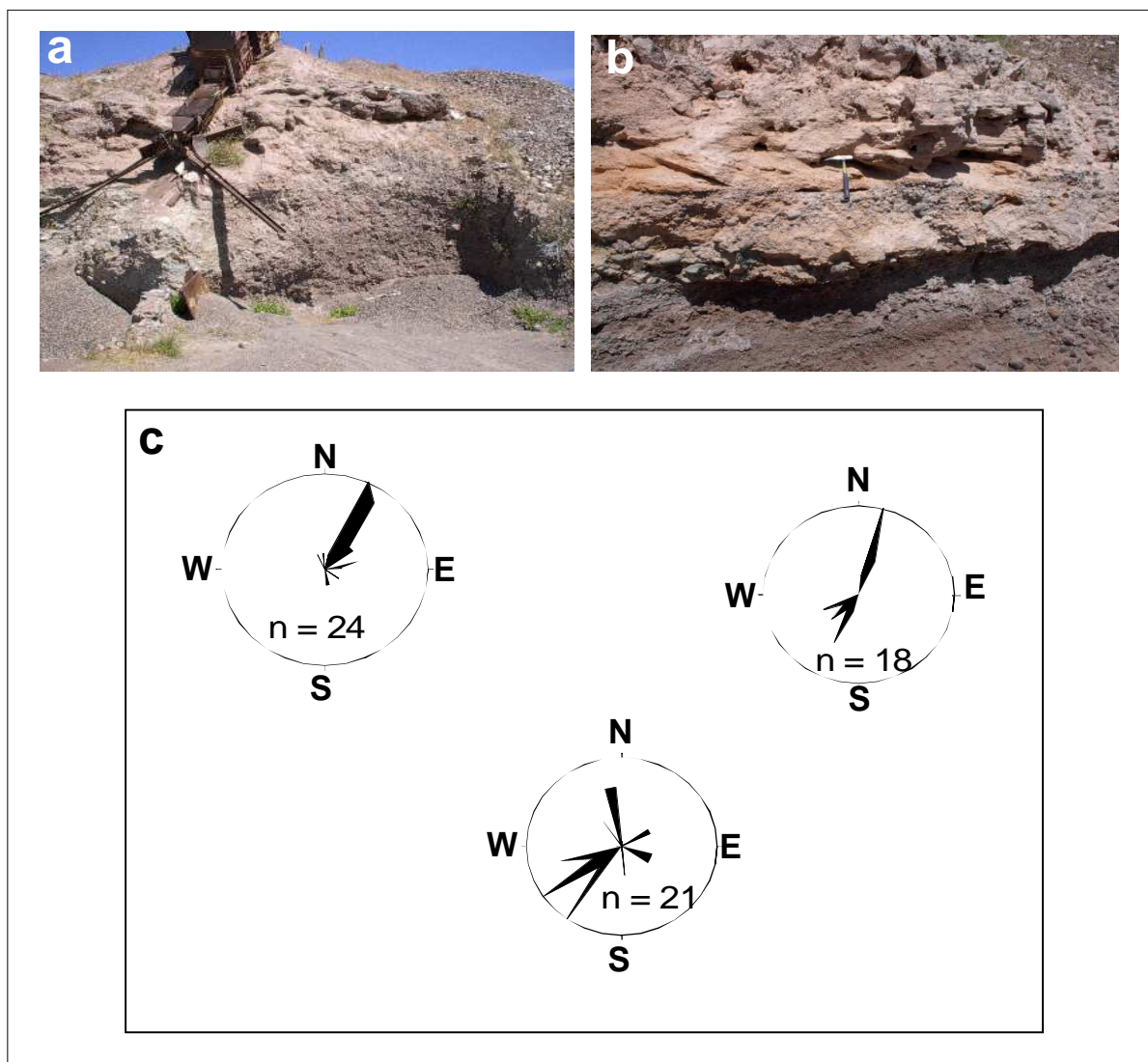


Figura 16. Diferentes Facies de la Formación El Coyote (Fc) en su miembro El Pulguero (mpl): a, b) Facies Gm y Gt: conglomerado masivo y conglomerado con estratificación cruzada; c) Diagrama de rosetas en donde se muestra la dirección de la imbrincación en la Facies Gm.

III.4. Descripción de Facies volcánicas El Coyote

El vulcanismo al igual que el fallamiento son los eventos geológicos que prevalecieron durante el Terciario en la región Noroccidental de México. Evidencias de ello son los cuatro eventos volcánicos que se han definido en el área de estudio y que probablemente están relacionados a los pulsos tectono-magmáticos descritos por Aranda Gómez et al. (2000) y de extensión asociados a la subducción de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana.

Aranda Gómez et al. (2000) manifiestan que el vulcanismo y el fallamiento durante el Cenozoico sucedieron en por lo menos cuatro pulsos de actividad: 1) un magmatismo intraplaca y de extensión del Proto-Golfo durante el Oligoceno superior (32-27Ma); 2) vulcanismo silíceo del Mioceno inferior (24-20 Ma) representado por un episodio ignimbrítico; 3) vulcanismo asociado a un arco andesítico riolítico afectado por un tren NNW, correspondiendo a la Provincia Extensional del Golfo de California (12 a \pm 5 Ma) y 4) < 5 Ma .

Los dos primeros pulsos tectónicos-magmáticos han sido asociados a la rápida separación del límite de placas Farallón, Pacífico, al Sur de la zona de fractura Shirley. El tercer y cuarto pulso es asociado al fallamiento extensional relacionado a la formación del Golfo de California (Nieto Samaniego et al., 1999).

El vulcanismo Terciario calco-alkalino y el Cuaternario que se manifiesta en Baja California Sur probablemente pueden estar relacionados con el segundo, tercero y cuarto pulso tectónico-magmático.

Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988) dividen las rocas terciarias de Punta Coyotes en tres grandes grupos: rocas pre-volcanismo (arenisca roja, arenisca cerro Chichonal), secuencia volcanosedimentaria (“complejo volcánico basal”) y rocas Post-volcanismo (conglomerado El Coyote, conglomerado Palmira). El “complejo volcánico basal” es definido por estos autores como un grupo muy heterogéneo de rocas félsicas a intermedias las cuales afloran en Punta Arranca Cabellos, Cerro El Indio y Cerro El Rosario conformando las rocas volcánicas más antiguas del área. Estas rocas subyacen discordantemente a la unidad Brecha (Tbco) y Conglomerado Balandra (Tbcb).

En el área de estudio las rocas volcánicas se encuentran asociadas a la secuencia volcanosedimentaria dentro del “complejo volcánico basal” que corresponden probablemente al segundo pulso magmático (vulcanismo silíceo del Mioceno inferior). Las sucesiones volcánicas en el área de estudio corresponden a depósitos de flujos piroclásticos.

Las Facies volcánicas se encuentran intercaladas en las formaciones Santa Victoria (Fsv) y Balandra (Tbcbco), las cuales fueron definidas en un sentido descriptivo tomando en cuenta las diferencias en el tamaño de grano, textura, estructuras primarias, composición y geometría de las capas.

Los códigos utilizados fueron tomados de la clasificación de términos no genéticos y abreviaciones propuestas por Branney y Kokelaar (2003), los cuales fueron modificados en función a las características litológicas expuestas en el área de estudio.


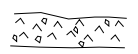
III.4.1. Facies volcánicas de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro intermedio La Pedrera (mp)

Por su modo de transporte y depositación la Facies volcánica del miembro La Pedrera (mp) fue agrupada dentro de depósitos piroclásticos de lluvia de cenizas (pyroclastic fall deposits) y depósitos de flujos piroclásticos (pyroclastic flow deposits).

Los depósitos piroclásticos de lluvia de cenizas se caracterizan por presentar Facies de grano fino (mT), el de mayor espesor fue denominado Toba La Capilla, mientras que los depósitos de flujos piroclásticos se encuentran representados por: Facies gruesas pumicíticas (mLT) denominada Ignimbrita Los Azabaches (Tabla 9).

Es importante mencionar que el adjetivo piroclástico es aplicado aquí para describir la erupción explosiva y los productos que son fragmentados y depositados contemporáneamente con la erupción.

Tabla 9. Facies volcánicas del miembro intermedio La Pedrera (mp), Formación Santa Victoria (Fsv).

	Facies	Estructuras volcánicas	Tamaño grano	Tamaño capa		Interpretación
				Espesor	Longitud	
mT		Ninguna	Medio a fino	1 a 5 m	Métrico	Flujos piroclásticos de caída
mLT		Ninguna	Tamaño máximo de clastos 3 cm	1 a 2 m	Métrico	Flujos ignimbríticos

Facies mT: Depósitos de lluvia de cenizas (Toba La Capilla)

Estos depósitos se distribuyen en la zona Centro y Norte, en las secciones Arroyo Cachimba y Cañada La Pedrera. Su coloración es blanco a gris con espesores no mayores a los 10 m en la zona centro y mas de 20 m en la zona Norte,

extendiéndose a lo largo de decenas de kilómetros. Su geometría es de capas masivas. Corresponden a tobas félsicas (riolíticas o riodacitas) de grano fino, bien seleccionadas, no presenta estructura interna, ni fragmentos juveniles (Fig.17).

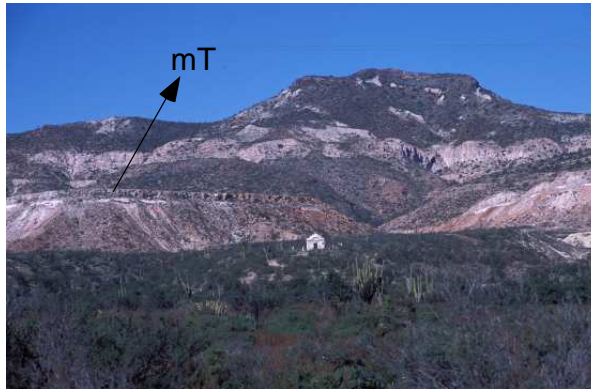


Figura 17. Facies mT sobreyaciendo a las Facies arenosas St. Sección Arroyo La Pedrera.

Interpretación. Esta Facies volcánicas corresponde a un tipo de depósitos piroclásticos de caída o de lluvia de cenizas. Son depósitos que se formaron después de que el material fue lanzado desde el cráter del volcán y produce una columna de erupción constituida por cenizas y gas. Esta Facies fue controlada por la topografía preexistente, como se puede ver en la geometría que presentan en el área de estudio (Fig.17).

Facies mLT: Toba masiva (Ignimbrita Los Azabaches)

La ignimbrita Los Azabaches (mLT) corresponde a una de las litofacies ignimbríticas más comunes en el área de estudio. Se distribuye en la zona Norte en El Pulguero y Arroyo Cachimba y en la zona Centro en el Arroyo La Pedrera. El término de ignimbrita es usado aquí porque este depósito piroclástico contiene abundante pómez. Presenta una coloración rosa salmón, su geometría es tabular

con un espesor de 2 m y se extiende por cientos de metros. Su selección es pobre a muy pobre. No presenta estratificación interna y está constituida por líticos de pómez de color gris a blanco y líticos volcánicos y metamórficos de 1 a 3 cm de largo los cuales contrastan con el color rosado de la matriz. Estos líticos se encuentran distribuidos por toda la capa de manera errática y están soportados en una matriz afanítica que consiste de intercrecimientos criptocristalino y microcristalino de plagioclasas, cuarzo, biotita. Los líticos de pómez son más abundantes que los líticos volcánicos y metamórficos, comúnmente los clastos muestran cierta redondez a causa de la abrasión, mientras que los líticos volcánicos y metamórficos muestran formas angulares a subangulares. Los granos no se encuentran orientados, su fábrica es isotrópica (Fig.18). Se localizan subyaciendo a las Facies mT e intercaladas con Facies sedimentarias St, en la parte Norte del área de estudio, en el miembro La Pedrera de la Formación Santa Victoria.

Interpretación. Esta Facies es interpretada como depósitos de flujos piroclásticos. Esta Facies fue emplazada a altas temperaturas como lo sugiere su coloración rosa salmón que es evidencia de oxidación termal del hierro por las altas temperaturas. La pobre selección y ausencia de estratificación nos indica que no existió un arreglo de las partículas por tracción debido probablemente al escape de fluidos. De igual manera la pobre selección es debida a la alta concentración de partículas en donde el mecanismo de flujo dominante fue en principio laminar. La abundancia de pómez es común en este tipo de erupciones magmáticas explosivas de magmas silíceos a intermedios.

La presencia de líticos sugiere mezcla con los sedimentos de la superficie sobre la que paso el flujo y nos muestra el dominio de un flujo granular dentro de la zona de límite del flujo. Su mecanismo eruptivo de acuerdo con Wright et al. (1980) corresponde al colapso de una columna eruptiva. Los pequeños volúmenes expuestos en el área nos indican interrupciones en el colapso de la columna o que observamos solo la porción distal.




Figura 18. Facies mLT. Toba masiva o ignimbrita con líticos de pómez y líticos volcánicos y metamórficos.

III.4.2. Facies volcánicas de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro superior Las Tinajas (mt)

En el miembro superior Las Tinajas (mt), la Facies volcánica de la Formación Santa Victoria (Fsv) se encuentra constituida por litofacies de depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de surges piroclásticos (Tabla 10).

Tabla 10. Facies volcánicas del miembro superior Las Tinajas (mt), Formación Santa Victoria (Fsv).

Facies	Estructuras Volcánicas	Tamaño grano	Capa		Interpretación	
			Espesor	Longitud		
XsT		Estratificación cruzada	Medio a fino	4 a 2 m	Métrico	Depósitos de flujos piroclásticos de Surge
mTCo		Deformación plástica	Tamaño máximo de bloques 45 m	1 a 2 m	Métrico	Depósitos de bloques y cenizas
mTx		Ninguna	Medio a fino	1 a 5 m	Métrico	Depósitos de flujos piroclásticos
mIBr		Ninguna	Medio a grueso	1 a 2 m	Métrico	Brecha volcánica
mIcr		Ninguna	Tamaño máximo de clastos 3 cm	1 a 2 m	Métrico	Depósitos de flujos piroclástico

Facies XsT: depósitos piroclásticos de surge

En el área de estudio los depósitos de surges exhiben una gran variedad de rasgos sedimentarios que reflejan la naturaleza de la fuente de erupción, composición de los fragmentos juveniles y líticos, mecanismo de transporte, procesos depositacionales y la influencia de una topografía local. Uno de los rasgos más característicos de los depósitos piroclásticos de surges es la presencia de estructuras de duna que muestran una compleja estructura interna. Estratigráficamente estos depósitos se encuentran sobreyaciendo a las Facies mLT (Ignimbrita Los Azabaches). Los depósitos ignimbríticos (mLT) se encuentran por encima del surges piroclástico, por lo que son llamados ground surge (Fig.19).

Los depósitos de ground surge afloran en la localidad Punta Arranca Cabellos. Corresponde a una unidad tobácea de grano fino, sin líticos, que presenta estratificación cruzada. La dirección de los sets varía de SE 14° a NE 13°. Su espesor es de 2 a 4 m por una longitud de decenas de metros (Fig.19).

Lateralmente se pueden observar depósitos epiclásticos de 1 m de espesor, conformados principalmente por Facies gravosas, constituidos por líticos de composición volcánica de forma subredondeada de 1 a 2 cm de largo. Estos depósitos conforman pequeños canales gravosos y arenosos.

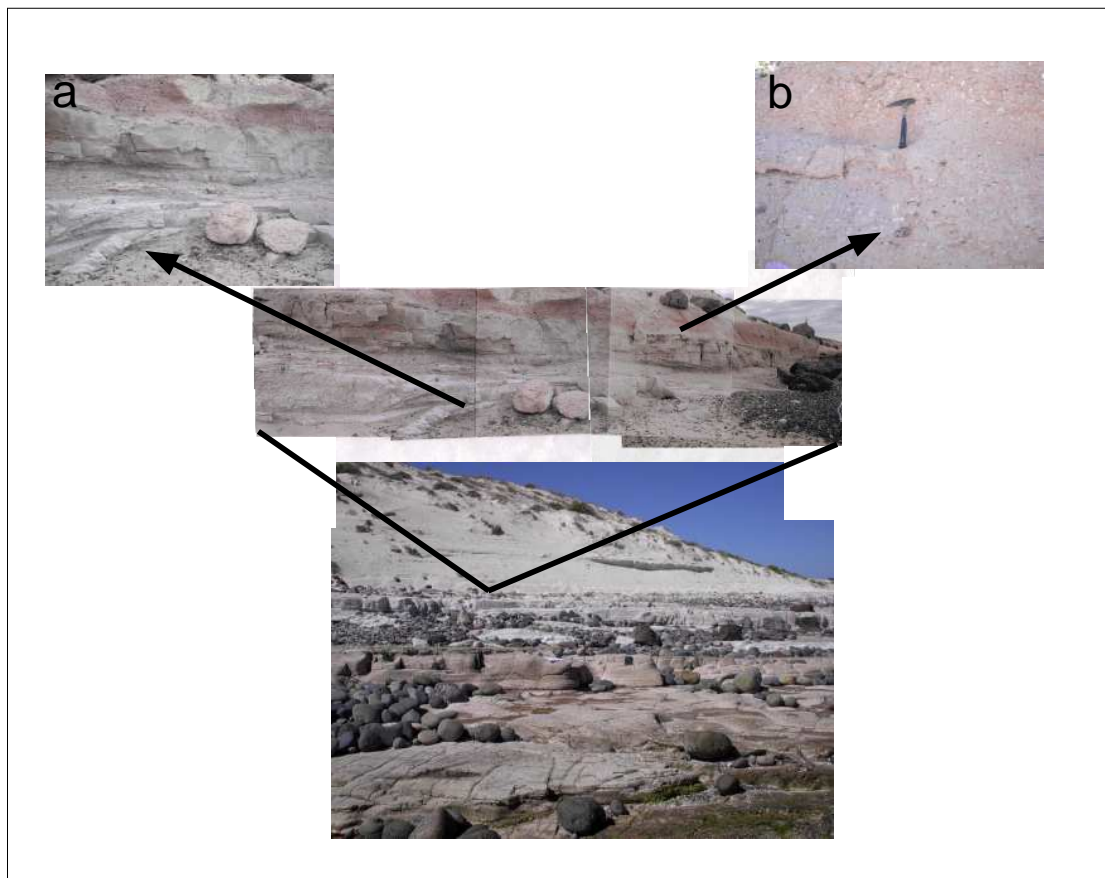


Figura 19. Facies XsT: a) depósitos de ground surges; b) flujos ignimbríticos. Localidad Punta Arranca Cabellos.

Interpretación. Esta Facies es interpretada como depósitos piroclásticos de surges. Son flujos que tienen una baja concentración de partículas, generado por flujos turbulentos.

Corresponden a depósitos de ground surges ya que se encuentran debajo de los flujos piroclásticos (Facies mLT). De acuerdo con Moore (1967), estos depósitos se encuentran asociados con erupciones freatomagmáticas, freáticas o por el colapso de una columna eruptiva.

Tomando en cuenta el esquema de Wilson y Walker (1982), los depósitos de ground surge se forman en la cabeza de un flujo piroclástico, debido a la ingesta de una gran cantidad de aire, provocando que el material sea aventado hacia el frente del flujo (Fig.20 y 21).

Los depósitos de surges son altamente expansivos, originados por flujos turbulentos y son menos controlados por la topografía comparado con los flujos piroclásticos.

La incorporación de agua durante la formación del surge tiene un importante efecto en las propiedades físicas del flujo.

Facies mTCo, mTx, mIBr, mTcr: Toba El Oro

La Toba El Oro se encuentra constituida por cuatro Facies volcánicas. Esta Facies ha sido agrupada dentro de este término en base a su composición y textura.

Facies mTCo: toba conglomerática heterolítica

Esta Facies se observa en la sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo el Oro, sección Arroyo Portezuelo-Pichilingue, sección Cañada Portezuelo-Pichilingue y en la localidad conocida como Punta Arranca Cabellos. Esta constituida por una toba de color rosa a blanco, bien soldada que contiene líticos que varían de gránulos a bloques (2 cm hasta más de 20 m), desde el punto de vista textural se define como un lodo arenoso gravoso.

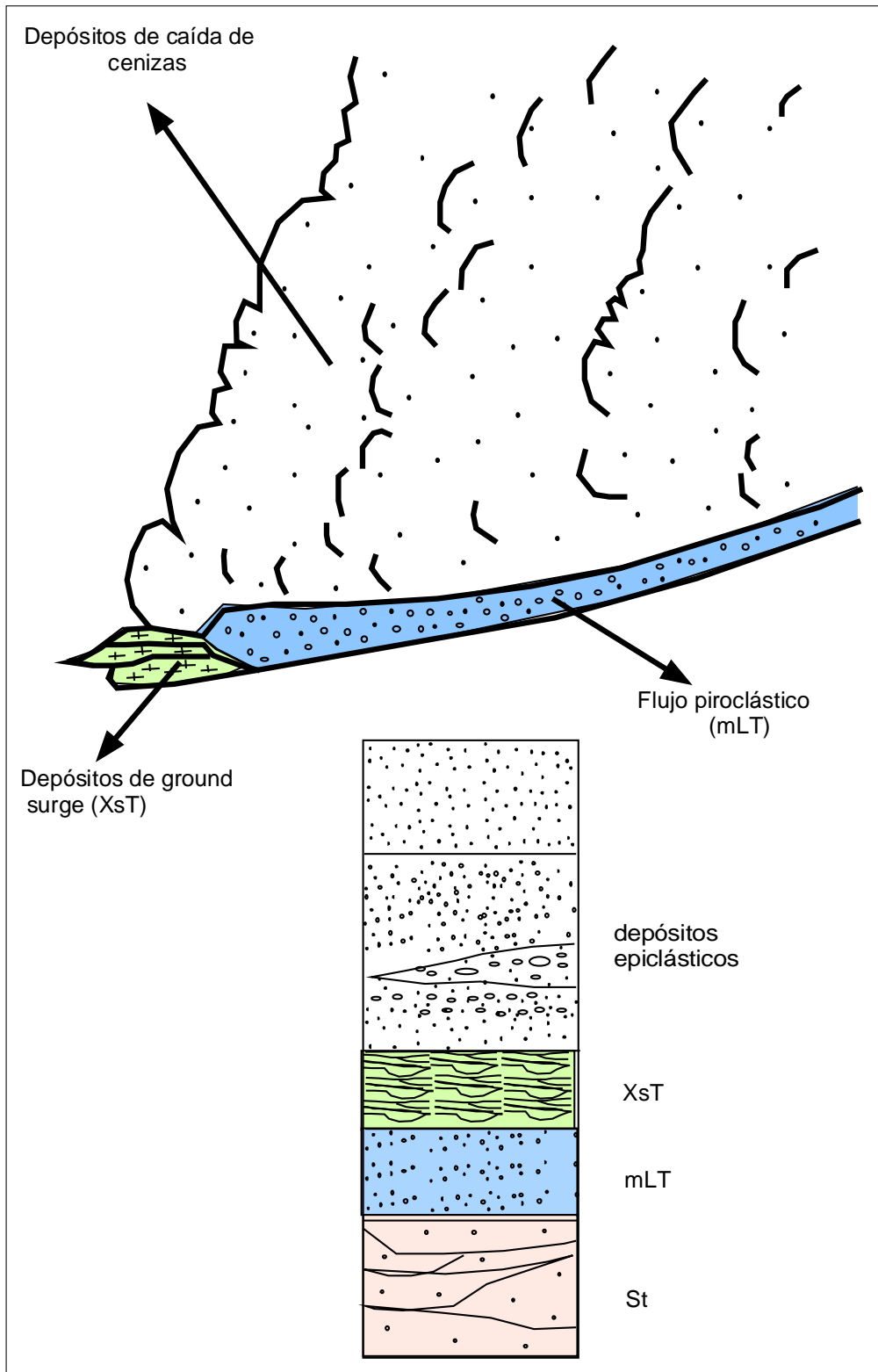


Figura 20. Diagrama esquemático donde se ilustran las Facies XsT.

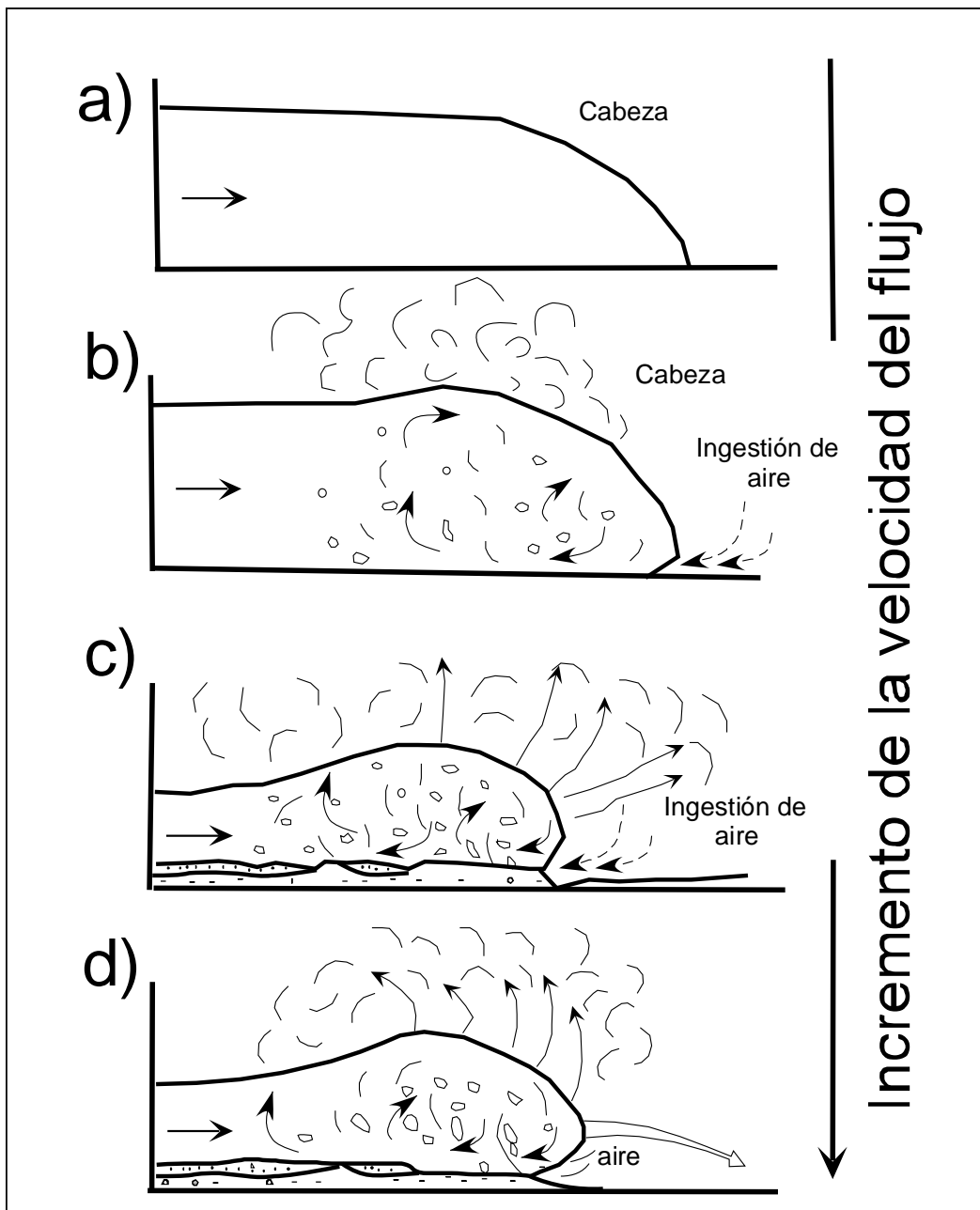


Figura 21. Jerarquía de condiciones encontradas en el frente de un flujo piroclástico y la formación de varias capas. a) el flujo es lento, no hay una significativa ingesta de aire; b) pocas cantidades en la ingesta de aire causa fluidización y segregación dentro de la cabeza, causando la formación de ground layer; c) moderadas cantidades de ingesta de aire causan una dilución de surges generados al frente del flujo, produciendo depósitos de ground surges; d) grandes cantidades de ingesta de aire provoca que el material sea aventado desde el frente del flujo, formando depósitos finos de pómez (Wilson y Walker, 1982).

La roca es matriz soportada y los gránulos y bloques se encuentran dispersos dentro de ella representando menos del 40% del volumen total, distribuido irregularmente y sin gradación. Estratigráficamente se encuentran sobreyaciendo a las Facies sedimentarias del miembro Las Tinajas (mt) y a las Facies volcánicas mlBr y mlcr.

La matriz está constituida por una toba a toba lapilli que contiene fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita y algunos de hornblenda, además de abundantes clastos vítreos (shards). La matriz presenta ductos de escape de gas (pipas de segregación) (Fig. 22), los cuales indican flujo en condiciones de alta temperatura, la roca fue formada por un flujo piroclástico y no por uno epiclástico.

Los gránulos y clastos varían en composición y forma, algunos se muestran angulosos y de composición tobácea y riolítica, mientras que otros clastos están bien redondeados y son de arenisca del miembro La Pedrera (mp), los cuales representan los xenolitos que fueron colectados por la toba del substrato por la acción erosiva del flujo.

Los grandes bloques que contiene esta Facies son de dos tipos: a) bloques cognados constituidos por toba soldada a vítrea y riolita que probablemente fueron arrancados de los ductos y paredes del edificio volcánico y que varían de tamaño de gránulos a bloques de 10 m y b) por bloques accidentados que corresponden a la estratigrafía del lugar (conglomerado del miembro Cachimba (mc), areniscas del miembro La Pedrera (mp) y del miembro Las Tinajas (mt)).

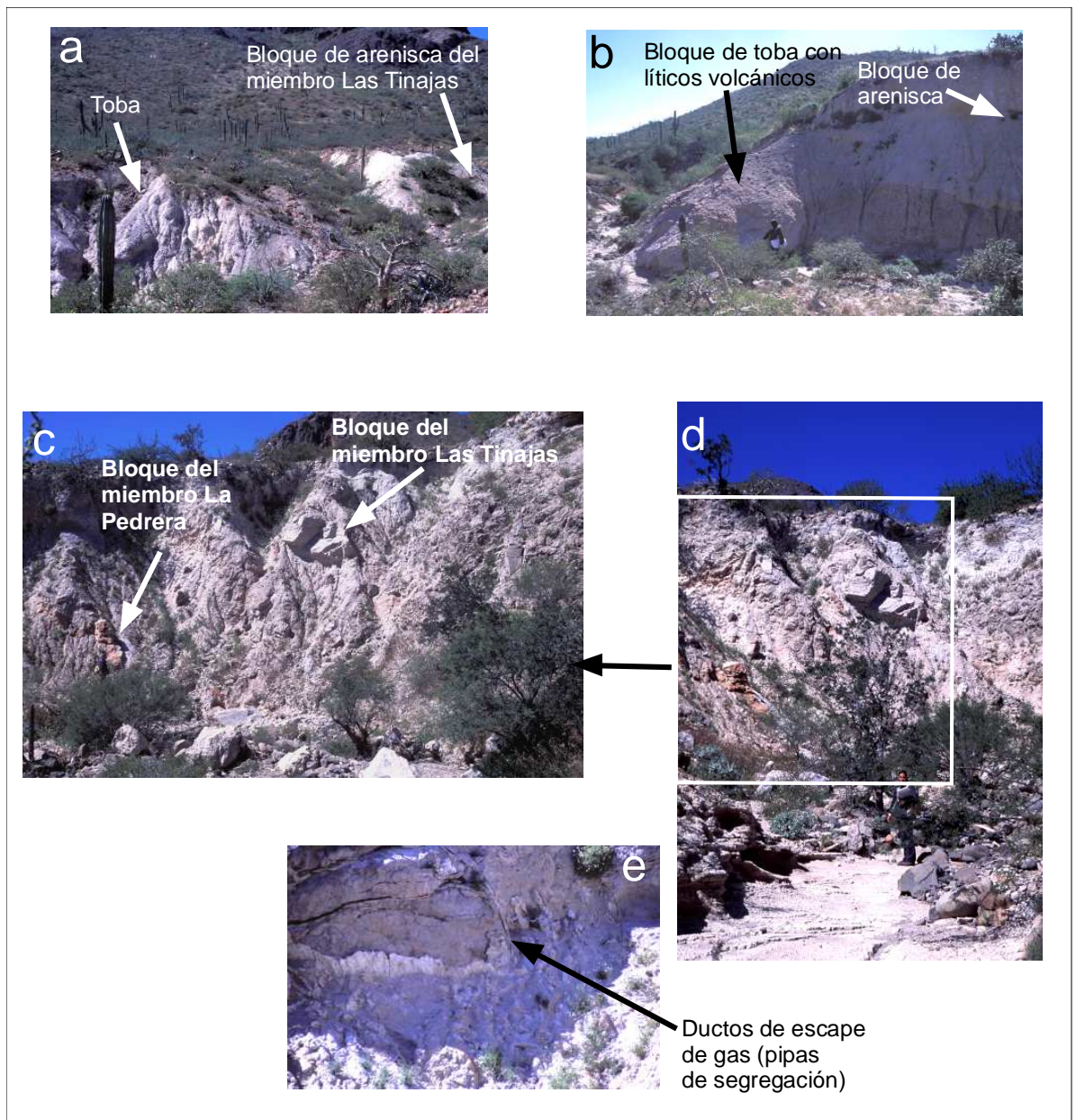


Figura 22. Toba conglomerática heterolítica (Tsd). a,b,c,d) bloques autóctonos de arenisca de los miembros Cachimba, La Pedrera, Las Tinajas; e) pipas de segregación.

Estos últimos (bloques accidentados) se encuentran deformados de manera semiplástica y están constituidos por areniscas y conglomerados con estratificación,

textura y composición idénticas a las Facies que forman el substrato de los flujos.

Estos bloques se encuentran orientados hacia el N10°-60°E y algunos preservan la estratificación cruzada y otras estructuras primarias, las cuales permiten identificar las Facies de la cual provienen. Por sus características texturales y la deformación semiplástica que presentan estos bloques, se interpretan en este estudio como “intraclastos” que fueron arrancados del substrato por la acción erosiva del flujo cuando aún constituían un sedimento no consolidado. Esta deformación semiplástica puede ser apreciada en la sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro (Fig.22), pero en especial en la localidad Punta Arranca Cabellos (Fig.23), donde bloques de conglomerados fueron integrados al flujo y deformados de manera plástica.

En una sección realizada en la localidad El Pulguero se puede observar claramente la diversidad de bloques y los efectos que tuvo este flujo piroclástico de tipo bloque y toba (Lámina 2) sobre las unidades estratigráficas existentes.

Las Facies mTCo se presentan en estratos masivos de gran espesor (mínimo entre 30 y 80 m, ya que la cima se encuentra erosionada). La base es fuertemente erosiva, lo cual dio lugar a un canal incidido por varios metros en las Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) en la sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro (Fig.22). Un rasgo interesante es que a lo largo del canal erosionado por el flujo se encuentran bloques de hasta 40 m de longitud de las areniscas y conglomerados de las Facies del miembro Cachimba (mc) y miembro La Pedrera (mp) rotados y en posición vertical como si el flujo hubiera tenido un efecto de salpicadura (splash) en los sedimentos, lo cual sugiere que estos se encontraban no consolidados y probablemente saturados de agua para permitir este fenómeno.

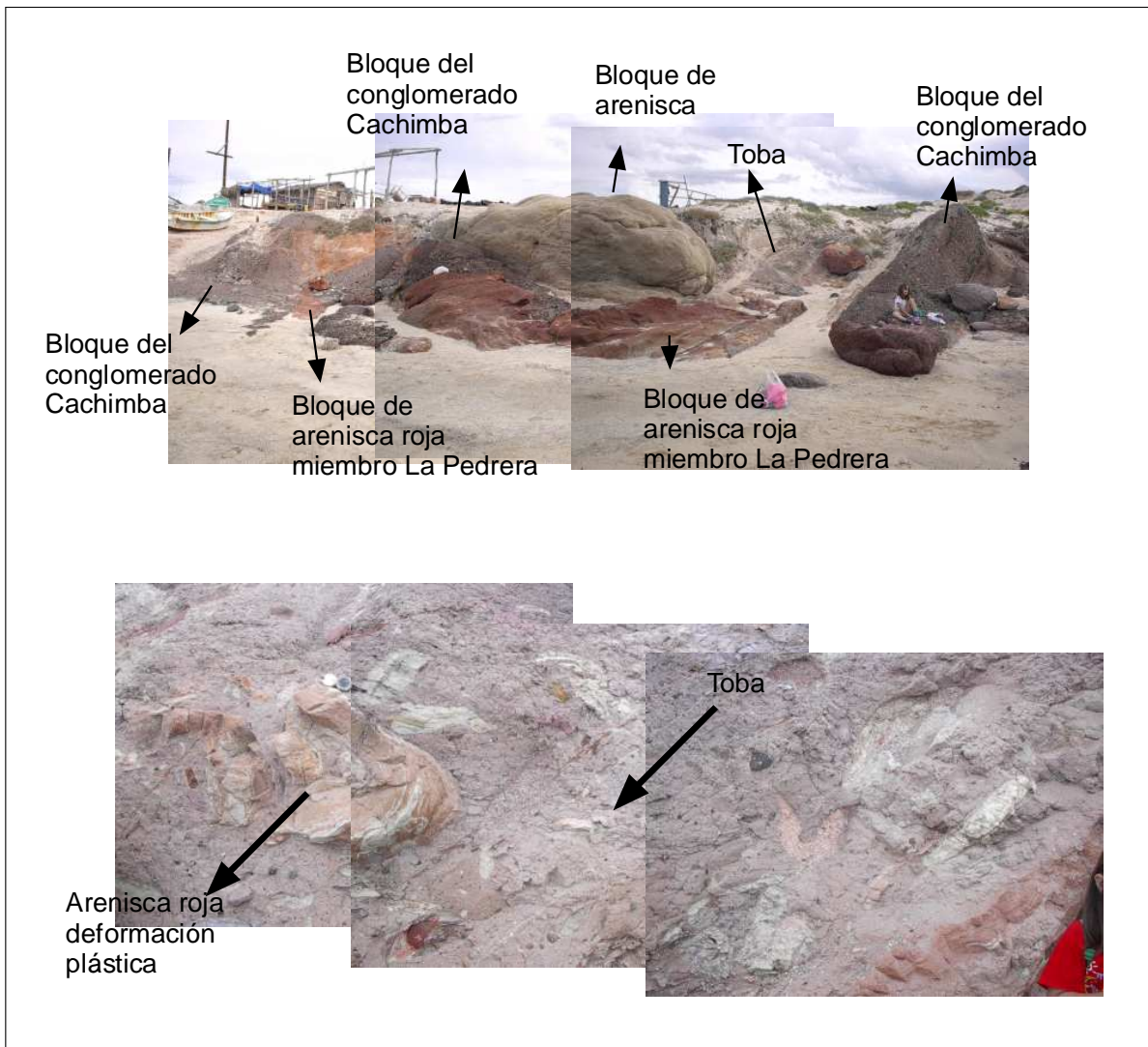


Figura 23. Toba conglomerática heterolítica (mTCo): a) bloques autóctonos, arrancados de los ductos y paredes del edificio volcánico; b) bloques de formas variadas, deformados de manera semiplástica, constituidos por areniscas, conglomerados y tobas incorporados por la acción erosiva del flujo.

Estos bloques rotos y rotados se encuentran a ambos lados del flujo en la sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro. Se han encontrado en la literatura pocos reportes de este tipo de estructuras.

Es importante mencionar que en la localidad Punta Arranca Cabellos la Facies mTCo subyace a la Facies de depósitos ignimbríticos (mLT).

Dentro de la Facies mTCo es común observar bloques de 2 a 4 m de espesor, constituidos por piroclastos del tamaño lapilli e intraclastos de composición sedimentaria (areniscas rojas del miembro La Pedrera) que corresponden a la Facies mTx. Esta Facies se observan a lo largo del área de estudio y presentan un rumbo N14°E.

Interpretación. La composición textura y estructuras de las Facies mTCo indican que esta representa un depósito de flujo piroclástico del tipo bloque y ceniza (block and ash flow deposit) (Cas y Wright, 1988). De acuerdo a Bursik et al. (2004), los bloques de flujos y cenizas surgen del colapso, decrepitación o explosión de un domo de lava y son comunes en arcos continentales.

El tamaño de los bloques de sedimentos arrancados, la deformación e incisión de los canales y las texturas de deformación plástica indican que el flujo fue de alta viscosidad capaz de erosionar el substrato. Su mecanismo eruptivo está probablemente relacionado con el colapso de un domo de lava, que generó un flujo denso granular que dio lugar a depósitos de flujos de bloques y cenizas. Los rasgos importantes de este tipo de depósitos es la erosión del substrato del volcán, el choque y la presurización hacia arriba del rompimiento de las partículas.

El proceso que dio lugar a este tipo de Facies mTCo puede ser explicado en base a (Fig.24):

- a) Explosión inicial de la ventana eruptiva.
- b) La erupción genera un flujo piroclástico que se desliza por la ladera del conducto volcánico, excavando y arrancando grandes bloques de la roca encajonante (Formación Santa Victoria). esto da lugar a depósitos de flujos de bloques y cenizas.

c) Posteriormente se depositan una secuencia de depósitos pumicíticos, depósitos piroclásticos de surge y de caída de cenizas producto de pulsaciones de erupciones hidromagmáticas y subplinianas.

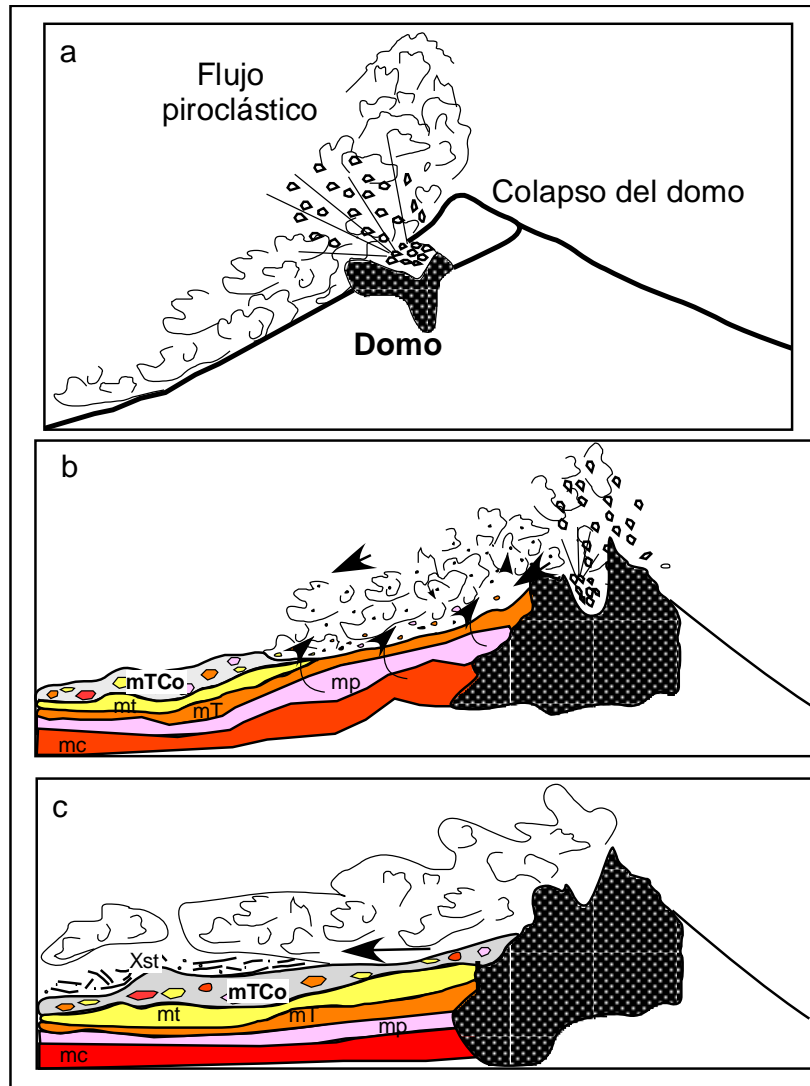


Figura 24. Diagrama esquemático que muestra la secuencia de erupción que dió lugar a las Facies de toba conglomeráticas heterocliticas (mTCo):a) explosión inicial de la ventana eruptiva; b) depositación de las Facies mTCo; c) depósitos pumicíticos y de surges (Xst).

Facies mIBr: Brechas heterolíticas

Estas brechas masivas se distribuyen en la zona Sur, en la sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro. Consiste de una capa masiva de color gris, de 2 m de espesor que se extiende por varias decenas de metros. Es una brecha heterolítica de grano grueso, pobremente seleccionada. Los líticos son cognados de 1 a 3 cm de largo de forma angular a subangular, de composición andesítica-dacítica. Se encuentran inmersos en una matriz afanítica por lo que su fábrica es matriz soportada. No presentan estructura interna, ni imbricación. Las brechas polimícticas (mIBr) corresponden a las litofacies de la parte proximal a media de una ignimbrita (Cas y Wright, 1988). Se encuentran controladas por la topografía y pueden encontrarse interestratificando con las Facies mTcr (Fig. 25).

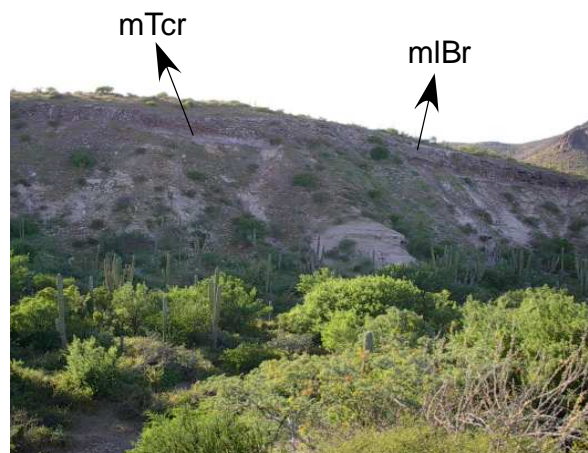


Figura 25. Facies mIBr intercaladas con Facies mTcr. Sección Arroyo Santa Victoria- Arroyo El Oro.

Interpretación. Las brechas heterolíticas son interpretadas como Facies gruesas de ignimbritas depositadas en el límite del flujo inferior de una corriente piroclástica densa, en donde el mecanismo de depositación pudo haber estado dominado por tracción, fluido granular o escape de fluidos.

Facies mTcr: depósitos de toba cristalina

La Facies mTcr se distribuyen en la zona Sur y Centro del área de estudio, en la sección Arroyo Las Tinajas y sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro. Corresponde a una toba masiva soldada de color vino. Su espesor es de 2 a 4 m y se extiende por varios kilómetros. Su distribución es irregular ya que se encuentra afectada por fallas normales. La matriz es de ceniza vítrea constituida por cristales de cuarzo, plagioclasas y anfíboles. Los cristales no se encuentran orientados (isotrópicos). No presenta estratificación interna. Se halla coronando al miembro Las Tinajas (mt) y posiblemente este flujo fue previo a la erupción que dio lugar a las Facies mTCo (Fig.26).





Figura 26. Facies mTcr. Sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El oro.

Interpretación. Esta Facies es interpretada como depósitos de la base de flujos piroclásticos en donde la pobre selección y la ausencia de estratificación indican un mecanismo de depósito por escape de fluido.

III.4.3. Facies volcánicas de la Formación Balandra (Tbcbco)

Las Facies volcánicas de la Formación Balandra se encuentran constituidas por Facies de grano grueso (Facies de brecha heterolítica (Tbcb) y Facies de brecha color ocre (Tbco) (Tabla 11)). Dichos depósitos se encuentran sobreyaciendo a los depósitos de la Facies de Ignimbrita El Oro.

Tabla 11. Facies volcánicas de la Formación Balandra (Tbcbco).

Facies	Estructuras Sedimentarias	Tamaño grano	Tamaño	Capa	Interpretación
			Espesor	Longitud	
Tbcb 	Ninguna	Tamaño máximo de clastos 10 cm	2 a 100 m	Métrico	Brecha heterolítica
Tbco 	Ninguna	Tamaño máximo de clastos 3 cm	1 a 5 m	Métrico	Brecha monomítica

Facies Tbcb: brecha heterolítica (Fig.27)

Se distribuye en la zona Sur y Centro del área de estudio. Se encuentra descansando sobre las Facies volcánicas de la Ignimbrita El Oro.

Se caracterizan por estar constituidas por clastos de origen ígneo extrusivo de composición predominantemente basáltica y por clastos andesíticos de 3 a 10 cm de diámetro. Estos depósitos presentan variaciones texturales y estructurales ya que en algunos lugares predominan los bloques angulares y en otros los clastos son subredondeados a redondeados. Las rocas varían desde masivas hasta estratificadas y desde caóticas hasta moderadamente seleccionadas.

En el área de estudio ésta Formación se presenta como brechas compuestas por clastos angulares a subredondeados de color gris oscuro de 1 a 15 cm, afaníticos, los microfenocristales más abundantes son las plagioclasas y piroxenos.

La matriz varía desde ceniza volcánica hasta cenizas gruesas y se presentan en cantidades, menores al 10% hasta más de 50% del volumen de la roca.

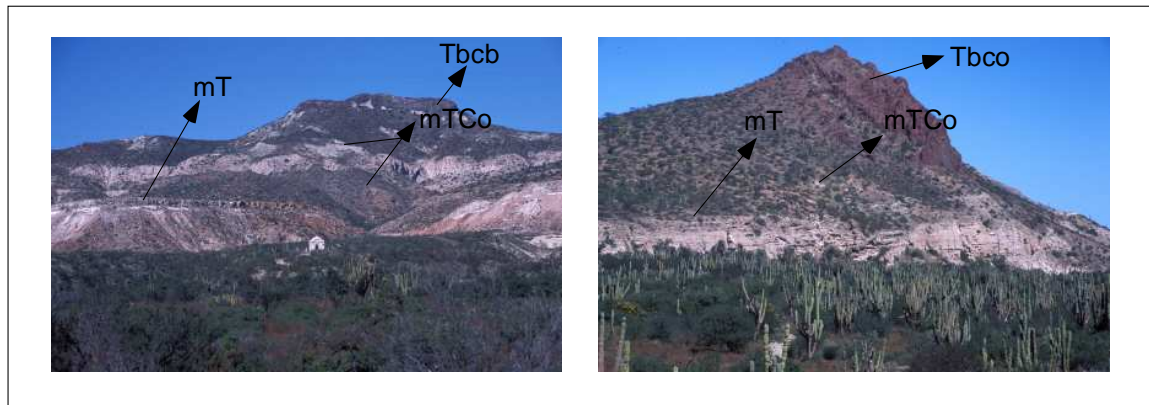


Figura 27. Facies Brechosas (Tbcbco). Coronan toda la secuencia volcanosedimentaria El Coyote.

Interpretación. Esta Facies es interpretada como depósitos de flujos de bloques y cenizas (Cas y Wright, 1988) debidas a flujos piroclásticos.

Facies Tbco: brecha color ocre (Fig. 27)

Se encuentran interestratificadas y en algunas veces subyaciendo a las Facies de brechas heterolíticas (Tbcb). Consisten de brechas monolitológicas de color ocre, caóticas, sin matriz, con fragmentos juveniles angulares, afaníticos y vesiculares que oscilan entre 30 y 1 cm de diámetro. Se llegan a observar fuertemente basculadas hacia el Noroeste (Tbcb).

Interpretación. Se interpretan como depósitos de Facies gruesas depositadas por corrientes piroclásticas densas.

Los fragmentos pudieron derivarse de una o más de estos mecanismos:

- 1) erosión o colapso de un conducto y / o ventana;
- 2) avalanchas dentro de las corriente piroclástica.

La alteración hidrotermal que muestran los líticos de esta Facies fue probablemente debida a la existencia de zonas metasomatizadas localizadas alrededor del conducto de erupción o de la cámara magmática.

III.5. Elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios en el área de estudio

El término elemento arquitectural se refiere a la relación espacial y escalar, en tres dimensiones, entre los estratos. Su estudio permite definir la evolución de los depósitos y proponer un modelo temporal de la sedimentación, además la arquitectura permite definir el tipo de ambiente fluvial (ejemplo: sistema meándrico vs. trenzado).

La definición de los límites de superficie y elementos arquitecturales, así como una breve discusión de su significado se presentan en la metodología.

La construcción de la arquitectura estratigráfica representa una escala mayor que relaciona los grupos siete, ocho, nueve, diez y once de Miall (1990), en una escala de tiempo de 10^3 a 10^7 años.

La reconstrucción se realizó usando técnicas de afloramiento (levantamiento de secciones y mosaicos de fotografías) y mapeo. El mapeo fue realizado tomando en cuenta horizontes tobáceos considerados como indicadores de límites de tiempo.

Estas unidades tobáceas permitieron agrupar los paquetes sedimentarios en diferentes sucesiones.

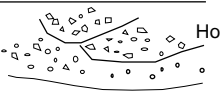

Con base en esta arquitectura los depósitos volcanosedimentarios El Coyote se clasificaron como una sucesión típica de canales. La clasificación de canales utilizada fue la propuesta por Schumm (1963), reproducida en sus trabajos mas tarde (Schumm, 1981, 1985) en donde relaciona el arrastre del sedimento y la forma del canal.

III.5.1. Elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios: Formación Santa Victoria (Fsv)

III.5.1.1. Miembro inferior Cachimba (mc)

En el miembro Cachimba (mc) se han identificado dos jerarquías mayores de límites de superficie (cuarto y quinto orden, ver tabla 2) y dos elementos arquitecturales (HO y CH) (Tabla 12).

Tabla 12. Límites de superficie y elementos arquitecturales del miembro Cachimba (mc).

Grupo	Límite de superficie	Principales asociaciones de Facies	Elemento Arquitectural	Símbolo	Rango, características del límite de superficie	Dibujo
6	10	Gm, Gh	Canales menores	HO	Cuarto Orden, canales menores	
7	2	Ninguna combinación	Canales	CH	Quinto Orden, base de canal cóncavo, base erosiva	

En el miembro Cachimba (mc) la superficie de cuarto orden representan canales menores de erosión y relleno, son canales de conglomerados de 30 cm de

espesor y varios metros de longitud, su arreglo es caótico, generalmente presentan superficies planas, pero se llega a observar en algunas localidades superficies cóncavas (Fig.28). Representan el elemento arquitectural HO (pozos, Scour hollows), propuesta por Cowan (1991).

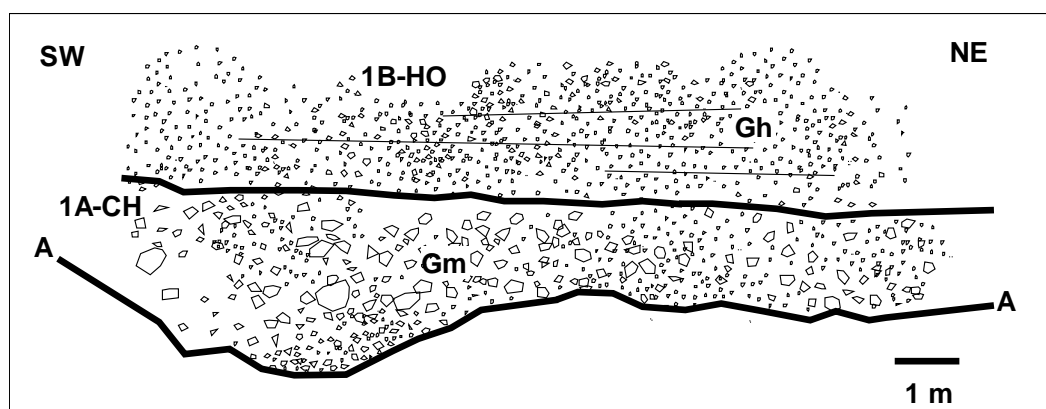


Figura 28. Cuarto y quinto Orden. Conglomerado del miembro Cachimba (mc) de la Formación Santa Victoria (sección Arroyo Cachimba-Arroyo Los Hornos). El límite de la superficie principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: canal menor (Scour Hollows); CH: canal mayor.

Constituyen canales menores gravosos dentro de un canal principal. De acuerdo con la clasificación de canales desarrollado por Friend et al. (1979, 1983), dichos canales corresponden a canales móviles con una relación de espesor/profundidad mayor de 15, con base erosiva, el techo o la cima es plana, erosionan al elemento SB (bedforms arenosos), se encuentran limitados por superficies de quinto orden. Estas características sugieren que corresponden a la parte media a distal de un sistema fluvial trenzado-meandroso. Son canales de relleno complejo, formados por la migración lateral del canal o por interrupciones asociadas a pequeñas subsidencias contemporáneas.

Las superficies de quinto orden limitan a sets de superficies de cuarto orden (Fig.28). Lateralmente se continúan por cientos de metros en largos afloramientos, engloban formas lenticulares o planas de cuarto orden. El límite de superficie de quinto orden es erosivo, la parte superior de este orden es plana. Representan depósitos de gran escala geomorfológica, su espesor varía, siendo mayor en la zona Norte del área de estudio con más de 10 m, su base no aflora. Constituyen canales dominados por un sistema gravoso, un transporte de tracción (bedload). Caracterizado por litofacies Gm y Gh.

En el esquema de Miall (1988) las superficies de segundo orden equivalen a límites de cosets que separan grupos de estratos genéticamente relacionados y representan periodos de menor erosión debido a cambios en el estado o dirección del flujo.

III.5.1.2. Miembro intermedio La Pedrera (mp)

En el miembro La Pedrera (mp) se han identificado tres jerarquías mayores de límites de superficie (superficies de segundo, cuarto y quinto orden) y cuatro

elementos arquitecturales (CH: canales mayores, SB: barras arenosas, HO: canales menores y FF: Planicie de inundación) (Tabla 13).

Tabla 13. Asociación de Facies, elementos arquitecturales del miembro La Pedrera (mp). CH: canales mayores; SB: barras arenosas; HO: canales menores y FF: sedimentos de planicie de inundación.

Grupo	Límite de superficie	Principales asociaciones de Facies	Elemento Arquitectural	Símbolo	Rango, características del límite de superficie	Dibujo
1	2	Fm, Fl, Fsm, Fr, Fb, Fmb	Planicie de inundación	FF	Cero orden, laminación en lentes arcillosos	Diagrama que muestra tres líneas horizontales paralelas con una línea de puntos en el centro, etiquetado como 'Fl'.
4	1	St, Ss, Sg, Sb, Si, Sc, Sd, Sbr	Barras arenosas	SB	Segundo Orden cosets de límite de superficie	Diagrama que muestra una serie de líneas onduladas que se curvan hacia arriba en un lado y hacia abajo en el otro, etiquetado como 'Sr' y 'St'.
6	10	Gm, Gt, Ss	Canales menores	HO	Cuarto Orden, canales menores	Diagrama que muestra una serie de líneas onduladas con pequeños círculos y triángulos dispersos, etiquetado como 'Ho'.
7	2	Ninguna combinación	Canales	CH	Quinto Orden, base de canal cóncavo, base erosiva	Diagrama que muestra una serie de líneas onduladas con una base cóncava y una base erosiva, etiquetado como 'CH', 'Sp', 'St', 'Sr', 'Gm', 'Sh'.

En las areniscas del miembro La Pedrera (mp), las superficies de segundo orden son comunes e idénticas a las reportadas por Miall (1988) (Fig.29). Son arenas con estratificación cruzada larga de rumbo N 70° E con un echado que varía de 10° NW a 20° SE. El espesor de los sets es de 30 cm y varios metros de longitud.

Los granos presentan buena selección, el elemento arquitectural que representa es SB (Barras arenosas). Constituyen capas arenosas 3D (tres dimensiones), caracterizadas por litofacies St que ocuparon probablemente las partes más profundas de canales activos en donde el transporte por tracción era predominantemente arenoso. La presencia de lentes de lutitas de Facies Fsm de 30 cm de espesor indica ambientes de planicies trenzadas en su parte distal.

En el miembro La Pedrera (mp) la superficie de cuarto orden representan canales menores de erosión y relleno, son canales de conglomerados de 30 cm de espesor y varios metros de longitud (Fig.30).

Las Facies consisten de Gm con Facies subordinadas St, Sh y Fsm. La alternancia de capas de gravas delgadas y capas de granos finos, forman el estilo fundamental de esta unidad.

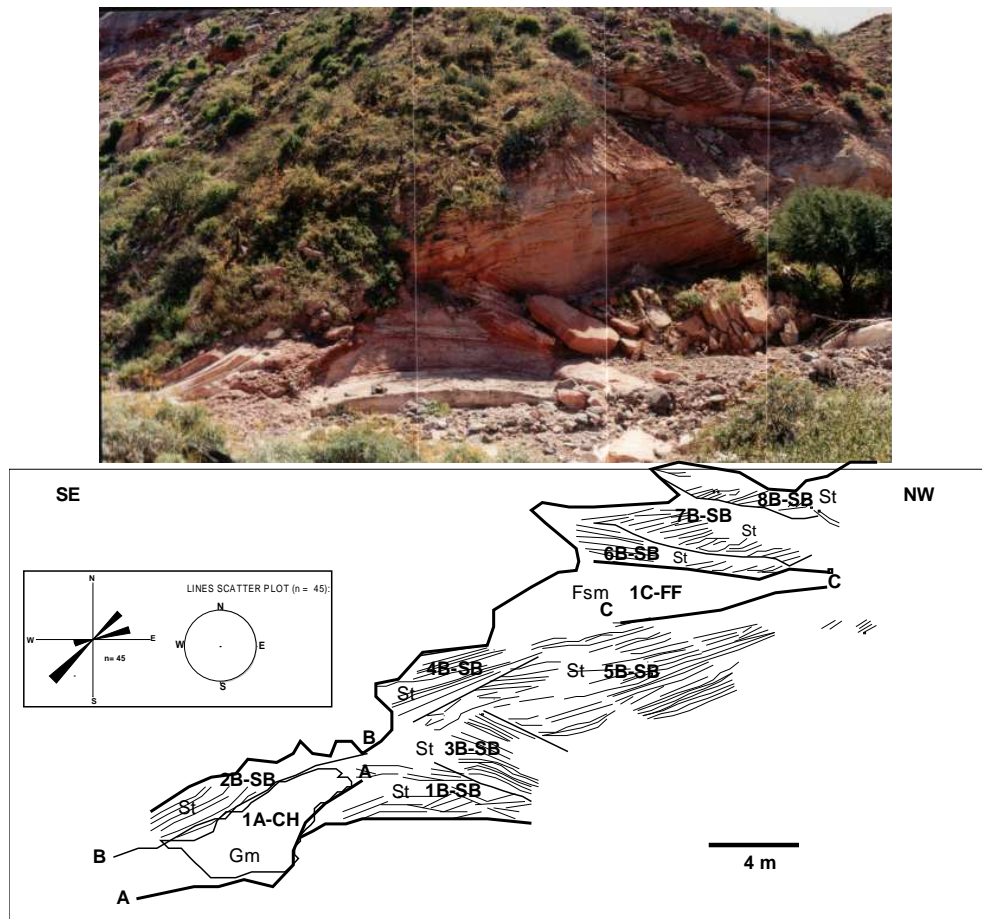


Figura 29. Segundo orden (límites de cosets de estratificación cruzada), areniscas del miembro La Pedrera (sección Arroyo La Pedrera). El límite de superficie principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales se muestran por un número y el código del elemento. El diagrama de roseta nos indica la dirección de las capas arenosas. CH: canales mayores; SB: barras arenosas; FF: sedimentos de planicie de inundación.

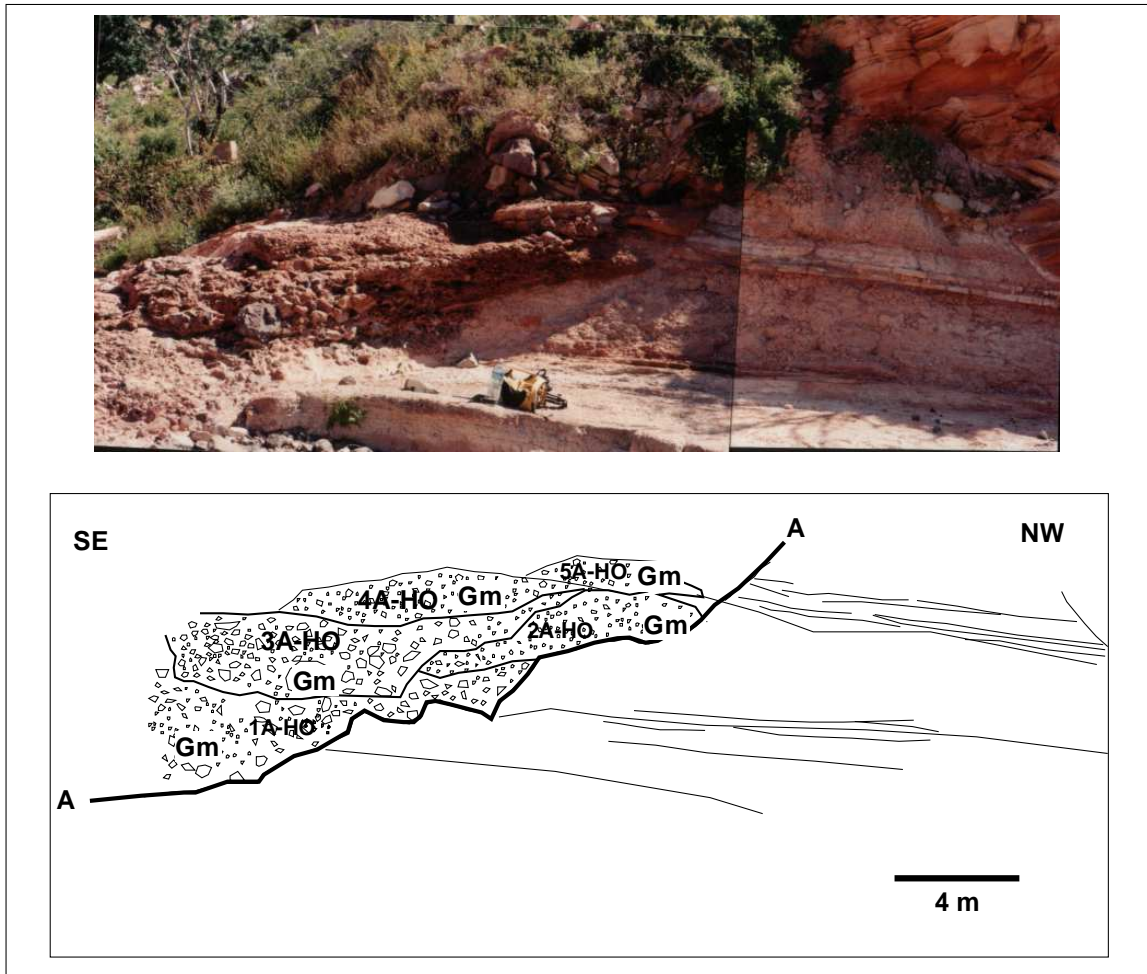


Figura 30. Cuarto orden (límite de canales de erosión y relleno). Conglomerado del miembro La Pedrera (sección Arroyo La Pedrera). El límite de superficie principal está indicado por la letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: canales menores de erosión y relleno (Scour Hollows).

Representan el elemento arquitectural HO (Canales menores de erosión y relleno), propuesta por Cowan (1991). Constituyen canales menores gravosos dentro de un canal principal.

De acuerdo con la clasificación de canales desarrollado por Friend et al. (1979, 1983), dichos canales corresponden a canales móviles con una relación de espesor/ profundidad mayor de 15, con base erosiva, el techo o la cima es plana, erosionan al elemento SB (Barras arenosas), se encuentran limitados por superficies de quinto orden, estas características sugieren que corresponden a canales trezados-meandrosos.

Las superficies de quinto orden limitan a las superficies de cuarto orden (Fig.31). Lateralmente se continúan por cientos de metros en largos afloramientos, engloban formas lenticulares, planas de cuarto orden.

El límite de superficie de quinto orden es erosivo, constituido por capas de conglomerados finos. La parte superior de este orden es plana y generalmente se encuentra intercalada con paquetes de areniscas de varios metros de espesor (SB), representan depósitos de gran escala geomorfológica, su espesor varía y es mayor en la zona Norte del área de estudio con más de 10 m, su base no aflora. Constituyen canales dominados por un sistema gravoso, un transporte de tracción (bedload). Caracterizado por litofacies Gm y Gh.

En el esquema de Miall (1988) las superficies de cuarto orden ocurren dentro de macroformas en depósitos fluviales (Miall, 1988). Se desarrollan en respuesta a la reactivación o truncamiento de macroformas durante los cambios de flujos mayores.

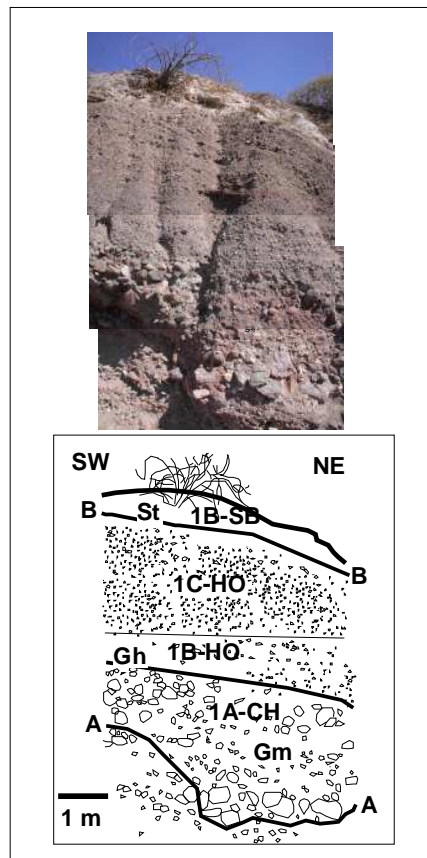



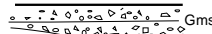




Figura 31. Quinto orden (límites de canales), conglomerado del miembro La Pedrera (Sección Arroyo La Pedrera). El límite de superficie principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. HO: Canales menores; SB: barras arenosas; CH: canales mayores.

III.5.1.3. Miembro superior Las Tinajas (mt)

Se identificaron cinco jerarquías mayores de límites de superficie (superficies de cero, primero, segundo, tercero, cuarto y quinto orden) y seis elementos arquitecturales (Tabla 14).

Tabla 14. Límites de superficie y elementos arquitecturales del miembro Las Tinajas (mt).

Grupo	Límite de superficie	Principales asociaciones de Facies	Elemento Arquitectural	Símbolo	Rango, características del límite de superficie	Dibujo
1	2	Fm, Fl, Fsm, Fr, Fb, Fmb	Planicie de inundación	FF	Cero orden, laminación en lentes arcillosos	 FI
1	3	Ss, Sh	Capas de arenas laminadas	LS	Cero orden, laminación en lentes arenosos	 Sh
3	2	Ss, St, Sp, Sh, Sg, Ss, Sb, Si, Sc, Sd, Sbr	Barras arenosas	SB	Primer orden, sets de límites de superficie, estratificación cruzada Tercer Orden capas arenosas con un echado < 20°	 Sr St
4	1	Ss, Gm	Sedimentos de flujos de gravedad	SG	Segundo orden depósitos de flujos de gravedad, indicando cambios en las condiciones de flujo	 Gms
6	10	Gm, Gh, Gt, St	Canales menores	HO	Cuarto Orden, canales menores	 Ho
7	2	Ninguna combinación	Canales	CH	Quinto Orden, base de canal cóncavo, base erosiva	 CH Sp St Sr Gm Sh

Las superficies de cero orden se forman en pocos segundos y son originados por los procesos de las corrientes de tracción (Leeder, 1983) (Fig.32). Corresponden al grupo uno, son areniscas de grano medio a fino y presentan un espesor de 20 cm y una longitud de 1 m, su geometría es tabular-lenticular. Representan el elemento arquitectural LS (capas de arenas laminadas) caracterizado por litofacies Sh y Sp y St. Dentro de dicho elemento arquitectural se llega a observar lentes de lutitas de algunos milímetros a centímetros de espesor caracterizadas por litofacies FI y su elemento arquitectural es FF (sedimentos de planicie de inundación). Se interpretan como producto de inundaciones “flash” dentro de condiciones de regímenes de flujos altos (Miall, 1977; 1984b; Tunbridge, 1981, 1984; Sneh, 1983). Estas capas arenosas y de lutitas se encuentran limitadas por canales de cuarto orden.

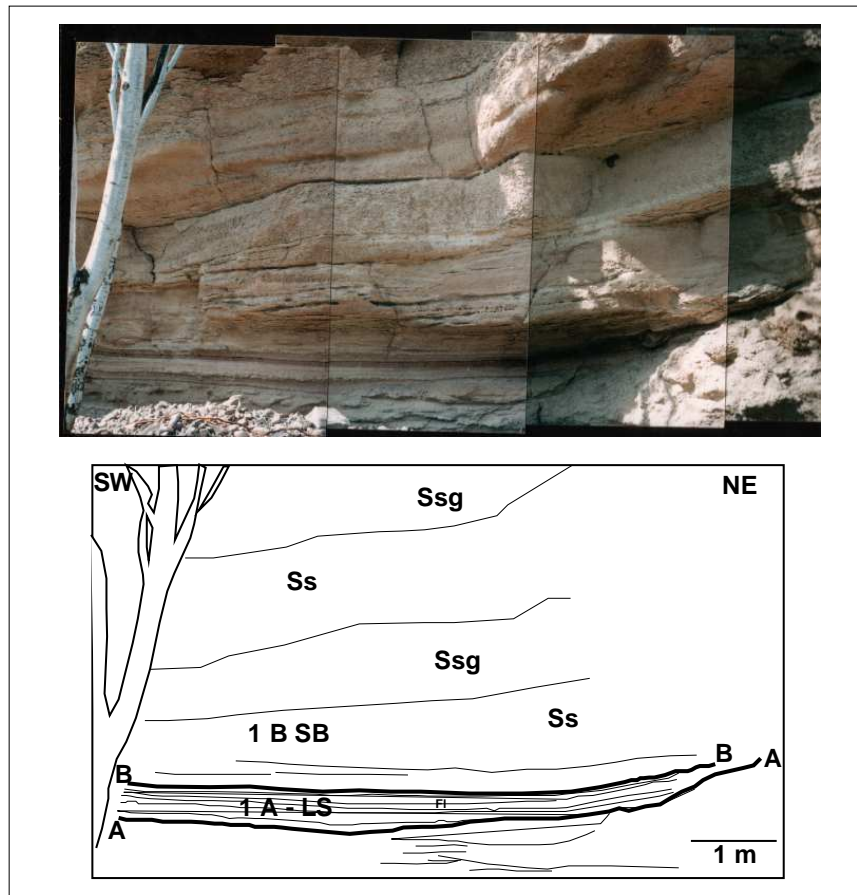


Figura 32. Límite de superficie de cero orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. SB: barras arenosas; LS: capas de arenas laminadas.

La superficie de primer orden corresponde al grupo tres ya que se forman en periodos de pocas horas a uno o dos días (Fig.33).

Este orden de superficie registra límites dentro de depósitos de microformas y mesoformas. Representan sets de capas cruzadas, son areniscas de grano medio, pobremente seleccionadas que presentan una geometría tabular-lenticular con base plana a irregular con un espesor de 30 cm y una longitud de 1 m, se inclinan hacia el NE 11°. Se encuentran limitadas en el techo por una superficie de cuarto orden (canales arenosos) y en la base por una superficie de segundo orden.

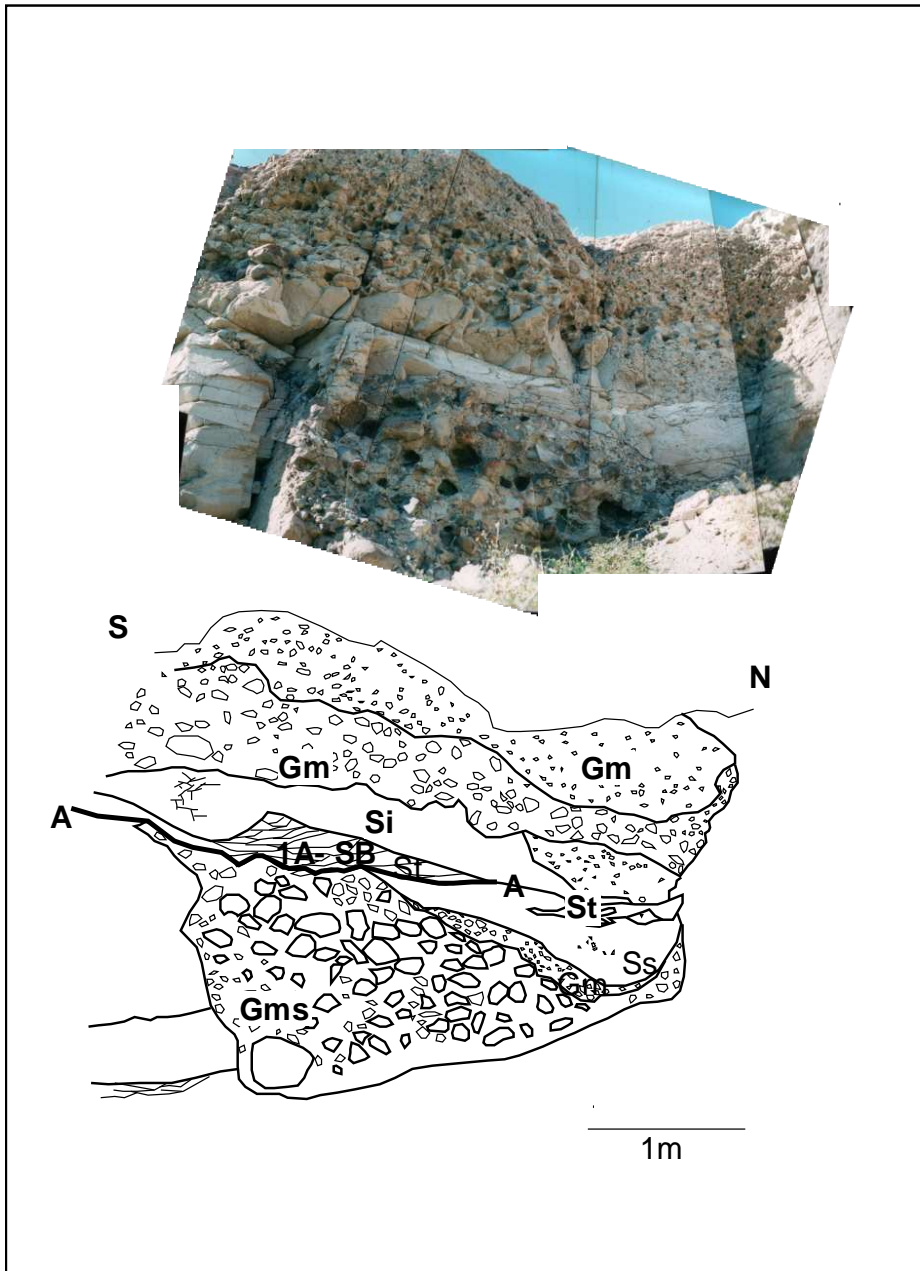


Figura 33. Límites de superficie de primer orden en areniscas del miembro Las Tinajas (mt). El límite de superficie principal está indicado por la letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se denotan por un número y el código del elemento. SB: barras arenosas.

Representan el elemento arquitectural SB (bedform arenosos), se formaron en ríos dominados por arenas, verticalmente presentan diferentes litofacies que nos

sugieren cambios durante los regímenes de flujo. Estos sets de capas cruzadas a pequeña escala ocurrieron en áreas someras de canales activos depositándose durante los descensos de agua en la cima o techo de las barras. Se encuentran caracterizadas por litofacies St, Si, Gm y Fm.

Las superficies de segundo orden representan un periodo de tiempo de pocos días a pocos meses (Fig.34). Jackson (1975) denominó a la mayoría de los elementos depositacionales que ocurren en tal tiempo como "eventos dinámicos". Son eventos que mueven grandes volúmenes de detritos en periodos de tiempo relativamente cortos.

En sistemas fluviales comprenden trenes de mesoformas tales como dunas y depósitos de flujos de gravedad.

Este orden de superficie registra límites dentro de depósitos de mesoformas. Representan depósitos de flujos de escombros (debris flow), los cuales indican un cambio significativo en las condiciones de flujo. Se encuentran limitados en el techo por superficies de tercer orden.

Corresponden al elemento arquitectural SG (depósitos de sedimentos de flujos de gravedad). Ocurren como lóbulos elongados típicamente intercalados con elementos SB. Las litofacies Gms son dominantes.

Son depósitos caóticos, clastos pobremente seleccionados, matriz arenosa-arcillosa, su longitud es de 30 m en algunas localidades (sección Portezuelo-Pichilingue) a 2 m de ancho.

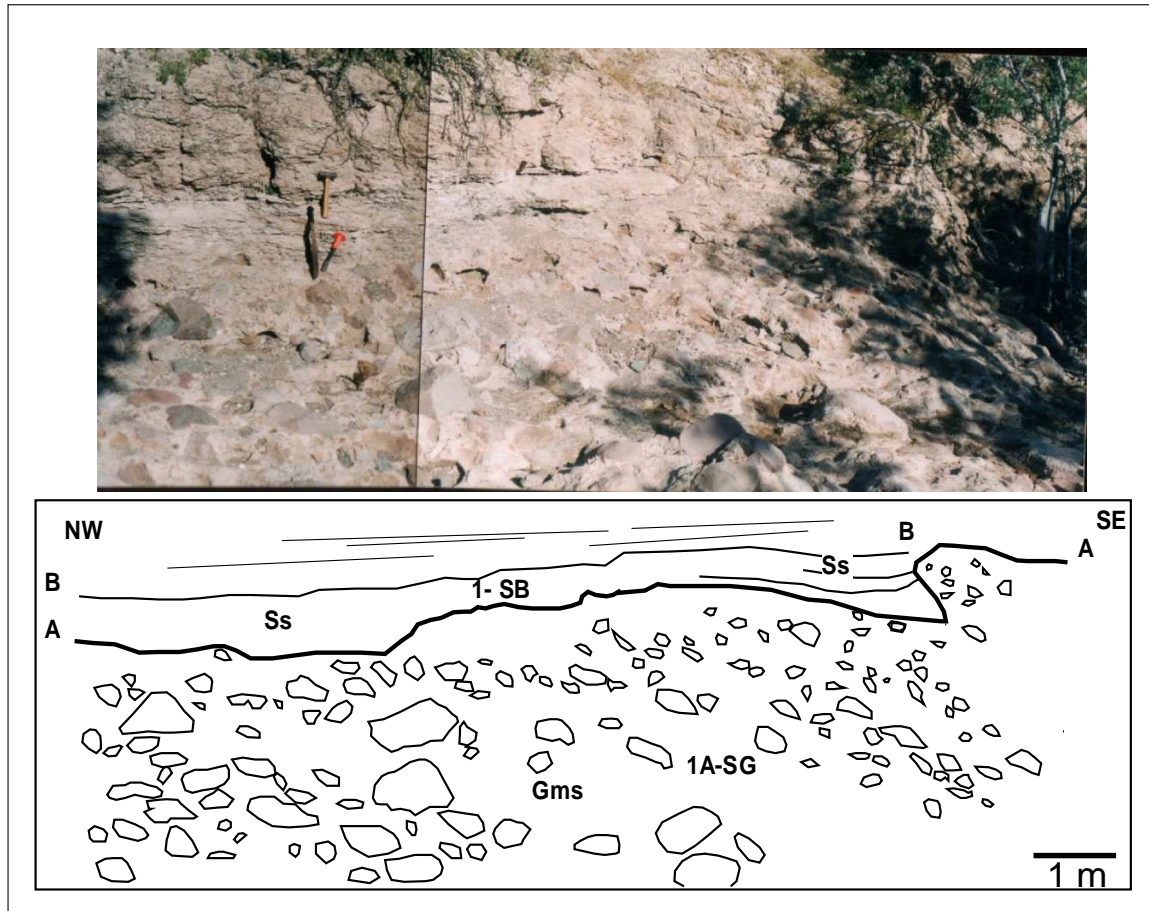


Figura 34. Superficie de segundo orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie está indicado por la letra mayúscula, mientras que los elementos arquitecturales se muestran con un número y el código del elemento. SB: barras arenosas; SG: sedimentos de flujos de gravedad.

Estas formas se preservan cuando el movimiento de los flujos se frena como resultado del desarrollo de la fricción interna debida a la pérdida de agua.

En su mayoría son depósitos no mayores de 2 m de espesor y varias decenas de metros de longitud. Su base es no erosiva, formados por eventos de inundación, su gradación es normal a inversa.

Las superficies de tercer orden representan tiempos de 1 a 10 años (Fig.35).

El límite de superficie de tercer orden para los depósitos sedimentarios del miembro Las Tinajas (mt) representa límites dentro de depósitos de macroformas, con un echado menor de 15° y truncan a capas con estratificación laminar (Sh) y capas arcillosas (Fsm).

En la mayoría de los casos se encuentran intercalados con lentes arcillosos menores a 3 cm de espesor lo que indica descenso en el régimen del flujo. Comúnmente se encuentran limitadas por superficies de cuarto, segundo y cero órdenes.

El elemento arquitectural es SB (Barras arenosas), caracterizado por una sucesión de capas de areniscas que presentan una longitud de 6 m y un espesor de 15-20 cm con una estratificación oblicua larga de rumbo N 22° W con un echado de 14° SW.

En algunas localidades la sucesión parece ser cíclica. Las litofacies consisten principalmente de Ss, Sh y Fl. La geometría de las capas es tabular-lenticular, su base no erosiva.

Las superficies de cuarto orden representan un periodo de tiempo de cientos a miles de años (Fig.36). Representan la parte superior del límite de superficie de macroformas en el esquema original de Miall (1988 a, b). Los depósitos sedimentarios presentan un límite de superficie plano a convexo.

Son canales pequeños de erosión y relleno dentro de un canal principal. Estos canales pequeños cortan a capas arenosas generadas durante el descenso del agua.

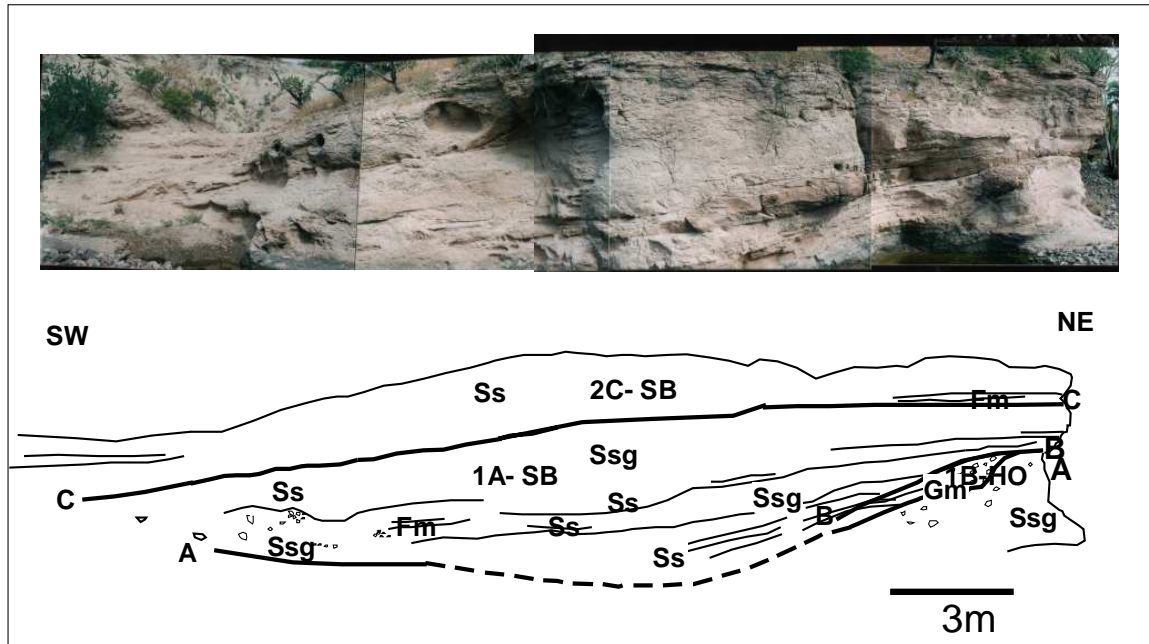


Figura 35. Superficie de tercer orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal está indicado con letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se muestran con un número y un código del elemento. SB: barras arenosas; HO: canales menores.

Los canales son principalmente gravosos y arenosos. Los canales gravosos presentan un rumbo hacia el NW, migrando lateralmente hacia el NE. Sus dimensiones varían de 1 a 2 m de longitud y de 20 cm a 1 m de espesor.

Los canales arenosos se orientan de igual manera que los gravosos hacia el NW, se encuentran constituidos por arenas medias, sin clastos en la parte inferior del canal y arena media con clastos en la parte superior del canal, sus espesores varían de 10 a 30 cm y de 80 cm a 1 m de longitud.

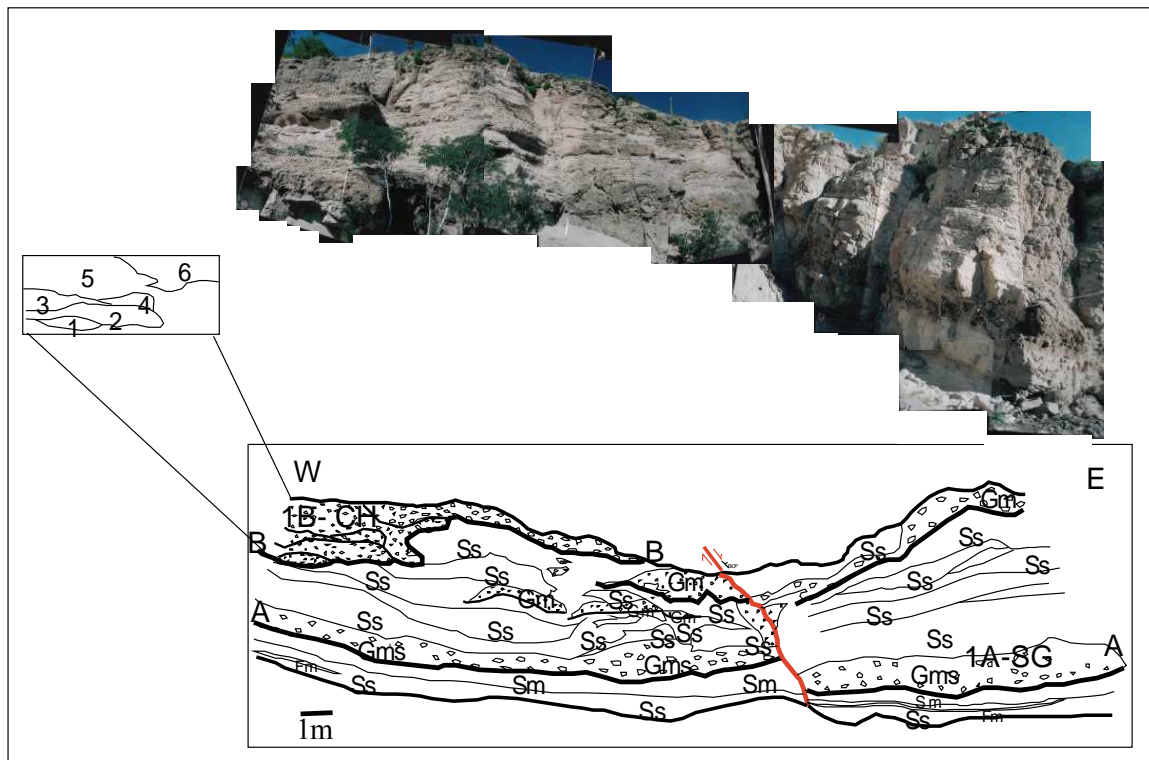


Figura 36. Límite de superficie de cuarto orden (sección Portezuelo-Pichilingue). El límite de superficie principal está indicado con letra mayúscula, mientras que los elementos arquitecturales se indican con número y el código del elemento. SG: sedimentos de flujo de gravedad; CH: canales mayores.

Las superficies de quinto orden son depósitos que corresponden al grupo siete, constituyen el elemento principal de un sistema depositacional (Fig.37, 38). Se forman en periodos de miles a decenas de miles de años. Los depósitos sedimentarios con superficies de quinto orden en la Formación Santa Victoria (Fsv) corresponden a canales complejos, que generalmente presentan base erosiva con una geometría cóncava limitada por superficies de tercer y cuarto orden.

Pertenecen a un canal principal de base erosiva definida por una superficie de quinto orden y dentro de ella contienen canales menores limitados por superficies de

cuarto orden. Genéticamente representan distintas Macroformas, las cuales se encuentran separadas por contactos de alto ángulo (60°) hacia el NW.

Estas son el elemento arquitectural de canales (CH), los cuales presentan litologías diferentes. Estos canales varían de composición. Unos son conglomerádicos y otros arenosos.

Los canales arenosos (Fig.38) muestran una longitud de 4 m y un espesor de 2 m, caracterizados por litofacies Ss. Los canales conglomerádicos exhiben una longitud de 15 m de largo y 6 m de espesor, caracterizados por litofacies Gm.

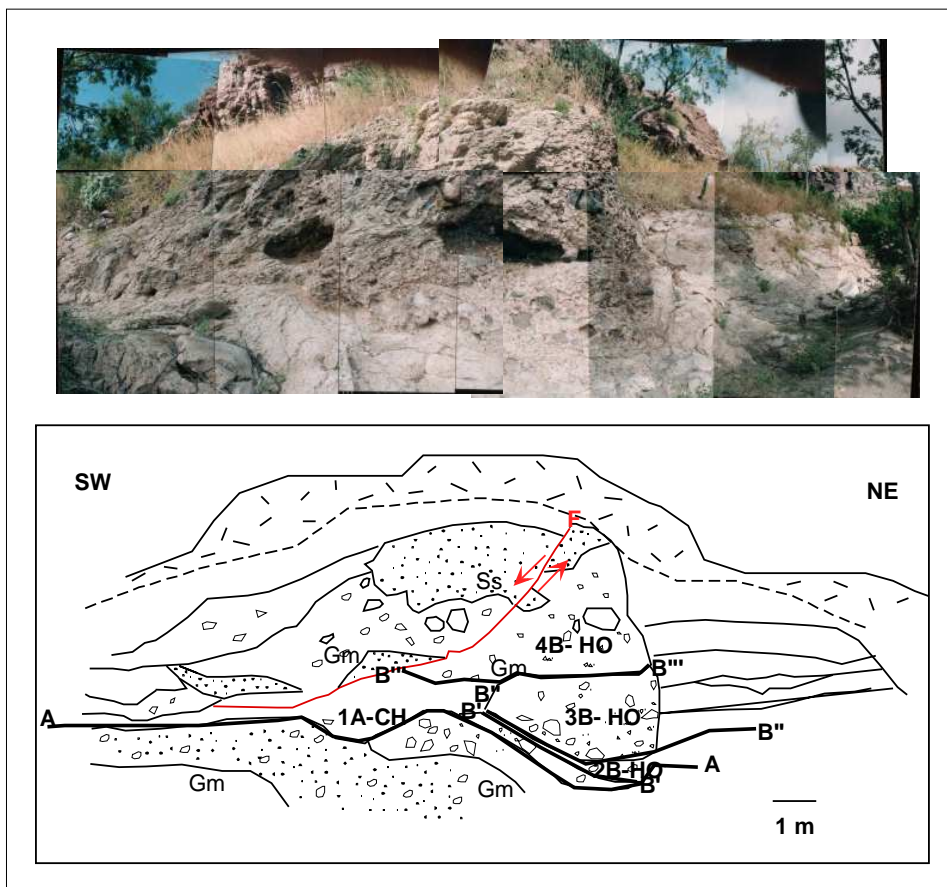


Figura 37. Superficie de quinto orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal está indicado con letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales se denotan por un número y el código del elemento. CH: canal mayor; HO: canales menores de erosión y relleno.

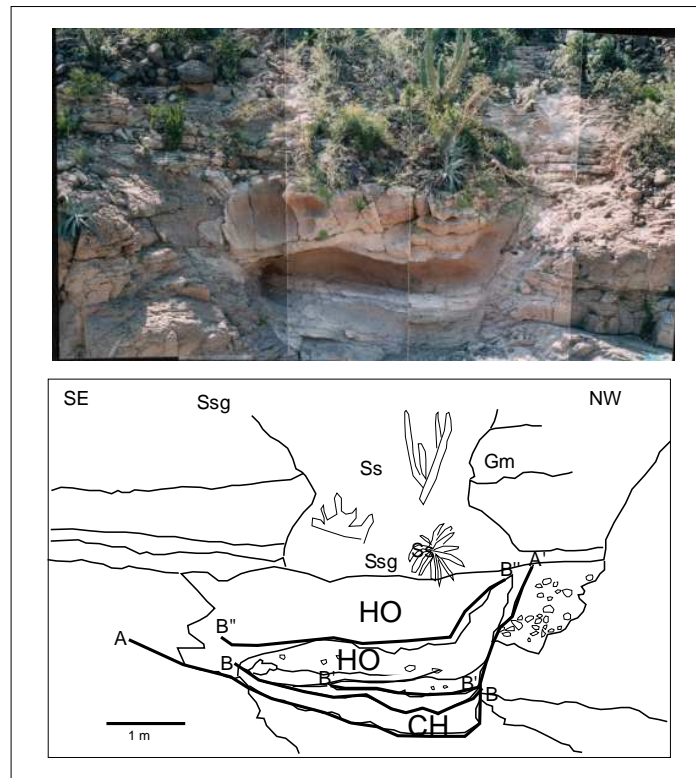




Figura 38. Superficie de quinto orden (sección Arroyo Las Tinajas). El límite de superficie principal es indicado por una letra mayúscula mientras que los elementos arquitecturales están indicados por un número y el código del elemento. CH: canal mayor; HO: canales menores de erosión y relleno.

III.5.2. Elementos arquitecturales de la Formación El Coyote (Fc)

La Formación El Coyote (Fc) se encuentra constituida por dos límites de superficie (cuarto y quinto orden) y dos elementos arquitecturales (Tabla 15).

Tabla 15. Límites de superficie y elementos arquitecturales de la Formación El Coyote (Fc). HO: canales menores de erosión y relleno; CH: canales mayores.

Grupo	Límite de superficie	Principales asociaciones de Facies	Elemento Arquitectural	Símbolo	Rango, características del límite de superficie	Dibujo
6	10	Gm,Gt	Canales menores	HO	Cuarto Orden, canales menores	
7	2	Ninguna combinación	Canales	CH	Quinto Orden, base de canal cóncavo, base erosiva	

Las superficies de cuarto orden representan un periodo de tiempo de cientos a miles de años (Fig. 39). Constituyen la parte superior del límite de superficie de macroformas en el esquema original de Miall (1988). Los depósitos sedimentarios presentan un límite de superficie plano a convexo. Corresponden a canales pequeños de erosión y relleno dentro de un canal principal. Estos canales pequeños cortan a capas arenosas generadas durante el descenso del agua.

Los canales son principalmente gravosos. Los canales gravosos presentan un rumbo hacia el NW, migrando lateralmente hacia el NE. Sus dimensiones varían de 20 cm a 6 m de espesor extendiéndose por decenas de metros.

Las superficies de quinto orden son depósitos que corresponden al grupo siete y que constituyen el elemento principal de un sistema depositacional. Se forman en periodos de miles a decenas de miles de años (Fig.39). Los depósitos sedimentarios con superficies de quinto orden en la Formación El Coyote (Fc) corresponden a canales complejos, que generalmente presentan base erosiva con una geometría cóncava limitada por superficies de tercer y cuarto orden.

Pertenece a un canal principal de base erosiva definida por una superficie de quinto orden y dentro de ella contienen canales menores limitados por superficies de cuarto orden.

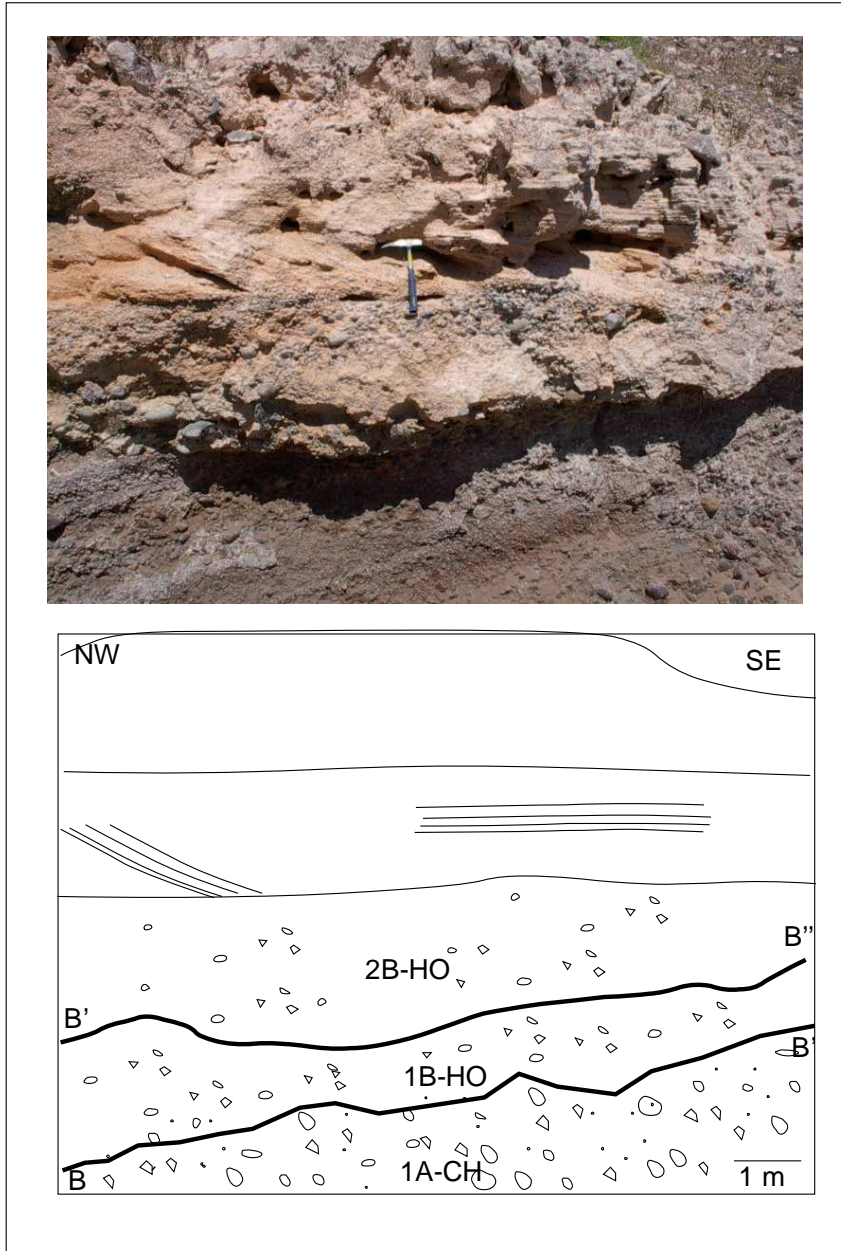


Figura 39. Límite de superficie de cuarto y quinto orden. El límite de superficie principal está indicado por la letra mayúscula, los elementos arquitecturales con un número y el código del elemento. HO: canales menores de erosión y relleno; CH: canales mayores.

III.5.3. Asociación de Facies y elementos arquitecturales de los depósitos volcánicos El Coyote

Tomando en cuenta el análisis de Facies descrito en el capítulo anterior, las sucesiones volcánicas en el área de estudio corresponden a flujos piroclásticos. Estos flujos piroclásticos presentan variaciones verticales producto de la diversidad de litofacies que presentan. Estas variaciones nos indican varios ciclos eruptivos. Con base en ello, las asociaciones de Facies y los elementos arquitecturales fueron analizados bajo este contexto para inferir como estas zonas de límite de flujo variaron con el tiempo.

Se definieron cuatro asociaciones de Facies volcánicas en base al tamaño de grano, espesor y relación estratigráfica, las cuales permitieron definir varios ciclos volcánicos (Pliniano, Colapso del domo tipo Merapi, Estromboliano-vulcaniano).

a) Primera Asociación: Progradación de la ignimbrita (gradación en el tamaño de grano)

En la zona Norte y Centro (sección Arroyo Cachimba y sección Cañada La Pedrera) se observa una arquitectura producto del incremento y decrecimiento del flujo a través del tiempo. Esto dio como resultado el trazo de defocrones (superficie de tiempo dentro de una capa de ignimbrita que relaciona la depositación de clastos en el mismo instante de tiempo) que marcan un decrecimiento en el tamaño de los líticos de proximal mLT (clastos líticos y pómez en la base del flujo) a distal mT (flujos de caída de cenizas), distinguiendo un tipo de variación longitudinal, reflejo de una reducción en la competencia de la corriente piroclástica. Este tipo de asociaciones nos manifiesta una arquitectura relacionada con el decrecimiento del flujo piroclástico

en donde los cambios longitudinales de las litofacies migraron hacia la fuente con la retrogradación de los espesores de la ignimbrita. Esta asociación volcánica nos muestra un primer pulso eruptivo que involucra el colapso de una columna eruptiva seguido de periodo de erosión y depositación de sedimentos fluviales. Posteriormente el volcanismo se reactiva generando depósitos de caída de cenizas.

b) Segunda Asociación de Facies volcánicas: Brechas y depósitos de bloques y cenizas

Esta asociación se caracteriza por presentar litofacies de grano grueso. Se distribuye en la Zona Sur, Centro y Norte del área de estudio. Representado por la Facies mlcr, mlBr, mxT, mTCo. Es interpretado como el incremento y decrecimiento del flujo tomando en cuenta el tamaño del grano de las unidades volcánicas. El mecanismo eruptivo es el colapso de un domo de lava que originó flujos piroclásticos y flujos granulares.

c) Tercera asociación de Facies volcánicas: Cambios de litofacies distales de masivo a estratificado

Otro tipo de asociación que se puede observar en la zona Norte (Arroyo Cachimba), es aquella en donde a lo largo de un defocrón las litofacies cambian de masivas (mLT) a estratificadas (xsT). Este cambio es interpretado como el registro de una zona de flujo de transformación proximal en donde el fluido granular fue suficientemente alto para que los granos interactúen y provoque el escape del fluido.

La alternancia de depósitos pumicíticos con depósitos de surges nos sugiere un tercer pulso volcánico caracterizado por un mecanismo de erupciones hidromagmáticas y subplinianas.

d) Cuarta Asociación de Facies volcánicas: brechas

Esta asociación relaciona a la Facies brechosa del área de estudio. Corresponden a la parte media - proximal de un flujo piroclástico ya que estos no se encuentran relacionados a depósitos ricos en cenizas o pómez.

III.6. Petrografía y análisis modal de las areniscas de la Formación Santa Victoria (Fsv)

Con la finalidad de determinar las diferentes fuentes de procedencia de las areniscas de la Formación Santa Victoria (Fsv) se analizaron un total de 43 láminas delgadas de muestras colectadas a lo largo de cinco secciones estratigráficas: Arroyo Cachimba (Ac), Cañada la Pedrera (Cp), Cañada Portezuelo Pichilingue (Cpp), Arroyo El Oro (Ao) y Arroyo Las Tinajas (At). Para la selección de muestras se tomo en cuenta cambios texturales y de litofacies de dicha Formación.

Las muestras de areniscas corresponden a un tamaño de grano de intervalo 1–3 ϕ (0.5–0.125 mm). Para el análisis cuantitativo se utilizó el método de conteo de puntos, se contaron 500 granos por cada lámina delgada.

Las láminas delgadas fueron teñidas con cobaltonitrito de sodio para identificar feldespatos.

El análisis modal de areniscas y la interpretación de su procedencia fueron determinados por el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984).

En dicho método los fragmentos monominerales son considerados como granos simples y los fragmentos policristalinos como fragmentos líticos.

Las categorías en que se agruparon los granos se muestran en la Tabla 16, con sus correspondientes abreviaciones.

Las modas detríticas fueron recalculadas al 100% de la suma de Qm (cuarzo monocristalino), Qp (cuarzo policristalino), P (plagioclasa), K (feldespato potásico), Lv (líticos volcánicos), Ls (líticos sedimentarios) y Lm (líticos metamórficos) (Tabla 17).

Los datos de todas las areniscas analizadas fueron graficados en tres tipos de diagramas ternarios:

a) Diagramas de discriminación tectónica (QtFL= cuarzo total+ feldespatos +líticos), (QmFLt= cuarzo monocristalino + feldespato + líticos totales);

b) Diagramas de distribución de modas detríticas (QtFL= cuarzo total + feldespatos + líticos, QmFLt= cuarzo monocristalino + feldespato + líticos totales, QpLvLs= cuarzo policristalino + líticos volcánicos + líticos sedimentarios, QmPK= cuarzo monocristalino + plagioclasa + feldespato);

c) Diagramas de líticos (QpLvLsm= cuarzo policristalino + lítico volcánico-metamórfico + lítico sedimentario-metamórfico, LvLmLs = lítico volcánico + lítico metamórfico + lítico sedimentario), los cuales serán descritos y analizados en este capítulo.

Formación/ miembro	Secciones Estadigráficas	N	Qm	Qp	Qt	P	K	F	Lv	Ls	Lm	Lt	Bi	Hbl	mo
Le Pedregal	Arroyo Cachimba (ac)	3	10.35	11.4	21.75	66.5	3.21	69.71	4.4	3.3	2.66	15.76	0.2	0	2.5
	Cañada La Pedrera (Cp)	2	41.33	0.33	41.66	40	4.1	44.1	3.1	3.66	12.99	14	0.2	0.4	0.6
Las Tinajas Nuevas	Cañada Portezuelo Pichilingue (Cp)	22	6.33	0.510	6.84	32.37	3.275	35.645	31.95	24.43	4.98	61.87	0.8	1.8	2.0
	Arroyo El Oro (ao)	8	20.87	0.855	21.725	39.82	7.028	46.84	12.89	13.05	5.46	32.255	0.65	2.47	1.5
	Arroyo Las Tinajas (at)	8	6.02	2.55	8.57	34.015	1.308	35.323	18.002	33.0	5.44	58.99	0.72	1.37	0.85
	Promedio		17	3.1	20	42	3.7	46	13.2	14.6	5.5	36.5	0.51	1.2	1.49

Qt = Qm + Qp donde Qt = Granos de cuarzo total

Qm = Granos de cuarzo monocristalino

Qp = Granos de cuarzo policristalino

F = P + K donde F = Granos de feldespato total

P = Granos de plagioclasa

K = Granos de feldespato potásico

L = Lv + Ls + Lm donde L = Fragmentos de líticos inestables totales

Lv = Fragmentos líticos volcánicos

Ls = Fragmentos líticos sedimentarios

Lm = Fragmentos líticos metamórficos

Lt = Qp + Lv + Ls + Lm donde Lt = Fragmentos líticos totales

L = Lvm + Lsm donde Lvm = Fragmentos líticos volcánicos y metamórficos

Lsm = Fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos

Bi = Biotita
hbl = Hornblenda
mo = Minerales opacos

Tabla 16. Explicación de los parámetros petrográficos y abreviaciones usadas en este estudio (Dickinson, 1985). Los valores representan la media. N es el número de láminas analizadas.

Formación miembro	Secciones Estratigráficas	N	QFL% Q	QFL% F	QFL% L	LmLVLs% Lm	LmLVLs% L	LmLVLs% LmLVLs% L	LmLVLs% LmLVLs% Lp	QpLVLsm% Qp	QpLVLsm% Lvm	QpLVLsm% Lsm	QmFLt % Qm	QmFLt% F	QmFLt% L	QpLVLs % Qp	QpLVLs% Lv	QpLVLs% Ls
Miembro La Pedreira	Arroyo Cachimba (ac)	3	0.25	0.69	0.04	0.08	0.32	0.26	0.6	0.24	0.19	0.127	0.127	2.39	1.22	0.62	0.21	0.15
	Cañada La Pedreira (Cp)	2	0.41	0.43	0.14	0.70	0.06	0.23	0.03	0.74	0.90	0.74	0.74	1.34	0.32	0.07	0.33	0.58
Miembro Las Tinajas	Cañada Portezuelo Pichilingue (Cp)	22	0.06	0.33	0.54	0.09	0.89	0.40	0.008	0.537	0.48	0.075	0.075	0.58	9.14	0.01	0.48	0.42
	Arroyo El Ore (ap)	8	0.21	0.42	2.17	0.21	0.27	0.39	0.125	0.47	0.59	0.38	0.38	1.11	4.27	0.125	0.33	0.53
	Arroyo Las Tinajas (at)	8	0.74	0.36	0.55	0.11	0.27	0.49	0.03	0.41	0.65	0.06	0.06	0.59	15.37	0.04	0.3	0.61

$Lvm = Lv + Lm$
 $Lsm = Ls + Lm$
 $QFL \% Q = 100 \cdot Q / (Q + F + L)$
 $QFL \% F = 100 \cdot F / (Q + F + L)$
 $QFL \% L = 100 \cdot L / (Q + F + L)$
 $LmLVLs \% Lm = 100 \cdot Lm / L$
 $LmLVLs \% Lv = 100 \cdot Lv / L$
 $LmLVLs \% Ls = 100 \cdot Ls / L$
 $QpLvmLsm \% Qp = 100 \cdot Qp / (L + Qp)$
 $QpLvmLsm \% Lvm = 100 \cdot Lvm / (L + Qp)$
 $QpLvmLsm \% Lsm = 100 \cdot Lsm / (L + Qp)$
 $QmFLt \% Qm = 100 \cdot Qm / (F + Lt)$
 $QmFLt \% F = 100 \cdot F / (Qm + Lt)$

$Qt = Qm + Qp$ donde $Qt =$ Granos de cuarzo total
 $F = P + K$ donde $F =$ Granos de cuarzo monocristalino
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Granos de cuarzo policristalino
 $Lt = Qp + Lv + Ls + Lm$ donde $Lt =$ Granos de feldespato total
 $L = Lvm + Lsm$ donde $L =$ Granos de plagioclasa
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Granos de feldespato potásico
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos de líticos totales
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos líticos volcánicos
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos líticos sedimentarios
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos líticos metamórficos
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos líticos totales
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos volcánicos y metamórficos
 $L = Lv + Ls + Lm$ donde $L =$ Fragmentos sedimentarios y metamórficos

Tabla 17. Parámetros recalculados (Dickinson, 1970, Ingersoll, et al., 1984). Los valores indican la media. N es igual al número de láminas analizadas.

III.6.1. Textura y componentes de las areniscas de la Formación Santa Victoria (Fsv)

Las areniscas estudiadas son de grano fino a grueso de muy pobremente a bien seleccionadas. Las areniscas del miembro La Pedrera (mp) no presenta matriz mientras que las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) tiene una matriz predominantemente arcillosa mayor del 15%. Los granos en las muestras del miembro La Pedrera (mp) se encuentran en contacto cóncavo-recto lo que no ocurre en las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) ya que los granos se encuentran flotando en la matriz. En cuanto al cementante las dos unidades presentan poco, siendo en su mayoría silíceo.

Los componentes que caracterizan a las areniscas del miembro La Pedrera (mp) y el miembro Las Tinajas (mt) son:

a) Cuarzo (Q)

El Qm (cuarzo monocristalino) y Qp (cuarzo policristalino) aparecen en toda la secuencia estudiada (Fig.40), aunque predomina el Qm (19% del promedio de cuarzo en todas las secciones), su forma es subangular a subredondeada de 100-600 μm , con extinción recta. Se observan sucios y en algunos casos presentan bordes oxidados. Sin embargo, el Qp (cuarzo policristalino) presenta el 3% del promedio de cuarzo total de la roca. Su forma es subredondeada de 100-350 μm , con extinción ligeramente ondulosa y cubierta por una pátina de óxido de hierro.

Con respecto a las variaciones verticales y laterales, el Qm se muestra más abundante en el miembro La Pedrera (41% del total del promedio de los granos) y menos abundante en el miembro Las Tinajas (6%). En contraste, el Qp es muy bajo en el miembro La Pedrera (0.33%) y miembro Las Tinajas (2.55%), siendo más abundante en el miembro Cachimba (11.4%).

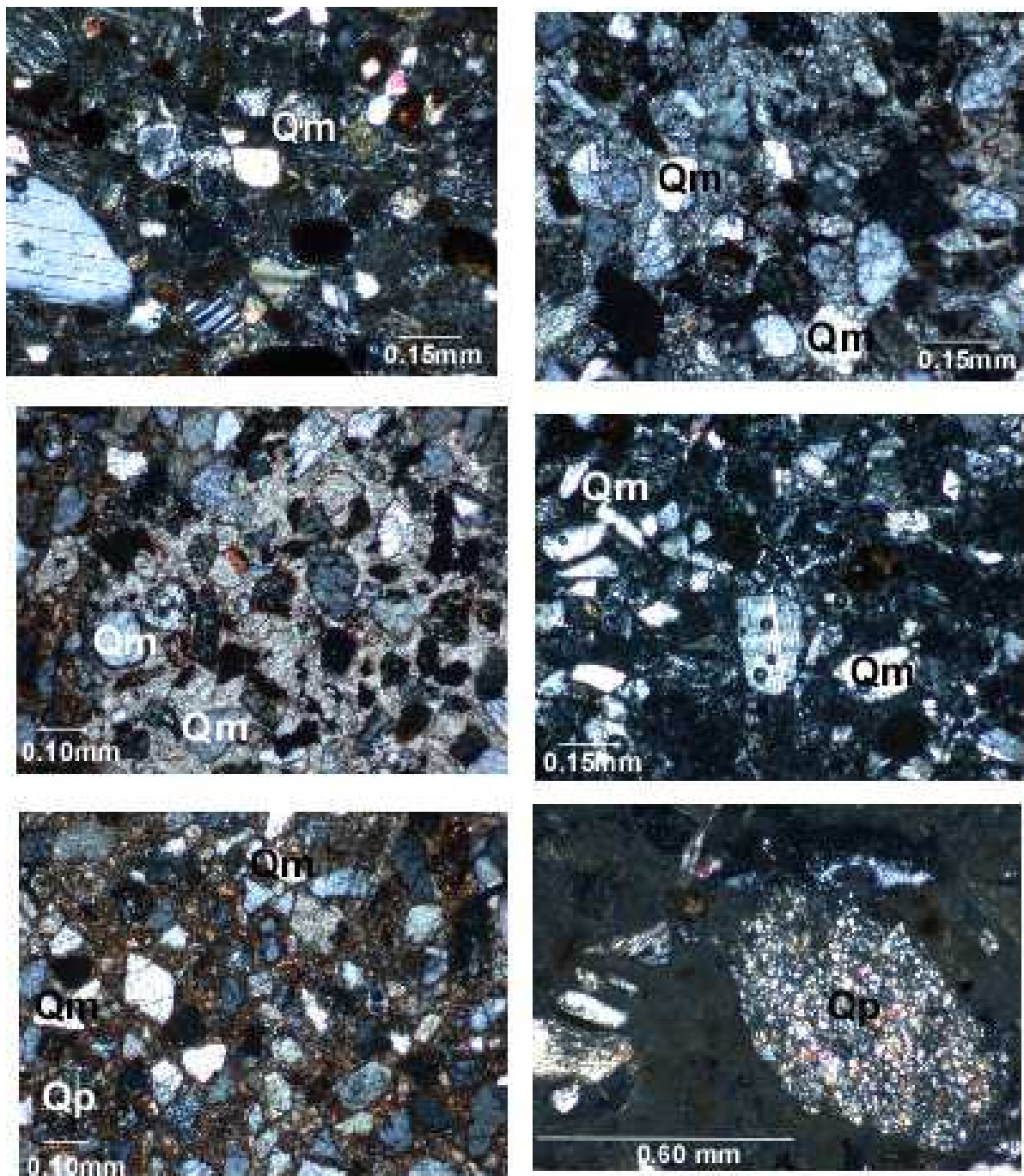


Figura 40. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Qm (cuarzo monocrystalino), Qp (cuarzo policristalino), 10X.

b) Feldespato (F)

Las plagioclasas (P) y los feldespatos potásicos (K) se distribuyen regularmente a través de la secuencia estudiada siendo más abundantes las plagioclasas (42.5%), la cual es subangular y de 150 – 350 μm (Fig.41). Presenta macla de albita, su aspecto es sucio y es muy común observarla alterada a sericita. En cambio, los feldespatos potásicos son menos abundantes (3.7%) y subangulares de 100 - 250 μm de diámetro (1 - 0.25 mm), de aspecto sucio y alterados también a sericita o a caolín. La albita es la plagioclasa más abundante y la ortoclasa es probablemente para los feldespatos.

La distribución de estos minerales en la columna es muy variada, en el miembro La Pedrera las plagioclasas (P) son mas abundantes (53.2%) que el feldespato potásico (3.6%), mientras que en el miembro Las Tinajas, la plagioclasa se manifiesta menos abundante (35.4%) y el feldespato potásico mas abundante (4%) comparado con el miembro La Pedrera.

c) Fragmentos líticos (L)

Tres categorías fueron identificadas: líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (Lm).

Los fragmentos líticos de Lv incluyen fragmentos andesíticos y fragmentos juveniles volcánicos como “glass shards”.

Estos líticos son subangulares a subredondeados y de 150-450 μm de diámetro, presenta en algunos casos bordes oxidados.

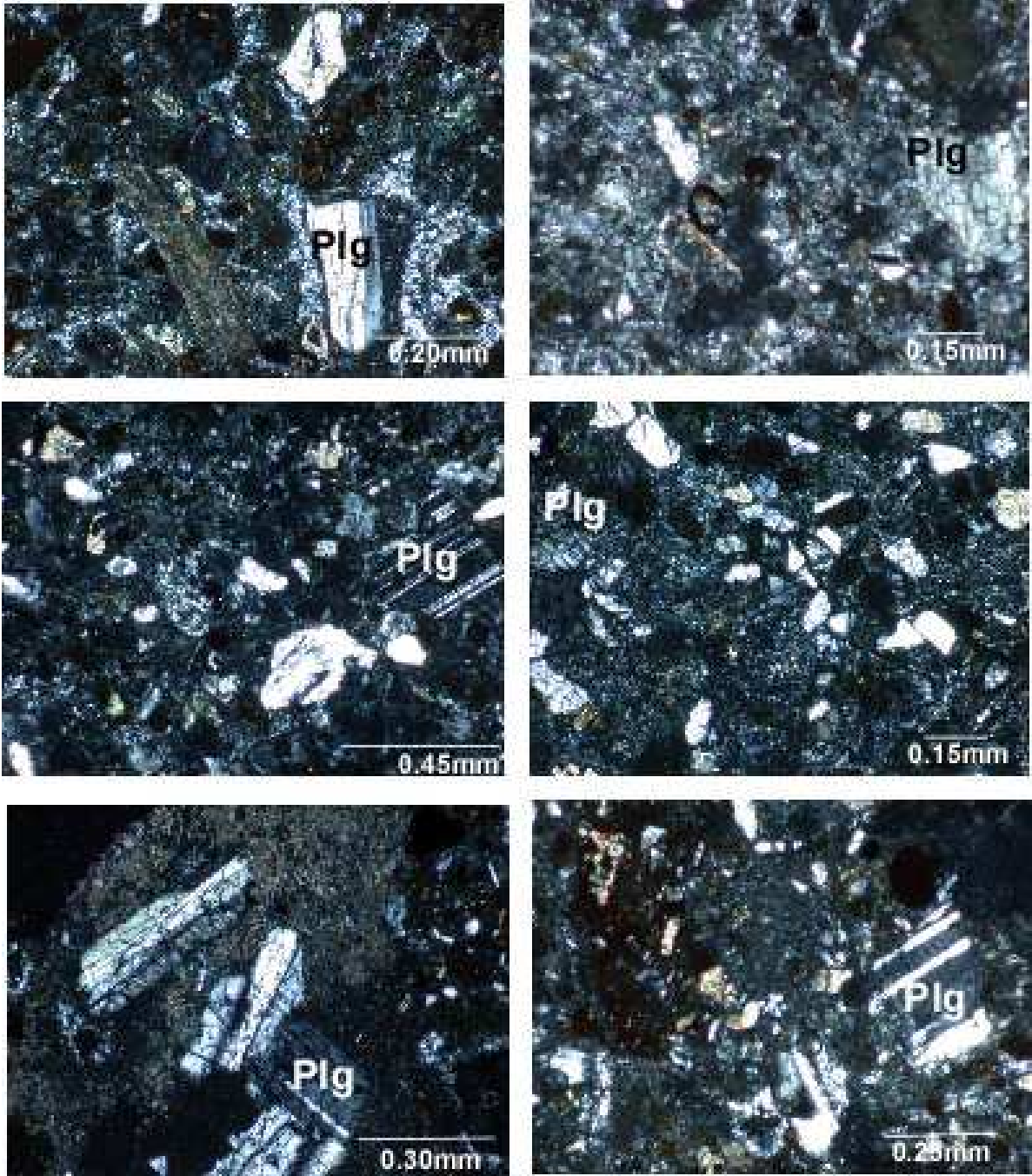


Figura 41. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Plg (plagioclasas), 10NX.

Los líticos andesíticos están compuestos por fenocristales de plagioclasas que generalmente están alterados a sericita dentro de una masa afanítica o de grano fino y contienen algunos minerales opacos.

Los líticos “glass shards” constituyen partículas de vidrio angulares. Son líticos de vidrio, vítreo que presentan formas subangulares a subredondeadas de 100-350 μm de diámetro, están constituidos en su interior por vidrio de formas variadas, en forma de “Y” y cuspidas, que fueron originados por magmas silíceos explosivos.

Los líticos andesíticos y riolíticos son muy abundantes en el miembro Las Tinajas (20.9%) (Fig.42).

Los líticos sedimentarios (Ls) están constituidos predominantemente por oolitos y peloides y en menor proporción por areniscas y lutitas.

Los oolitos exhiben una forma esferoidal de 140-320 μm de diámetro. Su estructura es concéntrica sencilla, están compuestos por fosfato.

Presentan una o muy pocas laminillas. Su núcleo en la mayoría de los casos es sencillo, puede estar formado por un grano de plagioclasa, cuarzo, anfíboles, arcillas de forma angular a subangular de (70-120 μm). Algunos de estos oolitos se encuentran fracturados u oxidados. Es común observar núcleos muy grandes (170 μm) que rebasan la película fosfática.

Los peloides muestran en su mayoría formas redondeadas o elípticas de 180–300 μm de diámetro, carecen de estructura interna y en ocasiones se llega a observar bordes hematizados.

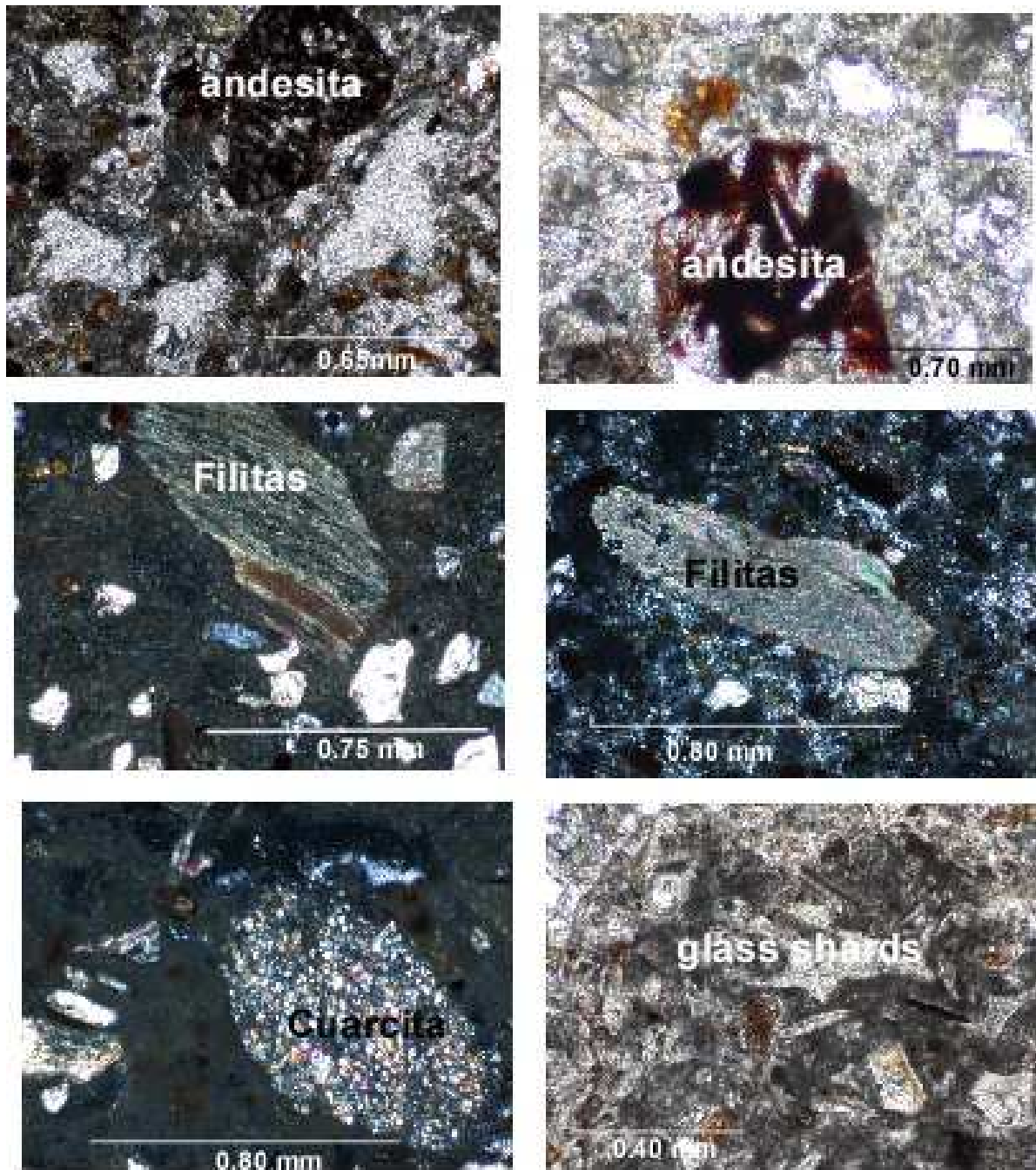


Figura 42. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Líticos volcánicos (andesitas, glass shards), líticos metamórficos (filitas, cuarcitas) 10NX, 10NII.

Los granos de lutita están subredondeados y tienen 100–250 μm de diámetro, no presentan estructuras y se observan como una masa uniforme de apariencia sucia (Fig.43).

En el miembro Las Tinajas (mt) se observan una abundancia de Ls (33%).

Los líticos metamórficos (Lm) están constituidos por filitas de 100-600 μm (0.1-0.6mm), son subangulares a alargados y muestran incipiente ondulosidad en los cristales de Q y biotita. Son más abundantes en el miembro La Pedrera (mp) (11%).

Los minerales accesorios presentes en las areniscas examinadas (Fig.44) son: hornblendas, biotita, minerales opacos. Las hornblendas son subangulares a ehuedrales de 120-250 μm de diámetro con bordes oxidados.

Las biotitas son subangulares a alargadas de 100-250 μm de diámetro en algunas ocasiones se ven levemente oxidadas.

Los minerales opacos presentan márgenes subredondeadas de 100-200 μm de diámetro y probablemente correspondan a magnetita.

La biotita abunda en el miembro Las Tinajas (mt) y los minerales opacos en el miembro La Pedrera (mp).

En cuanto a calcita, esta se llega a observar rellenando fracturas o como reemplazamiento en las plagioclasas.

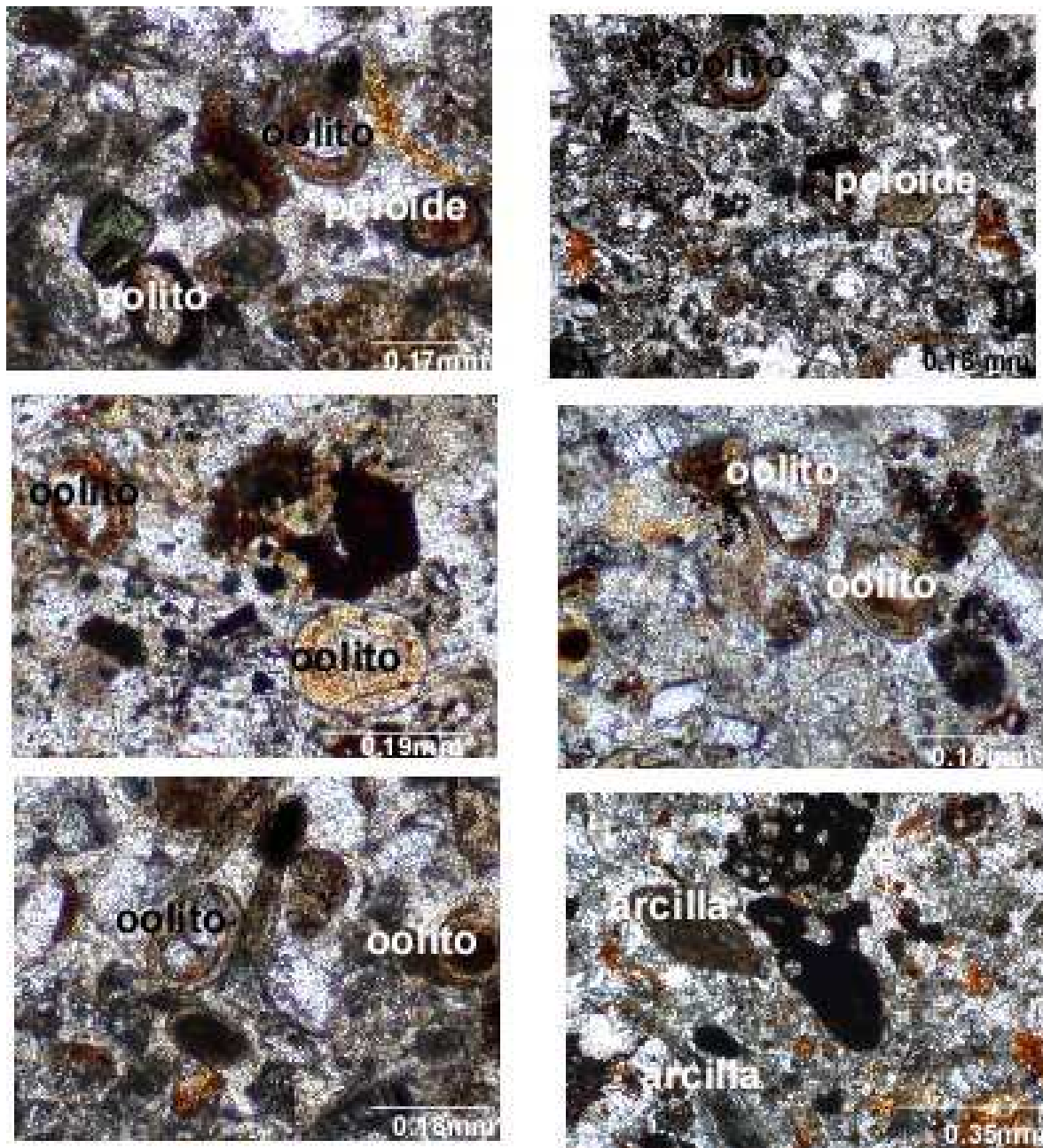


Figura 43. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Líticos sedimentarios (oolitos, peloides y lutitas), 10NX y 10NII.

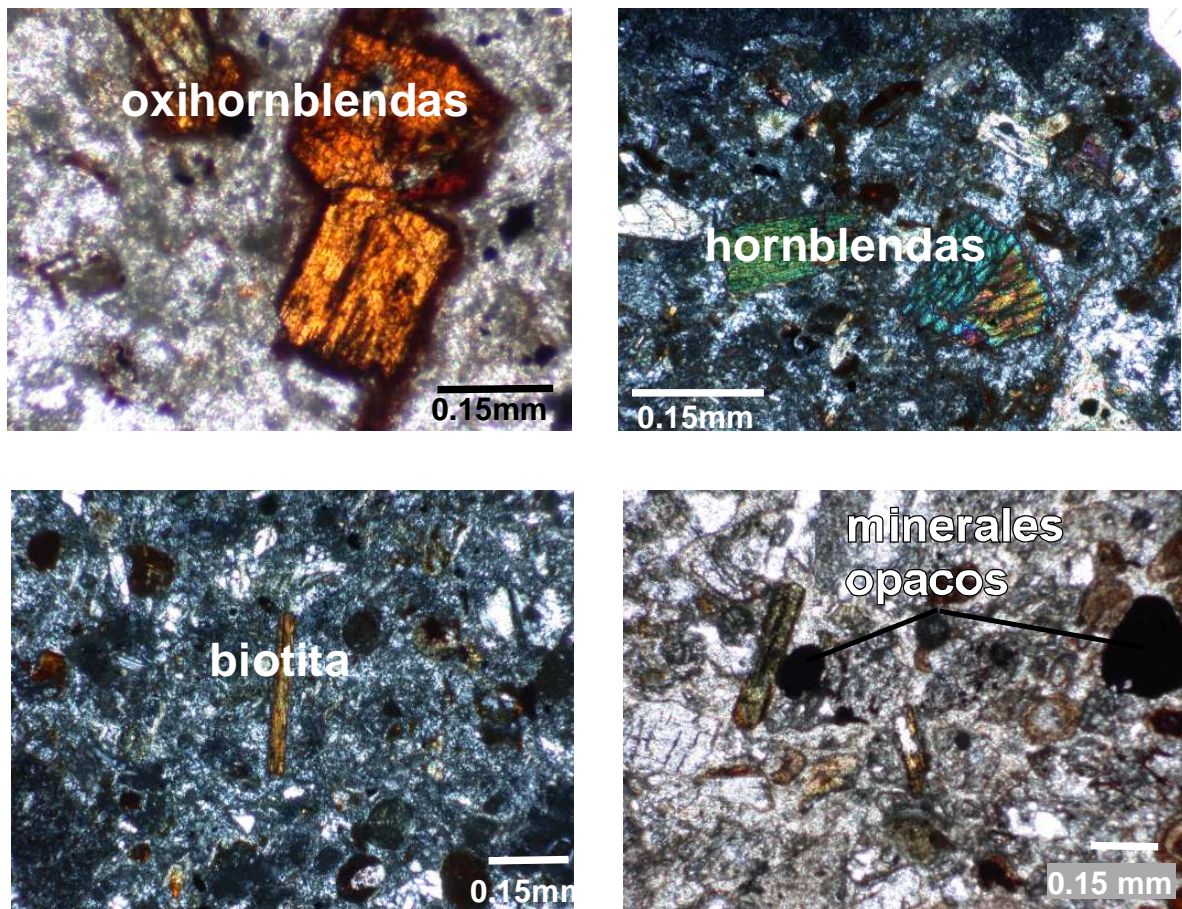


Figura.44. Microfotografías de las areniscas de la Formación Santa Victoria. Minerales accesorios, oxihornblendas, hornblendas, biotita y minerales Opacos, 10Nx y 10NII

III.7. Análisis composicional de los conglomerados en el miembro Cachimba (mc), miembro La Pedrera (mp) y miembro Las Tinajas (mt)

El conteo de puntos realizados en 17 canales gravosos distribuidos en las diferentes secciones levantadas (sección Arroyo Santa Victoria-Arroyo El Oro, sección Arroyo Las Tinajas, sección Arroyo Portezuelo-Pichilingue, sección Cañada La Pedrera, sección Cañada Los Hornos, sección Arroyo Cachimba), permitieron definir once tipos de clastos.

III.7.1. Tipos de clastos

Fueron reconocidos once tipos principales de clastos en las Facies gravosas de la Formación Santa Victoria (Fsv):

- 1) Fragmentos andesíticos, muestran un color pardo negruzco o verdoso, su tamaño oscila entre los 2 a 7 cm de largo, su forma es angular. Presenta una textura porfírica en donde la plagioclasa y la biotita resaltan dentro de una masa cristalina. Formada por plagioclasas anedrales. Su matriz es afanítica.
- 2) Fragmentos de cuarcita, son fragmentos de roca silíceas, compacta, de aspecto liso. Presenta un color gris. Constituido por cristales de cuarzo (90%) íntimamente soldados y como minerales accesorios (feldespato, micas y óxidos de hierro). Su textura es granular fina (azucarada).
- 3) Fragmentos de cuarzo azul, su forma es angular de 2 a 6 cm de longitud. Su color azul es debido a la gran cantidad de microinclusiones de turmalina, crisocola.
- 4) Fragmentos de cuarzo blanco, presentan un color blanco de forma angular. El tamaño varía de 2 a 5 cm de largo. Su color se debe a la presencia de inclusiones líquidas.
- 5) Fragmentos de dacita, presentan un color grisáceo, de forma angular de 3 a 5 cm de largo. Su estructura es porfírica con fenocristales en una masa afanítica holocristalina equigranular.
- 6) Fragmentos de granito, su color es blanco rosado, de forma angular y tamaño de 2 a 6 cm de largo. Su textura es granular medio a grueso. El feldespato muestra ocasionalmente tendencia a organizarse en grandes cristales que confieren a la roca textura porfírica.

- 7) Fragmentos de filita, de color gris plateado, de forma subangular de 2 a 5 cm de largo. Su textura es granoblástica.
- 8) Fragmentos de margas, presentan una coloración oscura, textura clástica de grano fino. Su forma es subredondeada de 2 a 7 cm de largo.
- 9) Fragmentos de toba riolítica, de color gris a vino, de forma angular y tamaño que varía de 2 a 6 cm de largo. Su textura es microcristalina a vítrea.

III.7.2. Asociación de clastos: variaciones estratigráficas y geográficas

Tomando en cuenta la proporción de los clastos y su relación estratigráfica se definieron dos asociaciones de clastos en la sucesión volcanosedimentaria El Coyote (Fig. 45). La composición de las asociaciones refleja la geología del área fuente durante la depositación.

a) Asociación 1. Esta asociación se encuentra dominada por una composición predominantemente metamórfica (72%) con pequeñas cantidades de clastos volcánicos (28%). Los clastos son subangulares siendo raro encontrarlos bien redondeados, sin embargo, las filitas y margas presentan cierta redondez. La ausencia de clastos redondeados y rotos indica que el transporte fue de pocos kilómetros (Pettijohn, 1975) y que estos son predominantemente de primer ciclo y por lo tanto representan probablemente la roca madre de la cual derivaron. La diversidad de clastos que presenta esta asociación corresponde a la parte inferior de los conglomerados en las secciones Cachimba y La Pedrera y representan la paleogeografía del basamento durante la depositación. Las cuarcitas, filitas, cuarzo blanco y azul dominan la zona Norte, generalmente corresponden a más del 50% de los clastos, pequeñas cantidades de clastos andesíticos y dacíticos son encontrados

en dicha zona, indicando una expansión progresiva del drenaje sobre diferentes litologías o que el frente volcánico estaba próximo.

b) Asociación 2. La asociación de clastos en la zona Sur (sección Arroyo Las Tinajas, Portezuelo-Pichilingue), son más diversos que los de la zona Norte. Las cuarcitas son menos comunes y las rocas volcánicas juegan un papel mucho más importante. Esta asociación presenta dos tipos de clastos, uno dominado por rocas metamórficas con poco porcentaje de volcánicas, muy similares a las de la zona Norte y el otro corresponde a asociaciones de clastos predominantemente volcánicos de tipo andesítico- dacítico. Esto indica que el basamento metamórfico aun estaba expuesto cuando sincrónicamente estaba actuando el vulcanismo Miocénico.

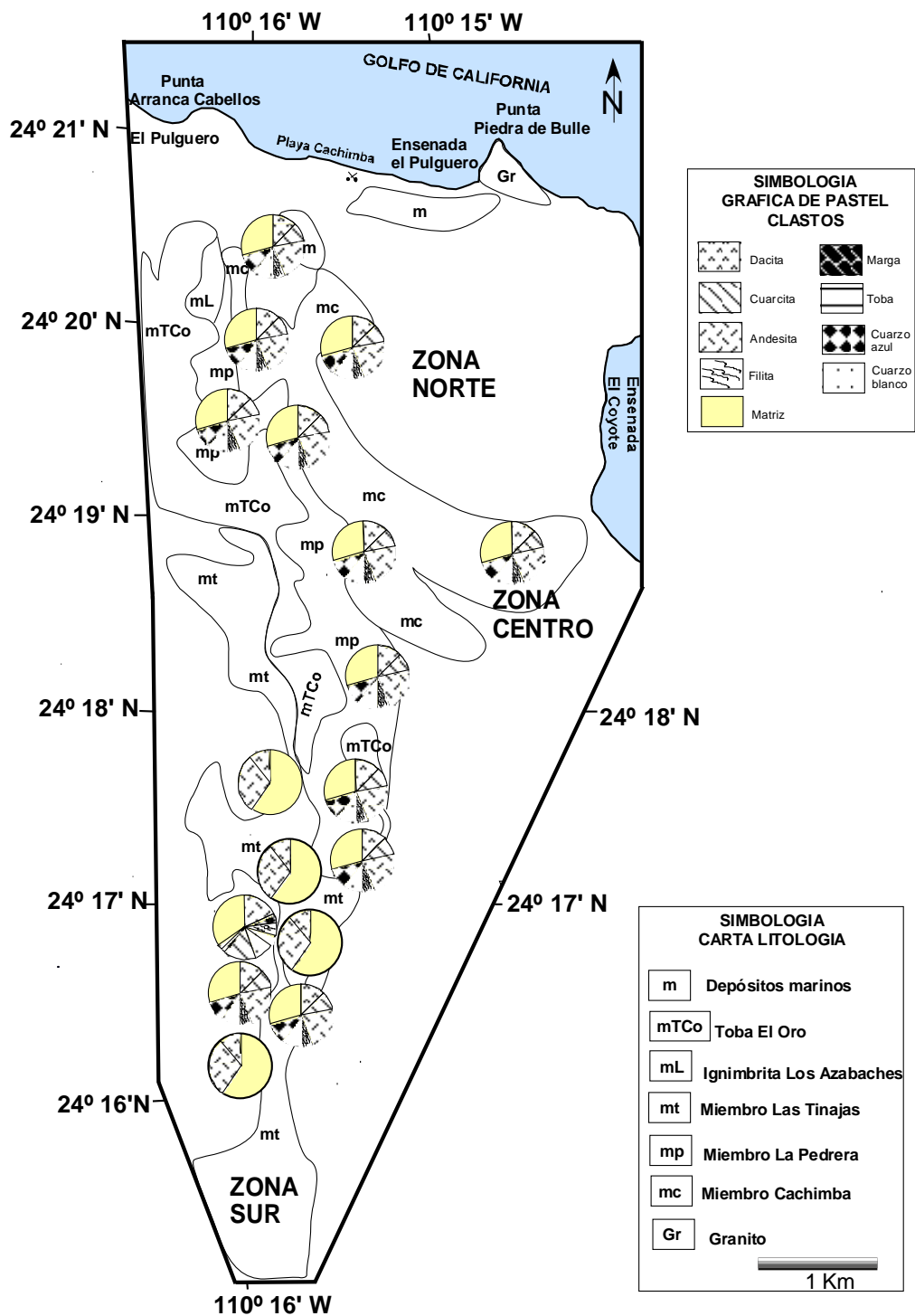


Figura 45. Mapa de distribución de las asociaciones de clastos.

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.1. Reconstrucción de los modelos de Facies y estilo fluvial de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote y su interacción con los eventos volcánicos.

Los elementos arquitecturales han permitido definir una arquitectura estratigráfica para los depósitos volcanosedimentarios El Coyote. Primero se describirá la reconstrucción del modelo de Facies y el estilo fluvial para los depósitos volcanosedimentarios para posteriormente describir la interacción de los eventos volcánicos en la sedimentación.

La construcción de la arquitectura estratigráfica representa una escala mayor que relaciona los grupos siete, ocho, nueve, diez y once de Miall (1990), en una escala de tiempo de 10^3 a 10^7 años.

La reconstrucción se realizó usando técnicas de afloramiento (levantamiento de secciones) (Fig.46) y mapeo. El mapeo fue realizado tomando en cuenta horizontes tobáceos considerados como indicadores de límites de tiempo. Estas unidades tobáceas proporcionaron diferentes sucesiones.

En base a ello los depósitos volcanosedimentarios El Coyote corresponden principalmente a una arquitectura de canales. La clasificación de canales utilizada fue la propuesta por Schumm (1963), reproducida en su trabajo (Schumm, 1981, 1985b) en donde relaciona el arrastre del sedimento y la forma del canal.

En la zona Norte, sección Arroyo Cachimba y Cañada Los Hornos, se caracterizan por canales móviles.

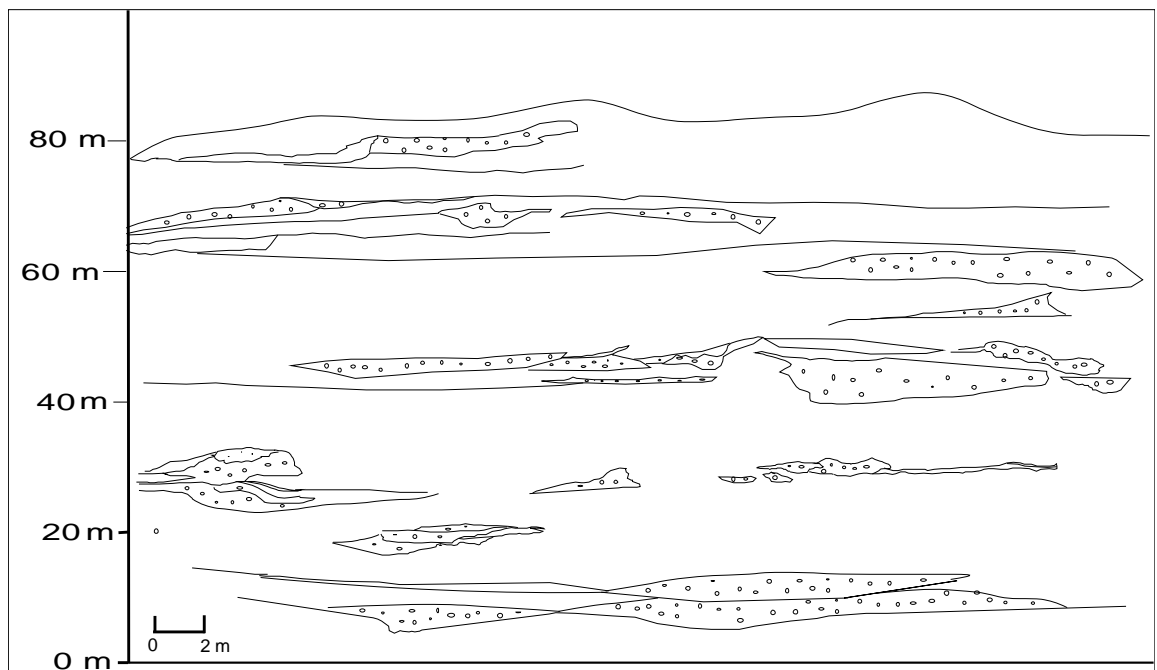


Figura 46. Un ejemplo de los perfiles construidos en base a los datos obtenidos de los afloramientos en las secciones Las Tinajas y Portezuelo Pichilingue. Se muestra la forma de los canales gravosos y sedimentos de flujos de gravedad. En cada uno de los perfiles el porcentaje de cuerpos arenosos es mayor con respecto a los depósitos gravosos.

Constituidos por depósitos conglomeráticos de un sistema fluvial, dominado por ríos gravosos. Son secuencias de 10 m de conglomerados expuestos en superficie y en donde la base se desconoce, extendiéndose lateralmente por cientos de metros.

En la zona centro, Arroyo La Pedrera, el estilo cambia a ríos de baja sinuosidad dominados por arenas, evidenciado por una sucesión de fining upward, representado por una serie de capas de areniscas de grano fino con estratificación cruzada y por canales fijos, aislados (Fig.47).

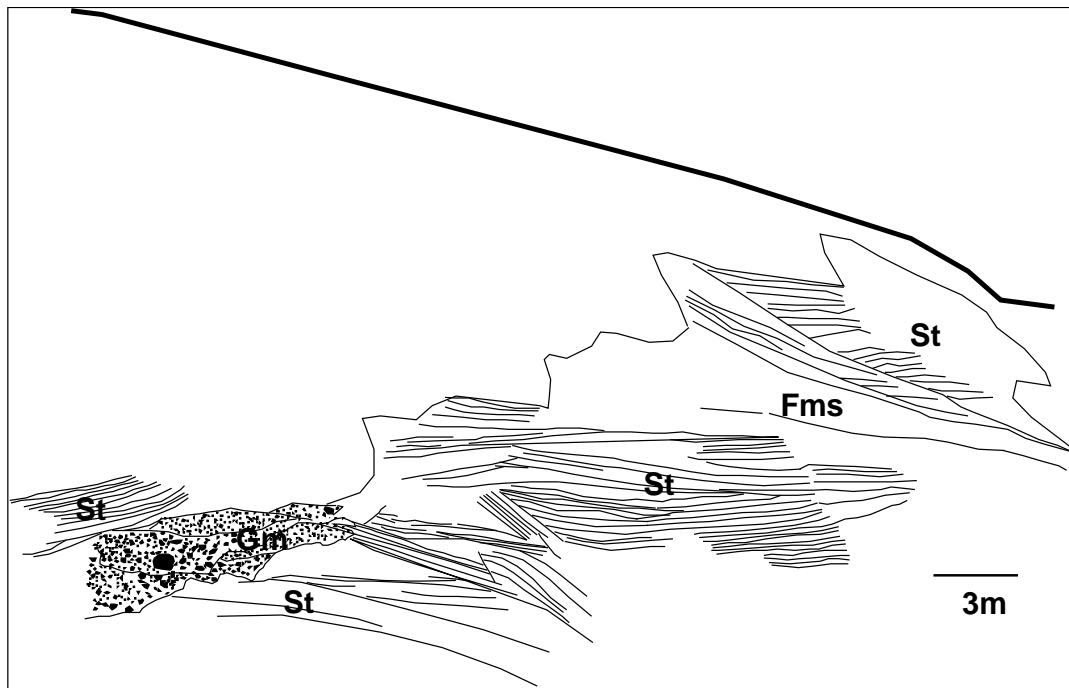


Figura 47. Perfil construido de la sección La Pedrera, en donde se muestra un canal principal fijo y aislado, indicando probable avulsión, (Gm: Facies gravosas; St: Facies arenosas con estratificación cruzada; Fms: Facies finas).

Son canales menores de erosión y relleno de composición similar a la del miembro Cachimba (mc) que no rebasan los 2 m de espesor y su extensión es de algunos metros.

Esto nos evidencia probablemente una tasa de subsidencia rápida o una avulsión. La secuencia fining upward es ilustrada por la columna de la Figura 48. Es importante mencionar que este estilo se encuentra intercalado por depósitos volcánicos ignimbríticos.

Por su geometría y relación con las demás litofacies nos sugieren tasas de baja subsidencia (Fig.49), en donde el relleno de canales es en proporción mayor a los depósitos de planicie de inundación, siendo poco frecuente la avulsión y mayor la migración lateral.

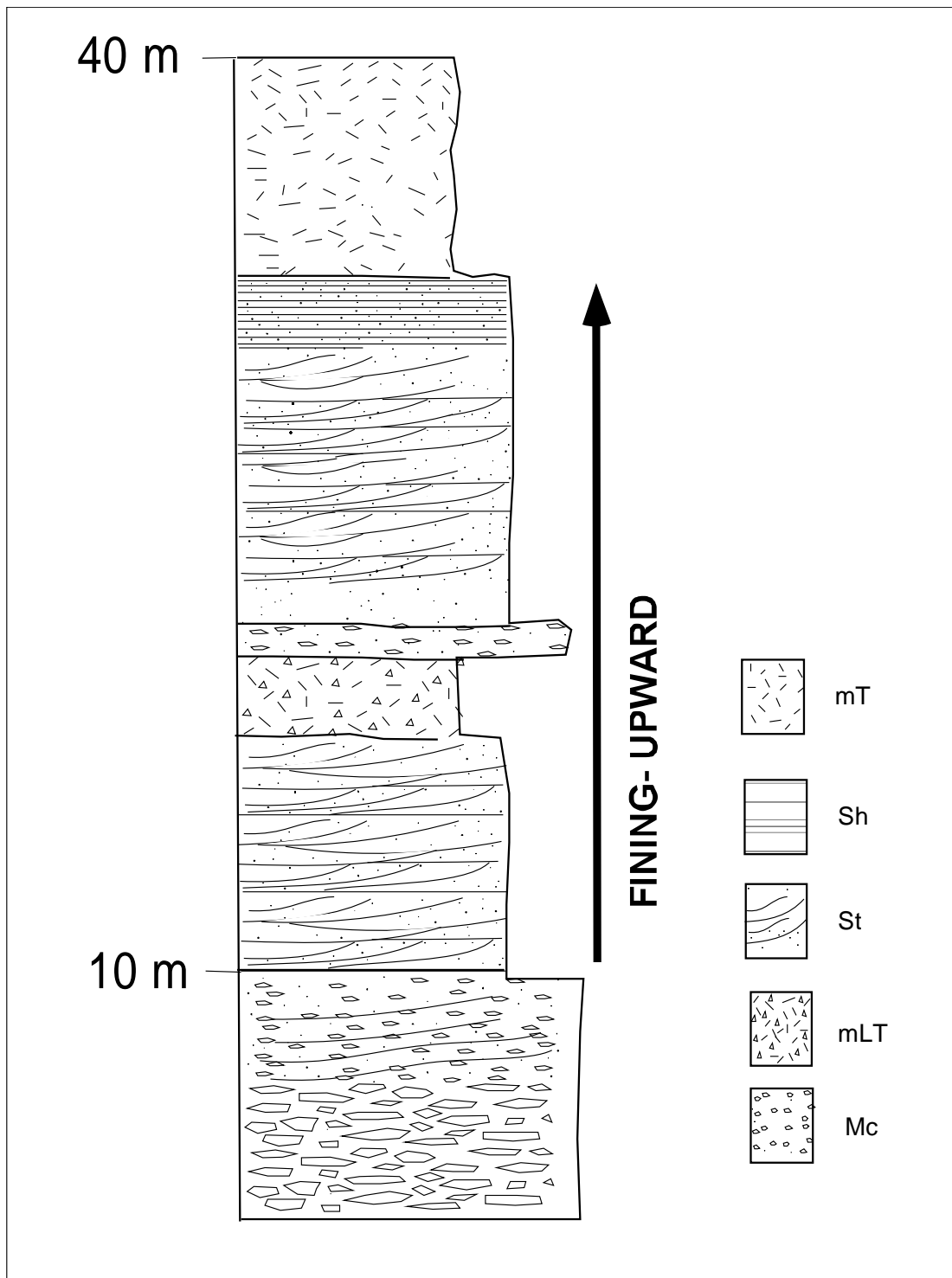


Figura 48. Sucesión de fining upward en la sucesión volcanosedimentaria El Coyote.

Corresponden a canales altamente sinuosos con composición de clastos variados, unos netamente volcánicos y otros predominantemente metamórficos, lo que muestra la presencia de diferentes fuentes de abastecimiento del sedimento.

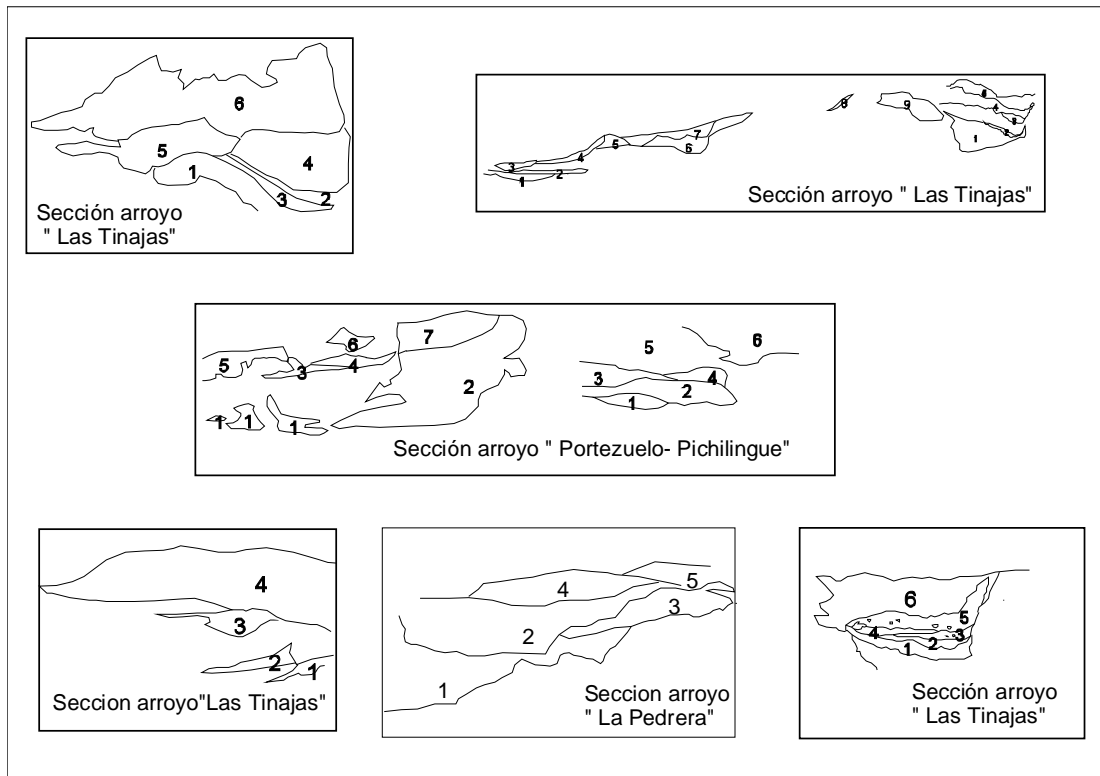


Figura 49. Geometría de los canales presentes en la sección Las Tinajas y Portezuelo- Pichilingue. Los números representan la relación que guardan los canales entre ellos.

En la zona Sur los depósitos consisten de canales principalmente arenosos de 6 a 25 m de espesor, extendiéndose lateralmente por decenas de kilómetros. Estos depósitos incluyen capas arenosas, lóbulos de sedimentos de flujos de gravedad, amalgamamientos complejos de canales menores y depósitos de planicie de inundación, los cuales indican estilos fluviales que van desde ríos trenzados gravosos con sedimentos de flujos de gravedad a ríos trenzados arenosos de alta energía (Miall, 1991), este estilo caracteriza al miembro Las Tinajas (mt).

La evolución de este sistema fluvial estuvo probablemente sujeto a procesos autogénicos que intervienen en los cambios de forma y deposición de los canales. Dichos procesos corresponden a la avulsión de canales distributarios y ciclos de erosión y relleno que se han estado mencionando en capítulos anteriores.

La avulsión es un control sedimentario significativo en los ríos trezados en donde los efectos a gran y pequeña escala se reflejan en la arquitectura estratigráfica (Galloway y Hobday, 1990).

La avulsión esta asociada al establecimiento de lóbulos depositacionales como es el caso de depósitos de flujos de gravedad o por variaciones en granos finos hacia arriba (fining upward) y gruesos hacia arriba (coarsening upward), los cuales reflejan la iniciación de lóbulos y canales.

Los depósitos gruesos hacia arriba indican progradación, mientras que los de grano fino indican erosión o la iniciación de distributarios por avulsión o emplazamiento lateral seguido por un relleno gradual y abandono (Miall, 1991).

De igual manera, la avulsión se refleja en el área de estudio por depósitos de carga de fondo (bedload) y por una rápida agradación de canales y barras.

Los canales tanto arenosos como gravosos presentan una gradación vertical, siendo su relleno complejo lo que refleja una multihistoria (Fig.49).

IV.1.1. Modelo de Facies

Tomando en cuenta la revisión de modelos de Facies y estilos fluviales realizados por Miall (1985). Se definieron dos modelos de Facies para la Formación Santa Victoria (Fsv):

- a) Ríos trezados gravosos para el miembro Cachimba (mc) y el miembro La Pedrera (mp).
- b) Ríos trezados gravosos con sedimentos de depósitos de flujos de escombros para el miembro Las Tinajas (mt).

IV.1.1.2. Modelo de Facies y estilo fluvial para el miembro Cachimba (mc) y el miembro La Pedrera (mp)

El modelo corresponde a ríos trezados dominados por gravas (Fig.50). Este modelo de Facies y estilo fluvial se caracteriza por presentar distintos niveles topográficos dentro de un río trezado, los cuales pudieron ser reconocidos en el miembro Cachimba (mc) y en el miembro La Pedrera (mp).

En dichos miembros se reconocieron canales principales y menores, superficie de barras y espacios de planicies de inundación. Dos niveles pueden reconocerse en dichos miembros:

- a) Un primer nivel que corresponde a nivel más bajo, constituido principalmente por canales gravosos, representados por Facies Gm, Gh siendo su elemento arquitectural GB y
- b) un segundo nivel más alto formado durante los estadíos de inundación representados por canales y abundantes depósitos de Facies arenosas (St, Ss, Sg) que corresponden al elemento arquitectural SB.

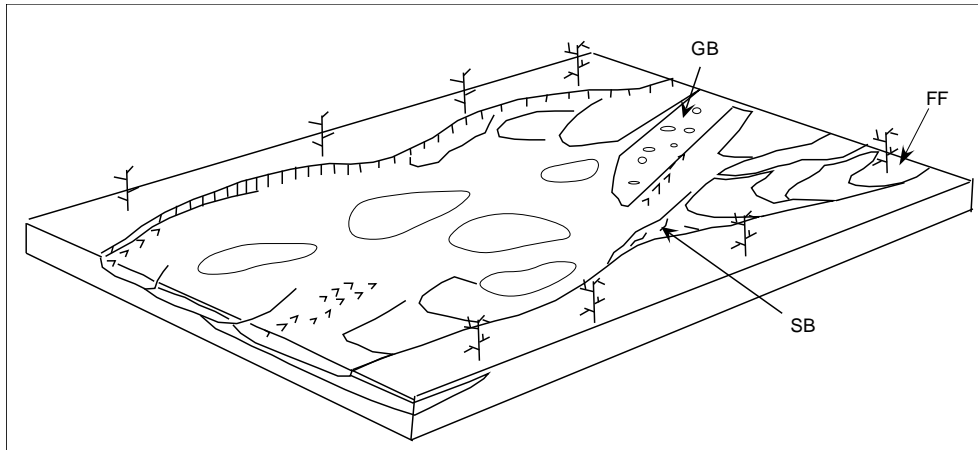


Figura 50. Modelo arquitectural para ríos trenzados gravosos, arenosos con niveles topográficos bien definidos. GB (barras gravosas); SB (barras arenosas); FF (depósitos de Planicie de inundación).

En la sección Cañada La Pedrera los depósitos sedimentarios corresponden a Facies arenosas St intercalados por canales menores de conglomerados Gm y flujos ignimbríticos.

Las Facies St presentan varias superficies de reactivación (Fig.51). Estos cambios de nivel topográfico causaron la migración lateral de los canales y la depositación de niveles más altos, dando lugar a la generación de sucesiones de fining upward el cual es una característica muy notable en este miembro.

Miall (1977) propone el nombre de tipo Donjek para este tipo de río y depósitos.

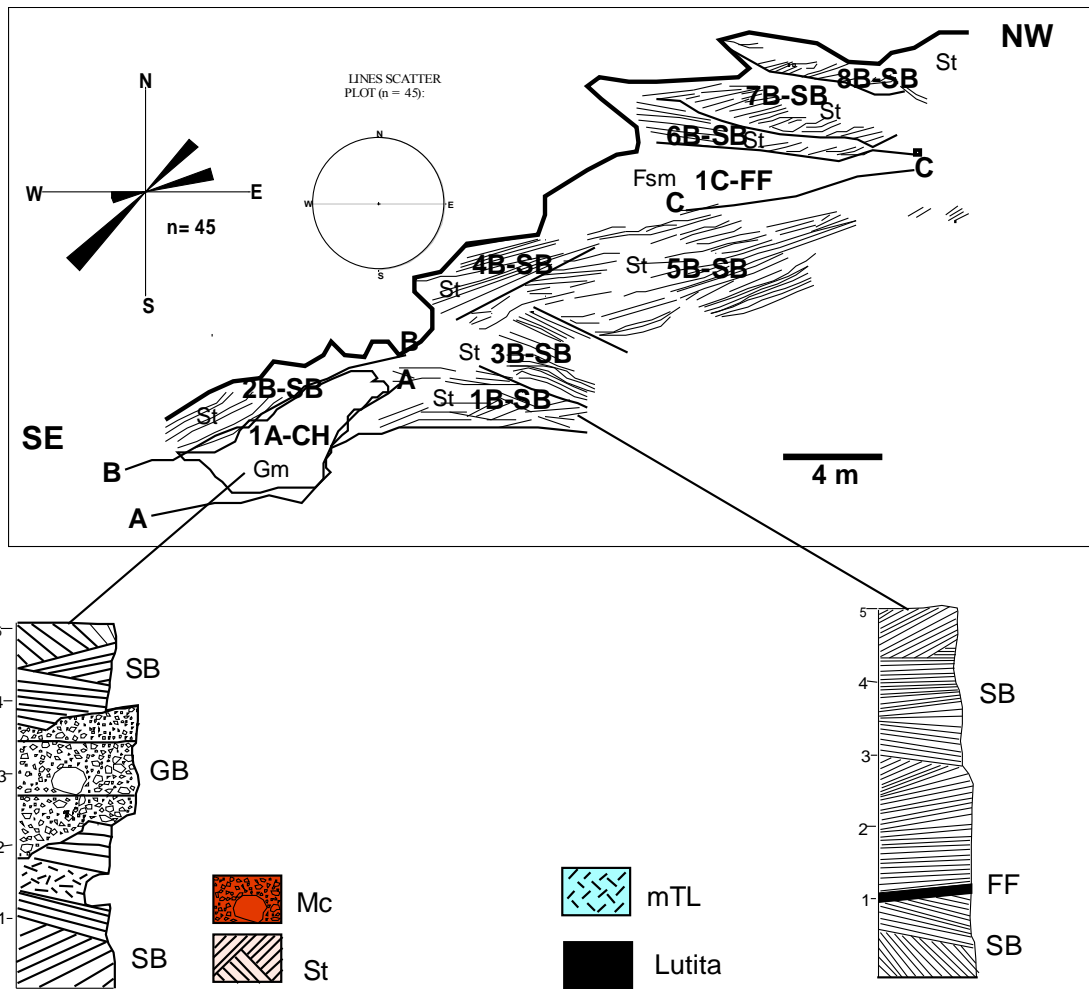


Figura 51. Sección arroyo La Pedrera, se muestran los depósitos sedimentarios dominantes. SB intercalados con canales menores GB, lentes tobáceos y lentes de lutita. La roseta nos indica la dirección preferencial de las areniscas.

IV.1.1.3. Modelo de Facies y estilo fluvial para el miembro Las Tinajas (mt)

El modelo corresponde a ríos dominados por gravas (ríos trenzados gravosos con sedimentos de flujos de gravedad) (Fig.52). Este tipo de ríos se caracteriza por un sistema de distributarios que se originan en la parte proximal de abanicos aluviales (Miall, 1991).

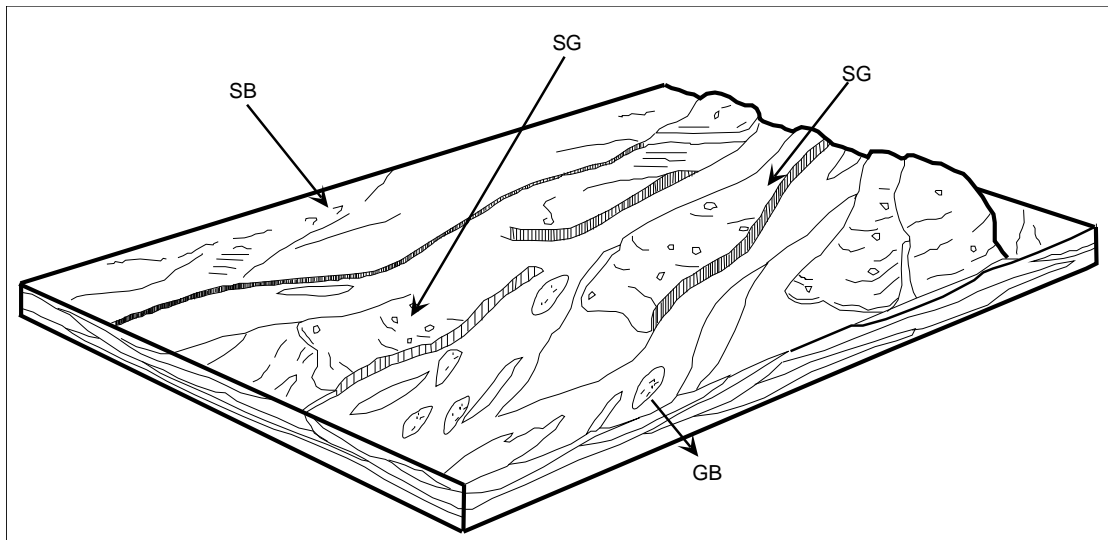


Figura.52. Modelo de río trenzado gravoso en donde se muestra la disección de lóbulos de depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (elemento SG). Miall (1985).

Una de las características de este estilo fluvial es que los depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (Gms) se encuentran intercalados con los depósitos de ríos de alta energía (Facies gravosas, Gm).

En el área de estudio, los depósitos de sedimentos de flujos de gravedad se distribuyen en el Arroyo Portezuelo-Pichilingue, en la Cañada Portezuelo-Pichilingue, Arroyo Las Tinajas que corresponden a la zona Sur y Centro del área de estudio. Los espesores no rebasan los 3 m y su longitud es de varias decenas de metros. Generalmente se observan intercalados con los depósitos de Facies gravosa (Gm), depósitos de Facies arenosas (Ss, Sg) y depósitos de Facies de grano fino (Fm, Fms), estas dos últimas Facies representan sedimentación en regímenes de flujos bajos y en planicies de inundación.

La presencia de canales aislados en estas secciones nos sugiere procesos de avulsión, los cuales son frecuentes en regiones de actividad tectónica en donde el fallamiento y los sismos afectan el curso del río.

La poca presencia de depósitos finos nos refleja bancos pocos estables fáciles de ser erosionados. La sedimentación dominante en algunas localidades como en la sección Portezuelo-Pichilingue, sección Arroyo Cachimba y sección Cañada Los Hornos es el elemento GB, mientras que en la sección Las Tinajas, sección Arroyo Santa Victoria-El Oro el elemento es SB (Fig.53).

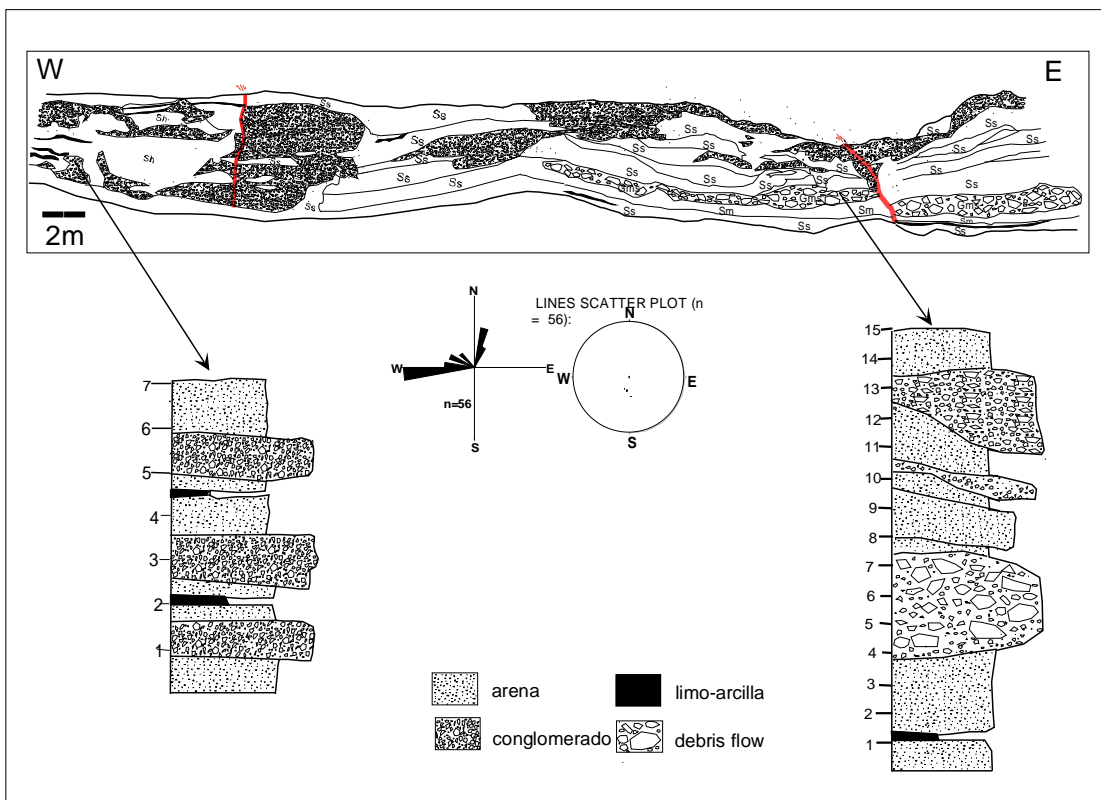


Figura 53. Sección arroyo Portezuelo-Pichilingue, se muestra la intercalación de elementos GB, SB y lóbulos de depósitos sedimentarios de flujos de gravedad SG. La roseta nos indica la dirección de las areniscas.

IV.2. Patrón de relleno de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote

Basándonos en la arquitectura del relleno aluvial que constituyen a los depósitos sedimentarios El Coyote se caracterizó un patrón de relleno tomando en cuenta la clasificación de estilos de patrones de Miall (1981) (Fig.54).

En la clasificación de Miall (1981) los sistemas depositacionales son simplificados en nueve tipos: 1) lacustre, 2) abanico aluvial/abanico delta, 3) fluvial baja sinuosidad, 4) fluvial alta sinuosidad, 5) deltas dominados por ríos, 6) deltas dominados por oleaje, 7) deltas dominados por marea, 8) costas no deltaicas y 9) estuarios.

Los depósitos volcanosedimentarios El Coyote se encuentran definidos por un sistema fluvial de tipo trenzado progradado por depósitos de abanico aluvial, lo cual refleja un patrón de relleno caracterizado por un drenaje transversal. Es decir, un drenaje que derivó directamente de una fuente levantada o de un río que mantuvo su curso en función de un sistema montañoso. Este sistema transversal lo caracterizan los diferentes estilos y escalas de canales, las variadas asociaciones de Facies, los límites de superficie de quinto orden y las estructuras sedimentarias definidas en capítulos anteriores para estos depósitos sedimentarios.

Este patrón corresponde al modelo uno propuesto por Miall (1981), el cual comprende un sistema de abanico aluvial transversal y de planicie trenzado.

Este tipo de modelo se presenta en cuencas de drenaje pequeñas, siendo los escurrimientos efímeros. Tectónicamente son comunes en cuencas de rift.

IV.3. Interacción de los eventos volcánicos con la sedimentación de los depósitos El Coyote

Cada unidad sedimentaria se encuentra limitada por flujos piroclásticos, los cuales evidencian la influencia volcánica en la sedimentación generando una alternancia de eventos piroclásticos y epiclásticos.

Estos flujos piroclásticos se encuentran intercalados entre los depósitos sedimentarios y estuvieron relacionados a un vulcanismo explosivo. Se caracterizan por su alta concentración, temperatura elevada y dispersión de gas-sólidos, cuyo movimiento fue controlado por la topografía. La forma del movimiento es definido en base a los depósitos correspondientes a la cabeza, cuerpo y cola (Wilson y Walker, 1982), en cada región los estados de fluidización se manifiestan de diferentes maneras. Los flujos piroclásticos se formaron directamente de la fragmentación del magma y rocas por la actividad volcánica, corresponden a flujos concentrados de clastos volcánicos juveniles y líticos calientes que viajaron probablemente de 10 a 300 m/seg dentro de la influencia de gravedad (Cas y Wright, 1988). Estos flujos ocurrieron durante el colapso de la columna de erupción.

La alta densidad de la columna de erupción en comparación con la densidad atmosférica provocó el colapso de la columna. De acuerdo con Walter (1983), estos flujos son asociados comúnmente a erupciones de magmas calco-alcalinios.

A diferencia de los flujos piroclásticos, los depósitos piroclásticos de surges son asociados a erupciones freatomagmáticas y freáticas (Walker, 1983), en donde la nube se expandió radialmente en todas direcciones. Estos flujos fueron el resultado de la interacción explosiva del magma y agua. Son depósitos altamente expansivos, originados por flujos turbulentos en donde la topografía no juega un rol importante comparado con los flujos piroclásticos.

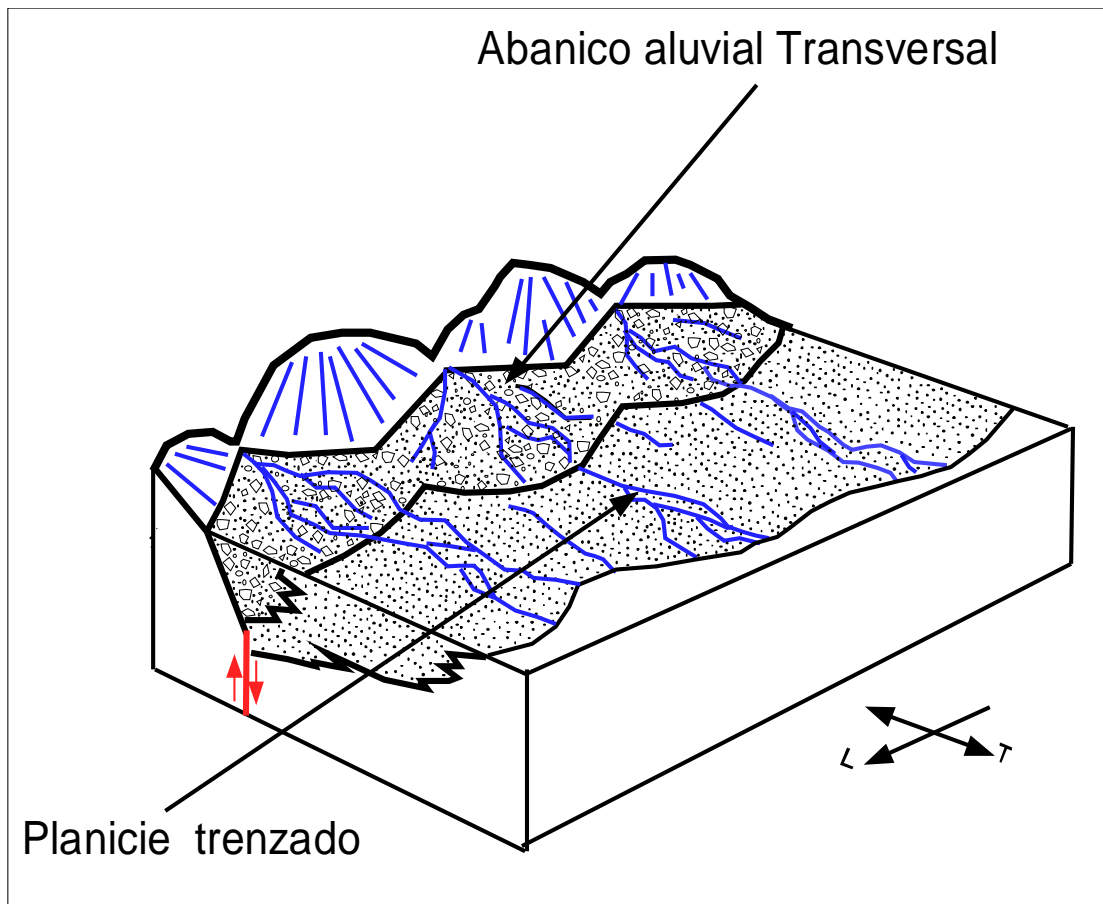


Figura 54. Patrón de relleno sedimentario El Coyote caracterizado por un abanico aluvial transversal y un sistema de planicie trenzado. T: transversal y L: longitudinal.

Exhiben una gran variedad de rasgos sedimentarios que reflejan la naturaleza de la fuente de erupción, siendo uno de los rasgos más característicos la presencia de estructuras de duna que muestran una compleja estructura interna, dichas estructuras se observan en la localidad de Punta Arranca Cabellos.

Además, de los flujos piroclásticos, es importante mencionar la relevancia de un episodio volcánico de gran magnitud posterior a la depositación de la Formación Santa Victoria (Fsv), la cual, se manifiesta de manera regional al N-NE de la ciudad de La Paz. Similares afloramientos se han encontrado a lo largo de la carretera La Paz- Pichilingue y en la carretera hacia San Juan de la Costa. Este episodio

volcánico ha sido citado por varios autores. Hausback (1984) menciona una deformación sin-depositacional en la región de La Paz que se manifiesta dentro del Grupo Comondú, representada por un cizallamiento local y plegamiento de tobas y areniscas, bloques desplazados dentro de los planos de falla mostrando una imbricación general hacia el Oeste a Suroeste a lo largo de la costa del Golfo. Dicha deformación de acuerdo con Hausback (1984) indica un deslizamiento gravitacional sin-depositacional de grandes bloques en la parte inferior del Grupo Comondú. Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988) mencionan un fallamiento intenso que afectó la zona, fragmentando y mezclando caóticamente las rocas de la secuencia volcanosedimentaria. Schwennicke et al. (2000) mencionan la existencia en la Bahía de la Paz de bloques alóctonos de arenisca roja dentro de una brecha andesítica del Grupo Comondú, sugiriendo una dirección de transporte para estos olistolitos hacia el Este o Sureste.

Consideramos que este evento volcánico de gran magnitud corresponde a flujos piroclásticos de tipo bloque y ceniza, descritas como brechas co-ignimbríticas (Cas y Wright, 1988), su mecanismo eruptivo se relaciona con el colapso de un domo de lava o flujo de lava. La explosión de la ventana eruptiva fue tan fuerte que escarbó progresivamente los miembros de la Formación Santa Victoria (Fsv), originando grandes bloques, lo que explica la presencia de bloques fragmentados y mezclados caóticamente dentro de un flujo de ceniza, correspondiendo a la parte proximal del evento volcánico. La deformación plástica que presentan ciertos bloques incluidos como xenolitos es debida a la alta temperatura y viscosidad del flujo que los arrastró e incorporó en el cuerpo de la ignimbrita.

Estas Facies volcánicas se encuentran intercaladas o sobreyaciendo a los depósitos sedimentarios El Coyote, por lo que se definieron periodos estratigráficos alternados (Fig.55), relacionados con dos pulsos volcánicos ocurridos en la región:

- 1) Los periodos sin-erupción, caracterizados por grandes volúmenes de sedimento volcanoclástico que muestran poca diversidad litológica, el tamaño del grano del sedimento tiende a ser más rico en piroclastos de tamaño de las arenas.

Las Facies gravosas son menos abundantes. Geométricamente se encuentran constituidos por capas extensas, incididas por Facies de depósitos de inter-erupción.

El miembro La Pedrera (mp) refleja este periodo de sin-erupción, con escasas Facies gravosas y abundantes Facies arenosas intercaladas con depósitos pumicíticos y de flujos piroclásticos.

Los flujos piroclásticos son de color blanco-gris y rosa. Sus espesores son de aproximadamente 10 m por decenas de kilómetros de longitud, se observó que los espesores son mayores en la zona Norte disminuyendo gradualmente hacia la zona Centro y Sur.

Los espesores de los flujos ignimbríticos hacia la base del miembro La Pedrera (mp) no son mayores de 6 m y están constituidos por una toba con fragmentos juveniles (pómez) y líticos.

Los datos radiométricos para una toba riolítica que aflora en la cima del miembro La Pedrera (mp) obtenidos por el método K-Ar arrojó una edad de 20.3 ± 0.5 Ma (Hausback, 1984), ubicándola en el Mioceno Inferior.

2) Durante los periodos de inter-erupción, el abastecimiento de sedimento se disminuye y los procesos de flujo de ríos son dominantes. Muestran una mayor diversidad litológica, dominando las Facies gravosas por carga (bedload) (Vessel, 1979; Smith, 1988). En cuanto a la geometría de los depósitos, estos son alargados y confinados al sistema del valle incidiendo dentro de las capas sin-erupción. La agradación de los depósitos por inter-erupción es independiente al vulcanismo, la subsidencia de la cuenca probablemente afectó mucho más a este tipo de depósitos. El miembro Las Tinajas (mt), reflejan estos periodos de inter-erupción caracterizados por Facies gravosas y arenosas intercaladas con flujos de escombros, los cuales representan el retrabajo de depósitos relacionados al vulcanismo del área fuente.

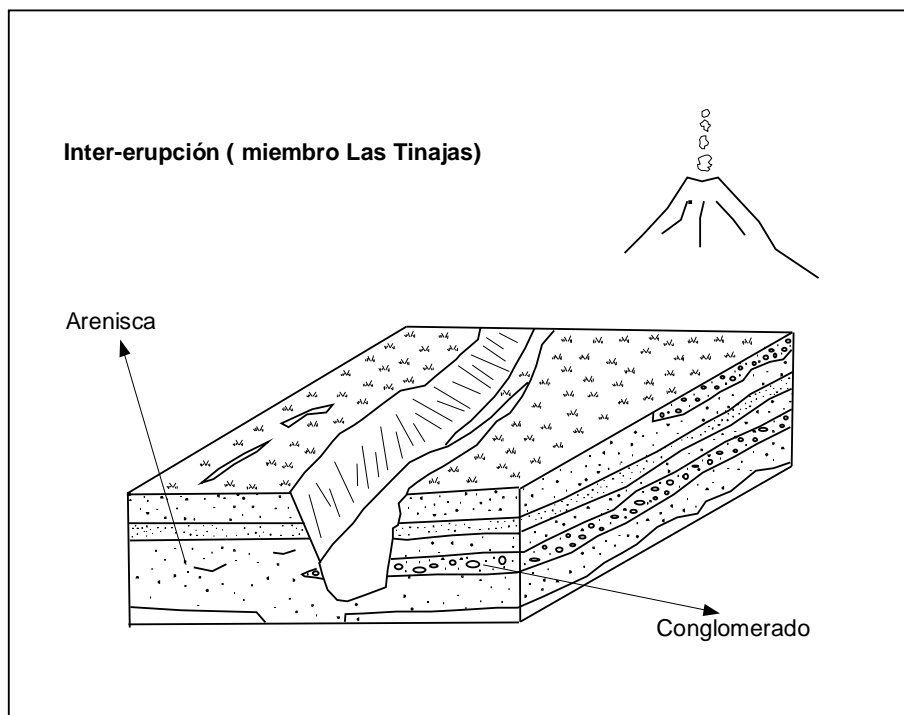
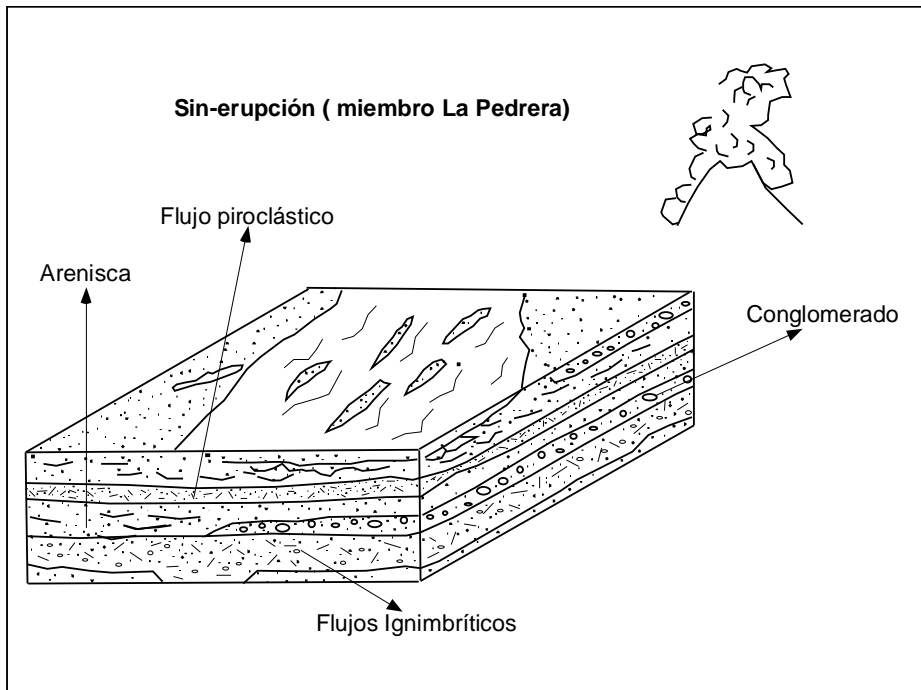


Figura 55. Representación esquemática de las características estratigráficas, sedimentológicas de las etapas de sin-erupción e inter-erupción.

En relación con los cambios sedimentológicos y geomorfológicos se establecieron varias etapas de depositación para estos periodos que siguen un ciclo de etapas como el descrito a continuación (Fig.56):

- Inicio de las erupciones representados por flujos ignimbríticos y flujos piroclásticos intercalados en las capas arenosas con estratificación cruzada y por la incisión muy poco común de canales con rellenos gravosos.
- Posteriormente el sistema hidrológico abastece de sedimentos durante las condiciones de Pre-erupción en donde numerosos canales empiezan a incidir dentro de las Facies Sin-erupción.
- Por último hay un reestablecimiento de la Inter-erupción representado por depósitos de Facies gravosos con el transporte de detritos polilitológicos.

Estas etapas describen ciclos de agradación y degradación controlados probablemente por el vulcanismo.

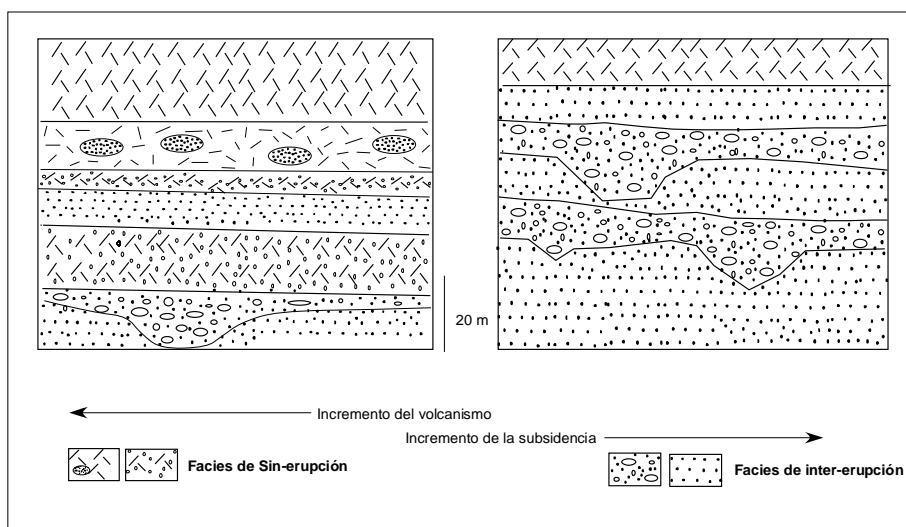


Figura 56. Geometría en dos dimensiones de los eventos volcániclasticos. Las capas sin-erupción se encuentran caracterizadas por tobos, ignimbritas, pequeños canales y depósitos arenosos. Las capas inter-erupción reencuentran caracterizadas por cabales gravosos, arenosos y pocas capas volcánicas.

IV.4. Evolución de los depósitos volcánicos El Coyote y sus mecanismos eruptivos

A partir de las características litológicas, estratigráficas, de las diferentes unidades volcánicas, se definieron tres ciclos de actividad volcánica dentro de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote (Fig.57), los que involucran a su vez varios de los mecanismos eruptivos mencionados previamente.

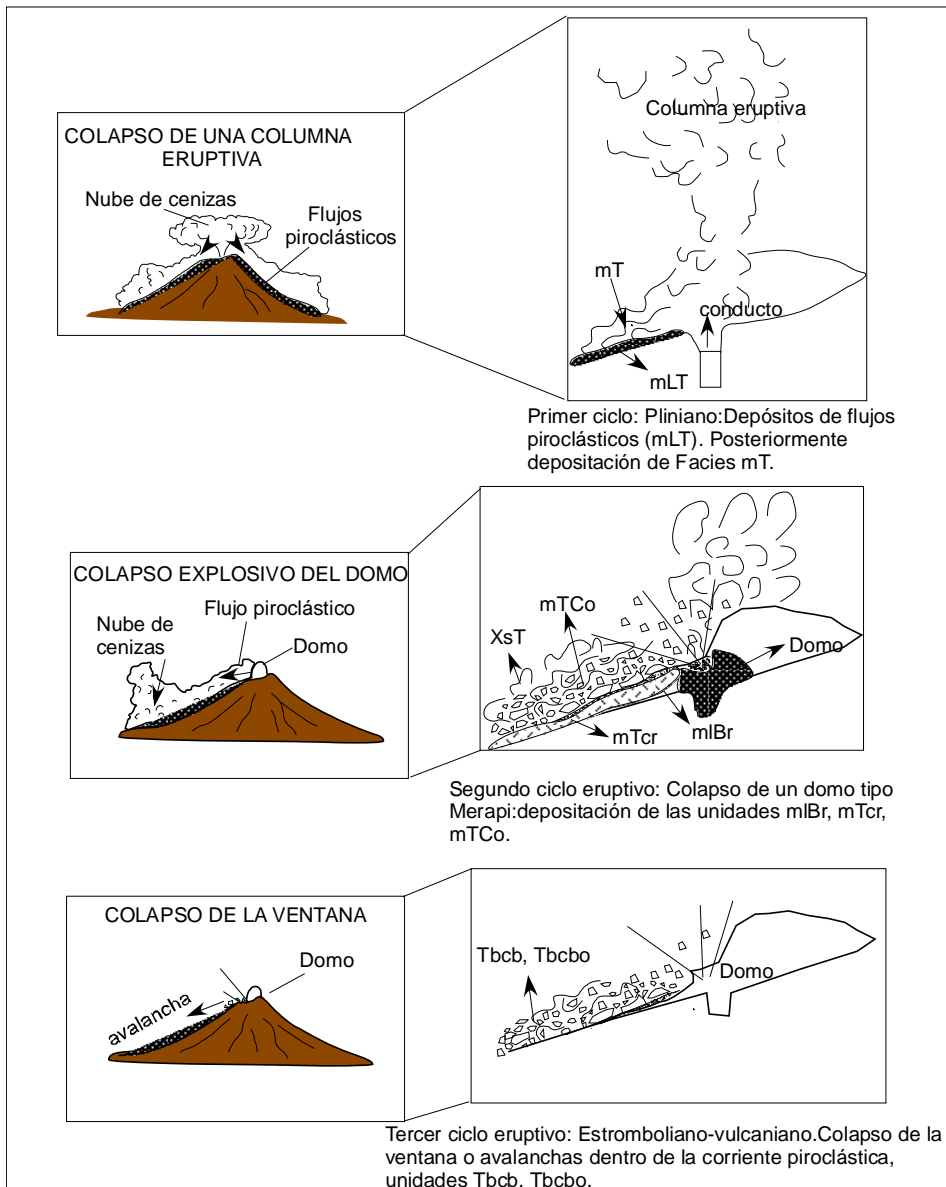


Figura 57. Procesos eruptivos en el área de estudio.

La sucesión volcánica de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote se encuentra formado por una sucesión principalmente de flujos de bloques y cenizas, depósitos de caída de cenizas, depósitos ignimbríticos, depósitos de ground surges y depósitos brechosos.

a) Primer ciclo: Pliniano

La primera fase eruptiva de la sucesión volcánica esta integrada por eventos volcánicos que erupcionaron las unidades mLT y mT, involucrando la génesis de depósitos pumicíticos y depósitos de caída de cenizas. En este caso las unidades pumicíticas correspondieron a depósitos de flujos piroclásticos. Luego de este episodio, se dio un cambio muy brusco en el mecanismo eruptivo cambiando a colapso de una columna eruptiva generando los depósitos de caída de ceniza.

b) Segundo ciclo: Colapso del domo tipo Merapi

La segunda fase de erupción queda representada por las unidades de depósitos de bloques y cenizas (mTCo), depósitos de ground surges (XsT) y capas delgadas de depósitos pumicíticos (mLT) en donde las características de las unidades permiten interpretar un a mayor actividad de agua externa participando en los procesos explosivos. Una vez que se genera el colapso principal del domo empieza a intensificarse la actividad del flujo piroclástico dando lugar a flujos densos granulares que se van deslizando sobre el flanco del domo (depósitos brechosos).

Posteriormente la ventana eruptiva empieza a socavarse progresivamente debido a la interacción del agua con el material magmático. Este socavamiento se da por el agua contenida en los depósitos sedimentarios de la roca encajonante (miembro Cachimba, miembro La Pedrera y miembro Las Tinajas) representados por grandes bloques de areniscas y conglomerados.

Después de la depositación de las unidades mTCo una secuencia final explosiva es marcada por erupciones hidromagmáticas que producen los depósitos de ground surges originando flujos piroclásticos y depósitos de caída. La alternancia de depósitos de surges con capas delgadas de depósitos pumicíticos sugieren pulsos de erupciones hidromagmáticas y subplinianas.

c) Tercer ciclo: Estromboliano-vulcaniano

Representado por las facies volcánicas Tbc_b, Tbc_o. Fragmentación de la ignimbrita debido a la presión de gases magmáticos, evidenciado por la gran cantidad de fragmentos vesiculados. Esta fragmentación pudo haberse debido a colapso de la ventana o avalanchas dentro de la corriente piroclástica.

IV.5. Procedencia de los sedimentos y sus implicaciones paleogeográficas

IV.5.1. Composición de las areniscas y su distribución geográfica

La composición de las areniscas varía lateralmente entre los diferentes afloramientos y a través del tiempo (ver diagramas en Fig.58, QtFL/QmFLt y QmPK). Los parámetros petrográficos indican que las areniscas del miembro La Pedrera (mp) son de composición subarcósica (Folk, 1959), mientras que los del miembro Las Tinajas (mt) son litarenitas con un 15% de oolitos fosfáticos (Folk, 1959).

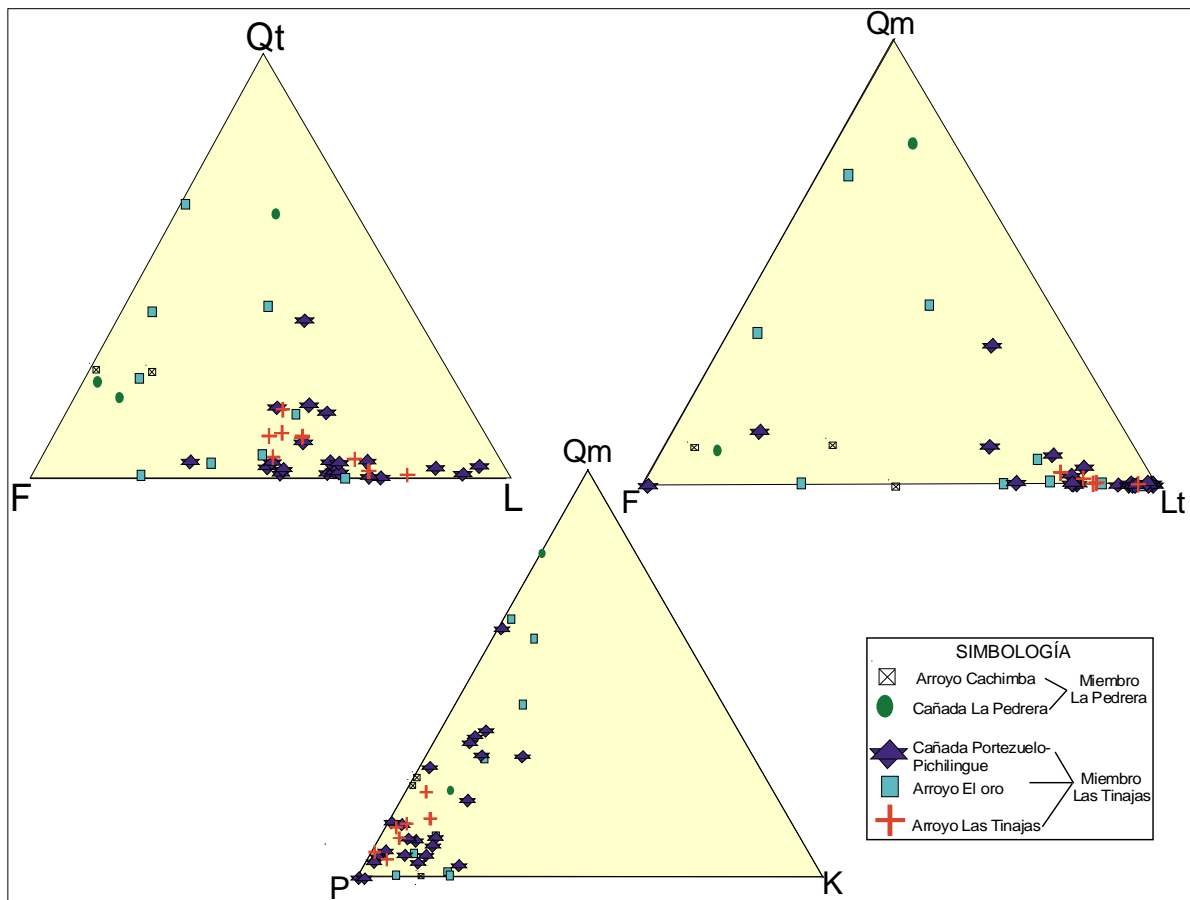


Figura 58. Composición de las areniscas de los miembros La Pedrera (mp) y Las Tinajas (mt) de la Formación Santa Victoria.

Los diagramas de la composición de las areniscas (QtFL, QmFLt) (Fig.58) muestran una disminución en fragmentos líticos de Norte a Sur. Esto relaciona las litologías de las fuentes del área.

En base a ello, para el Mioceno inferior existió al Oeste de la Sierra Madre Occidental un campo vulcanoplutónico contemporáneo a un vulcanismo Eocénico que produjo depósitos que abastecieron a la zona Norte-Centro del área de estudio, mientras que la zona Sur fue abastecida por depósitos de un arco volcánico Miocénico de composición probablemente riolítico.

Las areniscas del miembro La Pedrera (mp) en la zona Norte (sección ac, cp) son ricas en cuarzo y feldespato ($Q_{32} F_{53} L_{15}$) mientras que las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) de la zona Sur (sección at, cpp, ao) son ricas en líticos y feldespatos ($Q_{12} F_{39} L_{49}$).

Esto nos sugiere la existencia de un campo vulcanoplutónico en la zona Norte que abastecía sedimentos ricos en Q y F mientras que hacia la zona Sur un arco volcánico Miocénico abastecía sedimentos ricos en fragmentos líticos.

La razón de Q/F es muy variada en todas las areniscas, lo que probablemente demuestra que las fuentes de Q y F son distintas.

En cuanto a la composición de los fragmentos de roca, la relación entre los tres tipos (sedimentarios, volcánicos y metamórficos) en las areniscas del miembro La Pedrera (mp) y del miembro Las Tinajas (mt) han sido representadas en la Figura 59.

En este diagrama se observan diferencias drásticas entre los diferentes miembros. Los fragmentos de roca son exclusivamente sedimentarios, metamórficos y volcánicos. Sin embargo, las areniscas Miocénicas de la zona Norte presentan poco porcentajes de líticos volcánicos y sedimentarios ($Lv_{25} Lm_{52} Ls_{23}$), siendo en su mayoría metamórficos (cuarcita), mientras que en la zona Sur las areniscas presentan un mayor porcentaje de líticos sedimentarios y volcánicos en comparación con los líticos metamórficos ($Lv_{42} Lm_{12} Ls_{46}$).

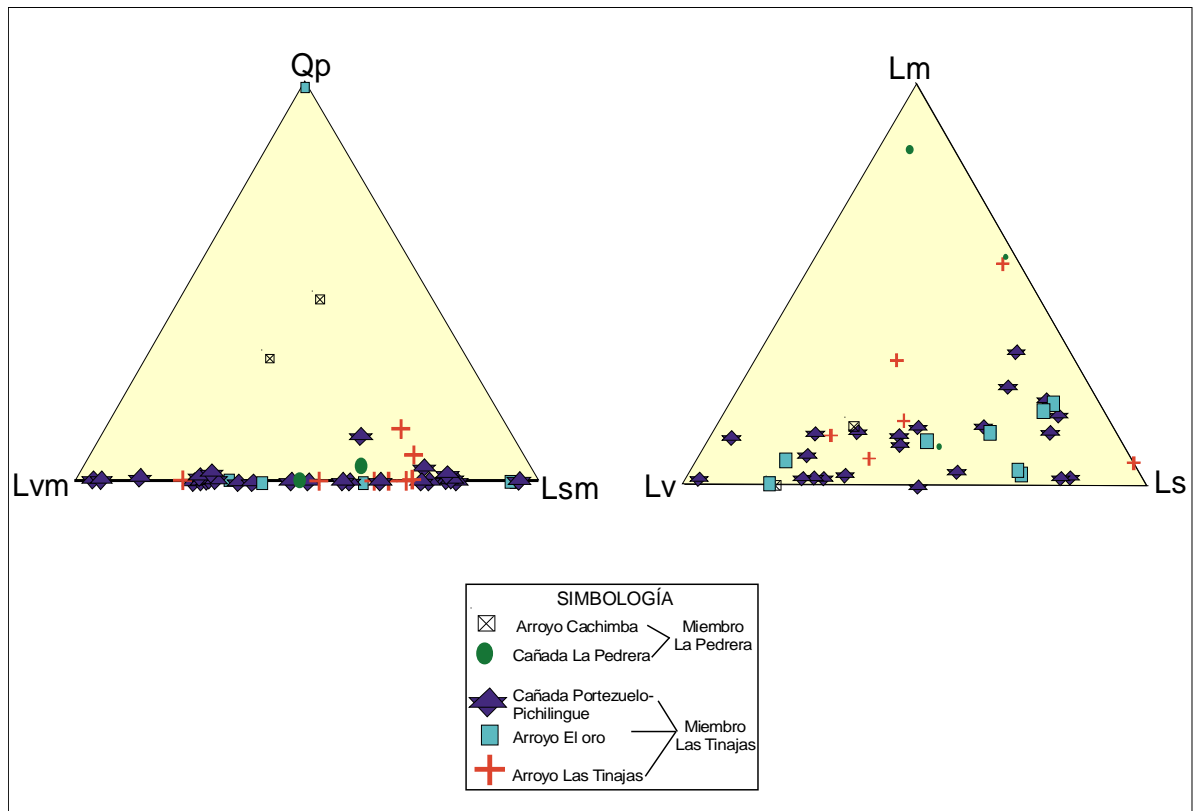


Figura 59. Diagrama de líticas para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria.

Petrográficamente las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) presenta constituyentes oolíticos fosfáticos de forma esferoidal de 0.14-0.3 mm. Su estructura concéntrica, núcleo de Qz, Fld y la escasez de laminillas concuerdan con las descripciones realizados por Schwennicke (1992, 1994, 1995) del componente oolítico de la Formación El cien. La presencia de oolitos y peloides en la zona Sur es asociada con la erosión de depósitos antiguos levantados, probablemente sedimentos de la Formación El Cien (Oligoceno).

Estos resultados tienen importantes inferencias viendo la paleogeografía de la sedimentación Miocénica.

Por ello es posible establecer dos dominios geográficos basados en las variaciones de las fuentes litológicas:

- a) un dominio al Oeste de la Sierra Madre Occidental derivado de rocas vulcanoplutónicas
- b) un dominio al Oeste de un arco volcánico Miocénico derivado de una cubierta sedimentaria-volcánica y de un basamento metamórfico.

IV.5.2. Tipos de Procedencia

Las diferentes tipos de procedencia para las areniscas del miembro La Pedrera (mp) y el miembro Las Tinajas (mt) se establecieron utilizando los diagramas de Dickinson quien propone las petrofacies: cratones estables de bloques continentales, basamento levantado o arcos plutónicos erosionados, arcos magmáticos activos de cadenas de isla o márgenes continentales y orógenos reciclados. Las cinco principales clases de petrofacies que se utilizaron para la interpretación de la procedencia fueron:

- 1) Cuarzosa: predominantemente Q_m con poco Q_p y F ($K > P$); masas cratónicas profundamente alteradas o sedimentos reciclados.
- 2) Volcaniclásticas: predominantemente L_v ($L_v > F$) y F ($P > K$) con bajo Q_m . Arcos magmáticos activos.
- 3) Arcósicas: predominantemente F (variable K/P) y Q_m con bajo Q_t . Basamento continental levantado o arcos plutónicos erosionados.
- 4) Volcanoplutónicos (Dickinson, 1982): mezcla Q_t ($Q_m > Q_p$), F ($P > K$) y ($L_v > L_s$). Variabilidad en arcos magmáticos disectados.

- 5) Cuarzolítico (Dickinson et al., 1986): mezcla de Qm, Qp y Ls (variabilidad en la proporción de Qt/L y Qm/Lt) con menor F y Lv. Estratos levantados de capas plegadas (Mack, 1981). Orógeno reciclado.

IV.5.2.1. Diagramas de discriminación tectónica (QtFL/QmFLt)

Tomando en cuenta los diferentes tipos de proveniencia y petrofacies (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson y Valloni, 1980; Dickinson, 1985), se muestran en la figura 60 la distribución de las modas detríticas y en la Figura 61 los diagramas de discriminación tectónica para las areniscas del miembro La Pedrera (mp) y el miembro Las Tinajas (mt).

El miembro La Pedrera (mp) presenta una petrofacie cuarzolítica representada por muestras que corresponden a la provincia de orógeno reciclado. Sin embargo, el miembro Las Tinajas (mt) presenta predominantemente la petrofacie feldespatolítica-volcaniclástica distribuyéndose en la provincia de arco magmático con muestras que caen en el rango de $P > V$ y $V > P$. En menor proporción se llegan a observar muestras con petrofacies cuarzosas que se distribuyen en la provincia de bloque continental en el campo de poca madurez o estabilidad.

De acuerdo con este autor (Dickinson, 1985) los bloques continentales corresponden a regiones tectónicamente consolidadas compuestas esencialmente por la amalgamación de antiguos cinturones orogénicos que han sido erosionados hasta su raíz y que carecen de un relieve genéticamente relicto.

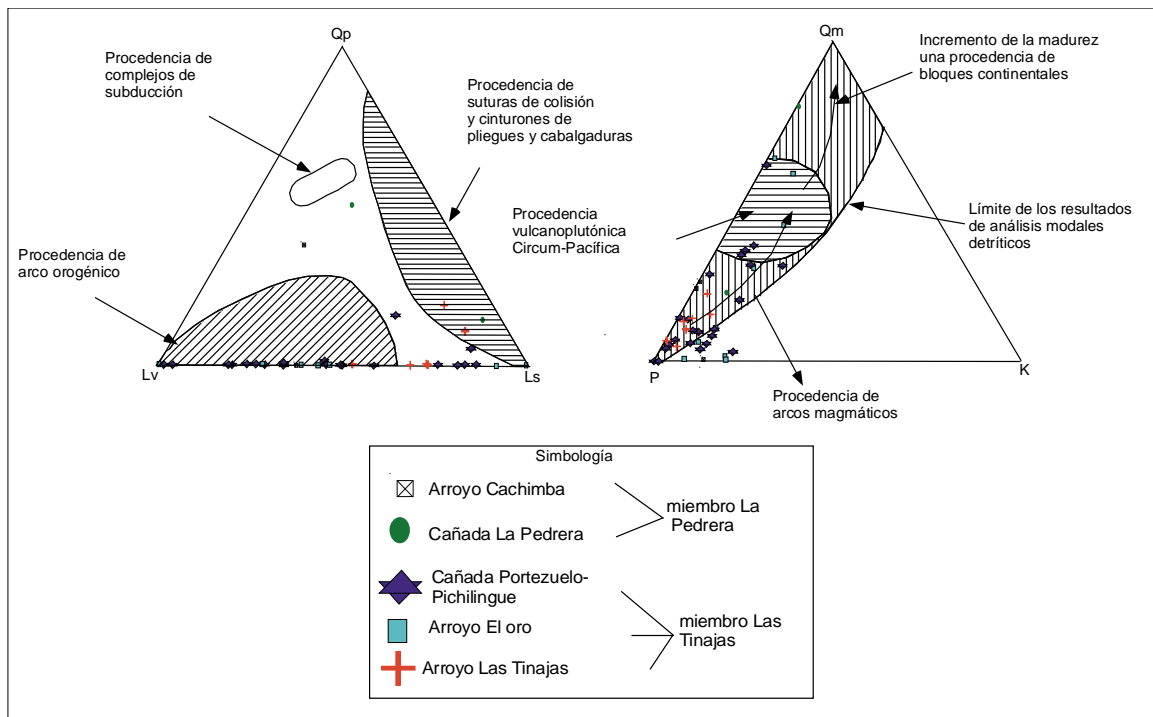


Figura 60. Diagrama de modas detríticas para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria (Fsv).

En el diagrama QpLvLs (Fig.60) el miembro La Pedrera (mp) cae en la provincia de colisión y mezcla de orógenos, mientras que el miembro Las Tinajas (mt) se muestra en la provincia de arco orogénico y colisión.

En el diagrama QmPK (Fig.60) el miembro La Pedrera (mp) se observa en la provincia de bloque continental con un incremento en la madurez y estabilidad y en menor proporción en el incremento de fuentes plutónico-volcánicas en proveniencia de arco magmático, mientras que el miembro Las Tinajas (mt) se muestra predominantemente en la provincia de arco magmáticos y en segundo termino en la provincia Circun-Pacífica.

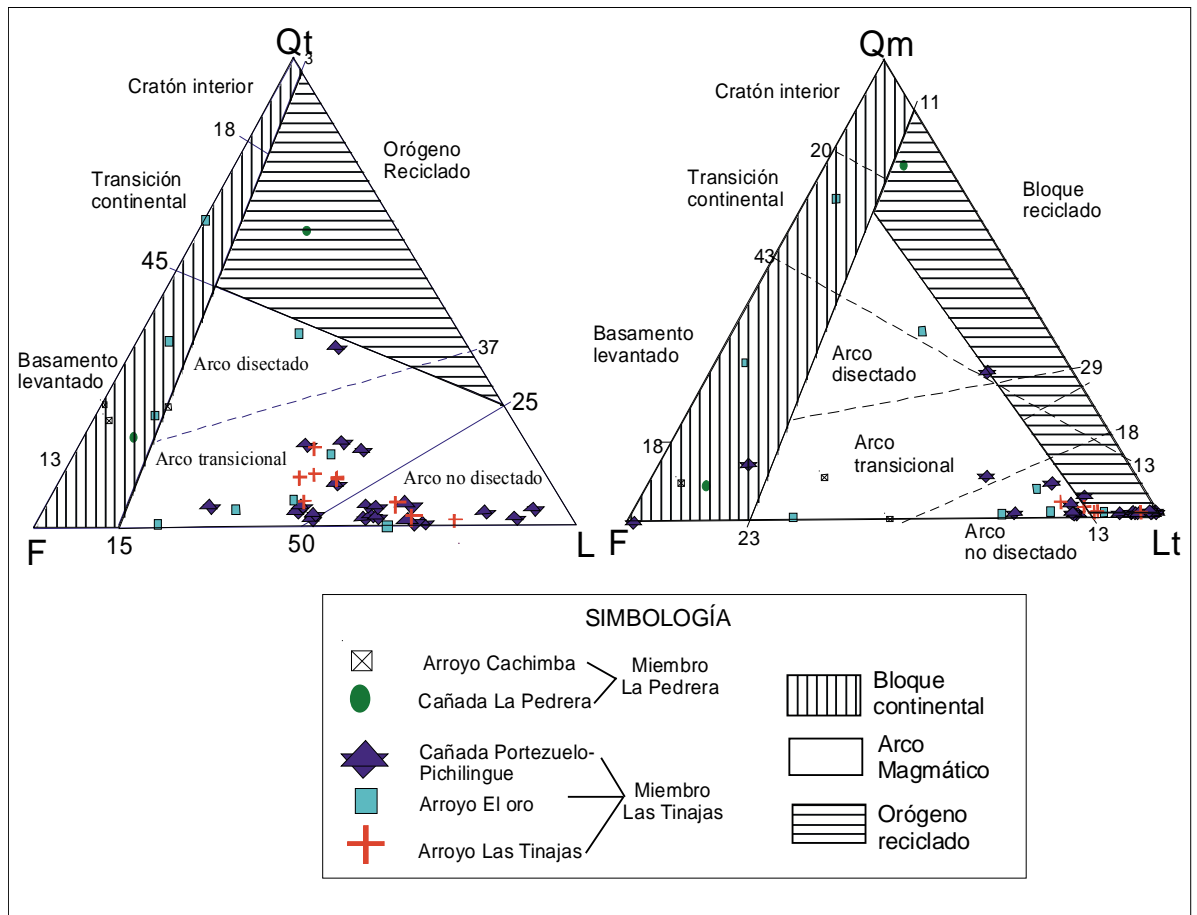


Figura 61. Diagrama de discriminación tectónica para las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria.

A diferencia con el diagrama QmFLt (Fig. 61), las dos unidades presentan la petrofacie cuarzolítica en donde la mayoría de las muestras caen en la provincia de orógeno reciclado. Se llega a observar que algunas muestras del miembro Las Tinajas (mt) caen en la provincia de bloque continental y muy pocas en la provincia de arco magmático.

Sin embargo algunos arcos magmáticos pueden estar contruidos sobre un relieve positivo compuestos predominantemente por asociaciones penecontemporáneas de rocas ígneas plutónicas y metamórficas.

Los orógenos reciclados incluyen la deformación y levantamiento de estratos de la supracorteza predominantemente sedimentarios y en parte volcánico.

Bajo este contexto el miembro Las Tinajas (mt) muestran una marcada influencia en el dominio de arco magmático y bloque continental, siendo menor el de orógeno reciclado.

En el diagrama Qt-F-L (Fig.61), las areniscas del miembro La Pedrera (mp) se pueden observar dispersas en dos campos: orógeno y bloque continental (basamento levantado).

Mientras que en el diagrama Qm-F-Lt (Fig.61) se llegan a observar dispersas en tres campos: orógeno reciclado, bloque continental (basamento levantado) y arco magmático (arco transicional).

Esto nos indica la influencia tan variada de fuentes.

Por lo contrario, en el diagrama Qt-F-L (Fig. 61) las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) se muestran dispersas en un solo campo: arco magmático, mientras que en el diagrama Qm-F-Lt se observan dispersas en dos campos: arco magmático y orógeno reciclado. Esto nos sugiere que la zona Sur del área estuvo influenciado por sedimentos provenientes de arco magmático y orógenos reciclados.

En base a estos diagramas la zona Norte-Centro del área se comportaba como un alto estructural, caracterizado probablemente por un basamento granítico levantado limitado por fallas (¿sistema de falla La Paz?), evidenciada por la relación estratigráfica que guardan las muestras analizadas en estas secciones. En contraste, la zona Sur se comportaba como un bajo estructural alimentado por sedimentos provenientes de la erosión de una cubierta volcánico-sedimentaria y de un basamento Mesozoico.

En resumen, podemos decir que el miembro La Pedrera (mp) recae en la provincia de orógeno reciclado y bloque continental mientras que el miembro Las Tinajas (mt) presenta un amplio número de petrofacies, predominando la provincia de arco magmático.

IV.5.2.2. Diagramas de líticos (QpLvmLsm, LvLmLs)

En el diagrama QpLvmLsm (Fig. 62) el miembro La Pedrera (mp) al igual que el miembro Las Tinajas (mt) se distribuyen en la provincia de arco magmático y rift continental, en los márgenes de cuenca de back-arc. Sin embargo, en el diagrama LmLvLs, el miembro Las Tinajas (mt) se distribuye en varias provincias (márgenes de rift continental, mezcla de arco magmático y rift continental), predominando la mezcla de arco magmático y márgenes de rift continental.

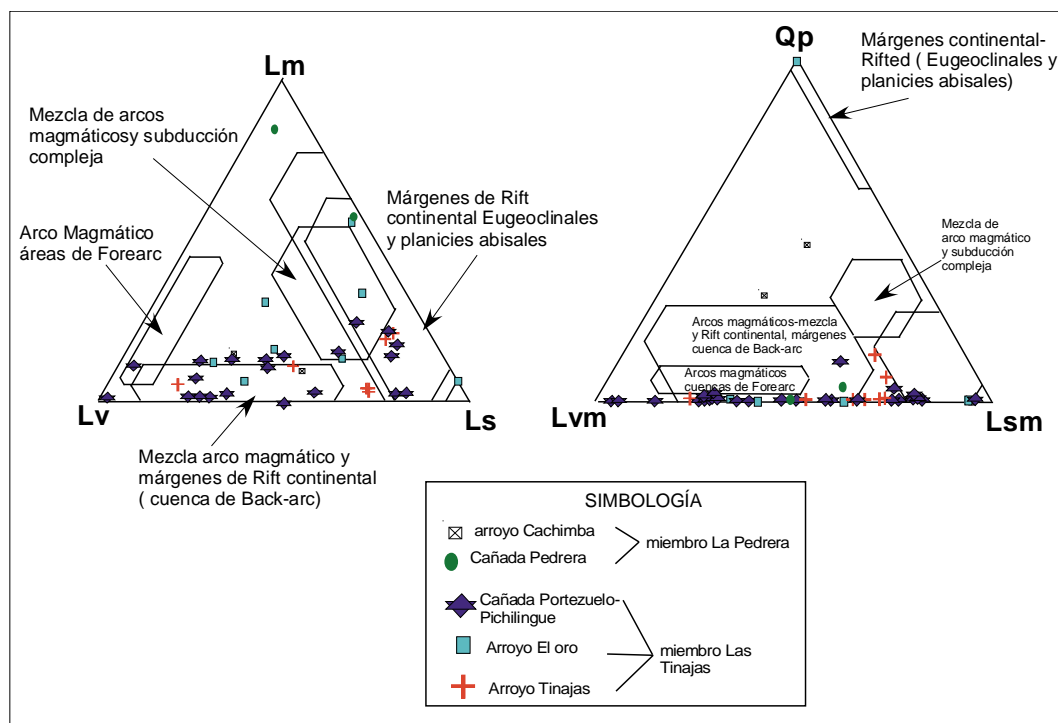


Figura 62. Diagramas de líticos de las areniscas de los miembros La Pedrera y Las Tinajas de la Formación Santa Victoria

IV.6. Modelo Paleoambiental y evolución temporal de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote

El análisis de Facies y de asociación de Facies permitió la interpretación paleoambiental de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote (Fig.63).

La asociación de Facies para el miembro Cachimba (a) es caracterizada por un predominio de conglomerados de clasto soportado en estratos tabulares y lenticulares, la alternancia de estos con areniscas sugiere una depositación producto de la acción de flujos turbulentos. En esta asociación de Facies, los procesos y los depósitos sugieren un desarrollo de un ambiente de abanicos aluviales de sectores medios en donde comienzan a predominar los fenómenos tractivos sobre los depósitos de flujos de gravedad indicado esto por la ausencia de estos últimos depósitos.

Posteriormente, el sistema de abanicos aluviales empieza a progradar sensiblemente hacia el centro del área de estudio (b) representado por depósitos que corresponden al sector distal del abanico en donde se llevó a cabo la depositación de canales fijos y aislados intercalados con depósitos arenosos y depósitos eólicos. En cuanto al análisis composicional de los clastos y la dirección de paleocorrientes de los depósitos del miembro Cachimba y la Pedrera indican la existencia de un sistema montañoso ubicado al NE del área de estudio, en donde los canales fluviales retrabajaron sedimentos de un orógeno reciclado. La presencia de Facies volcánicas asociadas a los canales conglomerádicos y a las areniscas indica la presencia de un primer pulso volcánico durante la depositación. Este primer pulso volcánico fue de poco impacto si se toma en cuenta su espesor y distribución.

Posterior a este primer pulso volcánico continúa la sedimentación predominando los depósitos de areniscas con escasos o nulos depósitos conglomerádicos. Un segundo pulso volcánico se manifiesta de manera extensa en la zona Centro y Norte del área de estudio, cubriendo a los depósitos de los miembros cachimba y la Pedrera de edad 20.3 ± 0.5 Ma (Hausback, 1984).

Posterior a la actividad volcánica se da un cambio en la fuente de abastecimiento del sedimento (c), indicado por la composición oolítica que presentan las areniscas del miembro las Tinajas sugiriendo el levantamiento de afloramientos pertenecientes al miembro San Juan, de la Formación El Cien al Norte-Noreste del área de estudio.

La composición de los depósitos gravosos del miembro Las Tinajas, indican que el aporte del material se derivó de dos fuentes de abastecimiento, uno situado el Este (netamente volcánico) en donde los canales gravosos retrabajaron los depósitos del arco volcánico durante los periodos de mayores descargas de los ríos y el otro al NE (netamente mixta).

La presencia de sedimentos finos revela condiciones de baja energía, la eventual presencia de capas con grietas de desecación y/o marcas de raíces indican periodos de exposición subaérea.

Si se toma en cuenta la distribución geográfica de las secciones estudiadas, estas nos señalan que las asociaciones de Facies de menor energía prevalecen hacia el oeste-Suroeste del área de estudio mientras que, las asociaciones de Facies de mayor energía se hallan principalmente ubicados al este-Noreste, por lo que se infiere que el sentido principal de la sedimentación fue del NE-SW en respuesta al levantamiento de un sistema montañoso.

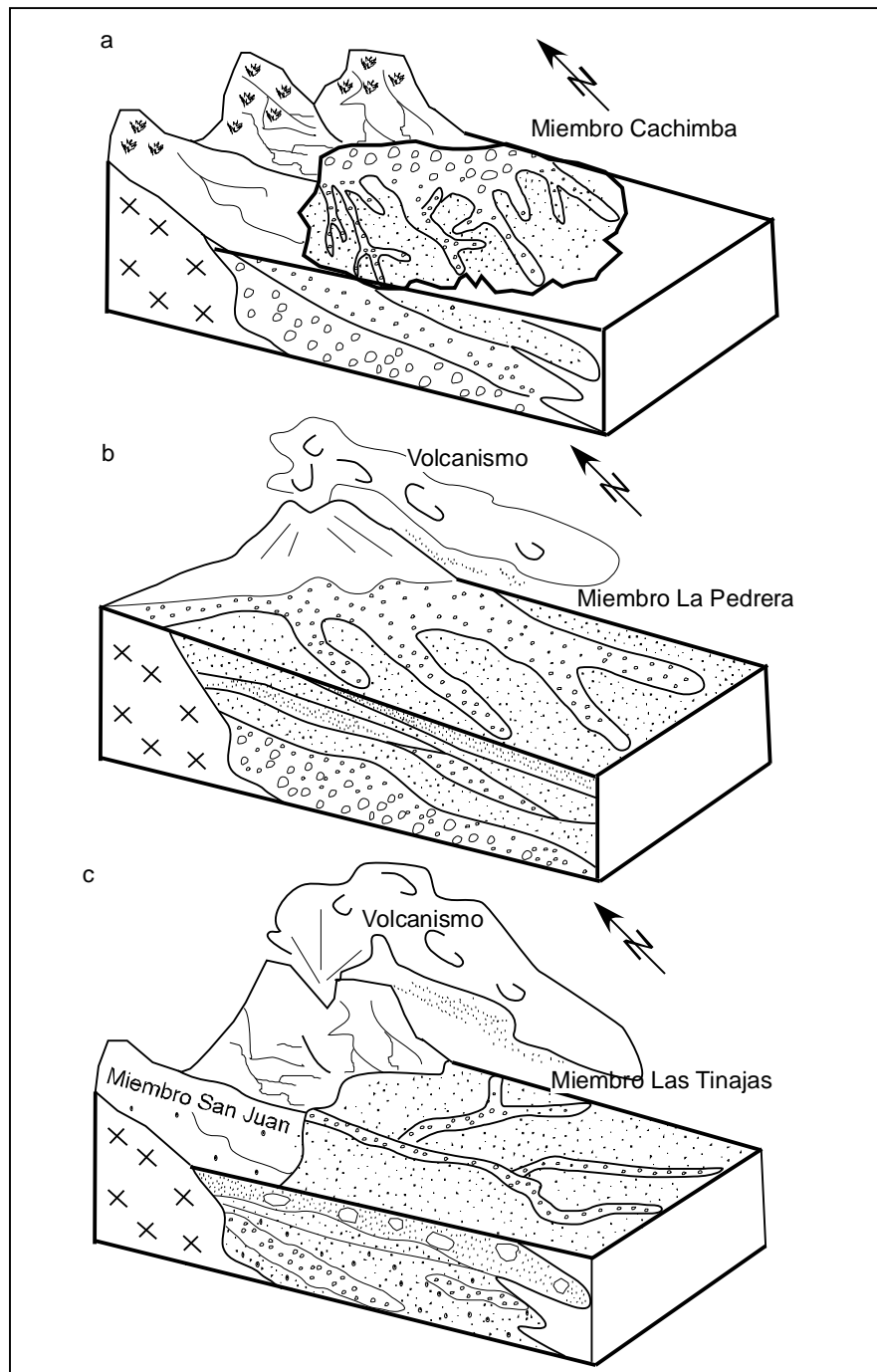


Figura 63. Reconstrucción paleoambiental de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote: a) Deposición del miembro Cachimba (conglomerados gruesos provenientes de la parte media de un ambiente de abanicos aluviales); b) Progradación de abanicos aluviales a un sistema fluvial trenzado e inicio del vulcanismo dando lugar a los depósitos del miembro La Pedrera; c) Cambio en la fuente de abastecimiento, afloramientos expuestos del miembro San Juan de la Formación del Cien y de un sistema montañoso ubicado al NE del área de estudio.

IV.7 Discusión

Los depósitos volcanosedimentarios Cenozoicos de El Coyote constituyen la parte inferior del Grupo Comondú. El Grupo Comondú es considerado de una edad más vieja para el Norte y más joven hacia el Sur de la Península de Baja California, reportándose edades entre 30 a 12 Ma (Gastil et al., 1979; McFall, 1968; Mclean, 1988; Umhoefer et al., 2001), mientras que hacia el Sur se han reportado edades de 25-12 Ma (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991).

La cartografía geológica y el análisis de Facies permitieron proponer tres nuevas formaciones geológicas para la parte inferior del Grupo Comondú en el área de estudio: Formación Santa Victoria (Fsv), Formación Balandra (Tbcbco) y Formación Coyote (Fc).

Tomando en cuenta los resultados obtenidos en el análisis de Facies, la Formación Santa Victoria (Fsv) se dividió en tres miembros: miembro Cachimba (mc), miembro La Pedrera (mp) y miembro Las Tinajas (mt). Los depósitos del miembro Cachimba (mc) se caracterizan por depósitos conglomeráticos. Sus Facies representan un depósito de tipo fluvial, lo cual sugiere que el miembro Cachimba (miembro inferior de la Formación Santa Victoria), probablemente corresponde al inicio de la depositación de estratos no marinos en la cuenca de ante arco, localizada al Oeste del arco volcánico Oligocénico-Miocénico de la Sierra Madre Occidental (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001).

El miembro La Pedrera (mp) se define por una sucesión de areniscas rojas intercaladas por conglomerados, flujos de ignimbrita y tobas. Su ambiente de

depósito es principalmente fluvial, aunque hay evidencias de desarrollo local de dunas eólicas, deducidas por la buena selección de grano y estratificación cruzada.

En cuanto al miembro Las Tinajas (mt) los depósitos se caracterizan por una sucesión de areniscas, conglomerados, depósitos de flujos de gravedad y lutitas intercalados con flujos piroclásticos. En base a sus facies y asociación de facies corresponden a un sistema fluvial de tipo trenzado progradando con depósitos de ambiente de abanicos aluviales

De acuerdo al análisis de Facies de la Formación Santa Victoria (Fsv) permite identificar la evolución de ambientes sedimentarios a lo largo del tiempo, de un sistema fluvial de tipo trenzado progradando a depósitos de abanico aluvial, que evidencia la proximidad de un frente montañoso.

Las unidades sedimentarias descritas se encuentran limitadas por flujos piroclásticos, los cuales evidencian la influencia volcánica en la sedimentación y el registro de eventos epiclásticos y piroclásticos durante la sedimentación.

Los flujos piroclásticos estuvieron relacionados a un vulcanismo explosivo, de temperatura elevada cuyo movimiento fue controlado por la topografía. Esta clase de flujos es similar a los descritos en otras localidades por Wilson y Walter (1982). El carácter de los flujos piroclásticos en el área es calco-alcalino, típico de dichos flujos (Walker, 1983) y similar a los descritos en la Sierra Madre Occidental (Nieto-Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2000; Ferrari et al., 1997, 2002).

Es importante mencionar la relevancia de los depósitos de bloques y cenizas contenidos en el miembro Las Tinajas (mt) y del episodio volcánico de gran magnitud que originó los depósitos de la Formación Balandra (Tbcbo) y que es posterior a la depositación de los miembros Cachimba (mc), La Pedrera (mp) y Las Tinajas (mt), el

cual se manifiesta de manera regional al N-NE de la ciudad de La Paz. Afloramientos similares se han encontrado a lo largo de la carretera La Paz- Pichilingue y en la carretera hacia San Juan de la Costa.

Algunos autores han descrito las texturas observadas en la región de estudio, como originadas por una deformación sin-depositacional. Por ejemplo, Hausback (1984) menciona dicha deformación en la región de La Paz, representada por un cizallamiento local, plegamiento de tobas y areniscas en forma de bloques desplazados dentro de los planos de falla mostrando una imbricación general hacia el Oeste a Suroeste a lo largo de la costa del Golfo. Dicha deformación, de acuerdo con Hausback, indica un deslizamiento gravitacional sin-depositacional de grandes bloques en la parte inferior del Grupo Comondú. Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988), mencionan un fallamiento intenso que afectó la zona, fragmentando y mezclando caóticamente las rocas de la secuencia volcanosedimentaria. Schwennicke et al. (2000) mencionan la existencia en el área de la Bahía de la Paz de bloques alóctonos de arenisca roja incrustados en la parte inferior de una brecha andesítica del Grupo Comondú, mencionan que el olistolito más grande es de 30 m de diámetro, aunque estratigráficamente el megaclasto mas grande de arenisca (50 m) ha sido observado arriba de la base de la unidad brechosa, sugiriendo una dirección de transporte para estos olistolitos hacia el Este o Sureste.

En este trabajo se considera que algunas de las texturas de brechas y algunos pliegues dúctiles observados en las rocas piroclásticas fueron mal interpretados por dichos autores, ya que no se originaron por fallamiento, sino que están asociadas a una serie de eventos volcánicos explosivos de gran magnitud. Por tal razón las brechas corresponden a varios flujos piroclásticos de tipo bloque y ceniza, descritas

como brechas co-ignimbríticas (Cas y Wright, 1988) y su mecanismo eruptivo se relaciona con el colapso de un domo de lava o flujo de lava. La explosión de la ventana eruptiva fue tan fuerte que socavó progresivamente los sedimentos saturados en agua de diferentes niveles dentro de los miembros Cachimba (mc), La Pedrera (mp) y Las Tinajas (mt). Esto originó los grandes bloques de dichos miembros, lo que explica la presencia de bloques fragmentados y mezclados caóticamente dentro de un flujo de ceniza. La deformación plástica que presentan ciertos bloques incluidos como xenolitos es debida a la alta temperatura y viscosidad del flujo que los arrastró e incorporó en el cuerpo de la ignimbrita.

Parte de la complejidad en la interpretación de los depósitos de flujos de bloques y cenizas estriba en que asociados a ellos existen planos de fallas sin-généticas de bajo y alto ángulo que fueron reactivadas por fallamiento más joven, posteriores al depósito de los flujos.

El análisis de facies sedimentarias y volcánicas, la definición de los modelos de depósito y proveniencia permitió proponer el modelo paleogeográfico y temporal del área de estudio, enmarcado en el contexto local y regional. En este contexto, el análisis de procedencia, tanto de gravas (miembro Cachimba) como de areniscas (miembro La Pedrera y Las Tinajas), sugiere que en el Mioceno el basamento estaba aflorando aunque existía la influencia de sedimentos derivados de un arco volcánico.

El miembro Las Tinajas (mt) presenta constituyentes oolíticos fosfáticos, similares a los que existen en el miembro San Juan de la Formación el Cien del Oligoceno superior (Hausback, 1984).

Los constituyentes oolíticos fosfáticos del miembro Las Tinajas (mt) son similares a los descritos por Schwennicke (1992,1994^a,1995) en el miembro San

Juan de la Formación el Cien en San Juan de la Costa a 40 Km. al Noroeste del área de estudio. La presencia de clastos derivados de la Formación El Cien indica un levantamiento de la región Norte y Noroeste del área estudiada para el Mioceno Temprano.

En relación a la presencia de areniscas rojas en el miembro La Pedrera es importante mencionar que tanto en la península de Baja California como en la Sierra Madre Occidental han sido reportadas Facies similares (McFall, 1968; Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Henry y Fredikson, 1987; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988; Mclean, 1988; Umhoefer et al., 2001).

En la península de Baja California, particularmente en Bahía Concepción, McFall (1968) define la Formación El Salto constituida por areniscas rojas con una edad de 28.1 ± 0.9 Ma que considera son la parte más vieja y basal del Grupo Comondú. Las características litológicas descritas por McFall de la Formación El Salto coinciden con las características litológicas de la sucesión volcanosedimentaria del miembro La Pedrera (mp) por lo que es posible correlacionar dicho miembro con la Formación El Salto.

Por otro lado los depósitos de areniscas rojas de la Sierra Madre Occidental marcan la inconformidad entre secuencias Pre-Oligocénicas y Oligocénicas así mismo han sido relacionadas a bloques limitados por fallas producto de extensión (Henry y Fredikson, 1987; Aranda-Gómez y Mc Dowell, 1998).

Tomando en cuenta el análisis modal y la procedencia de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote, se definió la evolución temporal de dichos depósitos.

Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, la actividad volcánica se centró al Este de lo que hoy es el Golfo de California. Los ríos drenaban hacia el Oeste, depositándose areniscas rojas con estratificación cruzada intercalada con depósitos de flujos piroclásticos. La actividad volcánica se incremento al migrar el arco volcánico de la Sierra Madre Occidental hacia el Oeste durante el intervalo de 17 a 22 Ma, evidenciado por la predominancia de rocas volcánicas andesíticas que se extienden desde el Norte hasta el Sur en la latitud de La Paz (Hausback, 1984).

La reconstrucción paleogeográfica propuesta es compatible a modelos regionales del occidente de México, propuestos en base a edades isotópicas de las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2002) así mismo corresponde a las interpretaciones regionales de una cuenca de ante-arco para el Oligoceno-Mioceno Superior en el occidente de la Península de Baja California (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001).

CONCLUSIONES

- 1) La Sucesión volcanosedimentaria El Coyote (SVC) corresponde a la parte basal del Grupo Comondú (25-12 Ma). El SVC se encuentra constituida por tres formaciones: Formación Santa Victoria (FSV) (Mioceno inferior), Formación Balandra (Tbcb) (Mioceno medio) y Formación El Coyote (FC) del Plio-Pleistoceno. La Formación Santa Victoria (Fsv) se encuentra constituida por tres miembros: miembro Cachimba (mc), miembro La Pedrera (mp) y miembro Las Tinajas (mt). El miembro Cachimba (Mc) presenta tres Facies: dos de Facies conglomeráticas (Gm y Gh) y una de Facies de areniscas (St). El miembro La Pedrera (mp) presenta cuatro Facies: una de Facies

conglomeráticas (Gm), dos de Facies de areniscas (St) y una de Facies de grano fino (Fsm) y el miembro Las Tinajas (mt) presenta Veinte Facies: tres de Facies conglomeráticas (Gms, Gm y Gmb), once de Facies de areniscas (Sm, Str, Sh, Sg, Ss, Sb, Si, Sp, Sc, Sd, Sbr) y seis de Facies de grano fino (Fl, Fsm, Fm, Fr, Fb, Fmb).

- 2) Las litofacies del miembro Cachimba (mc) y La Pedrera (mp) consisten de capas de areniscas rojas y en menor proporción conglomerados, lutitas. Estos depósitos se acumularon en ambientes fluviales de ríos de baja sinuosidad con alternancia de barras. Los clastos de los conglomerados del miembro Cachimba (mc) y el miembro La Pedrera (mp) están compuestos principalmente por rocas metamórficas (filitas, cuarcitas, cuarzo metamórfico, marga, cuarzo azul) y en menor proporción por rocas volcánicas (andesita, dacitas).
- 3) Las litofacies del miembro Las Tinajas (mt) consisten de arenas de color café, conglomerados, flujos de escombros y lutitas. Su ambiente de depósito es de un sistema fluvial de tipo trenzado progradando con depósitos de abanico aluvial. Los clastos de los conglomerados del miembro Las Tinajas (mt) están compuestos principalmente por rocas volcánicas (andesitas, dacitas, riolitas).
- 4) En cuanto a los conglomerados, las variaciones en su composición permiten definir dos asociaciones de clastos para la Formación Santa Victoria (Fsv): La asociación 1 representada por una composición mixta de clastos metamórficos y volcánicos provenientes probablemente de la Sierra Madre Occidental y la asociación 2, compuesta principalmente por clastos volcánicos de composición andesita-dacita provenientes del arco volcánico de 24-20 Ma.

- 5) El análisis arquitectural del miembro La Pedrera (mp) muestra tres elementos arquitecturales: canales (CH), canales menores (HO) y bedforms arenosos (SB). Mientras que el análisis arquitectural del miembro Las Tinajas (mt) presenta seis elementos arquitecturales: capas arenosas laminadas (LS), sedimentos de planicie de inundación (FF), bedforms arenosos (SB), canales menores (HO), Canales (CH) y sedimentos de flujos de gravedad (SG).
- 6) Los datos de paleocorriente muestran dos direcciones preferenciales uno hacia el SE y otro hacia el SW, lo que indica una dirección de corriente migrante pero con tendencia hacia el Sur.
- 7) La evolución de la arquitectura fluvial de los depósitos volcanosedimentarios El Coyote consta de dos sucesiones: uno inferior S1 y uno superior S2. La sucesión inferior S1 es dominada por un arquitectura de canales que relaciona elementos de un sistema fluvial de alta sinuosidad y barras que relacionan un sistema de baja sinuosidad, mientras que la sucesión superior S2 se encuentra caracterizada por una arquitectura dominada por depósitos de barras y arenas de baja sinuosidad de un sistema fluvial progradando con depósitos de abanico aluvial. Siendo el modelo Paleogeográfico de los depósitos sedimentarios El Coyote, un sistema de abanico aluvial transversal y de planicie trezado.
- 8) Cada unidad sedimentaria se encuentra limitada por flujos piroclásticos, los cuales evidencian la influencia volcánica en la sedimentación generando una alternancia de eventos piroclásticos y epiclásticos. En base a ello se definieron dos periodos estratigráficos: periodos sin-erupción y periodos de inter-erupción. La Facies volcánica del miembro La Pedrera (mp) fueron agrupadas

dentro de depósitos piroclásticos de lluvia de cenizas (pyroclastic fall deposits) y depósitos de flujos piroclásticos (pyroclastic flow deposits). Los depósitos piroclásticos de lluvia de cenizas se caracterizan por presentar Facies de grano fino (mT), mientras que los depósitos de flujos piroclásticos se encuentran representados por Facies gruesas pumicíticas (mLT). La Facies volcánica de la Formación Santa Victoria (Fsv) en su miembro superior Las Tinajas (mt), se encuentran constituidas por litofacies de depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de surges piroclásticos. Posterior a la depositación sedimentaria y volcánica de los miembros de la Formación Santa Victoria se produjo otro evento volcánico de gran magnitud correspondiendo a flujos piroclásticos de tipo bloque y toba (mTCo) relacionados con el colapso de un domo de lava o flujo de lava.

- 9) Las Facies volcánicas de la Formación Balandra (Tbcbco), se encuentran constituidos por Facies de grano grueso: Facies de brecha heterolítica (Tbcb) y Facies de brecha color ocre monomítica (Tbco). Se definieron cuatro asociaciones de Facies volcánicas: Primera asociación: Progradación de la ignimbrita, gradación en el tamaño de grano; segunda asociación de Facies volcánicas: Brechas y depósitos de bloques y cenizas; tercera asociación de Facies volcánicas: Cambios de litofacies distales de masivo a estratificado y cuarta asociación de Facies volcánicas brechosas).
- 10) Los parámetros petrográficos indican que las areniscas del miembro La Pedrera (mp) son de composición subarcósica representada por la petrofacie Cuarzolítica correspondiendo a la provincia de orógeno reciclado mientras que las areniscas del miembro Las Tinajas (mt) son litarenitas con un 15% de

oolitos fosfáticos con petrofacies feldespatolítica-volcaniciclástica distribuyéndose en la provincia de arco magmático.. Los datos petrográficos sugieren una evolución temporal. En el Mioceno el basamento levantado y el orógeno reciclado fueron los principales controladores de la evolución petrográfica del miembro Cachimba (mc) y el miembro La Pedrera (mp), mientras que para el miembro Las Tinajas (mt) el arco magmático viene siendo el principal controlador.

- 11) En base a la similitud en las características petrográficas de los oolitos de la Formación Santa Victoria con los de la Formación El Cien, concluimos que los oolitos de la Formación Santa Victoria proceden de la Formación El Cien.

BIBLIOGRAFIA

Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.

Allen, J.R.L., 1965. The sedimentation and paleogeography of the Old Red sandstone, Anglowelsh Basin. *Sedimentology*, 3, 163-198.

Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Mar. Geol.*, 26, 281-328.

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Beownstones (lower Devonian), Welsh borders. *Sedim. Geol.*, 33, 237-293.

Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb y Rangin, 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *J. Structural Geol.*, 3, 347-357.

Aranda Gómez, J.J., 1982. El basamento metamórfico en la región de Todos Santos, B.C.S. Informe preliminar. México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional, Programa y Resúmenes, 103-104.

Aranda-Gómez, J.J. y Pérez-Venzor, J.A., 1988. Estudio Geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 7, v.1, 11-21.

Aranda-Gómez, J.J. and Pérez-Venzor, J.A., 1997. Active faults in the Los Cabos block, Baja California Sur, Mexico. Compilation for the Map of Major Active Faults, Western Hemisphere, International Lithosphere Program (ILP), Project II-2, 27.

Aranda-Gomez, J.J., Mc Dowell, F.W., 1998. Paleogene extension in the Southern Basin and Range Province of México: Syn-depositional Tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *Int. Geol. Rev.*, 40, 16-134.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D and Luhr, J.F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, 59-71.

Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536 .

Atwater ,T., 1989. Plate tectonic history of the Northeast Pacific and western North America. In Winterer, E. L., Hussong, D. and Decker, R.W. (eds). The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America, N. 21-79 .

Atwater, T. and Stock, J., 1998. Pacific North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States. An Update, *Int. Geol. Rev.* 40, 375-402.

Beal, C.H., 1948. Reconnaissance Geology and oil possibilities of Baja California, Mexico, Waverly, Baltimore, Md. 138 p.

Blair, T.C., 1987a. Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring Rivel alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, .57, 1-18.

Blair, T.C., and McPherson, J.C., 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104,762-769.

Blair, T.C. and Mcpherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. London, Chapman y Hall, 354-402 p.

Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. *J. Sedim. Geol.*, 55. 69-75.

Blissenbach, E., 1954. Geology of alluvial fans in semiarid regions. *J. Sedim. Geol.*, 85, 175-190.

Böhnel, H., Morán-Zenteno, D., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. Paleomagnetic and isotope data from Southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California. *Geofis. Int.*, 31, 253-261.

Branney, M.J., Kokelaar, P., 2003. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society Memoir*, The Geological Society, 27, 152.

Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.

Bull, W.B., 1977. The aluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.

Bursik M., Reid J., 2004. Lahar in Glass Creek and Owens River during the Inyo eruption, Mono-Inyo Craters, California. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 131: 321-331.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.

Campbell, R.H., 1975. Soil slips, debris flows and rain-storms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. U.S. Geological Survey Professional paper 851 p.

Cant, D.J., 1982. Fluvial facies models and their application in sandstone depositional environments. The American Association of Petroleum Geologists. United States of America. 115-137 p.

Carreón-Díazconti, C., Jacques-Ayala, C., 1989. Características petrográficas de la capa fosfórica Humboldt, San Juan de la Costa, Baja California Sur, y sus efectos en el proceso de recuperación de la fosforita. Bol. Depto. Geol. Uni. Son., 6, 23-38.

Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1988. Volcanic Successions: Modern and Ancient, a geological approach to processes, products and successions. Second edition. Unwin Hyman Ltd, London, .524 p.

Colella, A., 1998. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, Southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: W. Nemeč and R. J. Stel (eds), Fan deltas: Sedimentology and Tectonic settings. Blackie y Son, Glasgow. 50-74 p.

Costa, J.E., 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flow. In Flood Geomorphology,. Baker, V.R , R.C. Kochel and P.C. Patton (eds). New York: Wiley. 113-122 p.

Cowan, E.J., 1991. The large-scale architecture of the fluvial Westwater canyon member, Morrison Formation (upper Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. In: Miall, A.D, N.Tyler (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Society for Sediment. Geol., Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, 80-93.

Darton, N.H., 1921. Geologic Reconnaissance in Baja California. J. Geol.,29, 720-748.

Demant, A., 1975. Caracteres químicos principales del volcanismo Terciario y Cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolución del margen continental Pacífico de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Rev. 75, 21-71.

Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: J. Sedim. Petrol., 40, 95-707.

Dickinson, W.R., 1982. Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 121-137.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites, 333-361 p.

Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone composition. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63, 2-31.

Dickinson, W.R. and R. Valloni, 1980. Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins: Geology, 8, 82-86.

Dickinson, W.R., Lawton, T.F., and Inman, K.F., 1986. Sandstone detrital modes, central Utah foreland: Stratigraphic record of Cretaceous-Paleogene tectonic evolution. J. Sedim. Petrol., 56, 276-293.

Einsele, G., 1992. Sedimentary basin: evolution, facies and sediment budget. Part II. Springer Verlag, Berlin. 17-75 p.

Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Alvarez, S., Rosas Elguera, J., 1977. Tectono-magmatic episodes in central México and plate tectonics history. EOS, 78, F843.

Ferrari, L., Urrutia Fucugauchi, J., Aguirre Díaz, G., and Rosas Elguera, J., 1997. Stratigraphy and structure of the Southern Sierra Madre Occidental along the Zacatecas–Nayarit transect: *Unión Geofísica Mexicana, Boletín Informativo, GEOS*, 17, 286.

Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas Elguera, J., and Aguirre Díaz, G.J., 1997. Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. In: *Internacional Association of Volcanology and Chemistry of the Herat Interior, General assembly 1997, Field Trip 12 Guidebook: Puerto Vallarta, Mexico*, 61 p.

Ferrari, L., López Martínez M., Rosas Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectonics*, 21, 17-24.

Fletcher, J.M.; Munguía- Orozco, L.; Pérez- Venzor, J.A.; Foster Dana; Aranda-Gómez J., 1997. Transtensional tectonics, Southern Gulf of California, *EOS, Tyans. AUG 78 (46). Fall. Meet. Suppl.*, F 822 p.

Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A. and Gleadow, A.J. W., 2000. Heterogeneous Neogene cooling exhumation of the Los Cabos Block, Southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology. *Geology*, 28, 107-110.

Fletcher, J.M., and Munguía, L., 2000. Active continental rifting in Southern Baja California, Mexico; implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19, 1107-1123.

Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson J.D, Lewin J. (eds). *Modern and ancient fluvial systems. Int.: Assoc Sedim. Spec. Publ.*, 6, 345-354.

Friend, P.F., Slater M.J., Williams R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 39-46.

Folk, R.L. 1959. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, TX. 159 p.

Frizzell, V.A., 1984. The Geology of the Baja California Peninsula: An introduction. In Frizzell, V.A. (ed), *Geology of the Baja California Peninsula: S.E.M.P. Pacific Section.*, 39, 1-7.

Frizzell, Jr V.A., Fox, L.K., Mooser, F.C., Ort, K.M., 1984. Late Cretaceous granitoids, Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union.*, 65, 1151.

Gaitán, J, 1986. On Neotectónica evidences in the Southern Peninsular Region, Baja California Sur, Mexico. *Int. Inst.for Aerosp. Surv. And Earth Sci.*, Enschede, Netherlands. M.S. Thesis, 110 p.

Galloway, W.E., 1975. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of flooding-bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, 125-142.

Galloway, W.E. and Hobday D.K., 1990. *Terrigenous clastic depositional systems: applications to fossil fuel and groundwater resources*. Springer-Verlag. 29-58 p.

Gans, P.B., 1997. Large magnitude Oligo-Miocene extension in Southern Sonora: Implications for the tectonic Evolution of Northwestern Mexico. *Tectonics*, 16, 388-408.

Gastil, R.G., Krummenacher, D., and Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 839-857.

Gastil, L.G., Morgan, G.L. and Krummenacher, D., 1981. The tectonic history of Peninsular California and adjacent México. In: W.G. Ernst (ed). *The geotectonic development of California*. Rubey, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1, 284-305.

Gastil, R.G. and Miller, R.H., 1983. Prebatholithic terranes of Southern and Peninsular California, U.S.A. and México; status report, in Stevens, C.H., *pre-Jurassic rocks in western North America suspect terranes*, Society of Economic Mineralogists and Paleontologists Pacific section, 49-61.

Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogiez e Petrográfica Acta.*, 12, 69-97.

Gile, L.H. and Hawley J. W., 1966. Periodic sedimentation and soil Formation on an alluvial-fan piedmont in Southern New México. *Soil Science Society of America proceedings.*, 30, 261-268.

Hamilton, W., 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja California: *U.S. Geol. Soc. Am. Mem.*, 140, 59-69.

Harrell, J., 1984. A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *J. Sedim. Petrol.*, 54, 646-650.

Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México. In: Frizzell, V.A. (ed). *Geology of the Baja California Peninsula: S.E.M.P. Pacific Section.*, 39, 219-236.

Heim, A., 1922. Notes on the Tertiary of Southern Lower California (México): The Geological Magazine., 59, 529-547.

Helenes, J. and Carreño, A.L., 1999 Neogene Sedimentary Evolution of Baja California in relation to Regional Tectonics. In: Lomnitz, C. (Ed.), Earth Sciences in Mexico: Some recent perspectives, Special Issue, Journal of South American Sciences.,12, 589-605.

Henry, C.D., Fredrikson, G., 1987. Geology of a part of Southern Sinaloa, México adjacent to the Gulf of California. Geol. Soc. Am., Map and Chart Series MC-H062.

Henry, C.D, and J.J Aranda Gómez, 2000. Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. Tectonophysics, 318, 1-26.

Hogg, S.E., 1882. Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or . .? Earth Science Reviews, 18, 59-76.

Hooke, R.L., 1967. Processes on arid – region alluvial fans. J. Geol., 75, 438-460.

Howard, J.L., 1992. An evaluation of shape indices as paleoenvironmental indicators using quartzite and metavolcanic clast in upper Cretaceous to Paleogene beach, river and submarine fan conglomerates. Sedimentology, 39, 471-486.

Hsu, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. Bulletin of the Geological Society of America, 86, 129-140.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.H., Ford R.L., Grimm, J.O. and Pickle, J.D., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi- Dickinson point-counting method. *J. Sedim. Petrol.*, 54,103-116.

Jackson, R.G. (II), 1975. Velocity bedform texture patterns of meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1511-1522.

Keating, G.N. and Valentine, G.A., 1998. Proximal stratigraphy and syn-eruptive faulting in rhyolitic Grants Ridge Tuff, New México, USA. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 81, 37-49.

Krumbein, W.C. and Sloss, L.L., 1963. *Stratigraphy and sedimentation*. W.H. Freeman, San Francisco, 660 p.

Lawson, A.C., 1913. The petrographic designation of alluvial fan formations. *University of California Publications in Geology*, 7, 324-334.

Leeder, M.R., 1982. *Sedimentology: Process and Product*. Unwin Hyman, London. 344 p.

Leopoldo L.B. and Wolman M.G., 1957. River channel patterns; braided, meandering and straight. *US Geological Survey professional Paper 282-B*.

Lewis, D.G. and McConchie, D., 1994. *Analytical Sedimentology*, Chapman and Hall, London. 197 p.

Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M. and Decker, R.W. (eds). The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, the Geology of North America, N, 499-521.

Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J.P. and Simoneit, B.R.T., (eds). The Gulf and Peninsular province of the Californias. AAPG Memoir, 47, 403-423.

Lozano- Romen, F., 1975. Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 27, 104-329.

Mack, G.H., 1981. Composition of modern Stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland Fol.-thrust belt of north Georgia: J. Sedim. Petrol., 51, 1247-1258.

Martín Barajas, A.,J.M. Fletcher, M.López Martínez and R. Mendoza Borunda, 2000. Waning subduction and arc volcanism in Baja California: The San Luis Gonzaga volcanic field, Tectonophysics, 318, 27-51.

Martínez – Gutiérrez, G., 1994. Sedimentary facies of the Buena Vista-San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico. N. C. State Univ., Raleigh, N.C. M.S. Thesis, 141 p.

Mc Fall, C.C., 1968. Reconnaissance Geology of the Concepción Bay Area, Baja California, México. Stanford University publications, Geological Sciences, 10, 25.

McCloy, C., 1984. Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell, V. A. Jr., ed., 1984. Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M., 39, 267-273.

McGee, W.J., 1897. Sheetflood erosion. Bulletin of the Geological Society of America, 8, 87-112 .

McKee, E.D. and Weir, G.W., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Bull. ,64. 381-389.

McLean, H., 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, México: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2000, scale 1:50,000.

Menard, H. W., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. J. Geol., 86, 99-110.

Miall, A.D., 1977. Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Notes, October, Calgary, 600 p.

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In Fluvial sedimentology, A.D. Miall (ed). Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir., 5, 597-604.

Miall, A.D., 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In Miall AD (ed) Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper., 23, 1-33.

Miall, A.D., 1984. Variations in fluvial style in the Lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands. Sediment. Geol., 38, 99-523.

Miall, A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science*, 2, 261-308.

Miall, A.D., 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lesson from outcrop studies. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 72, 682-697.

Miall, A.D., 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basin. In Kleinspehn K, Paola C (eds) *New perspectives in basin analysis*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 67-81.

Miall, A.D., 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Second edition; Springer-Verlag., New York, 668 p.

Miall, A.D., 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: AD Miall, N Tyler (eds) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society for Sedimentary Geology, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, 6-12.

Miall, A.D., 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42, 379-389.

Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Heidelberg, 582 p.

Miall, A.D., 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, Heidelberg, 667p.

Miall, A.D., 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial succession. *Sedimentology*, 48, 971-985.

Miall, A.D. and Turner-Peterson, C.E., 1989. Variations in fluvial style in the Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 63, 21-60.

Middleton, G.V., 1973. Johannes Walthers law of the correlation of Facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 979-988.

Mina-Uink, F., 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Boletín*, 9, 139-270.

Miranda-Avilés, R, 2002. Etude Geologique comparée des bassins de Santa Rosalía (Basse Californie du Sud, Mexique) et de Mendibelza (Pyrenees, France). Université de Bordeaux I, école doctorale des sciences du vivant, geosciences, sciences de l'environnement. These doctoral, Bordeaux, 235 p.

Miranda Avilés, R., Nava Sánchez, E.H., Bourrouilh,R. and Molina Cruz, A., 2001. The Lobos Basin: a transverse transpresional basin in a block rotation model from La Paz Bay. *Geological Society of America. Abstracts with programs*, 33, 58.

Moore, J.G., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30, 337-363.

Mudge, M.R., 1965. Rockfall-avalanche and rockslide avalanche deposits at Sawtooth Ridge, Montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, 76, 1003-1014 .

Nieto Samaniego, A.F., Alaniz Álvarez, S.A., y Labarthe Hernández, G., 1997. La deformación post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 13-25 .

Nieto- Samaniego, A.E., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez,S.A. and Labarthe-Hernández, G., 1999. Variation of Cenozoic extensión and volcanism across the Southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*,11, 347-363.

Nichols, G., 1999. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd. Ed. Osney Mead, Oxford, London. 355 p.

Nilsen, T.H., 1982. Alluvial fan deposits. In sandstone depositional environments. The American Association of Petroleum Geologists. United States of America. 49 – 86 .

Normark, W.R., Curray, J.R., 1968. Geology and structure of the tip of Baja California, México: *Geol. Soc. Am. Bull.*,79, 1589-1600.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, North American stratigraphic code: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 841-875.

Ortega Gutiérrez, F., 1982. Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, Baja California Sur: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional. Programa y Resúmenes, 90 p.

Pantoja A. y Carrillo Bravo J., 1966. Bosquejo geológico de la región Santiago-San José del Cabo, Baja California: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 18, 1-12 .

Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York. Third edn, 718 p.

Postma, G., 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 291-294.

Potter, P.E., 1959. Facies models conference. *Science*, 129, 1292-1294.

Potter, P.E. and Pettijohn, F.J., 1977. Paleocurrents and Basin Analysis, 2nd edn. Springer-Verlag, Berlin, 425 p.

Pye, K., 1987. Aeolian Dust and Dust deposits. Academic Press, London, 334 p

Ramos-Velázquez, E., 1998. Características de la deformación en las rocas graníticas Cretácicas al Este Sureste de la Ciudad de La Paz, B.C.S., México, Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, México, 122 p.

Rangin, C., 1978. Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to Northeast Sonora (México). In Howell, D.G., and McDougall, K.A., (eds). Mesozoic paleogeography of the western United States: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symposium, 2, 85-106.

Reading, H.G. and Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary record. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (ed. H.G. Reading). Blackwell Science, Oxford. 5-36.

Ricci Lucchi F., 1995. Sedimentographica: photographic atlas of sedimentary structures. Columbia University Press, 2d ed. United States of America, 255 p.

Rusnack, G.A; Fisher R.J. and Shepard F.P., 1964. Bathymetry and faults of the Gulf of California in marine geology of the Gulf of California. Shor. AAPG, Mem., 3, 59-75.

Sánchez-Zavala J.L. y García Centeno, E., 2002. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: procedencia y tectónica. <http://geologia.igeolcu.unam.mx/academia/Temas/Procedencia/Procedencia.html>

Sawlan, M.C. and Smith ,J.G., 1984. Petrologic characteristics, age and tectonics setting of Neogene volcanic rocks in Northeastern Baja California Sur, Mexico. In: Frizzel, Virgil, A, Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula. S.E.P.M. Pacific section, 39, 237-251.

Sawlan, M.G.,1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift, in Gulf and Peninsular province of the Californias, edited by J.P. Dauphin and B.T. Simoneit, AAPG Mem, 47, 301-370.

Schaaf, P., Bohnel, H. and Pérez-Venzor, J.A., 2000. Pre-Miocene paleogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and paleomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318, 53-69.

Schumm, S.A., 1963. A Tentative Classification of Alluvial River Channels. *US Geol. Surv. Circ.*, 477 .

Schumm, S.A., 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1573-1588 .

Schumm, S.A., 1968. River adjustment to altered hydrologic regimen- Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *US, Geol. Surv. Profess. Paper*, 598p.

Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley, New York., 250 p.

Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system; sedimentologic implications. In: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments* (eds F.G. Ethridge and R.M. Flores). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication, 31.19-29.

Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 13, 5-27.

Schwennicke, T., 1992. Phosphorit führende Tief-und Flachwassersedimente aus dem Oberoligozän von Niederkalifornien, Mexiko- die San Juan- Einheit (El Cien Formation). Tesis doctoral Univ. Hannover ; Hannover (inédita), 163 p.

Schwennicke, T., 1994a. Deep and shallow water phosphorite bearing strata of the Upper Oligocene of Baja California, México (San Juan Member, El Cien Formation). *Zentralbl. Fur Geol. Und Palaont. Teil I, Stuttgart*, 19, 567-580.

Schwennicke, T., 1995. Phosphatic grains of the upper Oligocene San Juan member (El Cien Formation) of Baja California Sur, México. *Bol. Depto. Geol. Uni. Son.* 12, 41-64.

Schwennicke, T., Nathan Y Vázquez García, A, and de Anda Franco, N., 1996. Petrographic evidences for modern phosphogenetic processes in some coastal lagoons of Baja California Sur, México. *Abstr. XIII, Conv. Geol. Nac. La Paz.*

Schwennicke, T., Plata-Hernández Elvia, Vázquez-Balderas José Francisco., 2000. Stratigraphy of Oligocene-Miocene Red beds in central Baja California Sur, México. *XVII Simposio sobre la Geología de Latinoamérica Extended Abstract, perfil18*, 6p.

Shultz, A.W., 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal Sediment Petrology*, 54, 759-772.

Sirkin, L., Padilla-Arredondo, G., Pedrin-avilés, S., Díaz-Rivera, E and Gaitán Morán J., 1984. Quaternary marine deposits, raised marine terraces, and tectonism in Baja California Sur, Mexico: A report on research in progress. In: *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium (Hermosillo, Son.)*, 319-339.

Smith, T., 1984. Miocene and Pliocene marine mollusks and preliminary correlations, Vizcaino Peninsula to Arroyo La Purísima, Northwestern Baja California Sur, México. In: Frizzell, Virgil A. Jr., ed . Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M., 39, 197-217.

Smith, D.G and Smith N. D., 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. J. Sedim. Petrol., 50,157-164.

Smith, G.A., 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene, central Washington): Sedimentology, 35, 953-977.

Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM special publication, 45.

Smith, R.C.M., 1991. Landscape response to a major ignimbrite eruption, Taupo volcanic center, New Zealand. Sedimentation in Volcanic settings, SEPM special publication, 45.

Sneed, E.D. and Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. J. Geol., 66,114-150.

Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. J. Sedim. Petrol., 53,1271-1280.

Somoza Losada, L., 1990. Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Instituto Español de Oceanografía, n 12, Madrid, 250 p

Spencer, J.E. and Normark, W.R., 1989. Neogene Plate- tectonic Evolution of the Baja California Sur continental Margin and the Southern Gulf of California, Mexico. In: Winterer, E. L., Hussong, D. and Decker, R.W. (eds). The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado. Geological Society of America. The geology of North America, 2, 489-497.

Stephen J. Gale, 1990. The shape of beach gravels. J. Sedim. Petrol.,60, 787-789.

Stock, J.M. and Hodges, K.V., 1989. Pre- Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. Tectonics, 8, 99-115.

Tolman, C.F., 1909. Erosion and deposition in the southern Arizona bolson región. J. Geol., 17, 136-163.

Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology. Blachwell Scientific Publications, Oxford. 2nd edn, 260 p.

Tunbridge, I.P., 1981. Sandy high-energy flood sedimentation some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. Sedim.Geol., 28, 79-96.

Tunbridge, I.P., 1984. Facies models for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. Sedimentology, 31,697-716.

Umhoefer ,P.J., Dorsey, R.J., Willsey S., Mayer, L. and Renne P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, México. Sedim. Geol., 144, 125-147.

Vessell, R.K., 1979. Recent and ancient volcanoclastic sedimentation on an active continental margin. Unpub. Ph.D. Diss., Texas Tech Univ., Lubbock, 127 p.

Vessel, R.G., Davies, D.K., 1981. Nonmarine sedimentation in active forearc basins. Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, Etheridge, F.G., Flores, R.M. (Eds). SEPM spec. Publ., 31, 31-45.

Walker, G.P., 1980. Ignimbrites types and ignimbrite problems. J. Volcan. Geothermal Res., 17, 65-88.

Walker, G.P., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. J. Volcan. Geothermal Res., 17, 65-88.

Walker, G.P., 1984. Facies Models. Geological Association of Canada, Toronto, Ontario, Canada, 409 p.

Walker, R.G. and James, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological association of Canada. Love printing Service Ltd. Stittsville, Ontario. 119-141.

Wilson, C.J.N. and Walker, G.P.L, 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. Geol. Soc. Lond., 139, 581-592.

Wright, J.V., A.L. Smith and S. Self, 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 315-336 .

Zuffa, G.G., 1985. Provenance of Arenites. Series C: Mathematical and Physical sciences ,published in cooperation with NATO Scientific Affairs Division., 148, 408 .

GLOSARIO

Con el propósito de que los términos y abreviaturas del presente trabajo de tesis sean fácilmente entendibles, se realizó este glosario con definiciones propias y otras obtenidas de Internacional Stratigraphic Guide[#] (1976) y del Diccionario de Geología* de Foucault y Raoult (1985).

Ac. Arroyo Cachimba.

Ao. Arroyo El Oro.

Asociación de Facies. Colección de atributos sedimentarios asociados por tener algo en común, incluyendo geometría, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipo de roca, estructuras sedimentarias y fauna.

At. Arroyo Las Tinajas.

BCSL. Bloque de Cabo San Lucas.

Bedforms. Es un rasgo morfológico formado por la interacción entre un flujo y el sedimento en una capa.

Bedload. Carga de fondo.

Bimodal. Dos tipos de tamaño de clasto.

Calco-alkalino. Se aplica a las rocas magmáticas que contienen proporciones equivalentes de Na, Ca y K.

*Cemento**. [del lat. *caementum*, mampuesto, por extensión mortero] - Toda materia que liga entre sí los componentes presentes y determina la formación de rocas sedimentarias compactas.

Clasto soportado. Clastos que se soportan unos con otros.

*Concordancia**. En una Formación sedimentaria, es el hecho de descansar normalmente sobre las capas más antiguas que no han sido plegadas ni basculadas precedentemente por esfuerzos tectónicos.

Cosets. Conjunto de capas sedimentarias.

Cp. Cañada La Pedrera.

Cpp. Cañada Portezuelo- Pichilingue.

Defocrón. Isocrón depositacional: superficie dentro de una ignimbrita que relaciona clastos depositados en un mismo instante de tiempo.

*Discordancia estratigráfica**. Contacto de dos estratos que no son inmediatamente sucesivos en el tiempo porque falta uno o más estratos de la serie. Si los estratos son paralelos, la discordancia se llama erosiva. Si unos están inclinados respecto a los otros la discordancia se llama angular.

*Echado**. Ángulo entre una superficie y un plano horizontal.

Elemento arquitectural. Componente de un sistema depositacional equivalente en tamaño (más pequeño que un canal de relleno y un poco más grande que una unidad de facies individuales), caracterizado por una asociación de facies distintiva.

Erupciones freáticas. Erupción volcánica explosiva causada por la interacción del agua con las rocas volcánicas calientes, dando lugar a una explosión violenta. El magma no está incluido.

Erupciones freatomagmáticas. Erupción volcánica explosiva que resulta de la interacción de la superficie del agua y el magma.

Estratificación cruzada. Se forma a partir de una sedimentación en láminas inclinadas o bien porque después de la sedimentación tiene lugar un proceso erosivo.*

Fábrica. Arreglo relativo de los componentes de una roca.*

Facies. Suma de características (dimensión, estructuras sedimentarias, tamaño de grano, forma del grano, color, contenido biogénico) de una unidad sedimentaria.

Falla. Plano o zona de ruptura en el substrato rocoso a lo largo de la cual se produce un desplazamiento.*

Falla normal. Aquella en la que el bloque del alto se desplazó hacia abajo con respecto al bloque del bajo o a lo largo del plano inclinado de falla.*

Falla Transcurrente. Aquella en la que predominan los movimientos laterales horizontales respecto al plano de falla que es vertical.

Fining upward. Sucesión sedimentaria que empieza de grano fino hacia arriba, esta sucesión indica un decrecimiento en el poder del transporte de la corriente durante la depositación.

Fluidización. Transformación de una estructura particulada en una dispersión expandida ligeramente que tiene propiedades fluidales, como resultado de la separación y soporte de las partículas causado por una flujo intersticial de gas o líquido.

Flujo laminar. Las moléculas dentro de un fluido se mueven paralelas a la dirección del transporte.

Flujo subcrítico. Cuando una onda formada por un canto dentro del agua o por el viento en la superficie puede propagarse hacia arriba (ya que viaja más rápido que el flujo), se dice que el flujo es tranquilo o subcrítico, el valor es <1 .

Flujo supercrítico. Es un flujo rápido que no permite que la onda se propague hacia arriba, el valor es >1 .

Flujo turbulento. Las moléculas en el fluido se mueven en todas direcciones pero con un movimiento neto en la dirección del transporte.

Formación[#]. Conjunto de capas geológicas de un rango intermedio dentro de la jerarquía de las unidades litoestratigráficas.

Flujo de bloques y cenizas. Corriente piroclástica densa en el cual la mayoría de los componentes juveniles son densos, no vesiculares a moderadamente vesiculares. Sus depósitos son de volumen pequeño y difieren de las ignimbritas en que estos flujos no son pumicíticos, algunos aspectos de su sedimentación pueden ser similares.

Gradación inversa. Incremento en el tamaño de grano hacia arriba de la capa.

Gradación normal. Cambio en el tamaño de grano de grueso a fino.

Grupo[#]. Es la unidad litoestratigráfica de rango superior al de la Formación. Un grupo esta constituido por una sucesión de formaciones.

Ignimbrita. Depósito de una corriente densa piroclástica rica en pómez.*

Imbrincación. Indicador de paleocorrientes, en donde los clastos se orientan en función de la dirección de la corriente.

Límite de flujo. Cima, base o contacto marginal de una corriente, típicamente con un ambiente fluído (atmósfera o hidrósfera) o el substrato. El límite de flujo inferior, por ejemplo, es la base de una corriente que esta en contacto con el substrato.

Límite de superficie (bounding surface). Son superficies de erosión macroscópica. Separan estructuras sedimentarias de unidades de facies, caracterizando la formación del depósito en una escala de tiempo particular lo que permite que el depósito se subdivida empíricamente dentro de jerarquías de unidades arquitecturales.

Litosoma[#]. Cuerpo tridimensional de litología esencialmente uniforme; representa el registro sedimentario de un litotopo (área de sedimentación uniforme).

Matriz. Material granulométricamente más fino en una roca que rellena los intersticios y engloba a los componentes de ésta. El término se refiere al tamaño relativo y disposición de las partículas sin considerar un tamaño en particular. En los sedimentos carbonatados, la matriz consiste usualmente de minerales de arcilla o componentes micríticos rodeados por material heterogéneo de granulometría diversa. Aunque el término debería ser empleado a modo descriptivo, no genético y sin referencia a composición, ha sido aplicado inapropiadamente como sinónimo de micrita.*

Matriz soportada. Clastos soportados por la matriz.

Miembro[#]. Unidad litoestratigráfica inferior al de la Formación que forma parte de la Formación.

Oolito. Pequeña esfera de 0.5 a 2mm de diámetro, con un centro o núcleo de cuarzo, fragmento lítico en donde se desarrolla una corteza formada por capas delgadas que le da una apariencia de estructuras concéntricas.*

Paleocorriente. _Paleo-: Prefijo que significa antiguo. Corriente antigua.

Peloides. También se conocen como pellets. Son partículas micríticas redondeadas o de forma elíptica. Su tamaño varía de 0.2 hasta 0.5 mm, carecen de estructura interna.

Polimíctico. Término que describe una roca detrítica constituida de diversos materiales.

Polimodal. Muchos tamaños diferentes de clastos.

Post-depositacional. _Post- (Pos-): Prefijo que significa detrás de o después de. Después de la depositación.

Punto triple. Interacción de tres placas.

Rift. 1. Rift continental, o fosa de hundimiento (graben), limitado por bordes elevados, con actividad volcánica más o menos intensa. 2. Rift oceánico o fosa de hundimiento en medio de las dorsales.

Rumbo. Es la dirección de intersección de una capa con un plano horizontal.*

Secuencia deposicional. Parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y cuyo techo y muro son discontinuidades o continuidades correlativas.

Secuencia granodecreciente (Coarsening-upwards sequence). Secuencia en la que hacia el techo hay una disminución progresiva del tamaño medio de grano.

Sets. Capas sedimentarias.

Sin-depositacional. Sin-: Prefijo que significa junto, unión. Que ha sido depositado en el mismo momento.

Subducción. Proceso por el cual la corteza oceánica se hunde bajo la continental. Este hundimiento o subducción se produce a lo largo de un plano de unos 45° (plano de Benioff).*

Subsidencia .Proceso de hundimiento vertical de una cuenca sedimentaria que se colmata de sedimentos y en virtud del peso de los mismos.*

Surge. Nube en forma de anillo compuesta de gas y detritus suspendidos que se mueve radialmente a altas velocidades como un flujo denso en la base de una columna de erupción vertical.

Syn-rift. Evento tectónico o sedimentario sucedido durante el proceso de ruptura de la corteza terrestre.

Textura. Se refiere a la dimensión, forma y disposición (empaquetamiento y fábrica) de los elementos constituyentes de una roca sedimentaria.*

Tracción. Proceso de transporte de las partículas por arrastre sobre un substrato.

Transtensión. Proceso de distensión asociado a desplazamiento lateral.

Unidades litoestratigráficas[#]. Volumen de materiales diferenciado por sus características litológicas.

Xenolitos . [del gr. xenos, extraño, y lithos, piedra]. Enclave en una roca magmática.*

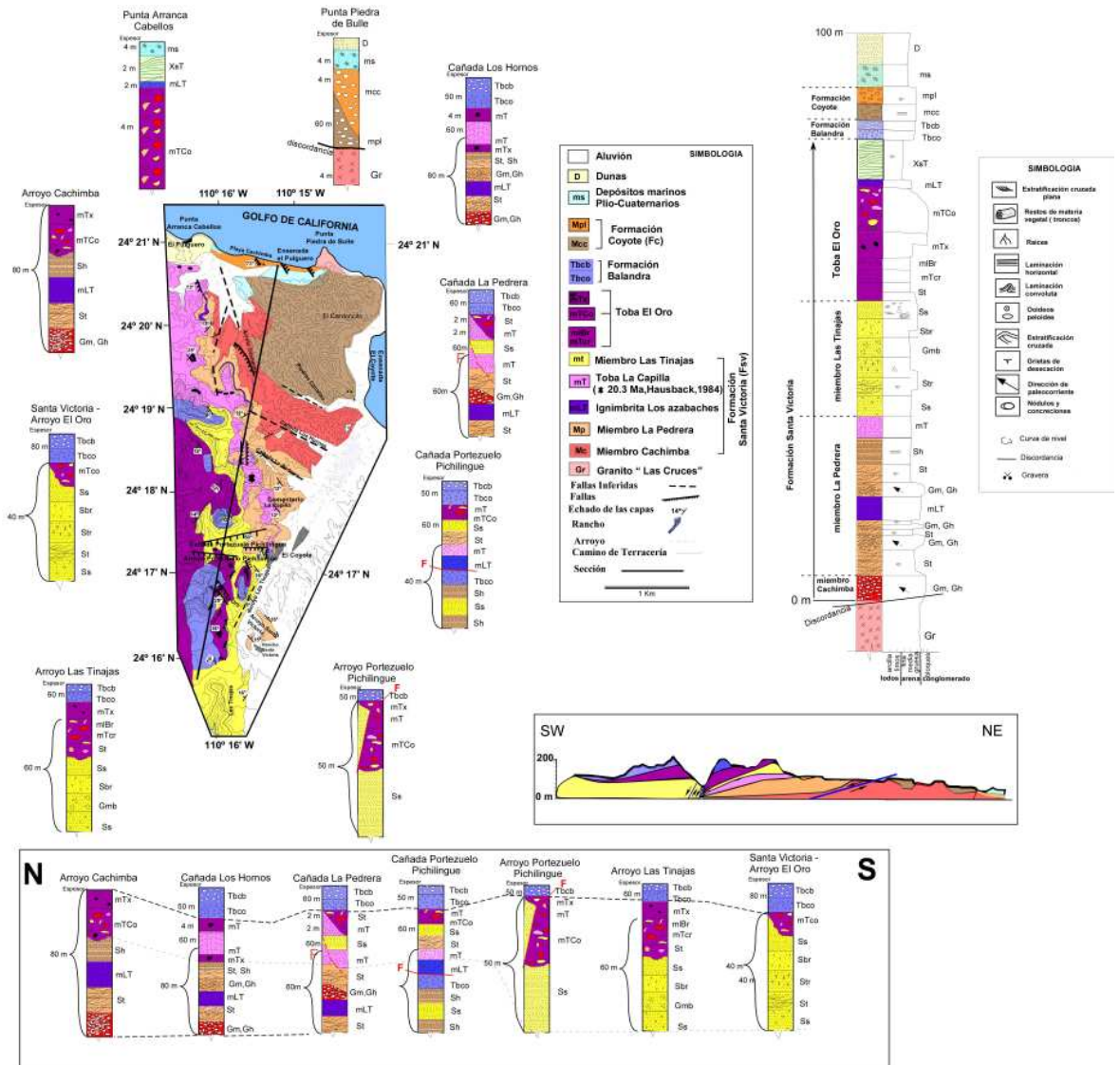
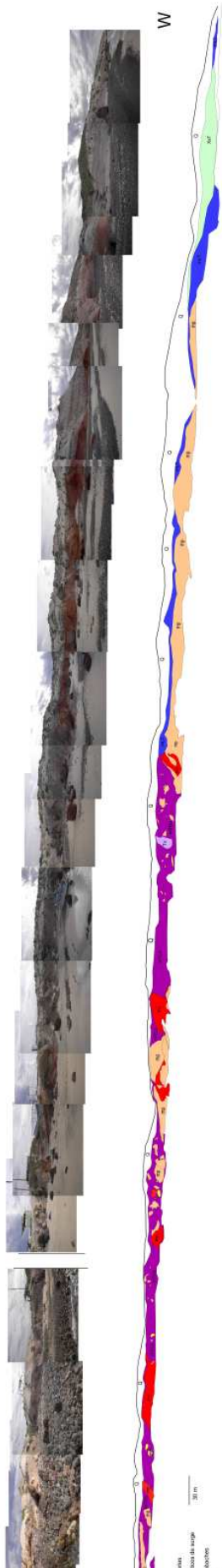


Lámina 1. Estratigrafía del área de estudio, basado en fotografías aéreas y reconocimiento de campo. Claves de Facies ver tabla 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11.



El Páramo, se separa en Fuego MDC. Bosques se conglomerados, arroyos del río de Calpén, La Palma y La Tigra se encuentran rodeados, rodeados en un valle rodeados a la granada El Oso.