

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



"PETROLOGÍA DE LOS SEDIMENTOS DELTAICOS EN LA ZONA DE
REINYECCIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO, BAJA
CALIFORNIA"



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
OCEANÓLOGO
PRESENTA:
VERÓNICA RANGEL AGUIRRE

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, JUNIO DE 2002.

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA
CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**"PETROLOGÍA DE LOS SEDIMENTOS DELTAICOS EN LA ZONA DE
REINYECCIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO, BAJA
CALIFORNIA"**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:

VERÓNICA RANGEL AGUIRRE

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, JUNIO DE 2002.

RESUMEN

La caracterización litológica mediante el análisis de la moda detrítica en sedimentos arenosos del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP), norte de Baja California, permitió definir su fuente de proveniencia. Este análisis se realizó para definir la influencia de los aportes de abanicos aluviales de fuente local en la sedimentación asociada a los aportes del Río Colorado en la planicie fluvio-deltaica. Se analizaron petrográficamente 40 muestras de canal y de núcleo de sedimentos de cuatro pozos profundos (<1500 m) ubicados en la zona de reinyección del CGCP, la cual se ubica en la transición de ambientes sedimentarios de abanicos aluviales de las sierras Cucapá y El Mayor y de la planicie deltaica del Río Colorado.

La moda detrítica de los sedimentos define tres composiciones o petrofacies predominantes: una principalmente cuarzosa (C) a la que pertenecen los depósitos fluvio-deltaicos del Río Colorado. Otra petrofacies arcósica (L) con su fuente en los abanicos aluviales de la Sierra Cucapá, y una tercera petrofacies de mezcla (M). La petrofacies de mezcla puede ser una facies primaria producida por la mezcla *in situ* de los componentes de las facies C y L durante el transporte de sedimentos en la zona de transición de dos ambientes sedimentarios con composiciones distintas. Sin embargo, también puede ser una mezcla artificialmente producida durante la perforación (no genética). Los porcentajes de líticos sedimentarios y metasedimentarios (Lsm) fueron corregidos por un factor obtenido mediante el conteo de fragmentos líticos primarios incluidos en los recortes de pozo cementados naturalmente debido a que la confusión con líticos sedimentarios "artificiales" había provocado un fuerte sesgo hacia los polos L y Lsm en los diagramas ternarios QFL y QpLvm Lsm.

Las muestras analizadas muestran diversos grados de alteración hidrotermal y/o efectos diagenéticos a distintos intervalos en los pozos, lo que también se consideró durante los conteos modales. El crecimiento secundario de la sílice y la alteración de plagioclasas y feldespatos son los principales efectos que pueden modificar la moda detrítica y sesgar los resultados hacia el cuarzo monocristalino y policristalino.

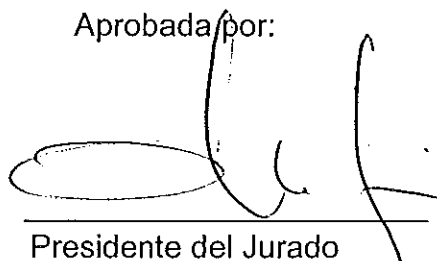
El análisis de difracción de rayos X de la fracción arcillosa en tres muestras del pozo I-8 indica la conversión total de esmectita en illita y la presencia importante de clorita entre 1300 y 1500 m de profundidad, esto indica condiciones de metamorfismo de bajo grado (anquimetamorfismo) o diagénesis de alto grado. La profundidad variable de los efectos de diagénesis (alteración de componentes, silicificación y cementación por calcita) sugiere que esa zona del CGCP tiene un patrón complejo de circulación del agua intersticial, posiblemente controlado por porosidad secundaria debida a fracturas y en menor grado por porosidad primaria debida a la estratificación del acuífero.

La composición modal de los sedimentos en los tres pozos situados en la zona de reinyección indica una fuente dominada por el Río Colorado. Únicamente el pozo situado sobre los abanicos aluviales al este del campo geotérmico (PZ-10) tiene una composición dominada por sedimentos de esta fuente local, y una mezcla con sedimentos del Río Colorado en menor proporción.

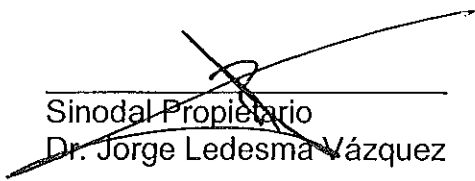
"PETROLOGÍA DE LOS SEDIMENTOS DELTAICOS EN LA ZONA DE
REINYECCIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO, BAJA
CALIFORNIA"

T E S I S
QUE PRESENTA:
VERÓNICA RANGEL AGUIRRE

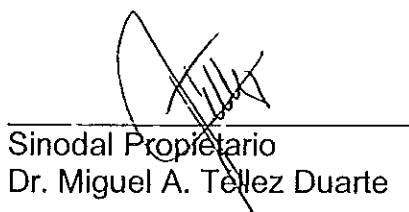
Aprobada por:



Presidente del Jurado
Dr. Arturo Martín Barajas



Sinodal Propietario
Dr. Jorge Ledesma Vázquez



Sinodal Propietario
Dr. Miguel A. Tellez Duarte

DEDICATORIA

Este trabajo de tesis se lo quiero dedicar a mi compañero Guacho al lado de quien voy caminando generando las historias de nuestras vidas basadas en el amor. Gracias chukis por amarme y por haber tenido estos hijos conmigo.

A mi madre, Estela, por su apoyo incondicional cada día de la vida que nos ha tocado compartir y por ser el ejemplo más fuerte de las infinitas capacidades del amor.

A mi padre, Roberto, por haber dedicado su vida al trabajo para el bienestar de su familia y haber servido como ejemplo de compromiso con lo que se quiere hacer.

A mis hijos Nicolás y Emiliano quienes han sido una enorme fuente de inspiración para seguir trabajando para que no se detenga la creatividad y para seguir, día a día, intentar vivir con atención nuestro desarrollo como seres humanos.

A cada una de mis hermanas Gaby, Claudia, Diana y Beba y a mi hermano Beto por haber crecido juntos y formar parte de lo que soy.



Those who practice
mindful living will
inevitably transform
themselves and their
way of life. They will
live more simply and
have more time to
enjoy themselves,
their friends, and their
natural environment,
and to offer joy to
others and alleviate
other's suffering.

Thich Nhat Hanh

...Emancipate yourselves from mental slavery
none but ourselves can free our mind,
have no fear for atomic energy
'cause none of them can stop the time,
How long shall they kill our profets?
while we stand aside and look
some say it's just a part of it
we've got to fulfill the book,
Won't you help to sing
another song of freedom
is all I ever had
Redemption Song...

Bob Marley

AGRADECIMIENTOS

Gracias a la madre Tierra por producir tan vasta diversidad de organismos animales, vegetales y minerales con infinitas posibilidades de creación y de convivencia en comunidad que nos motiva a estudiarlos.

Quiero agradecer al Departamento de Geología, División Ciencias de la Tierra del CICESE por las facilidades en el uso de laboratorio, equipo y recursos para el desarrollo de este trabajo, a todos los que ahí laboran, gracias.

A la Facultad de Ciencias Marinas por la exquisita experiencia que fue haber pasado cinco años como alumna de esta escuela. A todos los profesores que me enseñaron a intentar comprender y a amar el océano y la tierra.

Al Centro de Ciencias de la Materia Condensada de la UNAM por haber facilitado el uso del equipo de difracción de rayos X, en especial a Eloisa Aparicio por sus útiles contribuciones.

A la Residencia de Estudios de Cerro Prieto por haberme dado las muestras para este estudio y por haber confiado en que se haría un buen estudio con ellas, en especial al Ing. Julio Álvarez por su apoyo en la aportación de información.

A los profesores Jorge Ledesma y Miguel Téllez por haberme inspirado durante sus cursos para desear conocer la geología y por haberme apoyado en la elaboración de esta tesis.

A Guacho por que sin su apoyo esta tesis no hubiera sido completada jamás. Gracias por haber cuidado tan bien de los chicos, y por haberme preparado tantos sandwiches para comer frente al monitor y por haberme apoyado siempre ante todo para poder completar el sueño con el que llegué a Ensenada, el ser oceanóloga.

A mis compañeros de la carrera por tantos aprendizajes compartidos y por haber confiado en que este trabajo sería completado finalmente!!!.

A mis almas gemelas Diana, Beba, Vanesa, Karla, Chofa y Vera por ser las mujeres tan admirables que son y por estar siempre ahí para escucharme, leerme y contestarme en persona y a distancia, no podría seguir adelante sin ustedes viejas tan preciosas.

A mis amados Nicolás y Emiliano por tantas horas de no poder hacer tesis pero por ser recompensada con los momentos más sublimes de risas, logros y caricias embarrantes de sustancias pegajosas.

Muy especialmente quiero agradecer al director de este trabajo, Arturo Martín por el tiempo que le dedicó a este trabajo y por haber confiado en que sería terminado con calidad, después de todo. Aprecio enormemente su consideración y paciencia.

Finalmente y de ninguna manera quiero decir al último, gracias a Gabriel Rendón por haberme presentado el mundo de los minerales al microscopio asesorándome acertadamente siempre en el laboratorio y por contagiarme de su pasión por ese mundo y por encaminarme en la búsqueda de un buen tema de tesis. Igualmente a Susana Rosas y Víctor Pérez, gracias chicos por tantos meses de apoyo logístico y emocional en momentos de crisis y de querer tirar la toalla.

INDICE

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Geología y tectónica de la cuenca Cerro Prieto	3
I.1.1 Marco tectónico y estructural	3
I.1.2. Evolución estratigráfica del delta del Río Colorado	5
I.1.3. Ambientes sedimentarios modernos y morfología de la planicie deltaica del Río Colorado	6
I.2 Planteamiento del problema	7
I.2.1. Hipótesis	8
I.2.2. Objetivos	9
I.2.3. Antecedentes	9
a) Estudios litoestratigráficos en el campo geotérmico de Cerro Prieto	9
b) Reinyección de la salmuera producida en el campo geotérmico de Cerro Prieto	11
c) Estudios paleontológicos	12
d) Estudios de diagénesis	12
II. METODOLOGÍA	15
II.1 Naturaleza de las muestras de sedimento	15
II.2 Análisis petrográfico	17
a) Modas detríticas	21
b) El método de Gazzi-Dickinson	26
II.3 Difracción de rayos X	26
II.4 Integración de las columnas litológicas de los pozos	27
II.5 Registros de temperatura	27
III. RESULTADOS	29
III.1 Descripción litológica de los pozos	29
III.1.1 Litología general	29
III.1.2 Cementantes	30
III.1.3 Registros de temperatura	32
III.2 Petrología de los sedimentos	35
III.2.1 Descripción textural de los sedimentos	35

	Página
III.2.2 Componentes principales	36
a) Cuarzo	37
b) Feldespatos y plagioclasas	37
c) Fragmentos líticos	42
d) Otros minerales	44
III.2.3 Modas detríticas	47
a) Pozo Q-757	48
b) Pozo I-4	53
c) Pozo I-8	57
d) Pozo PZ-10	61
III.3 Análisis de la fracción arcillosa (Difracción de rayos-X)	64
IV. DISCUSIONES	71
IV.1 Validación de los conteos modales	71
IV.2 Definición de petrofacies	72
IV.3 Variación temporal de petrofacies	80
IV.4 Efectos de diagénesis y alteración hidrotermal	81
IV.5 Estratigrafía general de los pozos	84
V. CONCLUSIONES	88
VI. REFERENCIAS	90

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1. a) Mapa tectónico de la depresión de Salton (modificado de Winker y Kidwell, 1996) b) Ubicación de los pozos estudiados en el campo geotérmico de Cerro Prieto	2
2. Síntesis de la interpretación de los depósitos superficiales en las inmediaciones del CGCP	4
3. Modelo litoestratigráfico del CGCP (de la Peña, 1979)	10
4. Columna litológica del pozo I-4	18
5. Columna litológica del pozo I-8	19
6. Columna litológica del pozo Q-757	20
7. Microfotografía de fragmentos líticos sedimentarios. Pozo Q-757 a 495 m	24
8. Microfotografía de fragmentos líticos sedimentarios. Pozo I-8 a 1200 m	24
9. a-b Microfotografía de un recorte de pozo cementado con calcita espática. Pozo I-4, 104 m.	25
10. a-b Microfotografías de cuarzo secundario. Pozo Q-757, núcleo 831-840 m	33
11. Microfotografía de un recorte de pozo con un cementante opaco. Pozo I-4, 104 m	33
12. Registros de temperatura de los pozos I-4, I-8 y Q-757	34
13. Microfotografía de cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino. Pozo Q-757 núcleo a 831-840 m	38
14. Microfotografías de fragmentos de pedernal. a) Pozo PZ-10, 101-104 m, b) Pozo I-8, 600 m	38
15. Microfotografía de un fragmento con calcedonia unido a una plagioclasa. Pozo I-8, 600 m	39
16. Microfotografía de una plagioclasa teñida con rododizato de potasio. Pozo PZ-10, 101-104 m	40
17. Microfotografía de un feldespato potásico teñido de amarillo con cobaltinitrito de sodio. Pozo I-4, 104 m	40
18. a-b Microfotografía de una plagioclasa alterada a sericita. Pozo Q-757, núcleo 831-840 m	41
19. a-b Microfotografía de un feldespato con crecimiento secundario y con rasgos de alteración. Pozo Q-757, núcleo 831-840 m	41
20. a-b Microfotografías de fragmentos líticos volcánicos. Pozo I-4, 104 m	43
21. Microfotografía de un clasto lítico metamórfico. Pozo PZ-10, 101-104 m	43
22. a-b Microfotografía de un clasto lítico metamórfico. Pozo PZ-10, 101-104 m	45

Figura	Página
23. a-b Microfotografía de un fragmento de un esquistos de clorita. Pozo PZ-10, 101-104 m	45
24. Microfotografía de fragmentos líticos sedimentarios, arenisca y lodolita cementados por un mineral opaco. Pozo PZ-10, 101-104 m	46
25. a-b Microfotografía de un fragmento de arenisca cuarzosa con silicificación. Pozo Q-757, núcleo a 271-280 m	46
26. Microfotografía de un clasto lítico sedimentario primario (lutita) dentro de un fragmento de arenisca. Pozo I-8, 200 m	47
27. Diagrama de composición - QFL para clasificación de arenas de Folk (1968) del Pozo Q-757	49
28. Diagramas QFL, QmPF-K y QpLvmlsm generados a partir de las modas detríticas para el Pozo Q-757	52
29. Diagrama de composición - QFL para clasificación de arenas de Folk (1968) del Pozo I-4	54
30. Diagramas QFL, QmPF-K y QpLvmlsm generados a partir de las modas detríticas para el Pozo I-4	56
31. Diagrama de composición - QFL para clasificación de arenas de Folk (1968) del Pozo I-8	58
32. Diagramas QFL, QmPF-K y QpLvmlsm generados a partir de las modas detríticas para el Pozo I-8	60
33. Diagrama de composición - QFL para clasificación de arenas de Folk (1968) del Pozo PZ-10	62
34. Diagramas QFL QmPF-K y QpLvmlsm generados a partir de las modas detríticas para el Pozo PZ-10	63
35. a) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 60 m, muestra no orientada (normal). b) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 60 m, muestra calcinada	65
36. a) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 1310 m, muestra no orientada (normal) b) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 1310 m, muestra calcinada	67
37. a) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 1480 m, muestra no orientada (normal) b) Difractograma de DRX del Pozo I-8 a 1480 m, muestra calcinada	68
38. Diagrama QFL con los primeros conteos de 3 pozos previos a la corrección del contenido de Ls y Lsm	73
39. Diagrama QpLvmlsm con los primeros conteos de 3 pozos previos a la corrección del contenido de Ls y Lsm	74
40. Campos de las petrofacies definidas a partir de la moda detrítica integrando los cuatro pozos estudiados a) Diagrama ternario QFL con petrofacies definidas b) Diagrama ternario QmPF-K con petrofacies definidas	76
41. Síntesis de la moda detrítica de los 4 pozos del presente estudio comparada con estudios previos a) Diagramas ternario QFL b) Diagrama ternario QmPF-K	77
42. Modelo de petrofacies definidas en este estudio	81

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I.	Relación de muestras analizadas en los pozos	15
II.	Componentes contados y parámetros recalculados en la técnica de modas detríticas (Ingersoll et al., 1984)	21
III.	Definición de poblaciones de granos en los diagramas ternarios de composición de Ingersoll (1984)	48
IV.	Porcentaje promedio y porcentaje promedio relativo que representan los parámetros Q, F, L, Qm, P, F-K, Qp, Lvm y Lsm para cada pozo	50
V.	Valores de espaciamentos d (Å) de las reflexiones de minerales arcillosos para DRX	69

APÉNDICES

Apéndice

- A. Datos crudos de los conteos modales al microscopio petrográfico de muestras de sedimento arenoso de los pozos estudiados.
 - A1. Datos del conteo de las muestras del pozo I-4
 - A2. Datos del conteo de las muestras del pozo I-8
 - A3. Datos del conteo de las muestras del pozo Q-757
 - A4. Datos del conteo de las muestras del pozo PZ-10
- B. Características texturales y observaciones sobre procesos diagenéticos de las muestras de los pozos estudiados.
 - B1. Características texturales y cementantes del pozo Q-757
 - B2. Características texturales y cementantes del pozo I-4
 - B3. Características texturales y cementantes del pozo I-8
 - B4. Características texturales y cementantes del pozo PZ-10
- C. Variación entre conteos por duplicado para cada pozo en promedio.

I. INTRODUCCIÓN

El campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) en el norte de Baja California (Fig. 1a), ha estado bajo producción comercial de electricidad desde 1973 operado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Esta fue la primera planta geotérmica operacional en Hispanoamérica y además fue el primer sistema dominado por líquidos que generó energía eléctrica comercial en América (Elders et al., 1978). Para 1996, Cerro Prieto generaba alrededor de 560 MW de una capacidad instalada de 620 MW, basada en una producción total (vapor + agua) de aproximadamente 12,000 tons/hr (Lippmann et al., 1996). La extracción de vapor y fluidos genera grandes volúmenes de salmueras de desecho. Un problema para la operación del campo es el manejo de estos residuos, los que son en parte evaporados en grandes pilas de evaporación y en parte son reinyectados al subsuelo. Para la reinyección de las salmueras residuales la CFE destinó algunos pozos en la parte NO, cercanos a la laguna de evaporación (Fig.1b).

El campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP), es probablemente uno de los campos más estudiados en el mundo en términos de la geoquímica de los fluidos, la estructura del yacimiento con base en geofísica y tectónica y por las características mineralógicas de los sedimentos, sus productos diagenéticos y los efectos del metamorfismo. Debido a que la distancia entre pozos es muy cercana (algunos dentro de 100 m), los registros de los pozos permiten una buena correlación de unidades. El conocimiento de parámetros tales como temperatura, permeabilidad y porosidad del yacimiento y patrones de flujo de fluido es esencial para el entendimiento y desarrollo de este yacimiento geotérmico.

Investigaciones pasadas han mostrado que los estudios mineralógicos y petrológicos ayudaron enormemente en la caracterización del reservorio geotérmico (Elders y otros, 1979; Truesdell y otros, 1979). En esta tesis se estudian las características litológicas de los depósitos sedimentarios para relacionarlas con su fuente y el ambiente de depósito. Asimismo, se aportan evidencias de los procesos diagenéticos que han ocurrido en los primeros 1500 m de profundidad de la columna

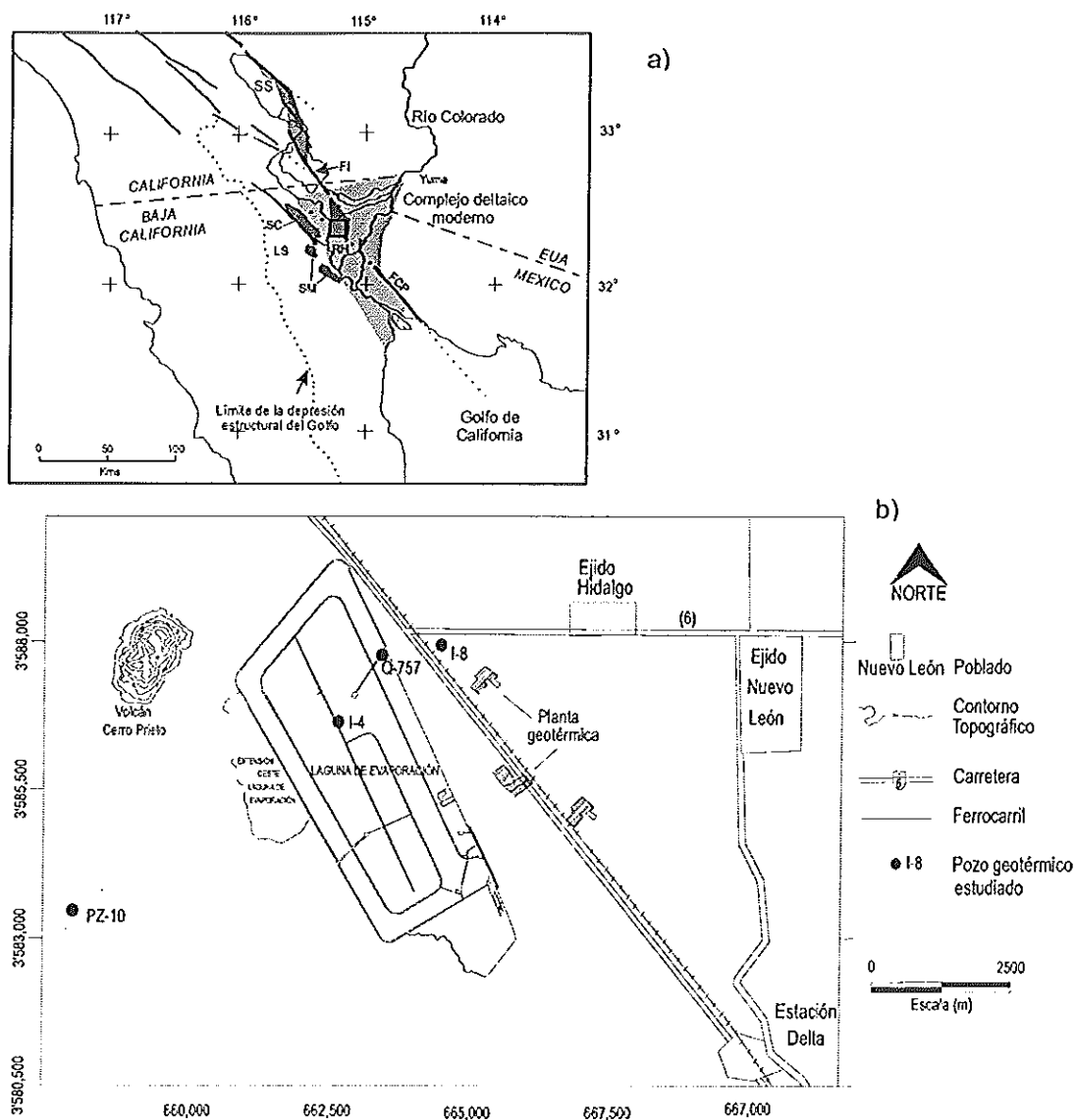


FIGURA 1. Área de estudio.

- a) Mapa tectónico de la depresión de Salton (modificado de Winker y Kiddwell, 1996). FI Falla Imperial, FCP falla Cerro Prieto, SC Sierra Cucapa, SM Sierra El Mayor, RH Rio Hardy, LS Laguna Salada, SS Salton Sea. Las áreas sombreadas en oscuro corresponden a las cuencas pull-a-part de Cerro Prieto y del Salton Sea. El recuadro corresponde al Campo Geotérmico de Cerro Prieto en la figura 1b.
- b) Ubicación de los 3 pozos estudiados en la zona de reinyección del CGCP. El pozo PZ-10 es representativo de los depósitos aluviales de las Sierras Cucapá y El Mayor.

sedimentaria en la zona de reinyección. Los resultados formarán una base de datos que servirá para ayudar a determinar el comportamiento de los cuerpos sedimentarios receptores de las salmueras residuales y las posibles causas de la reducción de permeabilidad en los pozos de reinyección.

Los pozos que aquí se estudian se encuentran en una área de transición de tres ambientes de depósitos que corresponden a: (1) depósitos de planicie dominada por marea, (2) depósitos de planicie dominada por el Río Colorado y (3) depósitos de abanicos aluviales. Estos últimos tienen una composición de una fuente local y distinta a los depósitos del Río Colorado, por lo que se estudiaron las propiedades mineralógicas y texturales de los sedimentos y su posible relación con estos ambientes sedimentarios (Fig. 2).

1.1 Geología y tectónica de la cuenca Cerro Prieto

1.1.1 Marco tectónico y estructural

El campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) se ubica en la depresión estructural de Salton (Fig.1a) aproximadamente a 35 Km al sur de Mexicali. Esta depresión estructural se formó a consecuencia de la definición del nuevo límite entre las placas Pacífico y Norteamérica a lo largo del Golfo de California y el sistema de fallas de San Andrés, que culminó con la incorporación de la península de Baja California a la Placa Pacífico hacia los 6 m.a. (Crowell, 1987). Tanto la cuenca de Salton como la cuenca Cerro Prieto (Fig. 1a) constituyen zonas de subsidencia en cuencas tipo "pull-a-part" con intrusiones que afectan a los depósitos sedimentarios del Neógeno y a una corteza granítica adelgazada por la distensión (Lonsdale, 1989; Fuis y Kohler, 1984). Actualmente, se registra una sismicidad importante asociadas a la Falla Cerro Prieto y a la Falla Imperial que son las estructuras que bordean la cuenca de Cerro Prieto (Fig. 1a) (Frez y González, 1991). Estas cuencas presentan vulcanismo reciente que constituye la fuente de calor para los reservorios geotérmicos (Herzig, 1990).

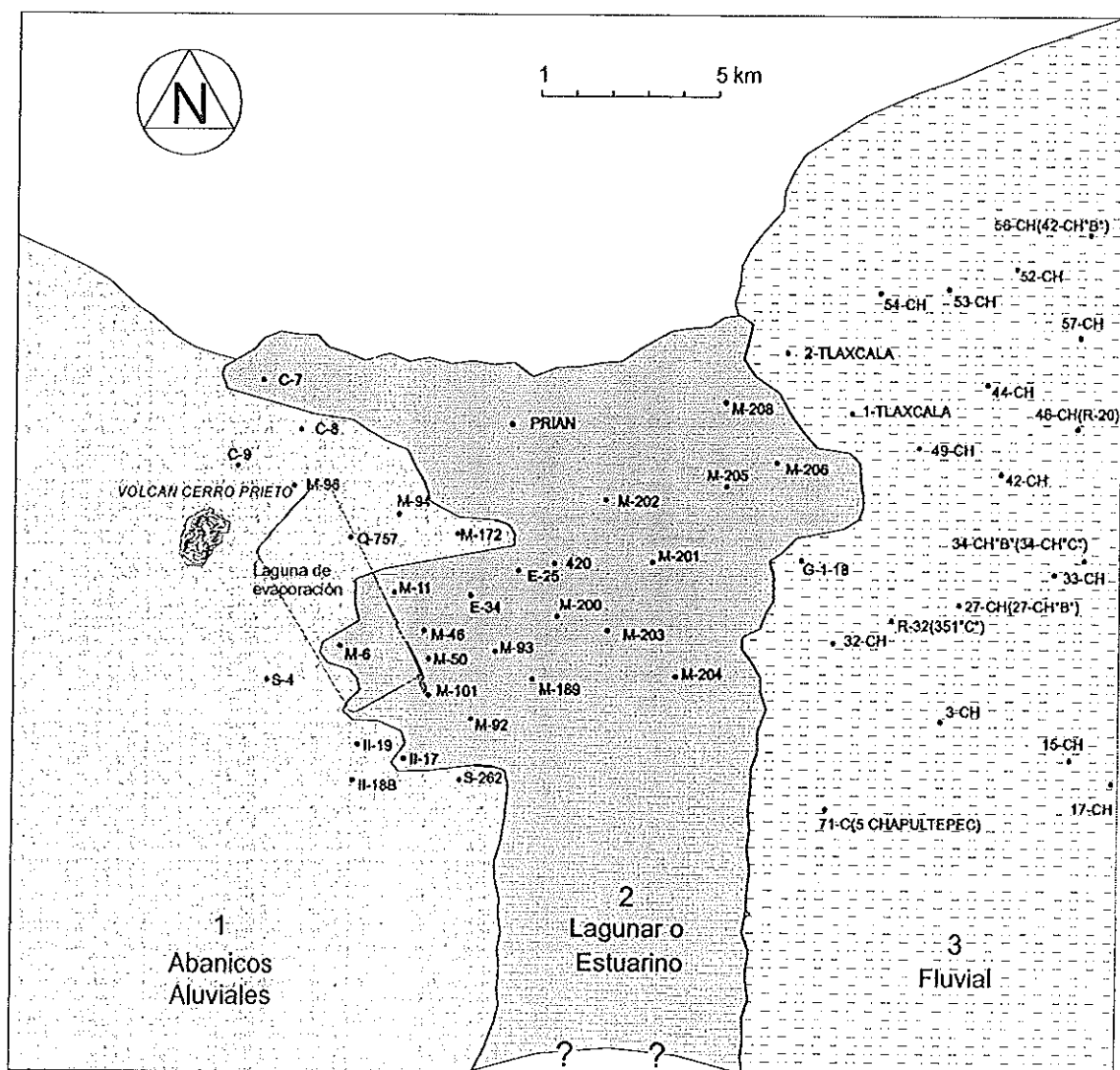


Figura 2. Síntesis de la interpretación en planta de los depósitos superficiales (<200 m) en las inmediaciones del Campo Geotérmico de Cerro Prieto con base en descripciones litológicas de los pozos, representando la zona de transición de tres ambientes de deposición (tomado de Vázquez-González, et al., 1998). 1) Depósitos de abanicos aluviales, 2) Planicie dominada por marea y 3) Planicie dominada por el Río Colorado.

La cuenca de Cerro Prieto está flanqueada por la Sierra Cucapá-El mayor en el lado oeste. Esta sierra consiste predominantemente de rocas graníticas cretácicas y rocas metasedimentarias y metavolcánicas de mayor edad (Gastil et al., 1975). Hacia el oriente de la cuenca, los pozos profundos de la CFE y pozos exploratorios de PEMEX y de Exxon indican que el basamento se ubica entre 3 y 4 Km en la zona de Yuma, Arizona y San Luis Río Colorado, Sonora (Informes técnicos, inéditos).

1.1.2. Evolución estratigráfica del delta del Río Colorado

En las cuencas adyacentes al Valle de Mexicali, como en el Valle Imperial y en Laguna Salada los depósitos sedimentarios de la etapa temprana del delta del Río Colorado, muestran la progradación del frente deltaico hacia el sur durante el Plio-Cuaternario. En esta evolución, sobre las facies de lodos del prodelta marino de la Formación Imperial (Plioceno temprano); se depositaron areniscas del frente del delta y posteriormente areniscas, gravas y lodos de ambientes fluviales, que constituyen la parte no-marina del delta (Martín-Barajas et al., 2001; Kidwell y Winker, 1996). Estos primeros depósitos fluviales se conocen como Formación Palm Spring en el Valle Imperial, California y subyacen y se interdigitizan lateralmente con las facies de abanicos aluviales en el flanco occidental de la Sierra Cucapá (Vázquez-Hernández, 1996; Dorsey y Martín-Barajas, 1999). Es posible que esta última relación estratigráfica se localice a lo largo del flanco oriental de la sierra Cucapá hacia la planicie deltaica en el Valle de Mexicali, sin embargo, estas Formaciones equivalentes en tiempo no han sido reportadas en la cuenca de Cerro Prieto posiblemente debido a que las tasas de acumulación de sedimentos son muy elevadas en esa cuenca y de encontrarse estarían a mucho mayor profundidad (Glowacka et al., 1999).

En la zona del campo geotérmico los pozos han permitido establecer una estratigrafía basada principalmente en las propiedades texturales de los sedimentos, debido a que los estudios dirigidos a conocer la edad de los depósitos y el ambiente de depósito se enfrentan con el problema de la alteración diagenética de los sedimentos por las altas temperaturas.

Al sur de la frontera, las unidades sedimentarias del Cuaternario no han sido definidas con nombres formales. En el Valle de Mexicali, la capa de sedimentos no consolidados tiene varios cientos de metros de espesor y se les atribuye una edad Pleistoceno (Cotton y Vonder Haar, 1979). Esta capa superficial incluye depósitos terrígenos de ambientes de planicie deltaica dominada por mareas, ambientes de planicie deltaica dominada por el río y depósitos de abanicos aluviales que emergen del flanco oriental de las Sierras Cucapá y El Mayor (Fig. 2). Esta disposición asimétrica del frente del delta se debe posiblemente al control estructural que ejercen las principales fallas en esta cuenca (Vázquez-González et al., 1998).

La cima de los sedimentos consolidados del reservorio geotérmico de Cerro Prieto está definida por una zona en donde los procesos diagenéticos y de metamorfismo de bajo grado, han litificado los depósitos sedimentarios. Esta zona litificada marca la transición al yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, que actualmente se explota entre los 1200 y 2700 m de profundidad (Halfman et al., 1984; Lippmann et al., 1991).

Hacia el poniente del campo geotérmico la transición entre los depósitos consolidados y los no consolidados, o el efecto de procesos diagenéticos asociados a los fluidos hidrotermales es mucho más somera y variable en profundidad, debido a que representa una zona de descarga del acuífero profundo hacia la superficie (Vázquez-González et al., 1998).

1.1.3. Ambientes sedimentarios modernos y morfología de la planicie deltaica del Río Colorado

El Río Colorado ha sido la mayor fuente de sedimentos de relleno de las dos cuencas estructurales (Salton y Cerro Prieto). La acumulación progresiva de sedimentos en el frente del Delta del Río Colorado y posiblemente una mayor subsidencia hacia el sur, separó la zona deltaica en dos cuencas: una cuenca lacustre en el norte (la depresión Salton) y una cuenca fluvio-deltaica en el Valle de Mexicali (Winker y Kidwell, 1986; 1996) (Fig.1a).

La planicie fluvio-deltaica del Río Colorado se extiende desde su vértice en Yuma, Arizona, hasta el suroeste del campo geotérmico (Fig. 1a). El cauce más evidente en la planicie deltaica del Río Colorado describe un trazo diagonal desde el ápice del delta hasta la parte media de la Sierra Cucapá, donde se junta al sistema de meandros del Río Hardy. La franja de la planicie aluvial que bordea la Sierra El Mayor y el sur de la Sierra Cucapá es la zona topográficamente más bajas de la planicie deltaica dominada por el río. Hacia el sur de esta zona se inicia la transición a la planicie deltaica dominada por mareas (Vázquez -González et al., 1998) (Fig. 1a).

El Río Hardy actualmente drena el extremo suroccidental del acuífero superficial del Valle de Mexicali incluyendo la zona de la Laguna de los Volcanes en el sudoeste del CGCP que presenta descargas hidrotermales (acuífero profundo) y de las escorrentías ocasionales en los abanicos aluviales de la Sierra El Mayor (Fig. 1a). La zona del Río Hardy ha estado sujeta a incursiones marinas del golfo, según las características de los depósitos someros, la morfología del delta moderno y la presencia de microfósiles marinos o de ambientes transicionales en muestras de pozos al sur del CGCP (Cotton y Vonder Haar, 1979).

La única prominencia dentro del Valle es el volcán riodacítico de Cerro Prieto que data de hace menos de 700,000 años con una altura de 225 m.s.n.m. y que se encuentra ubicado a 6 Km al NO de la zona de explotación (Puente y de la Peña, 1979).

1.2 Planteamiento del problema

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) cuenta con una serie de pozos localizados en la zona de las lagunas de evaporación, que se ubica en la transición moderna de los depósitos de abanicos aluviales y los depósitos fluvio-deltaicos. Estos pozos penetraron intervalos de sedimentos de grano grueso y fueron destinados para la reinyección de salmueras residuales producto del proceso de obtención de energía geotérmica (Fig.1b). Rivera y colaboradores (1979) reportaron que la planta geotermoeléctrica de Cerro Prieto generó 75 MW y obtuvo una extracción media de

2200 ton/hr de fluidos, de los cuales 1500 ton/hr son salmueras que se desechan a una laguna de evaporación. Como una medida para resolver el problema de la eliminación superficial del fluido de desecho, se consideró reinyectarla al yacimiento con lo cual se alargaría la vida productiva del campo, ya que se le suministraría también una fuente adicional de recarga hidráulica. Durante octubre de 1996 estaban siendo reinyectadas al yacimiento 2,300 ton/hr de salmuera geotérmica enfriada (19% de los fluidos producidos) (Lippmann et al., 1996).

Actualmente se han presentado problemas de reducción de porosidad y permeabilidad en algunos de los pozos destinados para reinyección, lo cual pudiera deberse a procesos de cementación por fluidos hidrotermales naturales o reinyectados, o a un control estratigráfico o estructural de la permeabilidad de la zona de reinyección. Para buscar la causa de la reducción de porosidad y de permeabilidad en pozos de reinyección, es necesario caracterizar la litología de los sedimentos y su posible asociación a distintos ambientes de depósito. Para este propósito se seleccionaron muestras representativas de cuatro pozos a distintas profundidades para conocer el origen de los sedimentos, así como los procesos de diagénesis que los afectan.

I.2.1. Hipótesis

Se piensa que parte del problema de reducción de permeabilidad se debe a:

- 1) Las variaciones litológicas que corresponden a cambios del ambiente de depósito; facies aluviales con depósitos de grano grueso y de una fuente local versus facies de depósitos fluviales y lacustres de grano fino con una fuente distal del Río Colorado.
- 2) Un control por porosidad secundaria debido a:
 - las facies sedimentarias
 - la presencia de cementante
 - fracturamiento

El control de la porosidad secundaria por fracturamiento no puede ser evaluado con el estudio de los recortes de pozo por lo que es un aspecto que sólo se discute de forma especulativa en esta tesis.

I.2.2. Objetivos

Objetivo general.

Realizar el análisis petrológico de los sedimentos deltaicos y aluviales de cuatro pozos en la zona de reinyección del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) para caracterizar la fuente y el ambiente sedimentario al que corresponden.

Los objetivos específicos son tres:

(1) Caracterizar las modas detríticas de areniscas y la composición de la fracción arcillosa por difracción de rayos X para definir petrofacies de los sedimentos.

(2) Relacionar la litología y las características texturales de los sedimentos a los ambientes sedimentarios en la zona oeste del CGCP.

(3) Estudiar los efectos de diagénesis en los sedimentos y en la definición de las petrofacies.

I.2.3. Antecedentes

a) Estudios litoestratigráficos en el campo geotérmico de Cerro Prieto

Con base en los estudios de estratigrafía de pozos desarrollados por personal de la CFE y mediante la aplicación de métodos geofísicos y estudios petrológicos en las muestras de canal, Puente y de la Peña (1979) definieron tres unidades litológicas principales de la base a la cima (Fig. 3):

esta unidad se presentan regularmente capas de lodolitas, lutitas y limolitas semiconsolidadas que son depósitos transicionales hacia la Unidad B que le subyace.

Este modelo litoestratigráfico del campo geotérmico de Cerro Prieto está basado en las propiedades texturales y en las características físicas de las unidades, las cuales dependen en gran medida de los procesos diagenéticos relacionados a la profundidad y a los fluidos geotérmicos y no representan unidades litoestratigráficas formales.

El Río Colorado ha sido la mayor fuente de sedimentos de relleno de las cuencas estructurales de Salton y Cerro Prieto (Vázquez-González et al., 1998). Los depósitos recientes en el extremo SO del delta del Río Colorado se caracterizan por su composición cuarzosa, su gran madurez textural y por la presencia de microfósiles mesozoicos derivados de formaciones erosionadas en la meseta del Colorado (Cotton y Vonder Haar, 1979). Estas características litológicas contrastan con las características de los sedimentos provenientes de los abanicos aluviales de las sierras Cucapá y el Mayor que presentan una composición más feldespática (Vázquez Hernández, 1996) y una madurez textural más pobre en comparación con los depósitos fluviales del Río Colorado (Vázquez-González, et al., 1998). En este estudio se contrastan ambas composiciones con el objetivo de asociar la litología de los sedimentos analizados a estos dos ambientes de depósito.

b) Reinyección de la salmuera producida en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

La CFE ha realizado estudios para evaluar alternativas de sistemas de reinyección de las salmueras de desecho desde 1979. Rivera y colaboradores (1979), mencionan que el sedimento tamaño arena es ideal para la reinyección de las salmueras por lo que sus experimentos sobre porosidad y permeabilidad se realizaron con arena de los abanicos aluviales. Utilizaron diversos arreglos granulométricos y patrones de acomodo contruidos con areniscas naturales. Durante los ensayos de los pozos de reinyección se encontraron con problemas básicos de pérdida de porosidad.

Aún se desconoce cual es la causa principal de la disminución de la permeabilidad en los pozos de reinyección, pero ésta podría estar relacionada a la precipitación de compuestos solubles de las salmueras en la estructura porosa de los depósitos. Otra posible causa de la pérdida de porosidad sería debida a la expansión y/o dispersión de las arcillas presentes. Estos problemas se toman en cuenta en el presente estudio al identificar la influencia de fluidos hidrotermales naturales o reinyectados en el proceso de tratamiento de salmueras residuales.

c) Estudios paleontológicos

La reconstrucción de los paleoambientes y la edad de los depósitos que forman el CGCP ha sido una tarea muy difícil de completar debido a los procesos diagenéticos que afectan el registro fósil de los sedimentos. Cotton y Vonder Haar (1979) analizaron muestras de recortes de pozos y encontraron foraminíferos, ostrácodos y nanoplancton (cocolitos). Sin embargo, estos autores concluyeron que no pueden realizarse interpretaciones detalladas sobre el origen y la edad de los organismos debido a la mala preservación de las muestras causada por la disolución de los fósiles por fluidos geotérmicos, que llegan hasta 350°C en la zona del yacimiento. Otra causa de esta dificultad es debida a la mezcla de formas cretácicas procedentes de la región de la Meseta de Colorado redepositadas y mezcladas con especies terciarias autóctonas. Sin embargo, estos autores concluyen que los microfósiles reportados a 138 m de profundidad en el pozo M-93 representan los depósitos marinos o transicionales del Pleistoceno que se han reportado en la zona del campo (Cotton y Vonder Haar, 1979). Estos fósiles sugieren incursiones periódicas de agua salobre o marina en la planicie fluviodeltaica durante el Cuaternario.

d) Estudios de diagénesis

Seamount (1981) realizó intentos para estimar la permeabilidad en el CGCP a partir de la porosidad partiendo de la premisa de que para una litología dada, la permeabilidad es de alguna forma dependiente de la porosidad (Pirson, 1958). Seamount (1981) mencionó que la alteración hidrotermal disminuye significativamente

la porosidad en la mayoría de los casos, sin embargo, encontró que la relación entre permeabilidad y porosidad es aparentemente la misma en diferentes zonas minerales del campo geotérmico de Cerro Prieto y mostró que rocas de porosidad similar tienen permeabilidad similar, independientemente del grado de alteración.

Los depósitos fluvio-deltaicos derivados primariamente del Río Colorado han llenado el espacio creado por la rápida subsidencia del Valle de Mexicali en Cerro Prieto (Van de Kamp, 1973). A diferentes profundidades estos sedimentos han sido alterados extensivamente a facies de esquisto verde por temperaturas mayores que 150°C y que alcanzan hasta 370°C (Elders et al., 1980; Reed, 1976). A temperaturas muy altas (>250°C) los sedimentos a menudo pierden sus características primarias y diversos procesos de disolución y recristalización se presentan (Elders et al., 1980). Esta evidencia de alteración hidrotermal es relevante en este estudio para la identificación de los procesos de diagénesis que afectan los sedimentos analizados en este trabajo.

En otro estudio, Vonder Haar y Howard (1979) mostraron que la deformación y el fallamiento producen porosidad y permeabilidad secundarias junto con la disolución de los sedimentos. Basándose en microfotografías de barrido electrónico de recortes y núcleos de pozos encontraron procesos de disolución y precipitación de minerales, disminución del tamaño de poros y sobrecrecimiento de fases minerales. En ese trabajo se concluye que: 1) la porosidad secundaria causada por fluidos geotérmicos no es uniforme a través del campo, y 2) la porosidad secundaria por fracturas es relativamente mayor en limolitas, lutitas y areniscas que han sido litificadas. Esta información resulta importante para buscar la causa de la reducción de porosidad y permeabilidad en pozos de reinyección estudiados en este trabajo, así como los procesos de diagénesis que los afectan.

En un estudio anterior, Cobo (1979) identificó cuatro zonas en los sedimentos consolidados del CGCP a partir del tipo de cementante y de los minerales hidrotermales:

- Zona de carbonato de calcio (Zcc)
- Zona de carbonato de calcio y sílice (Zccs)
- Zona de sílice, escaso carbonato y mineral de epidota o zona de transición (Zt)
- Zona de sílice y epidota (Zse).

La zona de carbonato (Zcc) es la de menor temperatura (60-200°C), y es la primera en encontrarse en los pozos. En algunos casos aparece intercalada con la zona de carbonato y sílice (Zccs) e inicia en la zona de transición entre las unidades A y B compuesta por lodolitas con alternancia de areniscas (Puente y de la Peña, 1979). La Zccs generalmente se encuentra a temperaturas de 150-250°C. La zona de transición (Zt) se localiza bajo la zona de carbonato y sílice (Zccs). En otros casos se reporta dentro y/o por debajo de la zona de carbonatos y en ocasiones por encima y/o por debajo de la zona de sílice y epidota (Zse) a temperaturas del orden de los 250°C. La zona de sílice y epidota (Zse) se encuentra debajo de la Zt y debajo de la Zccs con temperaturas de 200°C a más de 300°C.

Los intervalos de menor temperatura presentan mayor espesor en la porción SO y NO del campo geotérmico disminuyendo su espesor hacia la parte central y E, donde las zonas de mayor temperatura (Zt y Zse) se definen mejor y aumentan de espesor.

Al tomar en cuenta el tipo de cementante y la profundidad a la que se presentan, así como los minerales secundarios presentes, junto a los registros de temperatura, se obtiene un marco más completo de las modificaciones diagenéticas de los depósitos sedimentarios. Como parte de este trabajo se integró la información sobre el tipo de cementante y de otros minerales secundarios, así como el registro de temperatura de las columnas litológicas proporcionadas por la Residencia General de Estudios en Cerro Prieto.

II. METODOLOGÍA

El presente estudio está basado en el análisis petrográfico de muestras de canal y de núcleo de los pozos: I-4, I-8 y Q-757 en la zona de reinyección del CGCP (Fig. 1b). También se analizaron 4 muestras del pozo PZ-10 ubicado al occidente de la zona de reinyección. Este pozo se considera representativo de los depósitos distales de los abanicos aluviales de la Sierra Cucapá ya que se ubica sobre depósitos aluviales modernos, mientras los primeros se ubican en el extremo oeste de la planicie deltaica moderna. La profundidad de cada muestra se resume en la Tabla I.

Tabla I. Relación de las muestras analizadas en lámina delgada al microscopio para los cuatro pozos estudiados. La fracción arcillosa de las muestras con * y de la muestra del nivel 60 en el pozo I-8 se analizaron con difracción de rayos X.

Muestra	Q-757 Profundidad (m)	I- 4 Profundidad (m)	I- 8 Profundidad (m)	PZ-10 Profundidad (m)
1	60	104	30	0 - 3
2	129	211	200	49 - 52
3	189	304	300	101 - 104
4	271-280	429	450	145 - 153
5	372	510	600	-----
6	495	591	750	-----
7	585	674	850	-----
8	678	740	1015	-----
9	768	743	1200	-----
10	831-840	793	1310 *	-----
11	888	894	1480 *	-----
12	930-939	974	-----	-----
13	----	1003	-----	-----

II.1 Naturaleza de las muestras de sedimento

Estas muestras fueron recuperadas durante la perforación y tienen características particulares que deben considerarse para su estudio e interpretación. La roca en el subsuelo al ser penetrada por la barrena produce un recorte conocido como muestra de canal, la cual es transportada hacia la superficie por el lodo de perforación. Durante la circulación del lodo, el material cortado se mezcla con material proveniente de menores profundidades debido a que los pozos tienen diferentes sistemas de ademe y algunos no siempre fueron protegidos por una tubería de revestimiento.

La profundidad reportada para cada una de las muestras es la del barreno medida desde la superficie más alta de la mesa rotaria; esta altura, no fue corregida con respecto al nivel medio del mar (Mercado, 1975; Guiza, 1975). Debido a este sistema de muestreo, Elders y colaboradores (1978) describen algunas características típicas de las muestras de canal: a) Las muestras son pequeñas, generalmente tienen menos de 1 cm de diámetro, b) Las muestras son cortadas en sesgo (rocas pobremente cementadas y no-consolidadas se desintegran), dependiendo del tipo de barrena y la calidad de la muestra varía su nivel de preservación, c) Existe mezcla entre las rocas durante la circulación del lodo de perforación, d) Existe contaminación de las muestras con material ajeno a la roca del fondo del pozo, como metales pesados, cemento, aditivos del lodo, y fragmentos de roca transportados en la columna o dentro del pozo provenientes de porciones no revestidas.

En las perforaciones del campo geotérmico de Cerro Prieto, el revestimiento está normalmente situado de 0-10 m (conductor de superficie), y se sitúa a 150 m cuando es material no consolidado, y a 900 m o hasta la parte inferior de la cubierta de arcilla cuando se alcanza la zona litificada, que es propiamente la cima del yacimiento y los sedimentos están cementados o metamorizados en facies de bajo grado. Al entrar en esta zona, la perforación es continua hacia el área productora. Finalmente se corre una tubería de producción desde la superficie hasta el fondo (Guiza, 1975).

La metodología para este estudio se diseñó para intentar caracterizar ambientes de depósito a partir de la litología y de las características texturales originales de los recortes, por lo que el muestreo es representativo de los intervalos de ± 3 m en los pozos estudiados. La profundidad de la muestra es entonces la profundidad del fondo de la barrena al momento del muestreo.

Se seleccionaron los pozos I-4, I-8 y Q-757 para intentar cubrir una sección SO-NE a través de la laguna de evaporación del campo geotérmico. Estos tres pozos están dentro de la zona de reinyección del campo geotérmico. Respectivamente se estudiaron 13, 11 y 12 muestras de canal de estos pozos. Se seleccionaron también 4

muestras de canal del pozo PZ-10 como representativas de los depósitos de los abanicos aluviales.

Los criterios para la selección de las muestras que analizamos están basados en los registros litológicos proporcionados por CFE. Los principales criterios fueron los siguientes:

1. La variedad textural del sedimento (granulometría), su coloración y sus diferencias litológicas a simple vista.
2. Por unidad litológica, de acuerdo con las columnas de los pozos proporcionadas por CFE.
3. Para cubrir intervalos mínimos de 100 m de profundidad en cada pozo.
4. Por la presencia de cementante y otros minerales secundarios reportados en el registro gráfico del pozo.

II.2 Análisis Petrográfico

Se analizaron petrográficamente 13 secciones delgadas de muestras de sedimentos del pozo I-4 distribuidas entre 104 m y 1003 m de profundidad (Fig. 4); se analizaron 11 secciones delgadas del pozo I-8 distribuidas entre 30 m y 1480 m de profundidad (Fig. 5), y 12 secciones delgadas del pozo Q-757 distribuidas entre 60 m y 939 m de profundidad (Fig. 6). La separación entre muestras fue en general de ~100 m. Se analizaron también 4 secciones delgadas del pozo PZ-10 localizadas entre 0 m y 153 m de profundidad separadas aproximadamente a 50 m una de otra.

Cada muestra de sedimento arenoso fue consolidada artificialmente con resina epóxica para formar una roca arenisca artificial, la cual posteriormente fue preparada como lámina delgada en el laboratorio de preparación de rocas del Departamento de Geología de CICESE. Las secciones delgadas fueron teñidas para facilitar la identificación de los feldespatos potásicos y las plagioclasas siguiendo el método sugerido por Rendón-Márquez (1995). Para el teñido de feldespatos se utilizó una

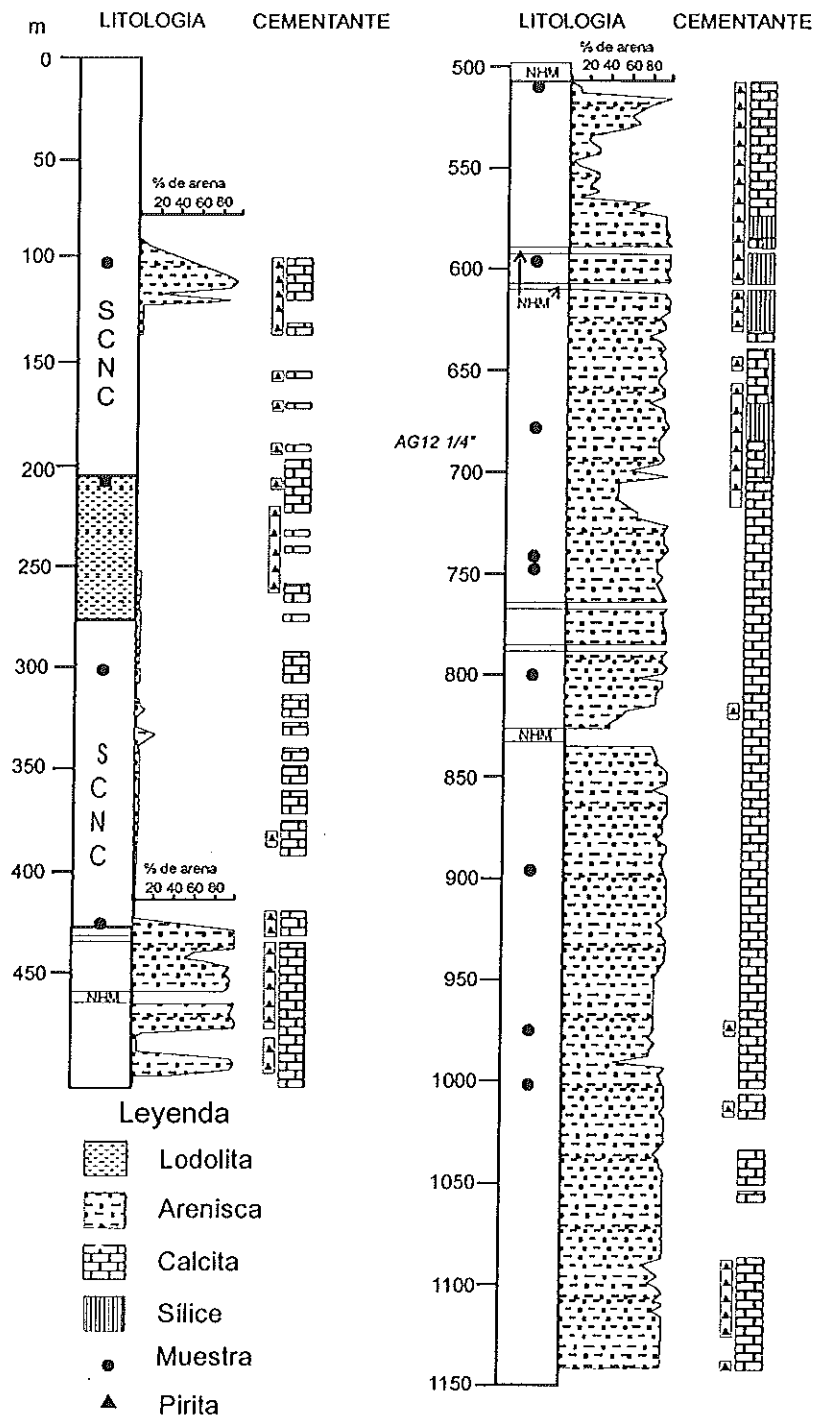


Figura 4. Columna litológica del pozo I-4 según información proporcionada por la Residencia de Estudios de Cerro Prieto. SCNC son los sedimentos clásticos no consolidados, NHM son sitios en donde no hubo muestra durante la perforación.

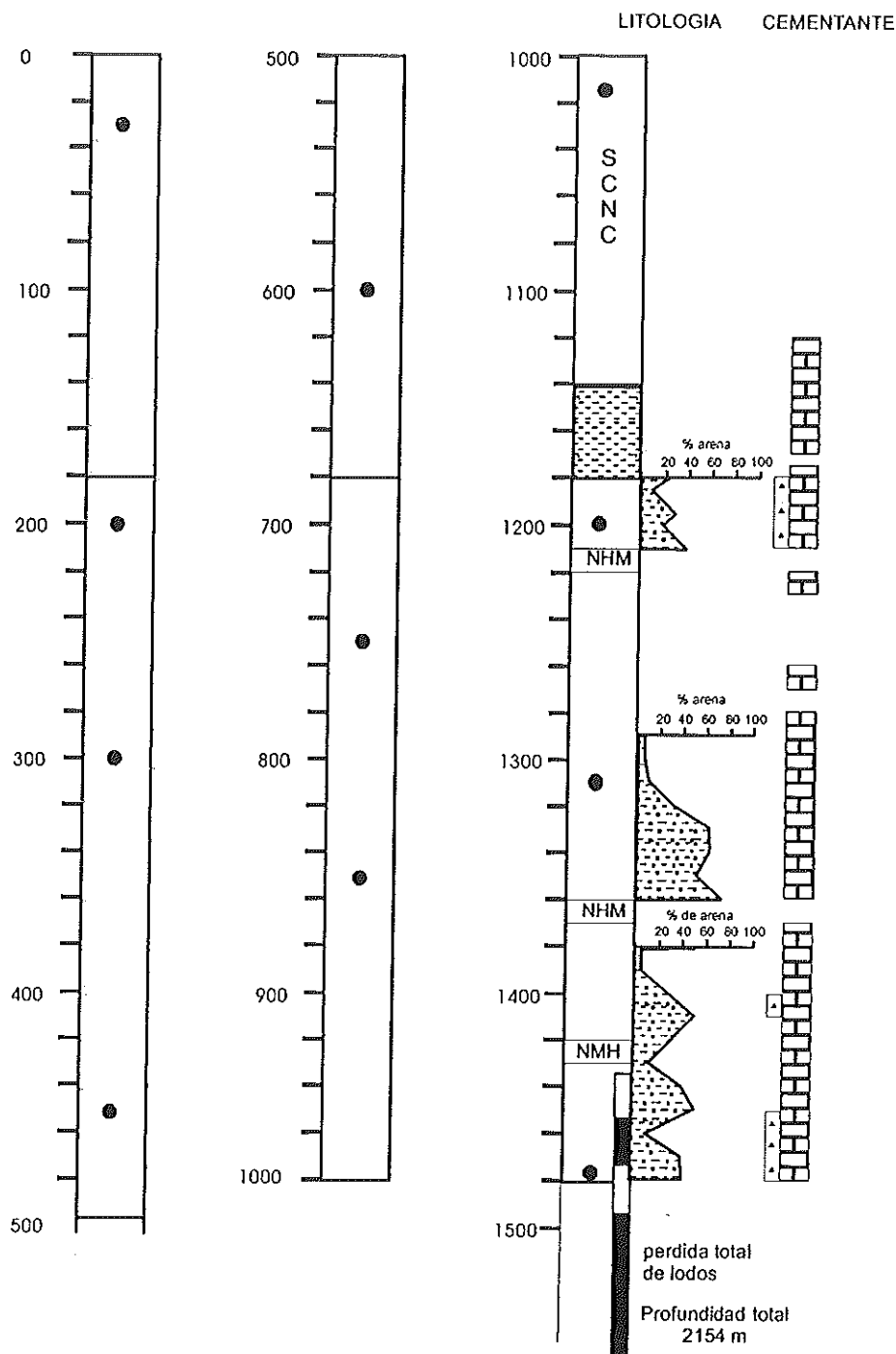


Figura 5. Columna litológica del pozo I-8 según información proporcionada a partir de los 1000 m por la Residencia de Estudios de Cerro Prieto. Según las observaciones de las muestras analizadas al microscopio (puntos negros) por arriba de los 1000 m los sedimentos son de arenisca no consolidada. NHM son sitios en donde no hubo muestra durante la perforación. La leyenda para la simbología es la misma que en la figura 4.

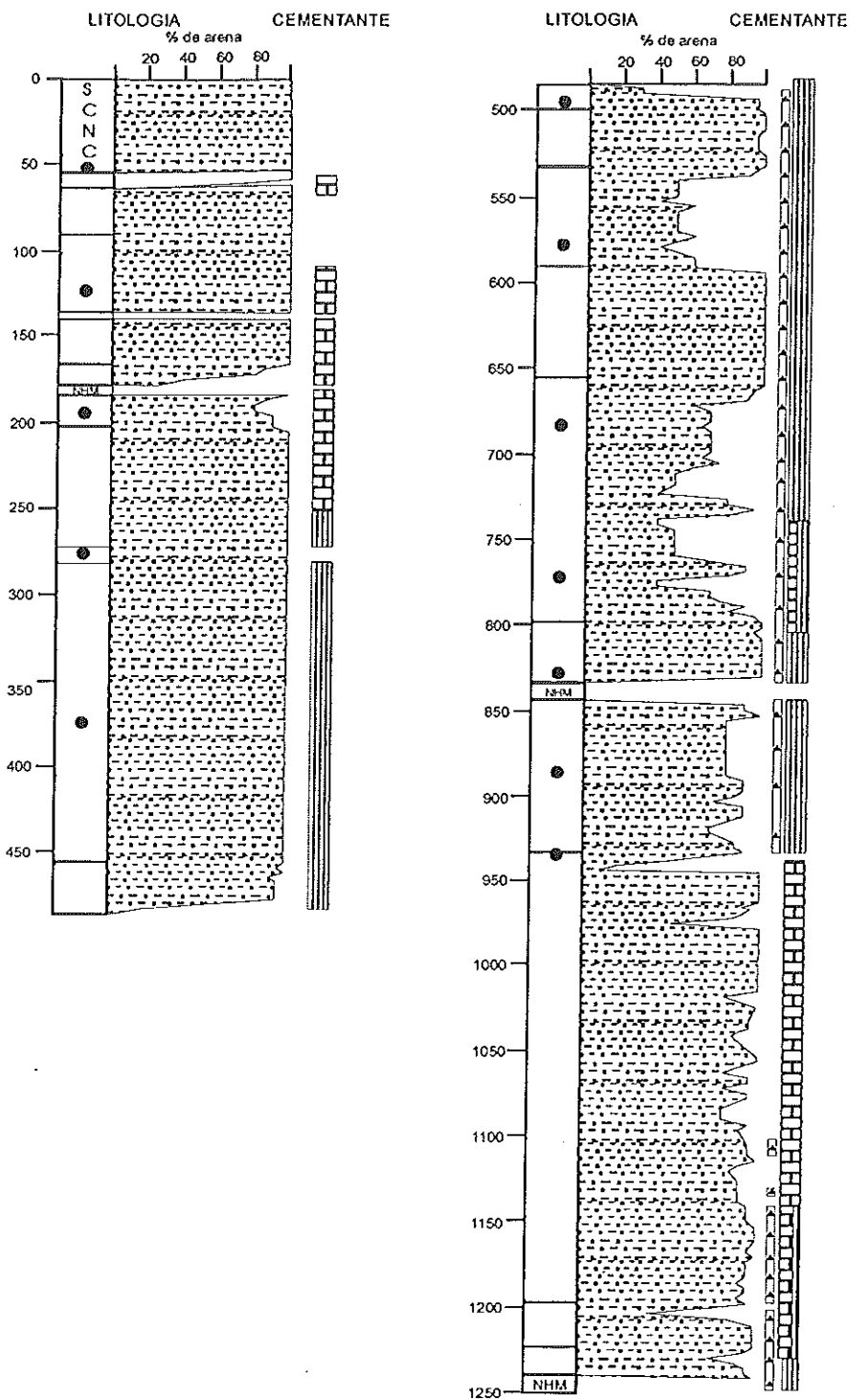


Figura 6. Columna litológica del pozo Q-757 según información proporcionada por la Residencia de Estudios de Cerro Prieto. SCNC son los sedimentos clásticos no consolidados, NHM son sitios en donde no hubo muestra durante la perforación. La leyenda para la simbología es la misma que en la figura 4.

solución de cobaltinitrito de sodio, y para las plagioclasas una solución de rodiozinato de potasio. Ambas sustancias se aplican con un ataque ácido sobre la superficie de la roca y forman una película de reacción con el potasio de los feldespatos y el calcio de las plagioclasas, respectivamente.

a) Modas detríticas

Con el microscopio petrográfico se cuantificaron los componentes mineralógicos (Tabla II) de 40 muestras de arena (Apéndices A1, A2, A3 y A4) y los rasgos texturales cualitativos de cada muestra (Apéndices B1, B2, B3 y B4), y además se estudió la presencia de cementante y otros componentes secundarios (arcillas, pirita, minerales opacos).

Tabla II. Parámetros recalculados a partir de los componentes del análisis modal y que fueron usados para generar los diagramas ternarios de este estudio (modificado de Ingersoll y otros, 1984).

Componentes contados	Parámetros recalculados
Qm = cuarzo monocristalino	$Q = Qm + Qp$ (incluyendo pedernal y calcedonia)
Qp = cuarzo policristalino	$F = P + F-K$
F-K = feldespato potásico	$L = Lv + Lm + Ls$
P = feldespato plagioclase	$Lvm = Lv + xLm$ (en donde x va de 0 a 1 [operacionalmente, usualmente 0])
Lv = líticos volcánicos	$Lsm = Ls + (1-x)Lm$ (operacionalmente, Lsm usualmente iguala a $Ls + Lm$)
Lm = líticos metamórficos	(x = fracción de metavolcánicos en Lm)
Ls = líticos sedimentarios	
Ch = pedernal	
D = minerales pesados	
Op = minerales opacos	
Otros = misceláneos y no – identificados	

Se determinaron porcentajes modales para los sedimentos arenosos siguiendo el método de Gazzi-Dickinson para modas detríticas (Ingersoll et al., 1984). Por cada lámina delgada se realizó un conteo de al menos 300 puntos para obtener una representación estadística de los componentes (Tabla II). Al contar los puntos se siguieron líneas longitudinales (transversales) a lo ancho de la lámina. Los componentes del análisis modal son: fragmentos de cuarzo monocristalino y policristalino (Qm y Qp), feldespato plagioclasa (P), feldespato-potásico (F-K), fragmentos líticos volcánicos y metavolcánicos (Lvm) fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios (Lsm), pedernal (Ch), minerales pesados (D), minerales opacos (Op) y otros (Dickinson, 1970; Ingersoll y otros, 1984). Los fragmentos de rocas plutónicas de grano fino se consideraron como Lv. A los fragmentos de rocas plutónicas de grano más grueso se les contó el mineral que cruzó el centro de la retícula del microscopio en forma aleatoria. Las características texturales como el tamaño, la redondez y la clasificación de los sedimentos se estimaron cualitativamente bajo el microscopio según los criterios de Folk (1968).

Se realizó un segundo conteo en algunas muestras de los pozos para estimar la variación de los conteos sobre una misma muestra. Dos observadores (V. Rangel y A. Martín) contaron por duplicado las muestras 4, 10 y 12 que corresponden a núcleos para el pozo Q-757 las cuales fueron las primeras tres muestras analizadas para este estudio. Se estimó una variación en promedio menor al 6% entre los componentes Qm, Qp, F-K, P, Lsm y Ch de las tres muestras. Para el pozo I-4 se contaron por duplicado las muestras 12 y 13 por los observadores y se estimó una variación en promedio menor al 4% entre los mismos componentes de las 2 muestras. Para el pozo PZ-10 se contaron por duplicado las muestras 2 y 3. Se decidió contar de nuevo estas muestras debido a que este pozo se considera representativo de los depósitos de los abanicos aluviales y los resultados de los primeros conteos tuvieron una variación superior al 10% por lo que dos muestras no concordaron con la composición feldespática esperada para estos depósitos. Se estimó un error menor al 6% entre los componentes arriba mencionados con excepción de las plagioclasas (P), cuya variación fue de 9.6% en promedio para las dos muestras.

A partir de los parámetros recalculados se generaron tres tipos de diagramas ternarios:

- 1) $Q - F - L$
- 2) $Q_p - L_{vm} - L_{sm}$ y
- 3) $Q_m - P - F-K$.

Un problema en el conteo de L_s se detectó ya avanzado el análisis. Al graficar los diagramas ternarios con los datos obtenidos de los conteos, se detectó un fuerte sesgo hacia el polo L y L_{sm} . Este sesgo se debe a que las muestras son una mezcla de arena y fragmentos de las capas consolidadas de limolitas, lutitas y lodolitas. Estos fragmentos de rocas sedimentarias son un componente artefacto de la perforación al atravesar los horizontes o niveles consolidados de sedimento de grano fino (Figs. 7a-b y 8). Estos líticos sedimentarios fueron contados junto con fragmentos originales de rocas sedimentarias que provienen de las rocas sedimentarias que afloran en la cuenca del río Colorado (e.g. lutitas y pizarras). Los fragmentos líticos producidos en los recortes no pueden ser considerados en la moda detrítica, la cual únicamente considera a los componentes originales. Estos se distinguen en los recortes de pozo cementados (Fig. 9).

Para corregir este error en los conteos se realizó un nuevo conteo en 2 a 6 muestras por pozo donde se contaron todos los fragmentos líticos de arenisca, lutita y pizarra incluidos dentro de fragmentos de recortes cementados con calcita (Fig. 9) o sílice a fin de estimar el porcentaje de líticos sedimentarios y metamórficos. Obtuvimos así un factor de corrección representativo que se aplicó en cada una de las muestras de los pozos I-4, I-8 y Q-757 por lo que se integraron los parámetros L_s y L_m en uno sólo denominado L_{sm} . Las implicaciones sobre esta corrección se explican más ampliamente en el capítulo de las discusiones.



Figura 7. a) Fragmento de lodolita (lodo), limolita (limo) y arenisca (ars). Estos fragmentos originalmente fueron contados como Ls, sin embargo, pueden ser producto de la barrenación en sedimentos. El factor de corrección se obtuvo contando los líticos sedimentarios incluidos en recortes cementados por calcita o sílice. Luz polarizada, 2.5X. b) Detalle del fragmento de lodolita que presenta una matriz recrystalizada de micrita. Pozo Q-757 a 495 m. Luz polarizada, 10X.

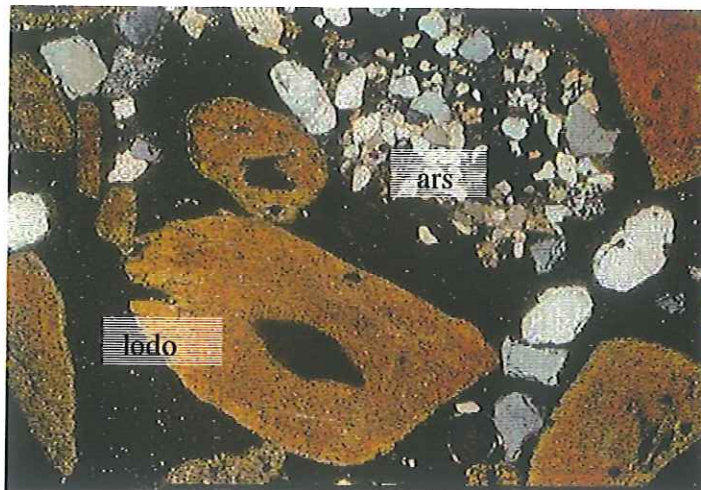


Figura 8. Fragmentos de lodolita y de arenisca producidos por el corte de barrena. El método de Gazzi-Dickinson es independiente del tamaño de arena, por lo que los fragmentos de arenisca producidos por la barrena no afectan la moda detrítica. Los fragmentos de lutita y lodolita producidos por la barrena sí afectan la moda detrítica y fueron corregidos contando únicamente los líticos sedimentarios incluidos en fragmentos de arenisca. Pozo I-8 a 1200 m. Luz polarizada, 2.5X.

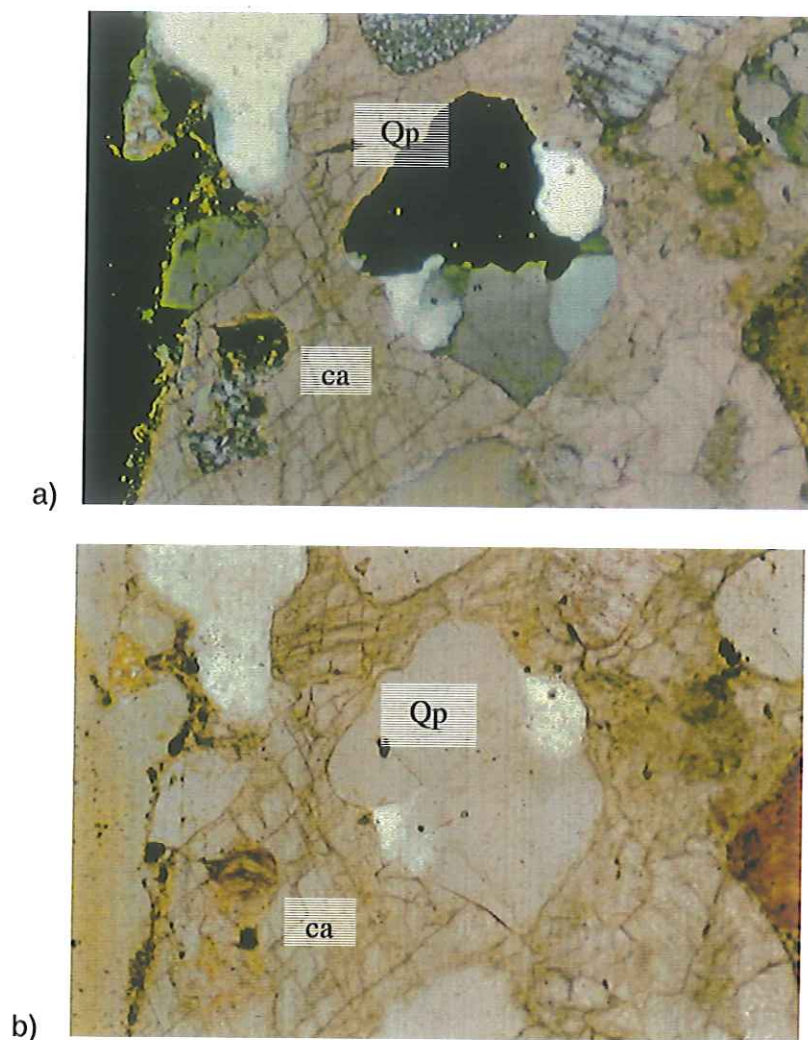


Figura 9. a) Clasto de cuarzo policristalino (Qp) dentro de un fragmento de arenisca cementada con calcita espática (ca). Luz polarizada, 10X. Los liticos sedimentarios incluidos en estos fragmentos sí se consideran en el parámetro Ls. b) Misma foto, luz paralela. Pozo I-4 a 104 m.

b) El método de Gazzi-Dickinson

Al utilizar el método de conteo puntual de Gazzi-Dickinson para la caracterización litológica de arenas y areniscas se minimiza la variación de la composición con el tamaño de grano, por lo tanto se elimina la necesidad de tamizar y de realizar conteos múltiples de fracciones de diferentes tamaños (Ingersoll et al., 1984) y pueden ser usadas muestras no clasificadas de cualquier tamaño de arena. El método de Gazzi-Dickinson reduce los efectos de tamaño de grano y de alteración en la composición y por lo tanto permite una determinación precisa de la moda detrítica original y de la proveniencia (Ingersoll et al., 1984).

El análisis petrográfico por el método de Gazzi-Dickinson identifica las petrofacies utilizando un conteo estadístico de los componentes litológicos esenciales (Tabla II) y parámetros estadísticos, como la media y la desviación estándar. Con estos parámetros se calcula la moda detrítica y se interpreta la fuente de los sedimentos y el posible ambiente de depósito.

II.3 Difracción de Rayos X

La identificación y clasificación de los minerales arcillosos fueron realizadas con el fin de determinar su composición y su variación con la profundidad. Con esto podemos evaluar su posible influencia en la reducción de la porosidad y permeabilidad en la zona de reinyección de salmueras del CGCP. Se analizó la fracción arcillosa solamente de tres muestras de canal del pozo I-8 por el método de difracción de rayos X (DRX). Este análisis se hizo para evaluar el cambio de minerales arcillosos con la profundidad. Se escogieron una muestra de superficie (60 m) y dos muestras de fondo (1310 m y 1480 m) cuyo contenido de sedimentos de grano fino fue abundante bajo el microscopio petrográfico.

La preparación de las muestras se realizó siguiendo el método propuesto por Rendón-Márquez (1995). Se pulverizaron las muestras en un mortero de ágata y posteriormente se realizó la separación de arcillas utilizando un tubo de asentamiento

con dispersante (hexametafosfato). Finalmente se procedió a correr las muestras en el difractómetro con la fracción arcillosa orientada aleatoriamente en un porta objetos. Cada muestra se corrió una segunda vez después de ser calcinadas en la mufla a 550°C.

La difracción de rayos X se llevó a cabo en el Centro de Ciencias de la Materia Condensada de la UNAM, con un difractómetro marca Philips mod. X'Pert y cátodo de Cu. Se identificaron los minerales que representan los picos de difracción más importantes según los valores de d en amstrongs (Å) ordenados de mayor a menor (ver Tabla V).

II.4 Integración de columnas litológicas de los pozos

Las columnas litológicas fueron proporcionadas por la Residencia General de Estudios en Cerro Prieto y fueron elaboradas por los ingenieros analistas de cada uno de los pozos bajo estudio. A partir de éstas se elaboró un nuevo formato que representa sólo la información relevante para el presente estudio. Se tomaron en cuenta los tipos de cementantes y la profundidad a la que se presentan, así como los minerales presentes, la litología y el contenido de arenisca en porcentaje. También se incluyó el registro de temperatura.

II.5 Registros de temperatura

Los registros de temperatura fueron proporcionados por la Residencia General de Estudios en Cerro Prieto.

La temperatura medida dentro de los pozos geotérmicos puede no ser la temperatura de formación o del yacimiento. Esto es debido a los efectos de enfriamiento del fluido de perforación. Un calentamiento de los estratos superiores por la producción de fluido del yacimiento puede conducir a intervalos de ~9 m con

mediciones de temperatura errónea (Seamount, 1981). Sin embargo, bajo ciertas condiciones, la temperatura medida puede estar cerca de la temperatura de formación. Estas condiciones requieren que el pozo esté inoperante por lo menos un día después de que la perforación haya concluido, y preferentemente después de un período tan largo como el que duró la perforación (Seamount, 1981).

III. RESULTADOS

III.1 Descripción litológica de los pozos

Esta descripción se basa en la información de las columnas litológicas proporcionadas por la Residencia General de Estudios en Cerro Prieto (CFE). Las columnas fueron elaboradas por los analistas de cada pozo durante y después de la perforación. Para este estudio sólo se tomó en cuenta la información más relevante como son los tipos de cementantes y minerales presentes, la litología y el porcentaje de arenisca y lodolita en la muestra.

III.1.1 Litología general

Los cuatro pozos estudiados presentan sedimentos clásticos que varían de no consolidados a fuertemente consolidados según los reportes litológicos de los pozos. Predominan los sedimentos arenosos sobre los depósitos de limoarcillosos. En la parte superior de las columnas, los pozos I-4, I-8, Q-757 y PZ-10 tienen un intervalo de sedimentos clásticos no consolidados (SCNC) de espesor variable a partir de la superficie.

En el registro litológico proporcionado por CFE el pozo I-4 presenta dos intervalos de sedimentos no consolidados en los primeros 430 m (Fig. 4). Estos dos intervalos están separados por una unidad definida por CFE como lutita café consolidada. La unidad de SCNC superior tiene una información incompleta, sin embargo, según el reporte de CFE el intervalo estudiado (90-130 m) está constituido por areniscas y lodolitas. La unidad inferior de SCNC contiene menos del 20% de arena, por lo que texturalmente corresponde a una lodolita no consolidada. A partir de los 430 m se inicia la zona de sedimentos consolidados de acuerdo a este registro litológico. Entre 430 m y 570 m la columna indica una alternancia de lutitas y areniscas con predominio de estas últimas (Fig. 4). A partir de los ~570 m la columna litológica está formada únicamente por areniscas consolidadas. En el reporte litológico original, los sedimentos

consolidados se reportan como lutitas grises, sin embargo, texturalmente corresponden a areniscas de color gris.

El pozo I-8 tiene un registro litológico que inicia a los 1000 m de profundidad y termina a los 1480 m (Fig. 5). Los sedimentos no consolidados en este registro se reportan entre 1000 y 1140 m. Suponemos que los primeros 1000 m también corresponden a sedimentos no consolidados ya que el registro de temperatura indica que a esta profundidad se registró una temperatura de $\sim 50^{\circ}\text{C}$, que es la temperatura que registran los sedimentos no consolidados en los otros pozos estudiados (ver más adelante). En este intervalo de SCNC (0-1000 m) se estudiaron 9 muestras representativas. La base de la unidad SCNC en este pozo es una lutita café. Por debajo de los 1000 m de profundidad se tienen observaciones litológicas del pozo en intervalos discontinuos que indican que la columna sedimentaria esta compuesta por una alternancia de lutitas y areniscas con cementante calcáreo.

El registro litológico del pozo Q-757 indica que los sedimentos clásticos no consolidados están restringidos a los primeros 45 m de la columna sedimentaria (Fig. 6). A partir de los 55 m los sedimentos están consolidados debido a la presencia de cementante. En este pozo predominan las arenas sobre los limos y arcillas en todo el espesor cortado.

El pozo PZ-10 únicamente alcanza una profundidad de 160 m y está constituido por una alternancia de arenas y lodos no consolidados, que incluyen sedimentos tamaño gravilla en la superficie y en intervalos a mayor profundidad. No se cuenta con mayor información de este pozo que se ubica al poniente de la laguna de evaporación y sobre los depósitos modernos de abanicos aluviales.

III.1.2 Cementantes

La calcita y la sílice son los cementantes más comunes en las muestras analizadas. La calcita se presenta en forma micrítica y como calcita espática (Fig. 7b y 9a-b). La micrita se presenta preferentemente en los sedimentos de grano fino y es más común

observarla como cementante de los fragmentos de lodolita. La calcita espática es más común en los sedimentos arenosos. La profundidad a la que se presenta es variable y comúnmente se observa en las muestras más someras y en las muestras más profundas. Por ejemplo, en el pozo Q-757 la calcita se reporta como el cementante principal entre 110 y 250 m y entre 950 y 1230 m. Entre estas dos zonas de calcita la sílice aparece como el cementante principal (Fig. 6). De acuerdo a las observaciones en microscopio, también se presenta calcita espática en forma discreta en la parte media del pozo coexistiendo con la sílice, a profundidades de 372 a 768 m (Apéndice B1).

En el pozo I-4 se reporta calcita de forma intermitente en la zona de sedimentos no consolidados y es el cementante que predomina en la zona de sedimentos consolidados (Fig. 4). En esta zona predomina la calcita espática asociada a sedimentos arenosos sobre la micrita, la cual está generalmente asociada a la matriz limoarcillosa de lodolitas (Apéndice B2).

El registro del pozo I-8 indica que la zona de sedimentos consolidados (1200-1480 m) esta cementada por calcita (Fig. 5). Las tres muestras analizadas en este intervalo de sedimentos consolidados corresponden a lodolitas cementadas por micrita. Como se mencionó previamente, de este pozo no se cuenta con el registro litológico de los primeros 1000 m, pero se trata de sedimentos no consolidados en los que la calcita espática se presenta esporádicamente en clastos de arenisca, y los fragmentos de lodolita y arenisca lodoosa están cementados por micrita. Sin embargo, el cementante en esta zona se presenta en forma discreta y la mayoría de los clastos no están cementados. Las muestras del pozo PZ-10 presentan cementante calcita espática en trazas (B4).

La sílice como cementante está presente en forma de crecimiento secundario de cuarzos, y en algunas muestras, el crecimiento llega a ocupar todos los espacios porosos entre los granos. Cuando esto sucede se reporta como sílice (Apéndices B1, B2, B3 y B4). La zona de silicificación más importante se localizó en el pozo Q-757 entre los 250 y los 940 m de profundidad (Fig. 6). En este pozo se observó crecimiento

secundario en cuarzos monocristalinos que actúa como cementante en las muestras desde los 189 m hasta los 940 m de profundidad (Apéndice B1). En el pozo I-4 una zona de silicificación se localiza en el intervalo 570-700 m según el registro litológico de CFE. Sin embargo, en varias muestras analizadas petrográficamente se observó crecimiento secundario de cuarzo en niveles en donde los registros reportan sedimentos no consolidados o con calcita predominante (ver Apéndice B2 muestras a 429, 510, 743 y 894 m).

El crecimiento secundario de los granos de cuarzo es claramente visible al microscopio petrográfico. En las zonas de cementación por sílice, los cuarzos detríticos subredondeados tienen crecimiento bien desarrollado formando una continuidad óptica con el cuarzo detrítico (Figura 10a-b). Cuando el crecimiento no es muy pronunciado los cuarzos presentan las terminaciones o caras de los cristales. También son fácilmente distinguibles debido a las abundantes inclusiones atrapadas en la frontera entre el cuarzo detrítico y el cuarzo autigénico (Fig.10a). Los crecimientos secundarios de cuarzo pueden ser difíciles de reconocer en sección delgada cuando los anillos de impurezas (*dust rims*) y las terminaciones euhedrales del cristal son escasas o faltan (Fig.10b); puede resultar que los contactos suturados entre granos se interpreten como debidos a compactación más que a cementación, sin embargo, una examinación cuidadosa muestra los anillos de impurezas y terminaciones de cristales euhedrales.

Otro tipo de cementante observado son minerales opacos, posiblemente hematita (Fe_2O_3) y/o pirita (FeS_2), como es el caso de la muestra de 930-939 m en el pozo Q-757 (Figura 11). En los pozos I-4, I-8 y Q-757 el registro litológico indica la presencia de pirita como mineral secundario asociado indistintamente a calcita y a sílice. Varias de las muestras analizadas permitieron confirmar la presencia de pirita como mineral secundario y como cementante en algunos casos (Apéndice B1, B2, B3).

III.1.3 Registros de temperatura

Las temperaturas de los pozos presentan valores máximos hacia la parte intermedia de la columna litológica (Fig. 12). El pozo Q-757 presenta una temperatura

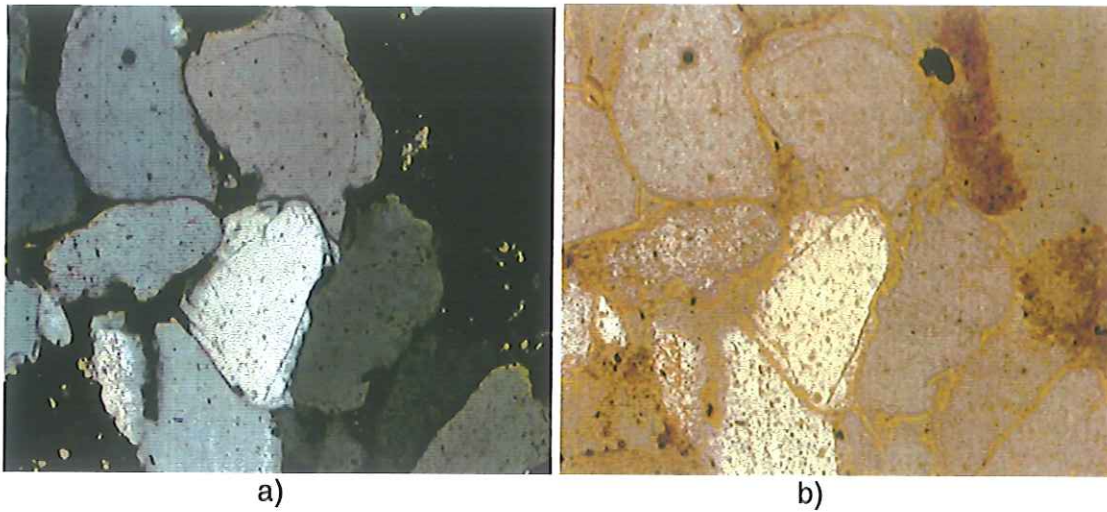


Figura 10. a) Cuarzos con crecimiento secundario. Las líneas de contorno original son evidentes por sus formas redondeadas. Luz polarizada. b) Misma microfotografía con luz paralela, 10X. Pozo Q-757, núcleo a 831-840 m.



Figura 11. Cementante opaco (¿pirita?) en un fragmento de arenisca con clastos de cuarzo, feldespato, plagioclasas y pedernal. Luz paralela, 5X. Pozo I-4 a 104 m.

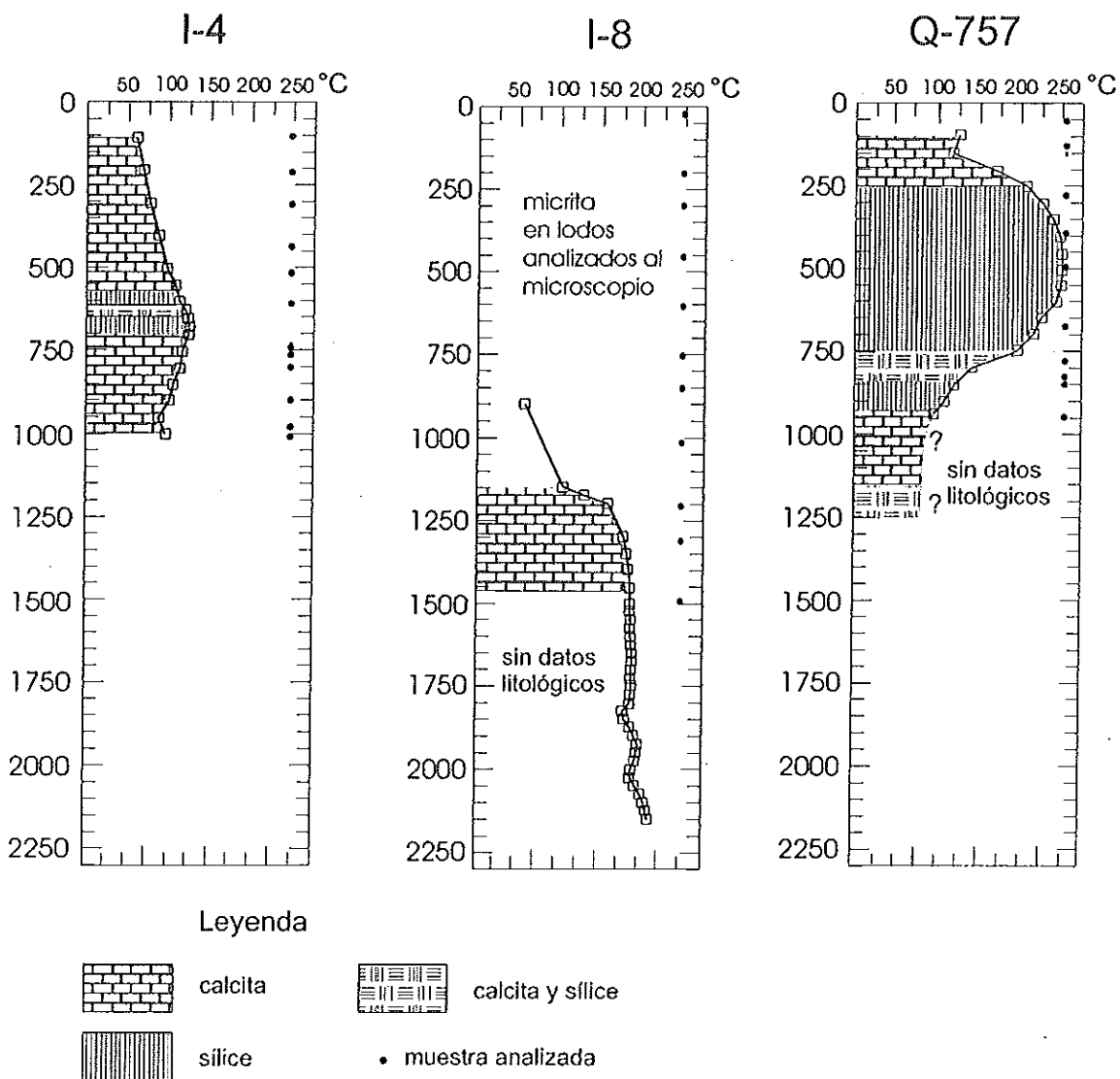


Figura 12. Registros de temperatura de los pozos ubicados en la zona de reinyección del CGCP. Las pantallas corresponden al tipo de cementante reportado por CFE y observado puntualmente en las muestras analizadas al microscopio (definidas por el punto al lado derecho de la columna).

de 118°C a 150 m de profundidad y se observa un aumento importante a los 250 m donde la T° alcanza los 207°C y sigue en aumento hasta alcanzar un máximo de 244°C a 500 m. A partir de esa profundidad la temperatura comienza a disminuir progresivamente hasta un mínimo reportado de 94°C a 933 m (Fig.12). El pozo I-4 presenta una curva de temperatura menos pronunciada en comparación con el pozo Q-757. Tiene una temperatura mínima reportada de ~60°C a 100 m de profundidad que va en aumento hasta alcanzar un máximo de 125°C a 700 m, a partir de donde comienza su disminución hasta un mínimo de ~90°C a 950 m (Fig. 12). Para el pozo I-8, el registro de temperatura comienza a 900 m de profundidad en donde presenta la temperatura mínima registrada de ~70°C (Fig. 12). A 1200 m aumenta hasta ~160°C y presenta su máximo de ~190°C a 1480 m en donde se tomó la última muestra de canal y a partir de donde hubo pérdida total de lodos.

III.2 Petrología de los sedimentos

Durante el análisis petrológico de los sedimentos se realizaron las siguientes observaciones sistemáticas en cada muestra:

- Características texturales cualitativas (tamaño, tipo de sedimento, clasificación y redondez)
- Componentes principales y productos de alteración
- Cementante

A partir de los componentes se definieron las principales petrofacies. La descripción del cementante se presentó en el inciso III.1.2 por lo que en esta sección se describen las características texturales, los componentes principales y las petrofacies resultantes.

III.2.1 Descripción textural de los sedimentos

Los sedimentos analizados corresponden principalmente a arenas de grano medio a muy fino (250–62.5 μm). Algunas muestras corresponden a sedimentos limosos

(62.5–31 μm) que vienen de intervalos con estratos de lodos intercalados con los depósitos arenosos. Otras muestras, como las muestras del pozo PZ-10 incluyen sedimentos de grano más grueso, arena gruesa (0.5-2 mm) a gránulos (>2 mm).

En general, la clasificación de los sedimentos es moderada a bien clasificada, sin embargo, en algunos intervalos de los pozos Q-757 e I-8 los sedimentos presentan una clasificación pobre debido a que presentan abundantes fragmentos de limolita y/o lodolita. En otros casos la pobre clasificación es debida a la presencia de sedimentos de grano grueso junto con sedimentos de grano más fino (Apéndice B1, B2, B3, B4).

Los clastos de arena son subredondeados a subangulosos, estos últimos principalmente en las fracciones de arena muy gruesa (pozo PZ-10) y en los sedimentos de grano fino (limos gruesos). En la gran mayoría de las muestras arenosas los clastos son subredondeados y presentan una clasificación moderada a buena.

El tipo de contacto original es difícil de estimar debido a que el corte de la barrena separó a los clastos en las muestras pobremente cementadas. Sin embargo, en los clastos de arenisca que resistieron la abrasión de la barrena el contacto dominante es de punto o flotante (Fig. 9). En las muestras de núcleo analizadas (pozo Q-757, muestras 4, 10 y 12) los clastos presentan contactos largo o cóncavo convexo y la porosidad primaria es muy reducida. Esto es debido principalmente al crecimiento secundario de los cristales de cuarzo.

III.2.2 Componentes principales

Los componentes principales del análisis petrológico corresponden a los utilizados en las modas detríticas del método de Gazzi-Dickinson (Tabla II). Los detalles del método se describieron en la sección de metodología (p. 21 y 22).

El análisis cuantitativo de los componentes principales de las arenas permitió definir las principales petrofacies que serán descritas con detalle más adelante. La

identificación de cada uno de los componentes se realizó con base en sus propiedades ópticas siguiendo los criterios descritos por Scholle (1979).

a) **Cuarzo.** Es el sedimento dominante en los depósitos deltaicos. Se reconoce primordialmente por su baja birrefringencia, su ausencia de clivaje y por su comportamiento de extinción variable, además de su figura de interferencia uniáxica positiva. Las partículas de cuarzo se clasificaron y contabilizaron separadamente en cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp) y pedernal (Ch). La forma de cuarzo más abundante en las muestras estudiadas es el cuarzo monocristalino (Fig. 13) seguida por pedernal (Fig. 14a-b) y cuarzo policristalino (Fig. 13).

Los fragmentos de cuarzo policristalino se consideraron cuando una partícula redondeada o subredondeada presenta 2 o más cristales agregados de cuarzo (Fig. 13). No se consideró como Qp a los fragmentos de arenisca cementados por sílice. Es común observar clastos con cuarzo policristalino (Qp) con inclusiones de minerales de alta birrefringencia. En este caso el clasto se contó como un lítico metamórfico (ver Fig. 21) los cuales presentan colores de 3er orden.

Los fragmentos de pedernal detrítico se distinguen porque son granos compuestos de cuarzo microcristalino sobre una matriz amorfa (no birrefringente) (Fig. 14). Algunos fragmentos de pedernal presentan una combinación de cuarzo microcristalino y cuarzo de mayor tamaño (Fig. 14a). La calcedonia es una forma fibrosa de cuarzo microscópico que es común como un relleno de vesículas o espacios porosos. También se presenta como mineral de reemplazo en rocas sedimentarias (Fig. 14b y 15). Comúnmente la calcedonia ocurre como partículas en agregados con fibras radiales, sin embargo, es un mineral poco estable bajo condiciones de diagénesis y de transporte.

b) **Feldespatos y Plagioclasas.** Los feldespatos fueron contados como feldespatos potásicos (F-K) y como plagioclasas (P). La identificación de los feldespatos, tanto potásicos como plagioclasas, se basó principalmente en la presencia

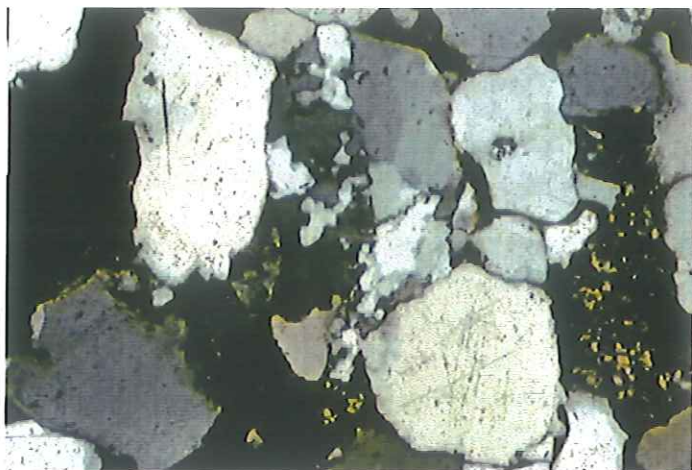


Figura 13. Mosaico de cuarzo monocristalino (Qm) y cuarzo policristalino (Qp). A pesar del crecimiento secundario Qm es fácilmente distinguible por su forma original subredondeada. Luz polarizada, 10X. Pozo Q-757, núcleo a 831-840m.

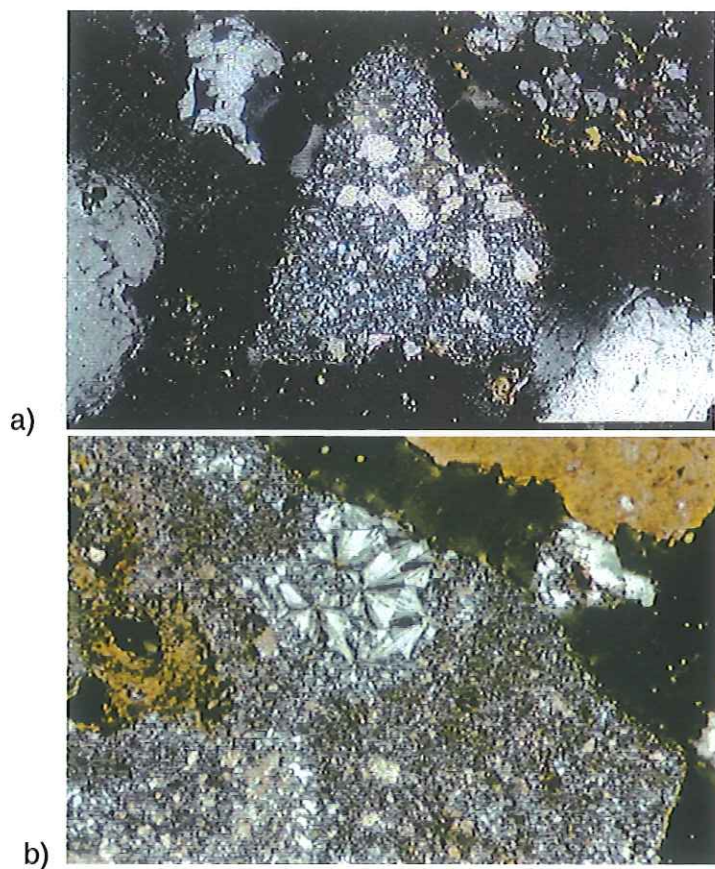


Figura 14.a) Pedernal con cuarzo microcristalino. Se observan inclusiones de hornblenda y epidota. Pozo PZ-10 a 101-104 m. b) Clasto de pedernal con esferulitas de fibras radiales de calcedonia. Pozo I-8 a 600 m. Ambas bajo luz polarizada, 10X.

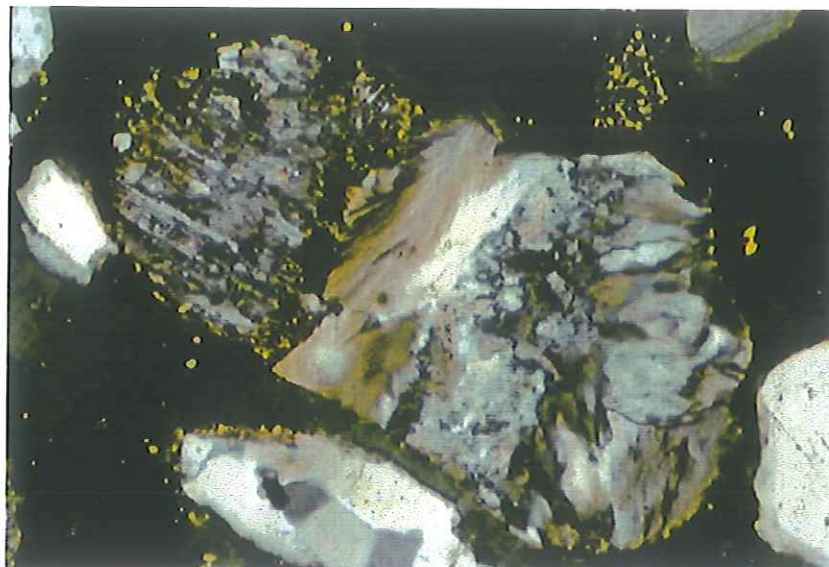
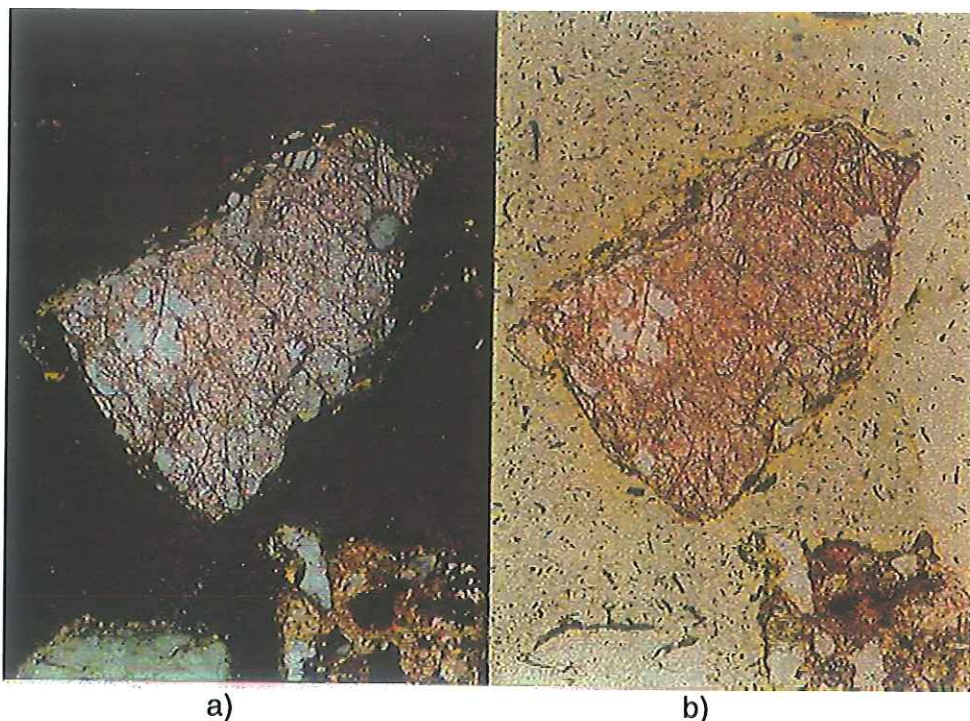


Figura 15. Clasto de calcedonia unido a un cristal de plagioclasa (superior izquierda). La calcedonia fue considerada como una forma de pedernal. En este caso, el cruce de la retícula define si se cuenta como pedernal o como plagioclasa. Luz polarizada, 10X. Pozo I-8 a 600 m.

de maclas. Además, se utilizó el teñido al que fueron sometidos, la presencia de clivaje y la alteración como rasgos distintivos (Fig. 16a-b y 17). Estos criterios permitieron una identificación acertada y rápida para los feldespatos y plagioclasas desprovistos de macla.

Los feldespatos y plagioclasas en las muestras analizadas comúnmente muestran alteraciones que hacen difícil su identificación. Algunos feldespatos y plagioclasas presentaron reemplazamiento por minerales arcillosos y otros están reemplazados por calcita en proporción variada (Fig. 18). Algunos feldespatos presentan crecimiento secundario (Fig. 19). Se encontraron F-K tamaño arena y limo, con inclusiones de Qm de posible origen metamórfico o pegmatítico. También se observaron feldespatos con abundantes vacuolas, aunque se desconoce si este es un rasgo secundario o primario.



a) b)
Figura 16. Plagioclase teñida con rodizonato de potasio. Además de la coloración rosada que produce el teñido es evidente el clivaje en dos direcciones. a) Luz polarizada y b) luz paralela, 10X. Pozo PZ-10 a 101-104 m.

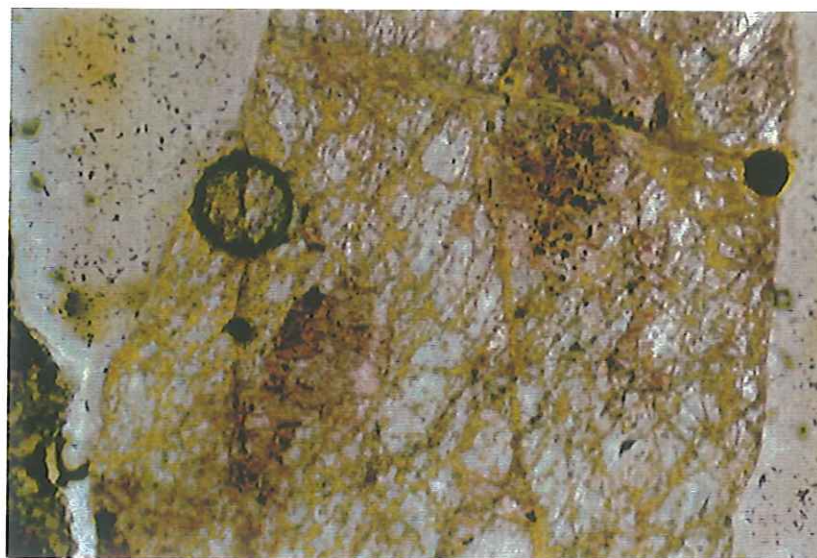


Figura 17. Clasto de feldespato teñido de amarillo utilizando cobaltinitrito de sodio. Este tratamiento ayuda a la identificación de los clastos de feldespato desprovistos de macla. Luz paralela, 10X. Pozo I-4 a 104 m.



Figura 18. a) Clasto de plagioclasa alterada a sericita. Alrededor se observa cuarzo recristalizado con contactos suturados entre granos. Luz paralela, 10X.
b) Misma microfotografía con luz polarizada. Pozo Q-757, núcleo a 831-840 m.

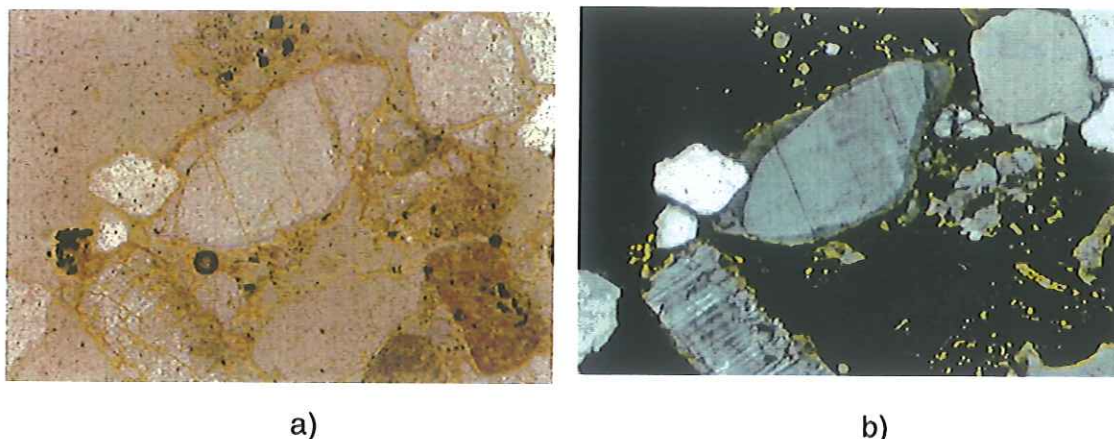


Figura 19. a) Feldespato con crecimiento secundario (centro) y feldespato con rasgos de alteración (inferior izquierda). Los feldespatos se reconocen por su clivaje, la macla de microclina y su teñido amarillento con cobaltinitrito de sodio. Luz paralela. b) Misma foto en luz polarizada, 10X. Pozo Q-757 muestra de núcleo a 831-840 m.

Las plagioclasas también presentan diversos síntomas de alteración; principalmente muestran bordes de corrosión, y en ocasiones también presentan sustitución por calcita como producto de alteración diagenética. Es común observar plagioclasa detrítica con crecimiento secundario y plagioclasa reemplazada por arcilla y sericita (Fig. 18 y 19).

c) Fragmentos líticos. Se dividieron los fragmentos líticos en líticos sedimentarios (Ls), metamórficos (Lm) y volcánicos (Lv).

Fragmentos líticos volcánicos. Los fragmentos de roca volcánica fueron identificados con base en sus texturas microporfirítica (felsítica), microlítica o vítrea (Figs. 20a-b). La textura microporfirítica (felsítica) se reconoce por la presencia de una matriz vítrea o recrystalizada con microfenocristales. La textura microlítica está formada por microcristales de plagioclasa en ocasiones orientados (microlítica de flujo). Es común observar la matriz vítrea recrystalizada con microcristales de forma acicular. Los fragmentos volcánicos (Lv) son característicamente porfíricos, por lo que la presencia de pequeños cristales de plagioclasas hizo posible la distinción entre estos granos volcánicos y los fragmentos de rocas sedimentarias arcillosas o de pedernal (Figs. 20a-b).

En las muestras estudiadas la presencia de fragmentos volcánicos fue muy pobre o prácticamente nula. Para el pozo Q-757, sólo se contó un clasto a los 60 m y otro a los 271m. Se encontraron algunos clastos, en la parte somera del pozo I-4 entre 104 y 304m y en la parte más profunda entre 974 y 1003m. Se identificaron como fragmentos microlíticos de tamaño limo-arena fina con textura microlítica de flujo. En el pozo I-8 se encontraron de 1 a 9 fragmentos volcánicos en la mayor parte de las muestras de la columna del pozo, siendo éstos de tamaño limo grueso. Dentro del pozo PZ-10 se contaron 10 fragmentos entre 49 y 104m.

Fragmentos líticos metamórficos. Los fragmentos de roca metamórfica fueron reconocidos por sus texturas con una orientación preferencial de los cristales que los componen, y en ocasiones, por la deformación de los cristales en los mosaicos que componen la partícula. Un tipo de fragmento metamórfico que se presentó en forma repetida fue de agregados de cuarzo policristalino con pequeños cristales de minerales metamórficos posiblemente silimanita, kianita, estaurolita y micas (Fig. 21). Este tipo de clasto se observó en muestras a diferentes intervalos en todos los pozos (e.g. pozo Q-757, 678 m; pozo I-8, 850 m; pozo I-4, 510 m, 591 m) y son abundantes en las muestras a 674 m, 740 m, 743 m, 894 m del pozo I-4. Los granos de origen

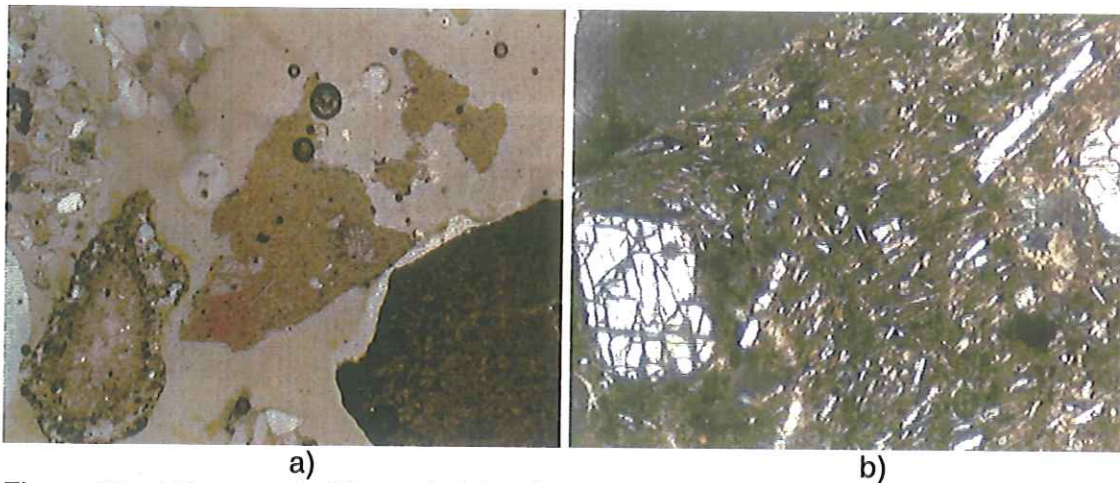


Figura 20. a) Fragmento lítico volcánico (centro) con microfenocristales de plagioclasa. Luz paralela, 2.5X. b) Detalle del fragmento lítico volcánico mostrando textura microlítica de flujo y microfenocristales de plagioclasa. Luz polarizada, 10X. Pozo I-4 a 104 m.



Figura 21. Clasto de un lítico metamórfico (Lm), posiblemente un gneis cuarzofeldespático. Se reconocen por la orientación de los cristales (foliación) y la presencia de minerales metamórficos (silimanita, kianita y micas). Luz polarizada, 10X. Pozo PZ-10 a 101-104 m.

metamórfico también incluyen clastos de rocas metasedimentarias con el protolito formado por arenisca, lodolita, y limolita (Fig. 22). Se encontraron también fragmentos de origen sedimentario, posiblemente de lodos, con una matriz arcillosa recrystalizada (Fig. 23). Estos fragmentos fueron considerados como Lm.

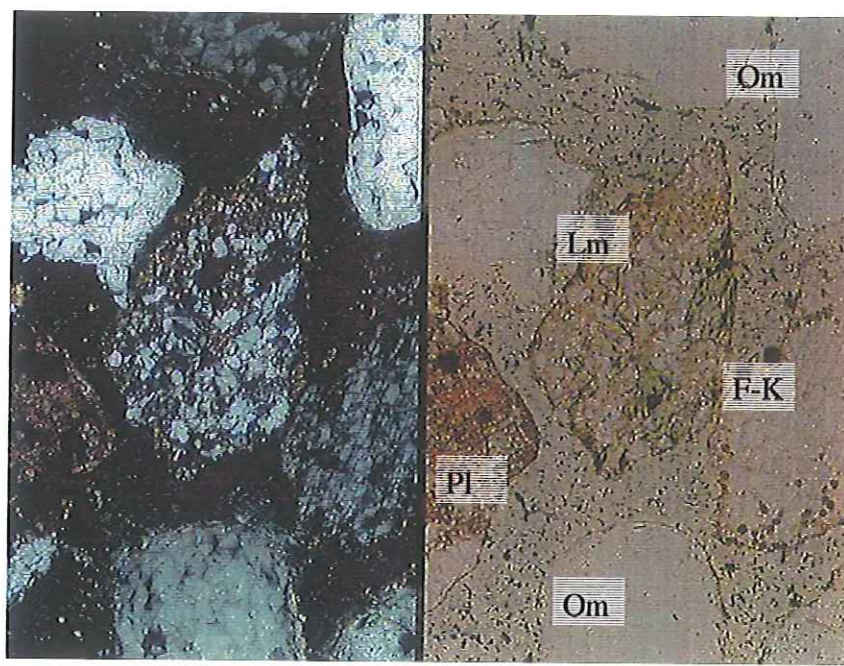
Fragmentos líticos sedimentarios. Los fragmentos de roca sedimentaria requirieron un análisis especial debido a la naturaleza de las muestras de recorte de pozo. Estos fragmentos son producidos durante la perforación y es necesario distinguirlos de los fragmentos líticos sedimentarios originales. Los más abundantes son los fragmentos de arenisca y lodolita. Los fragmentos de arenisca están compuestos por granos de cuarzo, feldespato, pedernal, fragmentos metamórficos y fragmentos de lodolita de tamaños entre 0.008 mm y 0.03 mm (arena muy fina a limo grueso) (Fig. 24). Estos clastos están cementados comúnmente por calcita espática o con micrita (Fig. 9 a-b) y por sílice (Fig. 25).

En los fragmentos líticos sedimentarios se observaron también fragmentos arcillosos cementados con calcita micrítica y clastos de lodolita cementada con calcita (Fig. 26). Se observaron también fragmentos de limolita tamaño grava que frecuentemente presentan recrystalización de la matriz de grano fino, estos clastos fueron posiblemente producidos por la perforación. Otros fragmentos líticos de lodolitas se reconocieron porque consisten de una matriz de grano muy fino que incluye fragmentos de cuarzo anguloso y de otros minerales detríticos de tamaño limo.

d) Otros minerales. La epidota y la biotita son dos minerales comunes que fueron contados dentro del componente de minerales densos. Los minerales opacos contados en la moda detrítica no permiten distinguir minerales opacos de origen detrítico (magnetita, ilmenita) de minerales opacos de origen secundario (hematita, pirita) (Figs. 11 y 24). En algunas muestras la pirita se puede identificar por su forma euédral de cubos. Sin embargo estos minerales y los minerales pesados no intervienen en la definición de modas detríticas por lo que no fueron analizados con mayor detalle.



a) b)
Figura 22. Fragmento lítico metamórfico (esquisto de clorita y epidota) interpretado como un fragmento de roca metasedimentaria. a) Luz polarizada y b) luz paralela, 10X. Pozo PZ-10, muestra a 101-104 m.



a) b)
Figura 23. Fragmento de un esquisto de clorita cuyo protolito es posiblemente un lítico sedimentario. La partícula está formada por un mosaico equigranular de cuarzo, plagioclasea y clorita. Otros clastos alrededor de Lm son plagioclasea (Pl), feldespato (F-K) y cuarzo monocristalino (Om). a) Luz paralela y b) Luz polarizada, 10X. Pozo PZ-10 a 101-104 m.

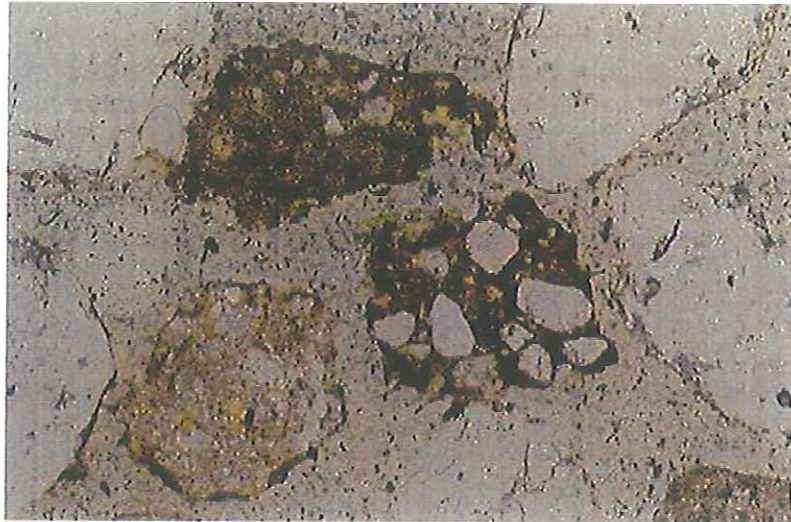


Figura 24. Fragmento de arenisca de grano fino y fragmentos de lodolita cementados por un mineral opaco (¿hematita?). El fragmento de arenisca (centro) está compuesto de cuarzo subredondeado “flotando” en una matriz de grano muy fino (lodo). El fragmento de lodolita incluye partículas tamaño limo grueso en una matriz de grano muy fino (arcillosa). Estos fragmentos son difíciles de distinguir como líticos sedimentarios primarios (Ls) debido a que pueden producirse durante la barrenación. Luz paralela, 10X. Pozo PZ-10 a 101-104 m.

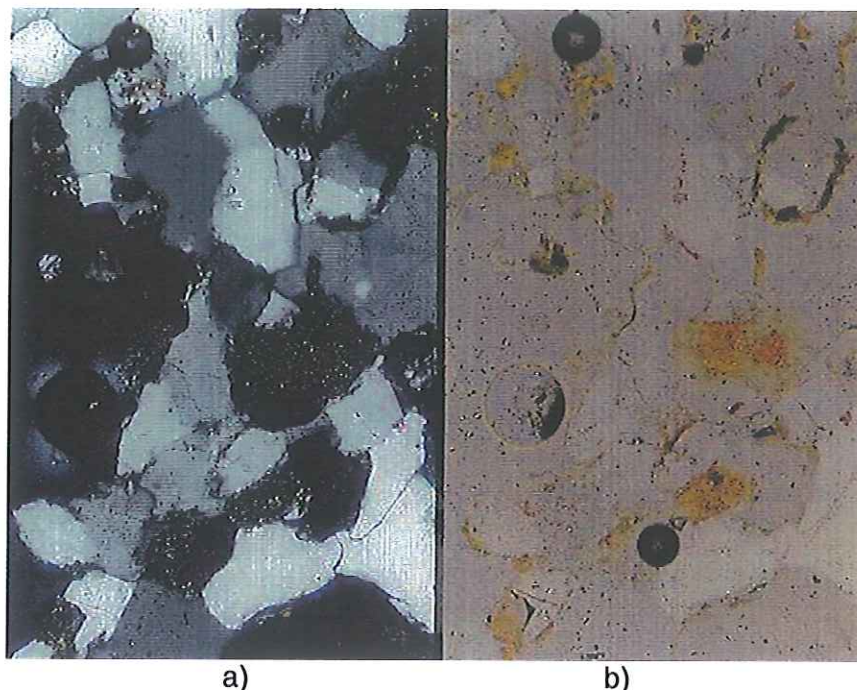


Figura 25. a) Mosaico de arenisca cuarzosa con bordes suturados por silicificación, luz polarizada, 10X. b) En luz paralela se observan plagioclasas alteradas, posiblemente a minerales arcillosos. Pozo Q-757, núcleo a 271-280 m.

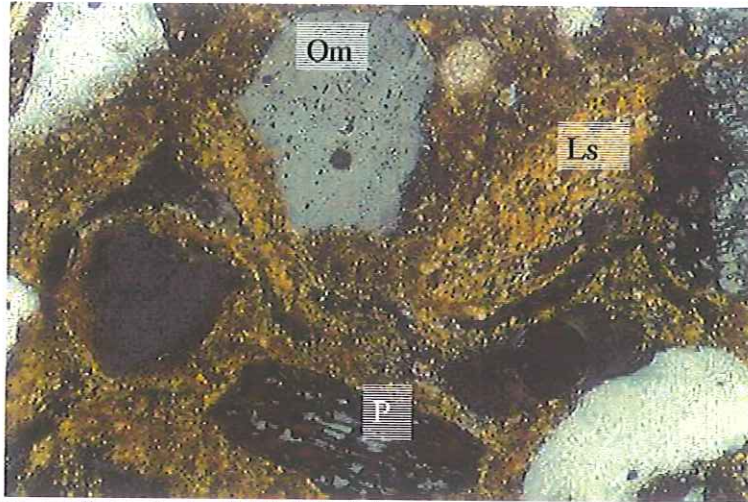


Figura 26. Lítico sedimentario (lutita) (Ls) junto a cuarzo (Qm) y plagioclasa (P). En este caso el lítico sedimentario se considera primario ya que esta dentro de un fragmento de arenisca y su relación con los otros componentes no ha sido alterada por la barrenación. El cementante es micrita. Luz polarizada, 10X. Pozo I-8 a 200 m.

III.2.3 Modas detríticas

La caracterización litológica y la definición de petrofacies en este trabajo se basó en la técnica de modas detríticas y en los diagramas de composición de Folk (1968) –QFL (Fig. 27) y de proveniencia – QFL, QpLvmLsm y QmPF-K de Ingersoll et al. (1984), (Tabla III). A partir de estos diagramas ternarios se determinó la variación en profundidad de la composición en cada pozo con el objetivo de intentar caracterizar los ambientes fluvio-deltaicos y de abanicos aluviales que interactúan en el sitio de estudio (Vázquez-González y otros 1996; Cotton y Vonder Haar, 1979). Diagramas ternarios de estudios previos sobre la composición modal de arenas fluviales y deltaicas del Río Colorado y de otras fuentes locales en los márgenes de la depresión de Salton (Van de Kamp, 1973; Winker, 1987; Vázquez-Hernández, 1996) se utilizaron para ser comparados con la composición modal de este estudio, lo cual es discutido más adelante.

Tabla III. Definición de poblaciones de granos para los diagramas ternarios de composición de Ingersoll (tomado de Dickinson, 1982, Tabla 1).

Diagrama Ternario	Polo central superior Q	Polo izquierdo inferior F	Polo derecho inferior L
QFL	Cuarzo monocristalino + cuarzo policristalino (= Qm + Qp + pedernal)	Granos de feldespatos (= P + K)	Fragmentos líticos afaníticos inestables (= Lv + Lsm)
QmPF-K	Qm Granos de cuarzo Monocristalino	P Granos de plagioclasa	F- K Granos de feldespato potásico
QpLvLsm	Qp Fragmentos líticos cuarzosos policristalinos	Lvm Fragmentos líticos volcánicos y metavolcánicos	Lsm Fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios

a) POZO Q-757

En el diagrama QFL para definir composición de arenas se incluye al pedernal con los líticos (Folk, 1968). La composición de las muestras del pozo Q-757 es predominantemente de arcosa lítica con seis muestras que caen en este campo (Fig. 27). Tres muestras caen en el campo de litarenita feldespática y otras dos en el campo de las sublitarenitas. A pesar de esta aparente dispersión en tres campos litológicos, las muestras se caracterizan por un alto contenido de cuarzo y definen una población agrupada en la parte superior del campo de las arcosas líticas y de las litarenitas feldespáticas. La muestra 12 se ubica dentro del campo de las arcosas, la muestra 9 es la de menor contenido de cuarzo y el promedio de las muestras corresponde a una arcosa lítica. La proporción de cuarzo sobre feldespatos es de 5 a 1, respectivamente, y la proporción de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino es de 10 a 1, respectivamente (Tabla IV). Estas relaciones corresponden al promedio de las 12 muestras analizadas. El sedimento arenoso, incluyendo limo grueso, tiene una composición relativa promedio con 70% de Q, 16% de F y 14% de L.

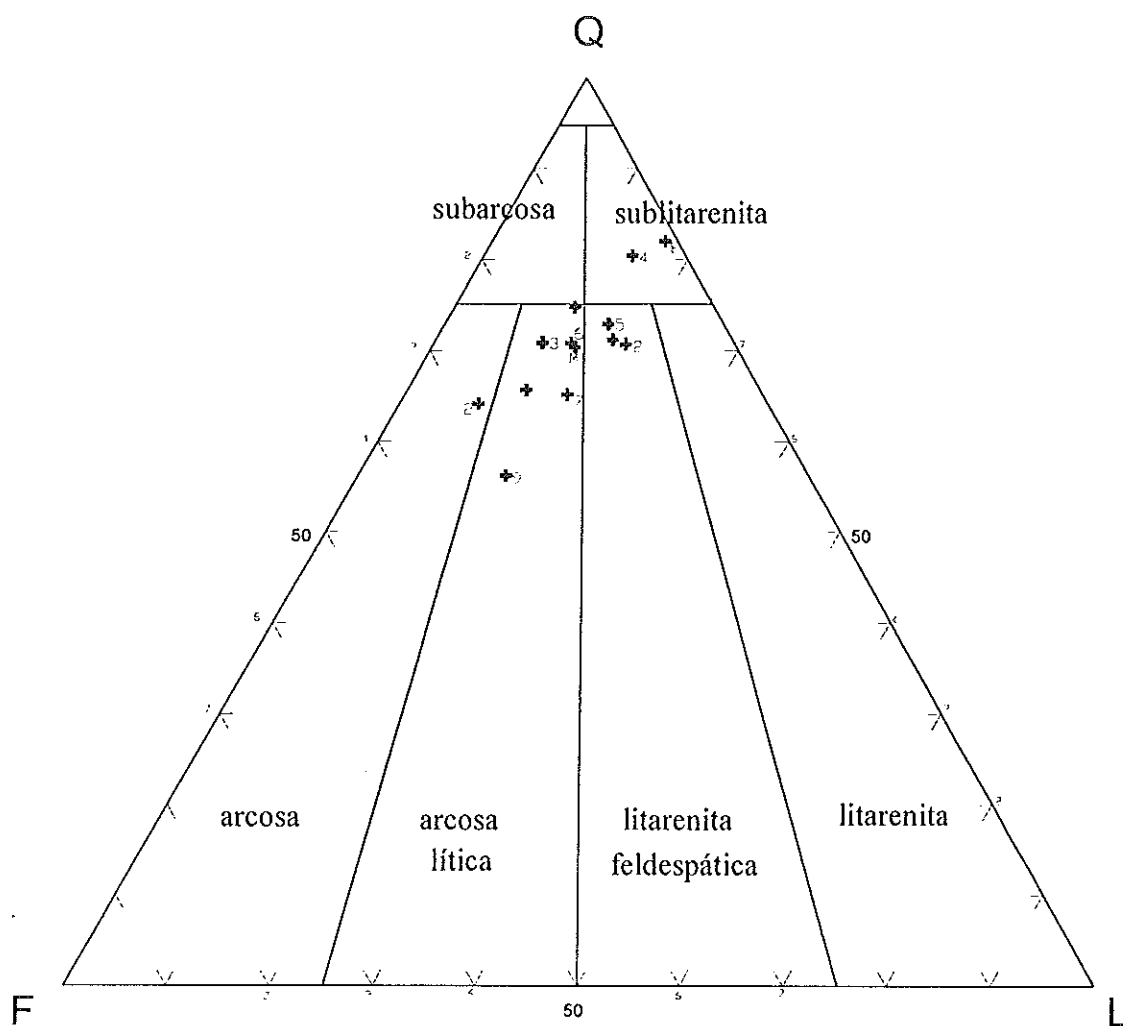


Figura 27. El diagrama QFL de composición de Folk (1968) define la arena promedio (M) del pozo Q-757 como arcosa lítica. El 50 % de las muestras también se ubican en este campo. Las dos muestras ubicadas en el campo de sublitarenita presentan gran abundancia de cuarzo recristalizado y plagioclasas alteradas. El componente pedernal se incluye en el parámetro L.

Tabla IV. Porcentaje promedio que representa cada parámetro utilizado en los diagramas de Ingersoll (1984) para la técnica de modas detríticas en arenas respecto al total de puntos contado en las muestras. *Los promedios en porcentaje relativo fueron generados sólo en los diagramas en donde se observan poblaciones agrupadas y la media es representativa de éstas. En los diagramas QpLvmlsm para los pozos I-4 y Q-757 las muestras presentan una gran dispersión por lo que no se generó una media. ** Las muestras del pozo PZ-10 se agruparon en dos poblaciones bien diferenciadas. Las muestras 1 y 4 son representativas de los sedimentos de los abanicos aluviales de las sierras Cucapá y El Mayor.

POZO	QFL %Q	QFL %F	QFL %L	Σ de QFL promedio %	QmP- F-K %Qm	QmP- F-K %P	QmP- F-K %F-K	Σ de QmPF- K promedio %	QpLvmlsm Lsm %Qp	QpLvmlsm Lsm %Lvmlsm	QpLvmlsm Lsm %Lvmlsm	Σ de QpLvmlsm promedio %
Q-757	72.6	14.8	8.5	95.9	65.6	3.0	11.8	80.4	6.9	0.2	8.3	15.4
Q-757	75.0	16.0	9.0	100	82.0	15.0	4.0	100	—	—	—	—
I-4	60.3	16.7	18.0	95.0	47.7	7.2	9.6	64.5	12.6	0.2	17.8	30.6
I-4	63.0	18.0	19.0	100	74.0	11.0	15.0	100	—	—	—	—
I-8	69.1	15.6	12.1	96.8	48.4	5.9	9.8	64.1	20.6	1.3	10.8	32.7
I-8	71.0	16.0	13.0	100	76.0	9.0	15.0	100	62.0	4.0	34.0	100
PZ-10 **	24.6	51.6	23.5	99.7	21.8	34.2	17.4	73.4	2.8	0	23.4	26.2
muestras 1 y 4	59.2	28.2	11.7	99.1	45.5	20.3	7.9	73.7	13.6	1.2	6.8	21.6
PZ-10 **												
muestras 2 y 3												

En el diagrama de modas detríticas de Ingersoll et al. (1984) – QFL, en el cual el pedernal se incluye con los cuarzos, las muestras definen una tendencia a lo largo del eje Q-F y la variación de L es mucho menor (Fig. 28), por lo que el contenido de pedernal es relativamente importante (~5% promedio) para definir este tren. El sedimento arenoso promedio analizado en este pozo está compuesto de 75% de Q, 16% de F y 9% de L relativos (Tabla IV).

En el diagrama QmPF-K se observa un claro predominio del componente Qm sobre el contenido de feldespato potásico (F-K) y de plagioclasas (P) (Fig. 28). La variación en el porcentaje relativo de cuarzo monocristalino es de 66 a 98%. Las muestras tienen un mayor contenido de feldespato potásico con relación a la plagioclasa y en promedio esta relación es de 4 a 1 para las muestras que definen la población principal (Tabla IV). Algunas muestras se separan ligeramente de esta población como es el caso de las muestras 10 y 12 que llegan a tener hasta un 11% relativo de plagioclasa. O la muestra 9 que tiene hasta un 34% relativo de feldespato potásico. Las muestras 4 y 8 se distinguen en este diagrama por su bajo contenido de feldespatos y plagioclasas con respecto a Qm. Como se verá más adelante, estas variaciones pudieran estar relacionadas a procesos diagenéticos o a una mayor influencia de los depósitos fluviales que se caracterizan por su composición cuarzosa. El promedio de las muestras en este diagrama indica una relación de 8:0.4:1.5 entre los componentes Qm, P y F-K, respectivamente (Fig. 28) (Tabla IV).

El diagrama QpLvmlsm muestra una dispersión importante a lo largo del eje Qp-Lsm (Fig. 28). La dispersión con respecto al contenido de líticos volcánicos es muy pequeña debido a que este componente es escaso en las muestras estudiadas. El porcentaje relativo de líticos sedimentarios varía entre 40 y 92% mientras que el de cuarzo policristalino varía de 8 a 60. Esta dispersión se debe en parte a que estos componentes son relativamente pequeños en proporción a los otros componentes del análisis, y juntos representan solamente el 15% del total de la muestra (Tabla IV). Pequeñas variaciones en el conteo de estos componentes producen variaciones importantes en la ubicación de las muestras en este diagrama.

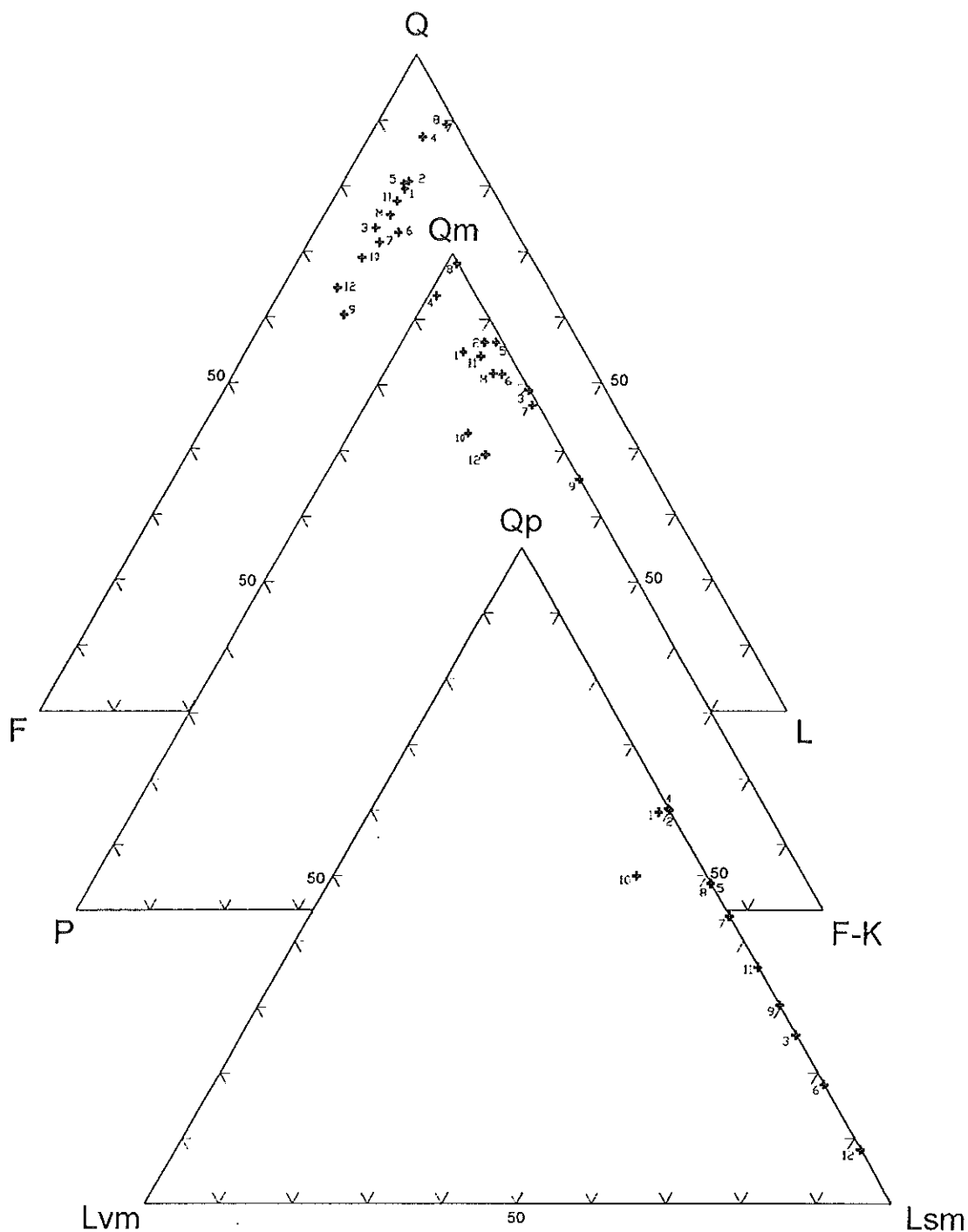


Figura 28. Diagramas ternarios del pozo Q-757 generados a partir de las modas detríticas de Ingersoll et al. (1984). Los datos se ubican preferentemente hacia los polos Q y Qm. El diagrama QpLvmLsm muestra una gran dispersión en el eje Qp-Lsm debido a que éstos parámetros representan solamente el 15.4% del total de componentes contados en las muestras. En estos diagramas el pedernal se incluye en Q y Qp. La media está representada por M.

Las muestras con mayor contenido de Lsm representan un efecto de la perforación ya que gran parte de los fragmentos Lsm son cortes de estratos de lodolitas con variaciones en el grado de recristalización de la matriz arcillosa debido a las temperaturas de los fluidos. El porcentaje de los fragmentos líticos originales incluidos dentro de fragmentos de recortes de arenisca cementada con calcita o sílice fue corregido mediante un factor de 13.8% para el pozo I-4, de 7.4% para el pozo Q-757 y de 9.2% para el pozo I-8, que se estimó con un conteo específico realizado en 2 a 6 muestras que presentaron el más alto contenido de líticos en el diagrama QFL original.

b) POZO I-4

La composición de las muestras del pozo I-4 es predominantemente de litarenita feldespática con siete muestras que caen en este campo así como la media (Fig. 29). Cuatro muestras caen en el campo de litarenita y otras dos en el campo de arcosa lítica. De las 13 muestras de este pozo, 10 de ellas se caracterizan por un alto contenido de cuarzo y se agrupan en una población ubicada en el campo superior de las litarenitas feldespáticas y de las litarenitas por encima del 50% en contenido de cuarzo. La proporción de cuarzo sobre feldespatos es de 4 a 1 respectivamente y la proporción de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino es de 3.5 a 1, respectivamente (Tabla IV). Estas relaciones corresponden al promedio de las 13 muestras analizadas. Las muestras 2 y 3 se ubican en la parte media de las litarenitas feldespáticas con un bajo contenido de cuarzo y mayor contenido de feldespatos. La muestra 7 es la de mayor contenido de líticos y se ubica en el extremo inferior del campo de las litarenitas notablemente separada del resto de las muestras. La ubicación de esta muestra y la de otras muestras anómalas de los otros pozos se discutirá más adelante (inciso IV.1) ya que podría ser debido a la mezcla con cortes de estratos de lodolitas durante la perforación. El sedimento arenoso, incluyendo limo grueso, tiene una composición relativa promedio de 52% Q, 18% F y 30% L que corresponden a una litarenita feldespática en la clasificación de Folk (1968) (Fig. 29).

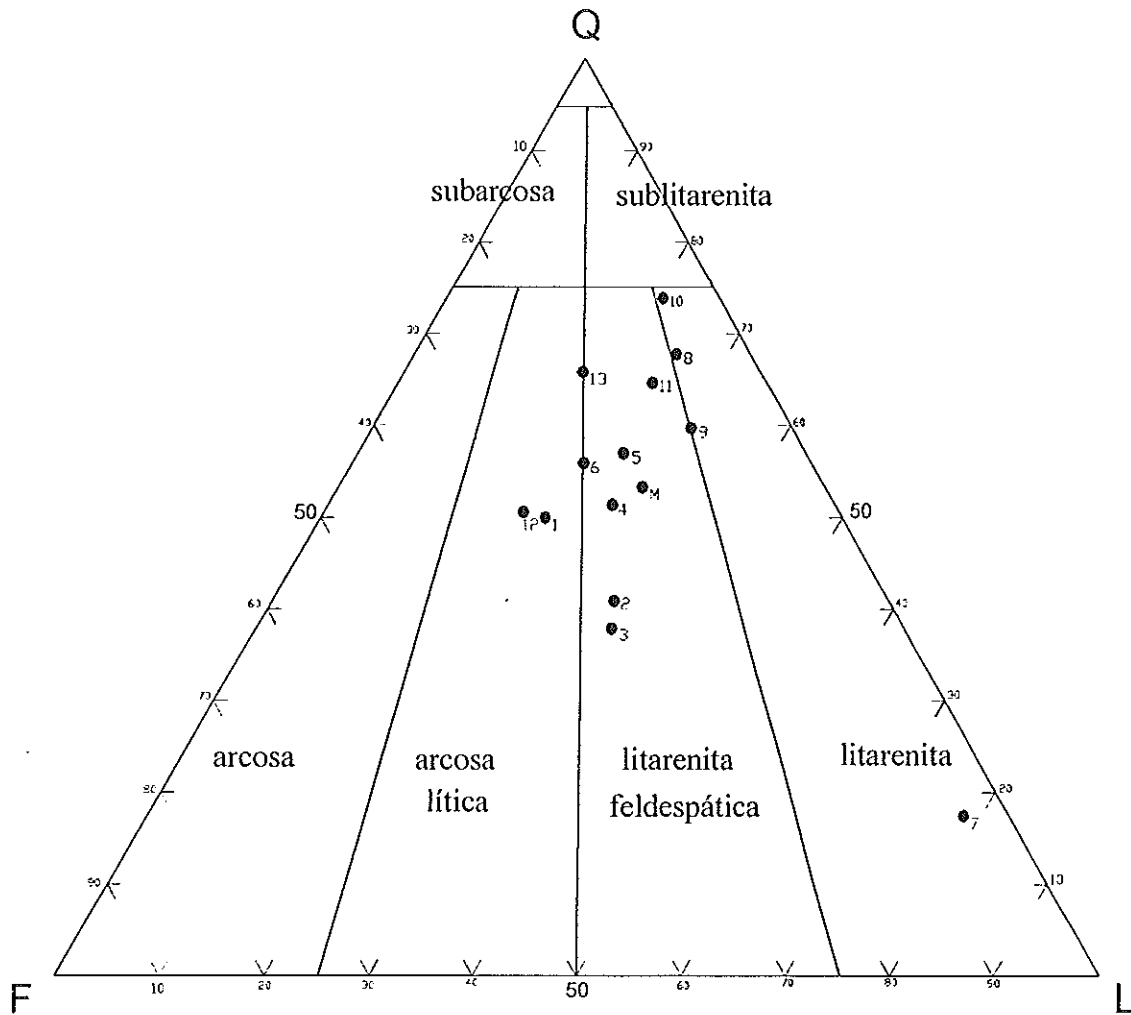


Figura 29. El diagrama QFL de composición de Folk (1968) define la arena promedio (M) del pozo I-4 como litarenita feldespática. El 54% de las muestras también se ubican en este campo. El componente pedernal se incluye en el parámetro L junto con otros líticos.

En el diagrama de modas detríticas de Ingersoll et al. (1984) – QFL, en el cual el pedernal se incluye con los cuarzos (Fig. 30), las muestras tienden a agruparse en una tendencia Q-F con una variación de L menor (~ 10% relativo) por lo que el contenido de pedernal es relativamente importante (~ 9% promedio). La muestra 7 se ubica con el menor contenido de líticos pero con menor variación. El sedimento arenoso promedio relativo está compuesto de 63% Q, 18% F y 19% L (Tabla IV).

En el diagrama QmPF-K se observa un predominio del componente Qm sobre el contenido de feldespato potásico (F-K) y de plagioclasa (P) (Fig. 30). La variación en el porcentaje relativo de cuarzo monocristalino es de 55 a 93% en este diagrama. Las muestras tienen ligeramente un mayor contenido de feldespato potásico en relación con la plagioclasa y en promedio esta relación es de 1.5 a 1, respectivamente, para las muestras que definen la población principal (Tabla IV). Algunas muestras se separan de esta población como es el caso de las muestras 1, 2 y 3 que presentan los más bajos contenidos de cuarzo monocristalino y el mayor contenido de feldespatos potásicos. O la muestra 12 que tiene hasta un 30% relativo de plagioclasa. Las muestras que presentan bajo contenido de feldespatos y plagioclasas con respecto a Qm se consideran distintivas y como se discutirá más adelante, estas composiciones anómalas pudieran estar relacionadas a procesos diagenéticos o a influencia del ambiente de los abanicos aluviales con petrofacies distintivas. El promedio de las muestras en este diagrama indica una relación de 7:1.1:1.5 entre los componentes Qm, P y F-K, respectivamente (Fig. 30) (Tabla IV).

El diagrama QpLvLsm muestra que el contenido de líticos volcánicos es insignificante y predominan los líticos sedimentarios y metamórficos junto con cuarzo policristalino y pedernal (Fig. 30). Esto se manifiesta como una dispersión a lo largo del eje Qp-Lsm. La dispersión con respecto al componente de líticos volcánicos es muy baja debido a que su contenido es muy escaso en las muestras de este pozo I-4. El contenido de Lsm predomina ligeramente sobre el contenido de Qp. El porcentaje relativo de líticos sedimentarios de 12 muestras varía entre 40 y 68% mientras que el de cuarzo policristalino varía de 32 a 60 %. La dispersión de los puntos en este

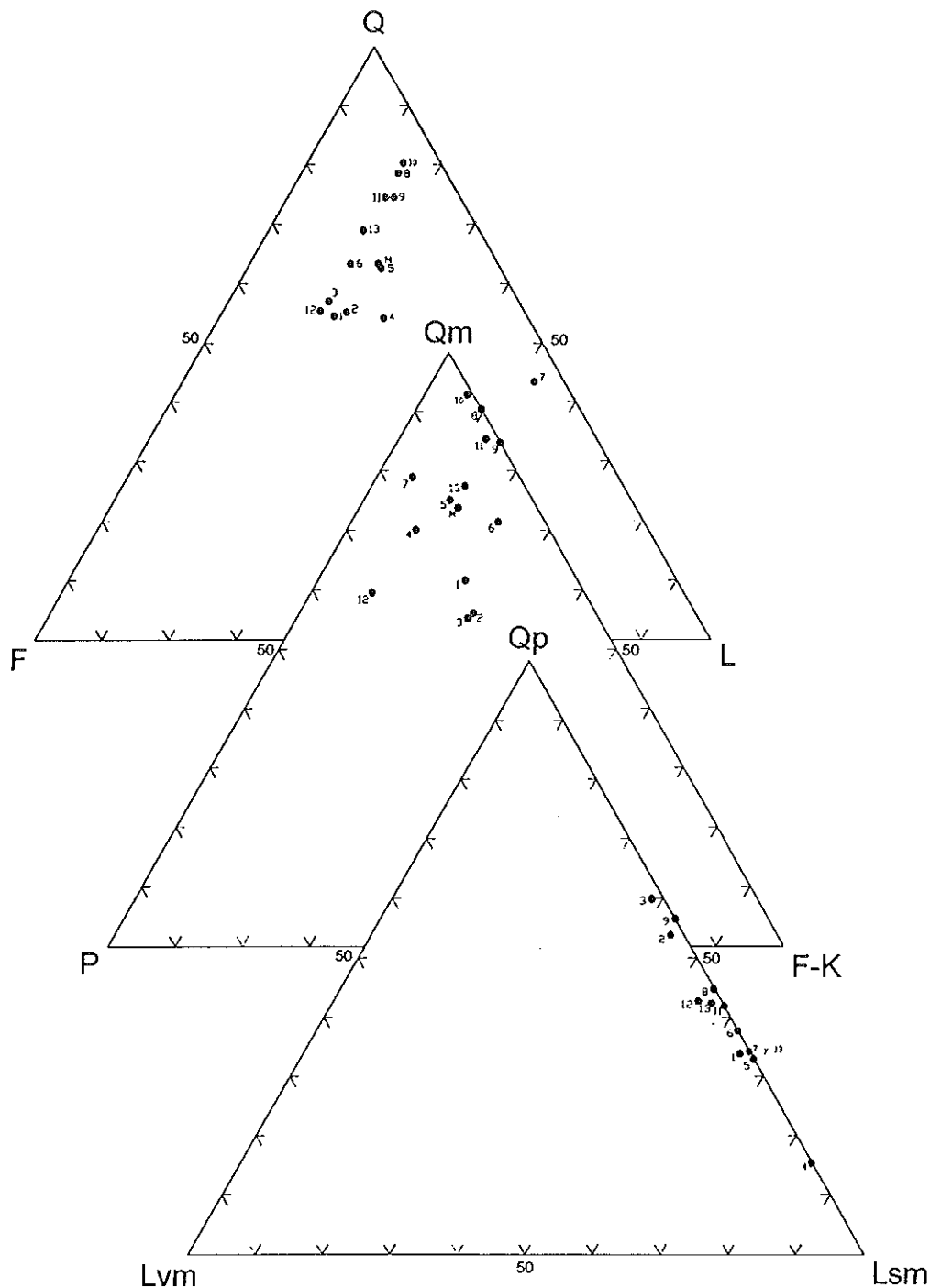


Figura 30. Diagramas ternarios del pozo I-4 generados a partir de las modas detríticas de Ingersoll et al. (1984). Las arenas se ubican preferentemente hacia los polos Q y Qm. Los parámetros del diagrama QpLvmLsm representan solamente el 30.6% de los componentes contados. En este diagrama se observa una amplia dispersión sobre el eje Qp-Lsm con la mayoría de las muestras ubicadas por encima del 50% en contenido de Lsm. La media está representada por M. El componente pedernal se incluye en Q y Qp.

diagrama también se debe a que sus componentes Qp-Lvm-Lsm son relativamente escasos en proporción a otros componentes del análisis modal y pequeñas variaciones entre estos componentes desplazan ampliamente los puntos en el diagrama (Tabla IV). En este diagrama, en el pozo I-4 la dispersión es menor con relación a la dispersión de las muestras del pozo Q-757. Esto es debido a que en el pozo I-4 los componentes Qp-Lvm-Lsm representan 30% en promedio de todas las muestras, mientras que en el pozo Q-757 representan solamente el 15% del total de la muestra. Algunas muestras se alejan de la población más característica en este diagrama. Por ejemplo, las muestras 2, 3 y 9 se distinguen por presentar los más altos contenidos de cuarzo policristalino. Y la muestra 4 se separa notablemente de la población presentando el mayor porcentaje relativo de Lsm (85%) y el menor porcentaje relativo de Qp (12%).

c) POZO I-8

Originalmente se realizaron los conteos de 11 muestras a lo largo de la columna sedimentaria del pozo I-8. Sin embargo, al graficar los datos en los diagramas QFL y QpLvmLsm se encontró que las dos muestras localizadas a mayor profundidad, 1310 m y 1480 m, contienen abundantes fragmentos de lutitas calcáreas y lodolitas y se infiere que corresponden a cortes mezclados de capas de lutitas y areniscas. Por su composición se ubican artificialmente muy cerca del 100% de los componentes L y Lsm y muy separadas del resto de las muestras (ver Fig. 38 y 39). Estas muestras no representan la composición modal de las arenas primarias y no se consideraron en el análisis modal.

La composición de las muestras del pozo I-8 es predominantemente de litarenita feldespática con 8 muestras que caen en este campo (Fig. 31). Sólo la muestra 1 se encuentra dentro del campo de arcosa lítica, muy cercana al límite entre los dos campos. Las muestras conforman una población bien agrupada en la parte superior del campo de las litarenitas feldespáticas caracterizada por un alto contenido de cuarzo. La proporción de cuarzo sobre feldespatos es de 4.6 a 1 respectivamente y la proporción de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino es de 2.5 a 1

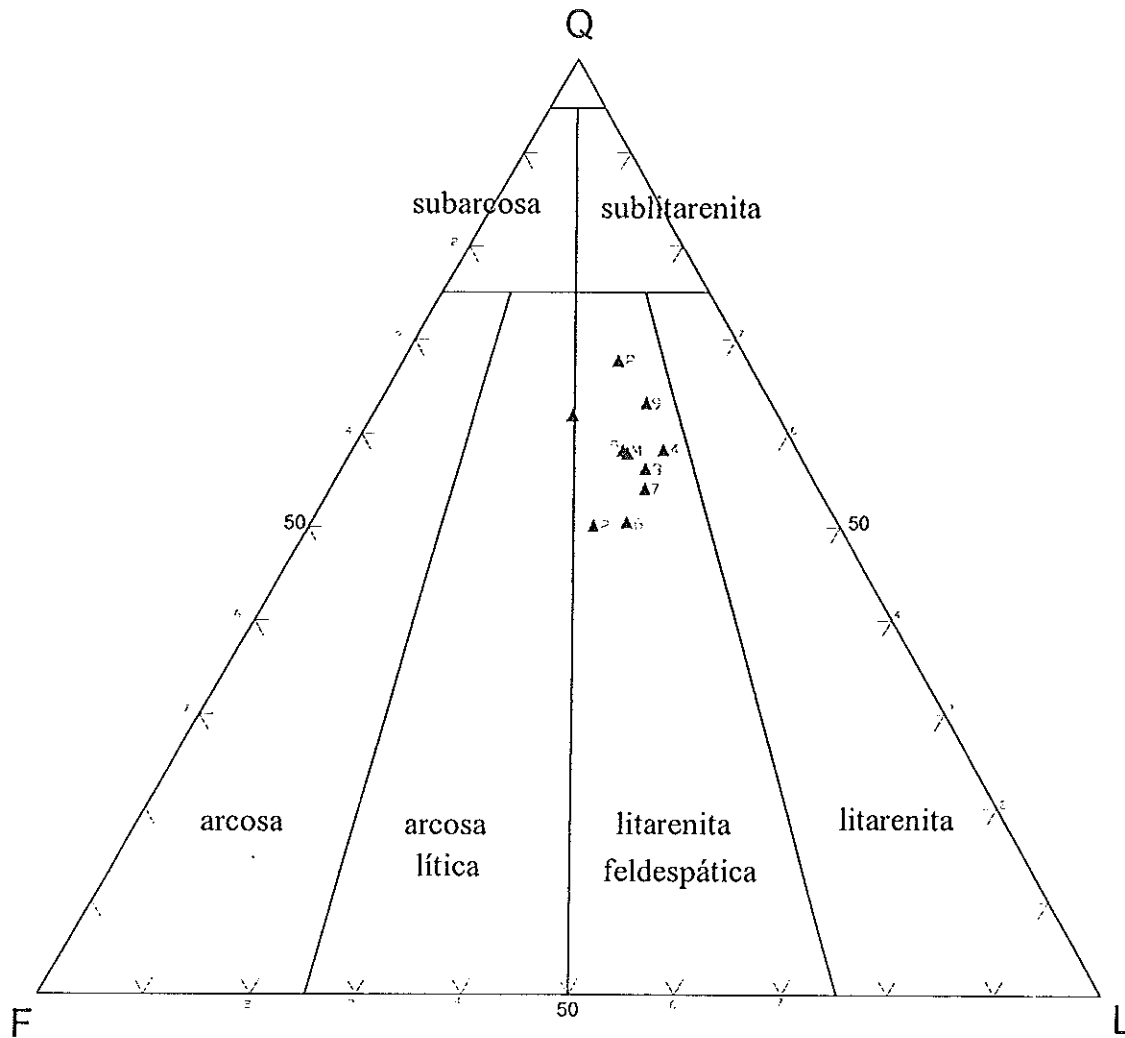


Figura 31. El diagrama QFL de composición de Folk (1968) define los sedimentos arenosos del pozo I-8 como litarenita feldespática. La arena promedio (M) también se ubica en este campo. El componente pedernal se incluye en el parámetro L junto con otros líticos.

respectivamente (Tabla IV). Estas relaciones corresponden al promedio de las 9 muestras analizadas. El sedimento arenoso, incluyendo limo grueso, tiene una composición relativa promedio con 58% Q, 16% F y 26% L que corresponde a una litarenita feldespática en la clasificación de Folk (1968) (Fig. 31).

En el diagrama de modas detríticas de Ingersoll et al. (1984) – QFL, (Fig.32), las muestras se ubican en una población notablemente más agrupada hacia Q con una variación de L ligeramente menor por lo que el contenido de pedernal es relativamente importante (~13% promedio). El sedimento arenoso promedio relativo analizado en este pozo está compuesto de 71% Q, 16% F y 13% L (Tabla IV).

En el diagrama QmPF-K se observa un claro dominio del componente Qm sobre el contenido de feldespato potásico (F-K) y de plagioclasas (P) (Fig. 32). La variación en el porcentaje relativo de Qm es de 67 a 83% en este diagrama. Las muestras tienen un mayor contenido de feldespato potásico en relación con la plagioclasa y en promedio esta relación es de 1.5 a 1 para las muestras que definen la población principal (Tabla IV). Algunas muestras se separan ligeramente de esta población como es el caso de las muestras 8 y 9 que llegan a tener solamente un ~6% relativo de F-K. O la muestra 2 que tiene el mayor contenido de feldespato potásico con 25% relativo y el menor contenido de cuarzo monocristalino. La variación en contenido relativo de plagioclasas para todas las muestras es baja. El promedio de las muestras en este diagrama indica una relación de 8:0.9:1.5 entre los componentes Qm, P y F-K, respectivamente (Fig. 32) (Tabla IV).

El diagrama QpLvmlsm presenta variaciones principalmente a lo largo del eje Qp-Lsm (Fig. 32). La dispersión con respecto al contenido de líticos volcánicos es pequeña debido a que este componente es muy escaso. Se observa una población agrupada predominantemente hacia el cuarzo policristalino (Qp) conformada por 7 muestras. En esta población el porcentaje relativo de Qp varía entre 60 y 70 mientras que el de líticos sedimentarios varía de 25 a 38. La muestra 2 se separa ligeramente de esta población presentando un menor contenido de cuarzo policristalino (52%

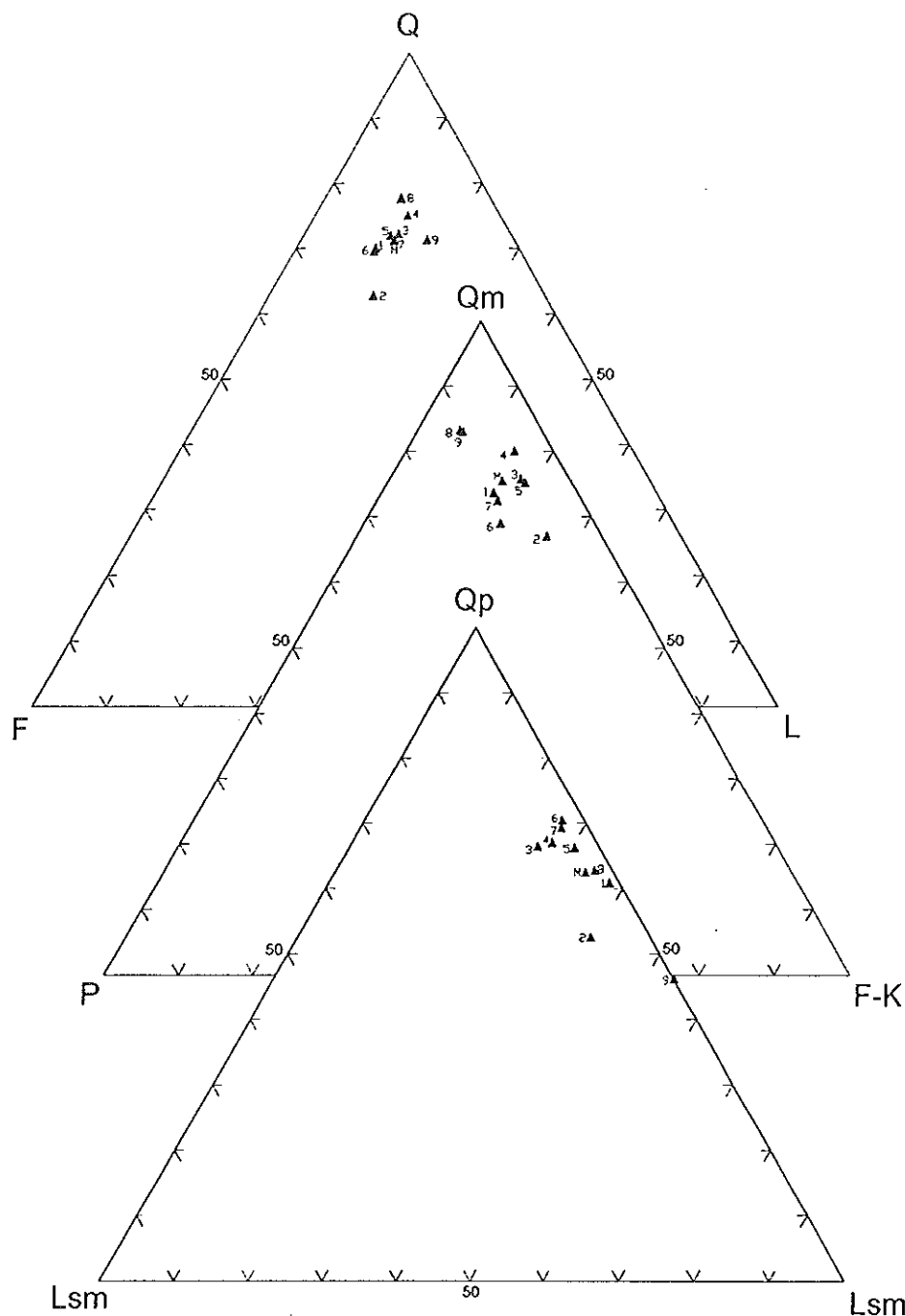


Figura 32. Diagramas ternarios del pozo I-8 generados a partir de las modas detríticas de Ingersoll et al. (1984). Los sedimentos se ubican preferentemente hacia los polos Q, Qm y Qp en los cuales se integra el parámetro pedernal. En este pozo se observa una población mejor definida respecto a los pozos I-4 y Q-757. Probablemente debido a la ubicación más hacia el este del pozo, la influencia de los sedimentos provenientes de abanicos aluviales es menor, por lo que se observa una composición más cuarzosa. Los parámetros Qp-Lvm-Lsm representan solamente el 33% de los componentes contados. La media está representada por M.

relativo). La muestra 9 se distingue por el menor contenido de Qp (46% relativo) y el mayor contenido de Lsm (54% relativo). Este comportamiento puede ser debido a que estos componentes son relativamente pequeños en proporción a los otros componentes del análisis, y juntos representan solamente el 33% del total de la muestra (Tabla IV). El promedio de las muestras en este diagrama indica una relación de 6:0.4:3 entre los componentes Qp, Lvm y Lsm, respectivamente (Fig. 32) (Tabla IV).

d) POZO PZ-10

Las muestras del pozo PZ-10 se consideran representativas de los sedimentos provenientes de los abanicos aluviales. La composición de las cuatro muestras de este pozo es de arcosa lítica (Fig. 33). Dos muestras se ubican en la parte inferior de este campo predominantemente hacia los feldespatos. Las otras dos muestras se ubican en la parte media del campo separadas de las anteriores. Esta diferencia en composición se interpreta más adelante en la definición de petrofacies y en las discusiones (inciso IV.2).

En el diagrama de modas detríticas de Ingersoll et al. (1984) – QFL, (Fig. 34), las muestras que estaban ubicadas en la parte media del campo de arcosa lítica (muestras 2 y 3) ahora se encuentran ~10% más hacia los cuarzos lo cual las ubica predominantemente hacia este componente sobre feldespatos y líticos por lo que el contenido de pedernal es relativamente importante (~8% promedio). La proporción de cuarzo sobre feldespatos para estas dos muestras es de 2 a 1, respectivamente y la proporción de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino es de 3 a 1, respectivamente (Tabla IV). Estas relaciones corresponden al promedio de las 2 muestras. Las otras dos muestras (muestras 1 y 4) se ubican notablemente hacia los feldespatos con una variación de L mucho menor por lo que en estas muestras el contenido de pedernal es menor (~2% promedio). La proporción de cuarzo sobre feldespatos es de 1 a 2, respectivamente y la proporción de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino es de 7 a 1, respectivamente (Tabla IV). Estas relaciones corresponden al promedio de las 2 muestras.

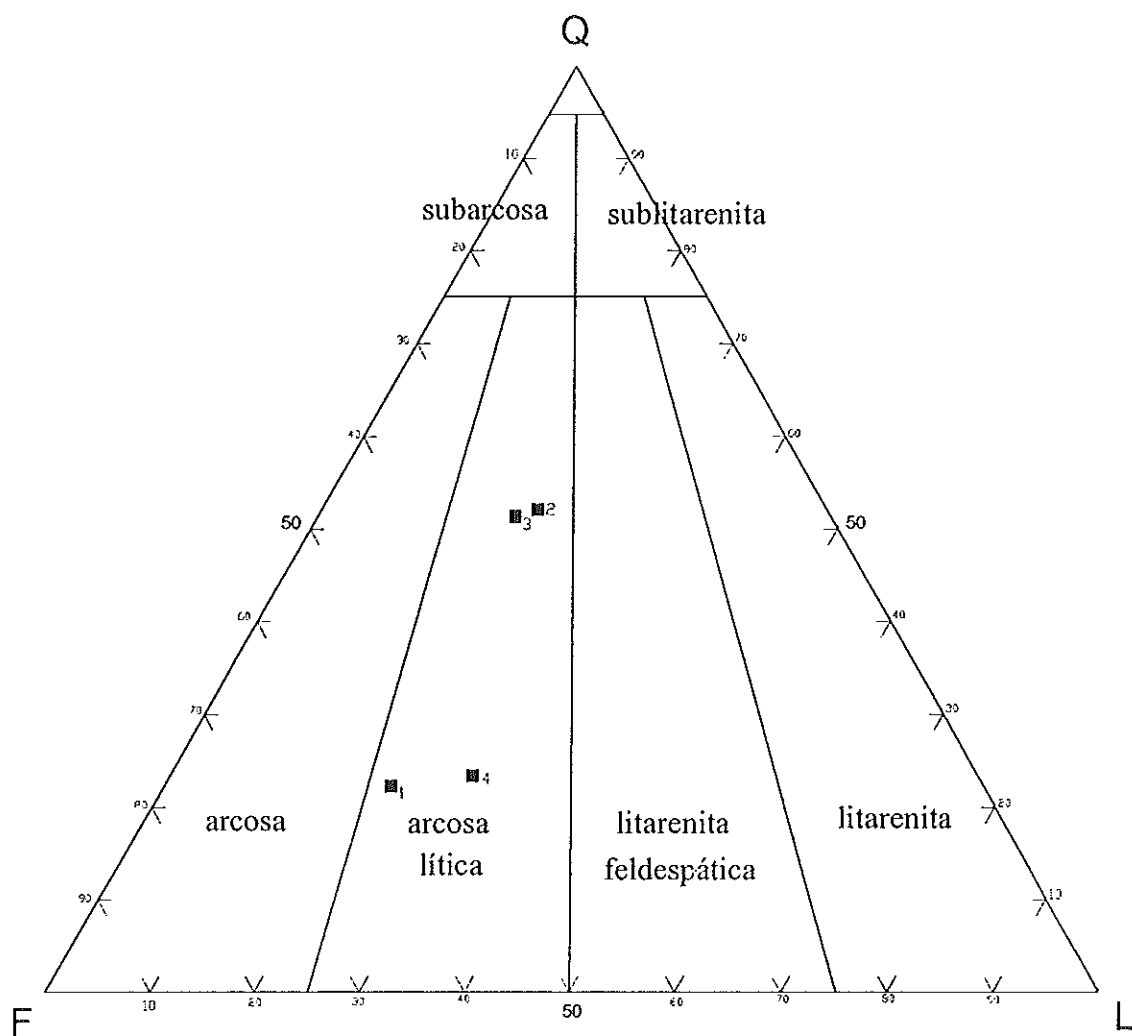


Figura 33. El diagrama QFL de composición de Folk (1968) define las arenas del pozo PZ-10 como arcosa lítica. Los sedimentos de las muestras 1 y 4 se consideran representativos de los depósitos aluviales de las sierras Cucapá y El Mayor

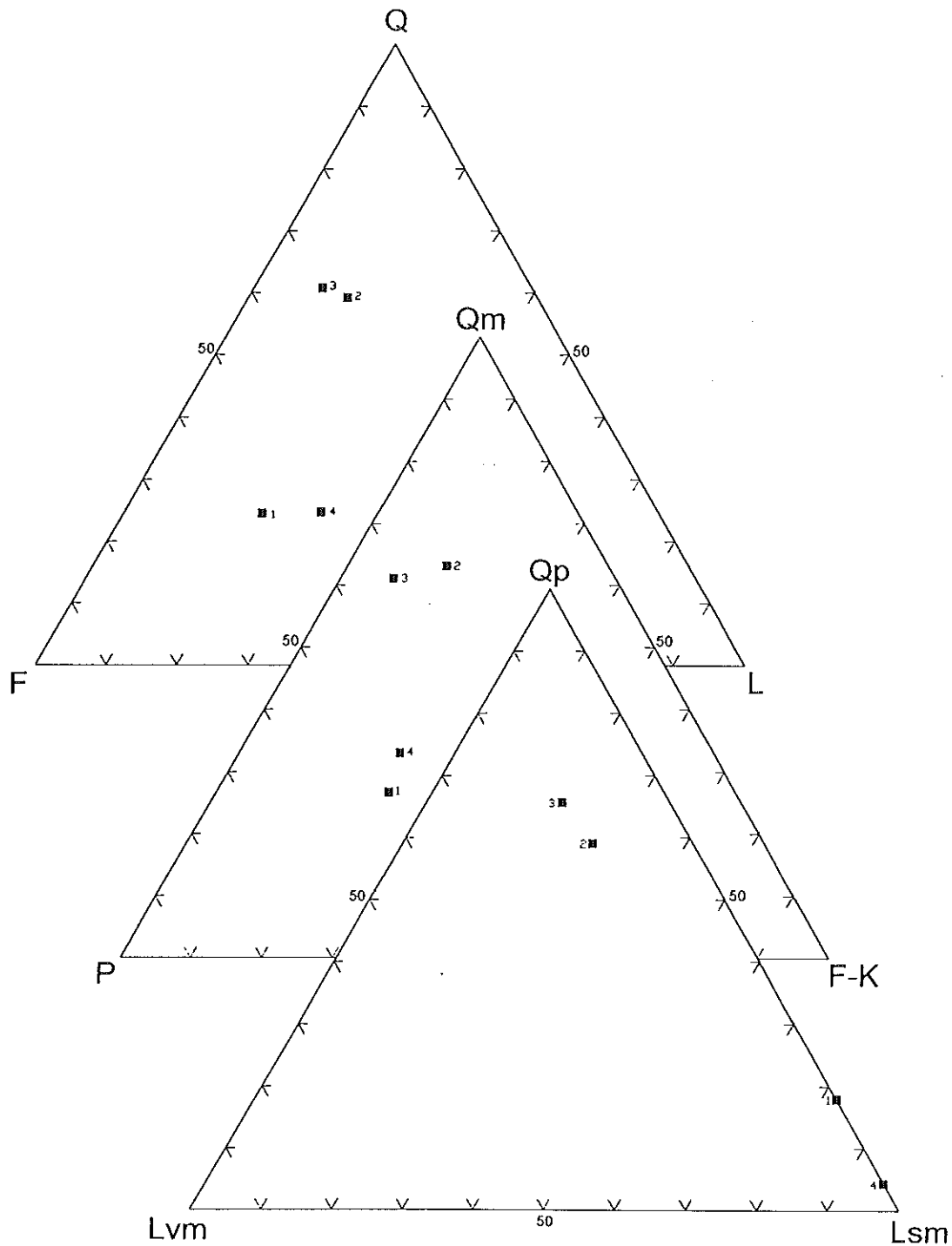


Figura 34. Diagramas ternarios del pozo PZ-10 generados a partir de las modas detríticas de Ingersoll et al. (1984). Los sedimentos de este pozo se consideran representativos de los depósitos aluviales de las sierras Cucapá y El Mayor. Las muestras 1 y 4 representan mejor estos depósitos al ubicarse preferentemente hacia los polos F y P. Las muestras 2 y 3 se separan hacia los polos Q y Qm representando la facies de mezcla de sedimentos fluvio-deltaicos del Río Colorado y sedimentos de abanicos aluviales.

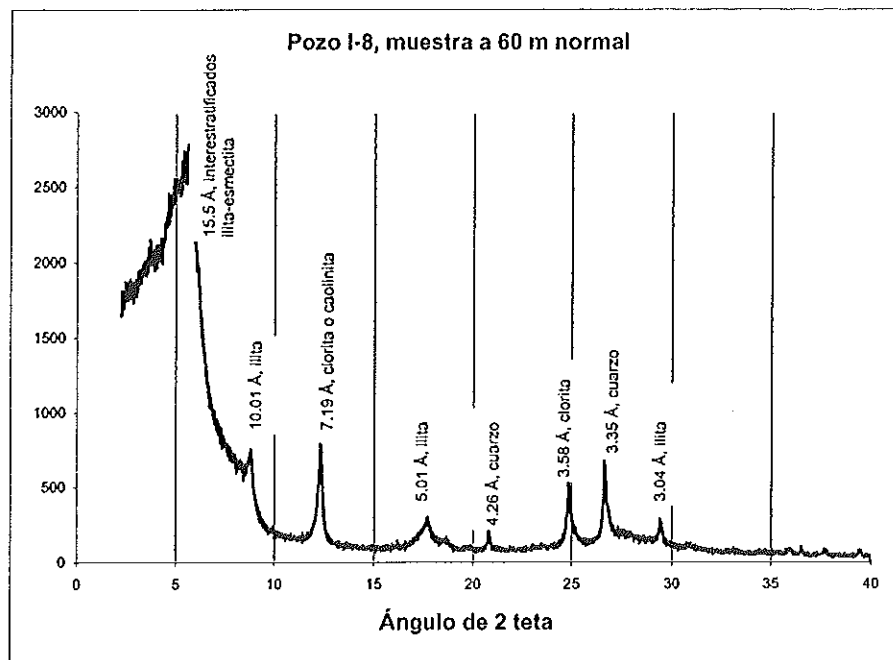
En el diagrama QmPF-K para las muestras 2 y 3 se observa un claro dominio del componente Qm sobre el contenido de feldespato potásico (F-K) y de plagioclasas (P) (Fig. 34). El porcentaje relativo promedio de Qm para estas muestras es de 46% en este diagrama. Las muestras 1 y 4 se separan de esta población con un promedio de ~22% relativo de Qm. Las muestras tienen un mayor contenido de plagioclasa en relación con el feldespato potásico y en promedio esta relación es de 2.5 a 1 para las muestras 2 y 3 y de 2 a 1 para las muestras 1 y 4 respectivamente (Tabla IV).

El diagrama QpLvLsm presenta variaciones principalmente a lo largo del eje que une los componentes Qp-Lsm (Fig. 34). La dispersión con respecto al contenido de líticos volcánicos es pequeña debido a que este componente es escaso. Se observa a las muestras 2 y 3 agrupadas predominantemente hacia el cuarzo policristalino (Qp). Las muestras 1 y 4 se separan notablemente al ubicarse por debajo del 20% relativo de Qp. En estas muestras el componente Lv es nulo. Este comportamiento puede ser debido a que estos componentes son relativamente pequeños en proporción a los otros componentes del análisis, y juntos representan solamente el 24% del total de la muestra (Tabla IV).

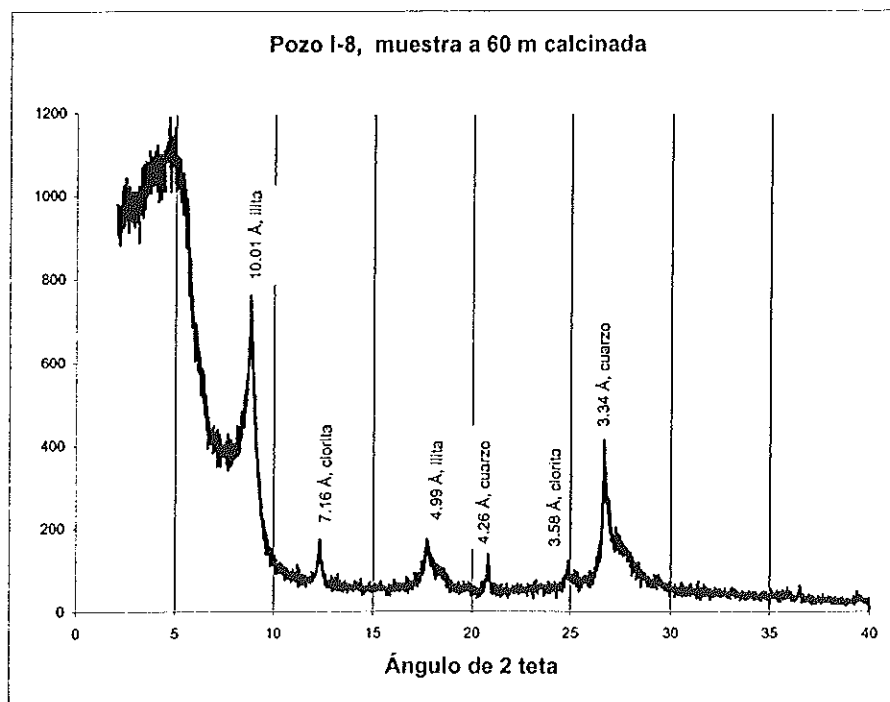
III.3 Análisis de la fracción arcillosa (Difracción de rayos-X)

La fracción arcillosa se analizó en tres muestras de canal del pozo I-8. Se escogió una muestra cercana a la superficie, a 60 m y dos muestras profundas, a 1310 m y 1480 m a fin de verificar los efectos de la diagénesis con la profundidad. Se corrieron los difractogramas en muestras no orientadas (normal) y la misma muestra se corrió calcinada (550°C).

La muestra a 60 m no orientada (normal) presentó 3 picos importantes que se interpretaron como: 1) clorita o caolinita a 7.19 y 3.58 d (Å); 2) illita a 10.01, 5.01 y 3.04 d (Å), y 3) esmectita a 15.5 d (Å) (Fig. 35). En la misma muestra pero calcinada se esperaba que la caolinita se colapsara y por lo tanto no se registrara como un pico significativo en el difractograma, sin embargo, el pico a 7.16 d (Å)



a)



b)

Figura 35. a) Difractograma de rayos X de la fracción arcillosa del pozo I-8 a 60 m no orientada (normal). Los valores de espaciamento reticular d en amstrongs (Å) se indican sobre los picos. b) Difractograma de la muestra calcinada a 500°C.

disminuyó a una tercera parte de la intensidad en la muestra normal y el pico a $3.58 d$ (Å) disminuyó en un 80% (Fig. 35). Estos picos remanentes nos sugieren la presencia de clorita en pequeñas cantidades. La illita no presentó un cambio aparente, y la intensidad del pico de la esmectita disminuyó a un poco menos de la mitad. En ambas corridas se observó la presencia de cuarzo en la fracción tamaño arcilla (3.34 y 4.26 Å) (Tabla V).

La muestra a 1310 m no orientada (normal) presentó 3 picos importantes que se interpretaron como: 1) clorita o caolinita a 7.11 y $3.54 d$ (Å); 2) illita a 9.97 , 4.97 y $3.03 d$ (Å), y 3) esmectita interestratificada a $16.30 d$ (Å) (Fig. 36). Esta última forma un domo justo antes del pico de la illita a 9.97 Å, (6.0° y 8.8° de 2θ). En la muestra 1310 m calcinada se observó nuevamente una disminución de los picos ubicados en 7.19 y $3.57 d$ (Å) (Fig. 36); estos picos remanentes confirman la presencia de caolinita y clorita. El pico a $9.93 d$ (Å) interpretado como illita, es más intenso y simétrico que en la muestra normal. El domo a 12 Å desapareció en la muestra calcinada, lo que confirma la presencia de esmectita subordinada a illita que es el mineral arcilloso más abundante. El cuarzo está presente en ambas corridas, con una leve disminución en magnitud en la muestra calcinada (3.34 y $4.25 d$ Å) (Tabla V).

La muestra de 1480 m no orientada (normal) presentó 3 picos importantes de minerales arcillosos: 1) la asociación de los picos a 7.10 y $3.54 d$ (Å) indica clorita y posiblemente caolinita; 2) los picos a 10.03 y $4.99 d$ (Å) indican illita; 3) el pico a 18.16 Å posiblemente indica estratificados de illita-esmectita (Fig. 37). Este pico en la corrida normal se separa en dos picos en la corrida calcinada. Esta región del difractograma no fue posible interpretarla por problemas en el detector del equipo y los picos en esta región no fueron reproducibles. Sin embargo, no indica la presencia de arcillas expandibles (esmectita). Una evidencia de esmectita es el cambio en la forma del pico a 10 Å. En la corrida normal, el pico es asimétrico y menos pronunciado hacia la izquierda. En la corrida a 550°C , este pico se vuelve mucho más simétrico y sugiere que algo de esmectita se colapsó a su posición de 10 Å. El cuarzo estuvo presente

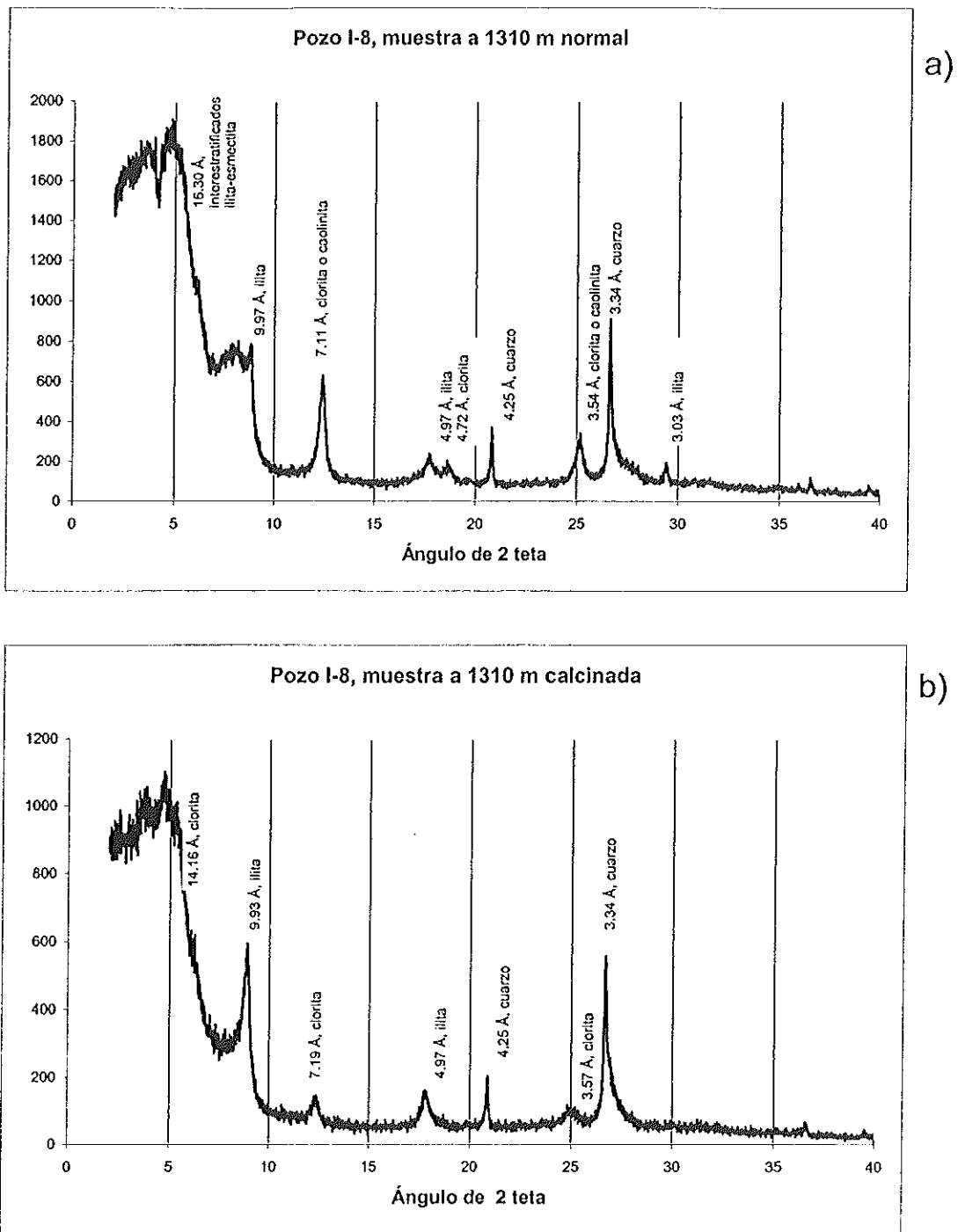


Figura 36. a) Difractograma de rayos X de la fracción arcillosa del pozo I-8 a 1310 m no orientada (normal). Los valores de espaciamento reticular en amstrongs (Å) se indican sobre los picos. b) Difractograma de la muestra calcinada a 500°C.

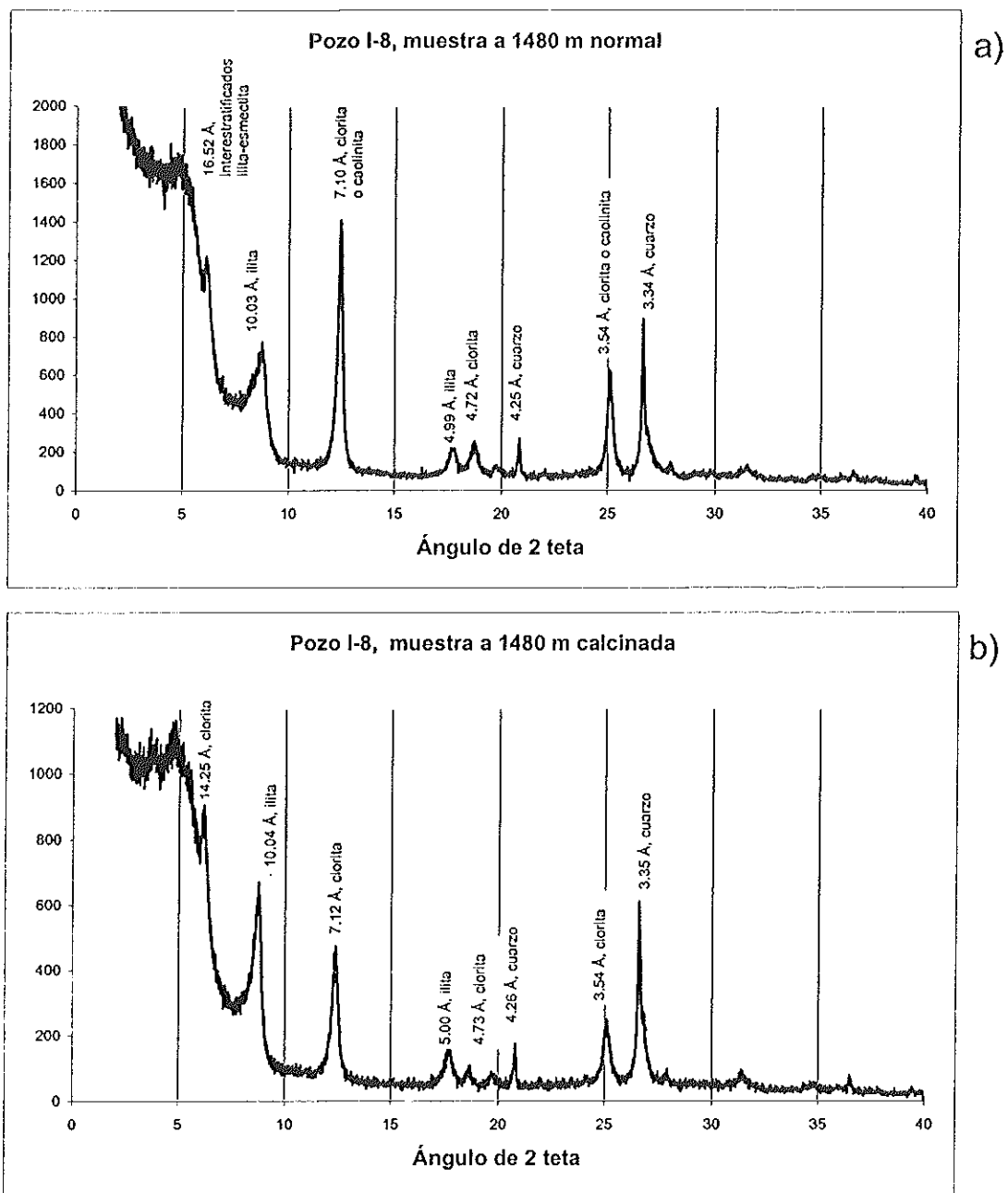


Figura 37.a) Difractograma de rayos X de la fracción arcillosa del pozo I-8 a 1480 m no orientada (normal). Los valores de espaciamento reticular en amstrongs (Å) se indican sobre los picos. b) Difractograma de la muestra calcinada a 500°C.

Tabla V. Valores de espaciamiento reticular, d (Å), de las principales reflexiones de minerales en la fracción arcillosa (<4 micras) en tres muestras del pozo I-8. Algunas reflexiones aparecen como dos minerales arcillosos, pero la corrida a 550°C modifica su posición y permite identificar el grupo arcillosos correspondiente. Los espectros de difracción de rayos X se muestran en las figuras 35-37.

60 normal		60 calcinada		1310 normal		1310 calcinada		1480 normal		1480 calcinada	
d [Å]	Posible mineral arcilloso	d [Å]	Posible mineral arcilloso	d [Å]	Posible mineral arcilloso	d [Å]	Posible mineral arcilloso	d [Å]	Posible mineral arcilloso	d [Å]	Posible mineral arcilloso
15.5	interestratificados illita-esmectita	16.06	posible mineral ruido	16.3	interestratificados illita-esmectita	18.72	posible mineral ruido	18.16	interestratificados illita-esmectita	18.70	posible mineral ruido
10.01	illita	10.01	illita	14.28	clorita o esmectita	14.16	clorita	16.52	interestratificados illita-esmectita	14.25	clorita
7.19	clorita o caolinita	7.16	clorita	9.97	illita	9.93	illita	14.17	clorita o esmectita	10.04	illita
5.01	illita	4.99	illita	7.11	clorita o caolinita	7.19	clorita	10.03	illita	7.12	clorita
4.75	clorita	4.26	cuarzo	4.97	illita	4.97	illita	7.10	clorita o caolinita	5.00	illita
4.26	cuarzo	3.58	clorita	4.72	clorita	4.25	cuarzo	4.99	illita	4.73	clorita
3.58	clorita o caolinita	3.34	cuarzo	4.25	cuarzo	3.57	clorita	4.72	clorita	4.26	cuarzo
3.35	cuarzo			3.54	clorita o caolinita	3.34	cuarzo	4.25	cuarzo	3.54	clorita
3.04	illita			3.34	cuarzo			3.54	clorita o caolinita	3.35	cuarzo
				3.03	illita			3.34	cuarzo		

a 3.34 y 4.25 d (Å) disminuyendo levemente su magnitud en la muestra calcinada. En la muestra 1480 m calcinada se observó una disminución del pico de 7.12 Å hasta una tercera parte y una disminución del 50% de intensidad a 3.54 d (Å), estos picos remanentes sugieren la presencia dominante de clorita e illita con trazas de caolinita. Estos datos se muestran en la Tabla V.

IV. DISCUSIONES

IV.1 Validación de los conteos modales

El análisis modal de las muestras estudiadas debió considerar los efectos de diagénesis y de la barrenación en la modificación de las modas detríticas. En este trabajo se siguieron los criterios de identificación de sedimentos clásticos descritos por Scholle (1979). Sin embargo, al observar que algunas de las muestras presentaban alteración diagenética o hidrotermal, se establecieron algunos criterios para intentar disminuir las posibles fuentes de error o de variación en los conteos. Por ejemplo, se identificaron plagioclasas que por la alteración no respondieron al teñido y/o no conservan características ópticas originales que facilitarían su identificación. En este caso se puso especial atención a los efectos de alteración de las plagioclasas para distinguirlos de otros fragmentos líticos. También se estableció que un fragmento con aspecto de pedernal pero con un arreglo alineado de sus cristales se contó como fragmento lítico metamórfico. El crecimiento secundario en cuarzos monocristalinos y el cementante sílice hizo a menudo que fuera difícil determinar el límite entre el contorno del clasto original y el crecimiento secundario. Estas muestras con silicificación pronunciada tendían a mostrar una predominancia de Qm y Qp sobre los otros componentes (Fig. 25). Sin embargo, el criterio fue contar el punto en los cuarzos primarios y no en las zonas de crecimiento.

La variación promedio en los conteos por duplicado de los componentes Qm, Qp, F-K, P, Lsm y Ch en 7 muestras de los pozos I-4, Q-757 y PZ-10 fue baja. Se estimó una variación promedio entre conteos duplicados menor al 6%, por lo que el resultado de los conteos en este estudio es confiable (Apéndice C). El componente de plagioclasa (P) tuvo la variación más alta con 5.8% en promedio. En particular, en los conteos duplicados de dos muestras del pozo PZ-10 la variación en los contenidos de plagioclasa llegó hasta el 9.6% siendo la más alta. Esto se explica debido a la presencia de plagioclasas alteradas cuya identificación en un principio fue imprecisa,

sin embargo, se puso atención para distinguirlas apropiadamente y disminuir la fuente de error en conteos posteriores.

Los primeros conteos mostraron un fuerte sesgo de algunas muestras hacia los polos L y Lsm debido a que se contaron numerosos fragmentos de lodolita y/o argilita (lodolita recristalizada) (Fig. 38 y 39). Sin embargo, se detectó que esos fragmentos líticos eran producto de la fragmentación de horizontes de lutita o lodolita y no clastos primarios. Para corregir este error se contaron de nuevo en estas muestras los clastos líticos incluidos en los recortes del pozo cementados. Se contaron los fragmentos líticos dentro de los recortes con la finalidad de estimar el número de fragmentos líticos primarios dentro de los cortes producidos por la barrena. Con estos conteos se estableció que el porcentaje promedio de Lsm en los fragmentos originales para el pozo I-4 fue de 13.8% con una desviación estándar de 1.9, para el pozo Q-757 fue de 7.4% con una desviación estándar de 1.7, y para el pozo I-8 fue de 9.2% con una desviación estándar de 0.6 con lo que se estableció un factor de corrección (Apéndices A1, A2 y A3). Al aplicar este factor de corrección estadístico de los fragmentos sedimentarios y metasedimentarios (p. 23) fue posible definir las poblaciones de las tres petrofacies definidas en este estudio. La validez de la definición de estas poblaciones es apoyada con estudios anteriores que han definido poblaciones similares con las mismas características litológicas (Van de Kamp, 1973; Winker, 1987; Vázquez-Hernández, 1996).

IV.2 Definición de Petrofacies

La petrofacies (facies petrográfica) es una forma de caracterización de cuerpos de roca sedimentarios basada principalmente en el aspecto de los estratos o en la composición de los sedimentos (Weller, 1958). A partir de la moda detrítica y con base en los diagramas de proveniencia QFL y QmPF-K de Ingersoll y colaboradores (1984) se definieron tres petrofacies y una zona de mezcla. Llamadas: 1) Petrofacies Río Colorado (C), 2) Petrofacies local (L) y 3) Petrofacies de mezcla (M). Las muestras ubicadas entre las petrofacies C y L corresponden a la facies de mezcla (M).

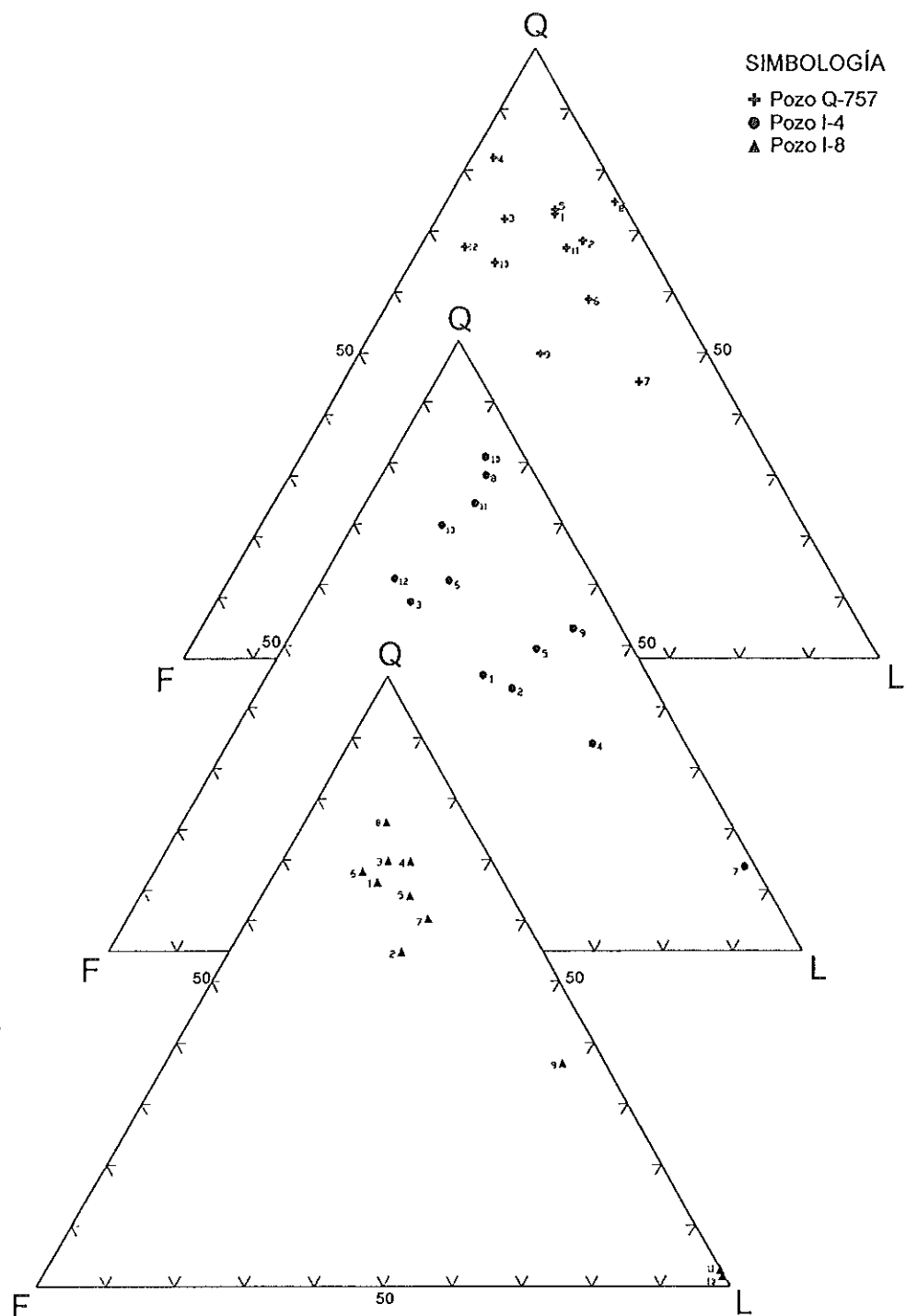


Figura 38. Diagramas QFL originados a partir del primer conteo de los pozos Q-757, I-4 e I-8. Los datos muestran una gran dispersión y un sesgo de algunas muestras hacia el polo de los fragmentos líticos (L). En el pozo I-8 las muestras tienden a formar una población más agrupada respecto a los otros dos pozos, excepto las muestras 9, 10 y 11. Las dos últimas están compuestas de fragmentos de lutita producto del corte de la barrena por lo que no se consideraron en los resultados finales.

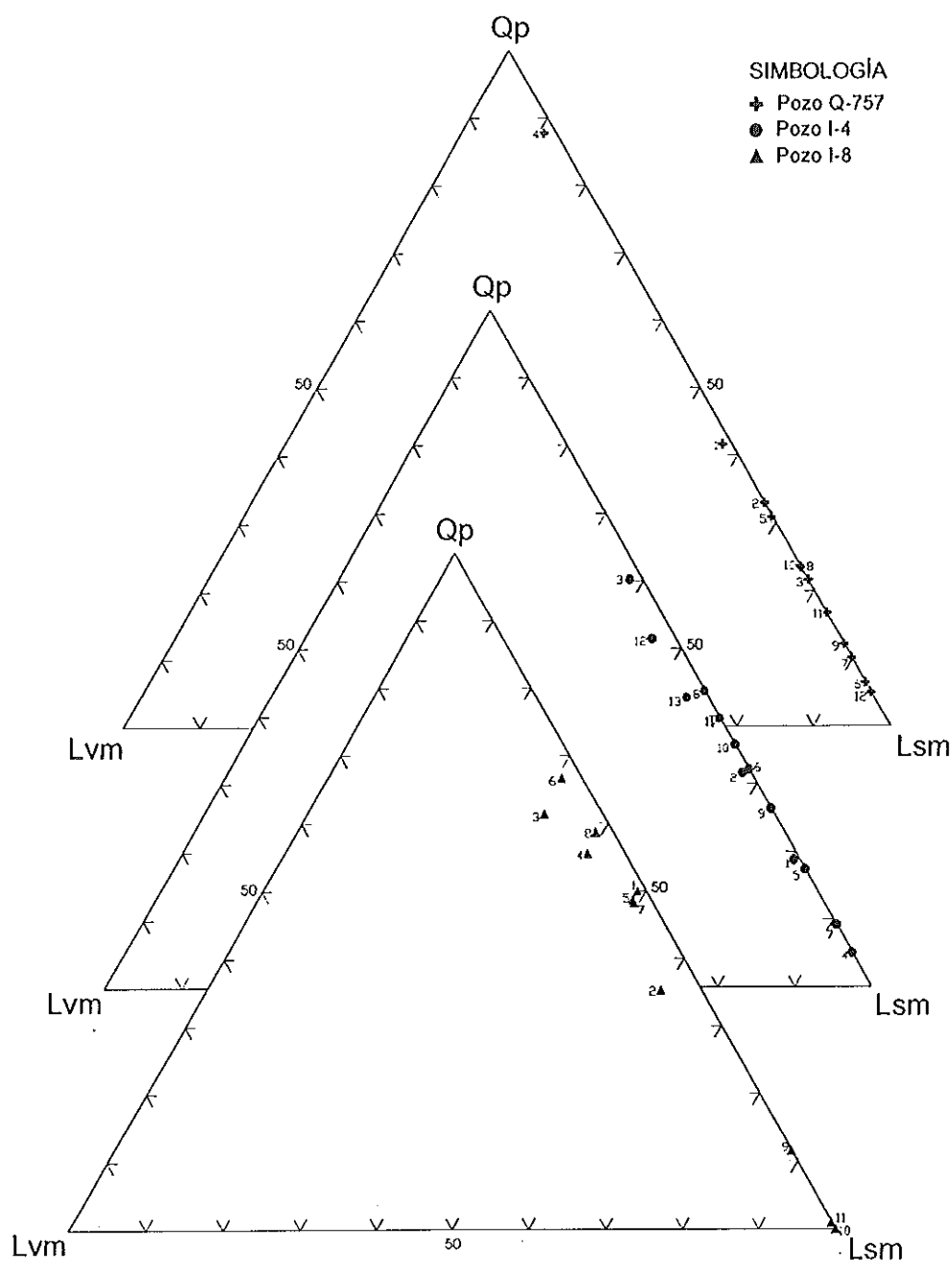


Figura 39. Diagramas QpLvmLsm generados a partir del primer conteo de los pozos Q-757, I-4 e I-8. Existe una gran dispersión entre los datos en cada pozo y un fuerte sesgo hacia el polo de los fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos (Lsm). En el pozo I-8 los datos presentan una composición más cuarzosa respecto a los otros pozos lo cual pudiera deberse a la ubicación más hacia el noreste de este pozo en el campo geotérmico, es decir, más cercano a la influencia de los sedimentos provenientes del Río Colorado. En el pozo Q-757 la muestra 4 presenta una fuerte silicificación por lo que se ubica notablemente alejada del resto hacia el polo del cuarzo policristalino (Qp).

Esta última puede ser una facies artificialmente producida durante la perforación (no genética), pero también puede ser una facies primaria producida por la mezcla *in situ* de los componentes de las facies C y L durante procesos sedimentarios. Diagramas ternarios de estudios previos sobre la composición modal de arenas fluviales y deltaicas del Río Colorado y de otras fuentes locales en los márgenes de la depresión de Salton (Van de Kamp, 1973; Winker, 1987; Vázquez-Hernández, 1996) se utilizaron para ser comparados con la composición modal de este estudio. Las petrofacies definidas en este estudio se describen a continuación:

- 1) La petrofacies Río Colorado (C) se define en el diagrama ternario QFL por las muestras que se agrupan en la parte superior hacia el componente Q (Fig. 40a). El límite de este campo es por arriba del 65% del componente Q (cuarzo monocrystalino, policristalino y pedernal). Este límite se basa en los resultados de estudios anteriores que han definido proveniencia de sedimentos del Río Colorado (Van de Kamp, 1973; Winker, 1987; Vázquez-Hernández, 1996) (Fig.41a). En el campo de la petrofacies C se ubican 10 muestras del pozo Q-757, 5 muestras del pozo I-4 y 8 muestras del pozo I-8. La composición cuarzosa de estos sedimentos y su madurez textural nos indica sedimentos de uno, dos o más ciclos sedimentarios (Pettijohn et al., 1987) y una fuente lejana en la cuenca del Río Colorado (Vázquez-González et al., 1998). En promedio, la relación de Q y F es de 4.5 a 1, respectivamente (Tabla IV). Esta relación indica una selección de cuarzos sobre feldespatos, debido a que los feldespatos, por ser inestables, son susceptibles a fragmentación por abrasión y transporte y alteración *in situ* en climas húmedos y por diagénesis (Pettijohn et al., 1987). Además, las muestras estudiadas en los pozos de Cerro Prieto indican procesos de diagénesis y alteración de baja temperatura que han podido modificar la composición original de los sedimentos como se discutirá más adelante.

Para el diagrama Qm-P-FK encontramos que la petrofacies cuarzosa se define por encima del 70% en su contenido de cuarzo monocrystalino (Qm) (Fig. 40b).

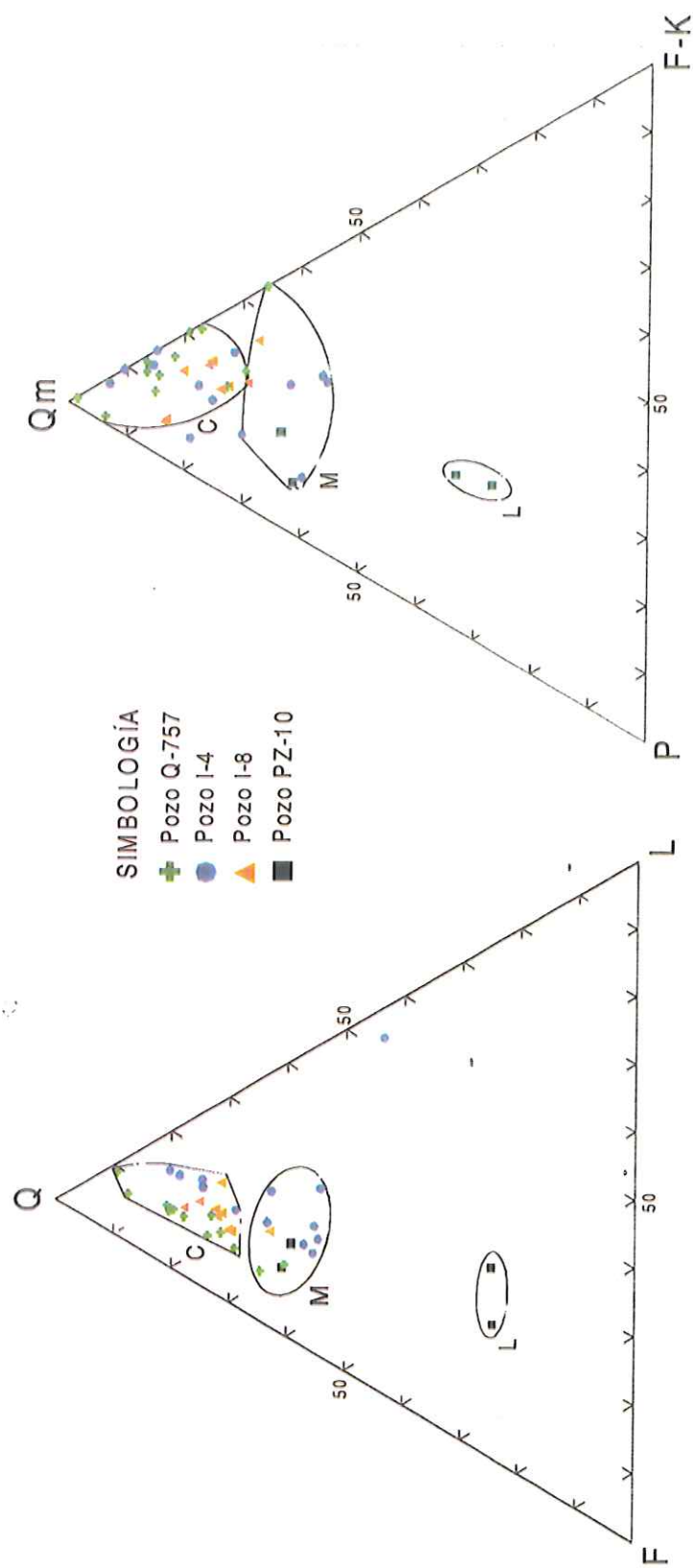


Figura 40. a) Campos de las petrofacies definidas en este estudio en el diagrama QFL: Petrofacies Río Colorado (C), Petrofacies de Mezcla (M) y Petrofacies local (L). b) Campos de las petrofacies definidas en el diagrama QmPF-K. Los sedimentos de petrofacies Río Colorado presentan una composición predominantemente cuarzosa mientras que los sedimentos de petrofacies local presentan una composición predominantemente feldespática con mayor abundancia de plagioclasas sobre feldespatos en una relación de 2.5 a 1 respectivamente.

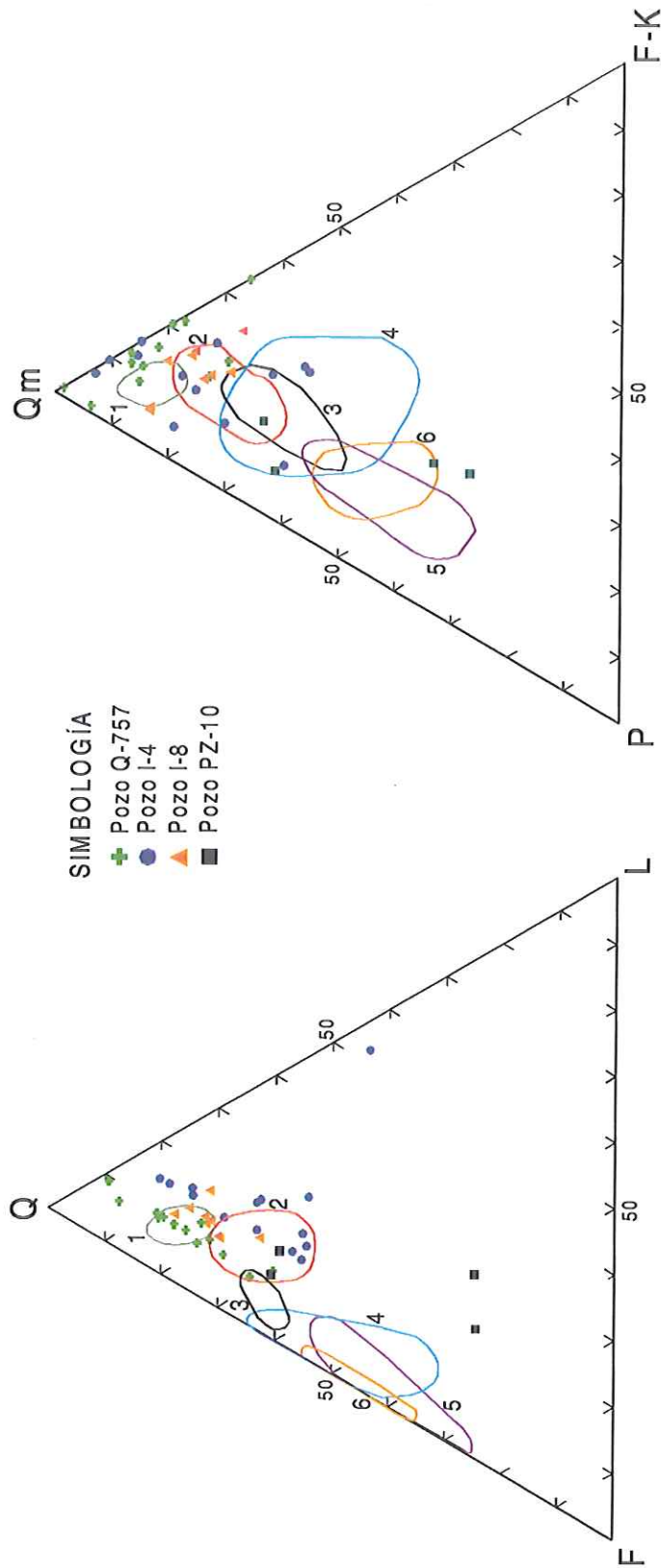


Figura 41. Diagramas ternarios a) QFL y b) Qm-PF-K comparando datos de conteos modales de estudios anteriores con los resultados de esta tesis. La ubicación de estos campos ayudó a definir las petrofacies propuestas en el presente estudio.

1. Río Colorado moderno en el Salton Trough (Van de Kamp, 1973).
2. Río Colorado Plioceno en el Salton Trough (Winker, 1987).
3. Río Colorado Plioceno en Laguna Salada (Vázquez-Hernández, 1996).
4. Basamento local, Salton Trough (Van de Kamp, 1973).
5. Basamento local, Laguna Salada (Vázquez-Hernández, 1996).
6. Basamento plutónico, Salton Trough (Winker, 1987).

En el campo de la petrofacies C se ubican 10 muestras del pozo Q-757, 7 muestras del pozo I-4 y 8 muestras del pozo I-8. Esta población se compara con las zonas o campos del diagrama determinados en muestras del Río Colorado moderno y depósitos de Río Colorado del Plioceno (Van de Kamp, 1973; Winker, 1987; Vázquez-Hernández, 1996) (Fig. 41b). Existen dos muestras que pertenecen al Pozo Q-757 ubicadas muy por encima del resto de las muestras hacia los componentes Q y Qm de ambos diagramas. Se interpreta que esto podría ser un efecto inducido por el abundante crecimiento secundario del cuarzo por efectos de diagénesis y circulación de fluidos hidrotermales. Entonces, este campo se presenta más alargado hacia el polo Q debido a la alteración de los minerales en las muestras estudiadas. La muestra 7 del Pozo I-4 se ubica fuera de los campos de las 3 petrofacies definidas en este estudio.

- 2) La petrofacies local (L) es cuarzofeldespática y está definida por las muestras 1 y 4 del pozo PZ-10, que se ubican hacia los componentes F y P de los diagramas QFL y Qm-PF-K respectivamente (Fig. 40a-b). El PZ-10 es un pozo somero de control ubicado sobre la parte distal de los abanicos aluviales con sólo 160 m de profundidad. Este pozo se consideró representativo de la facies de los abanicos aluviales. Sin embargo, dos de las cuatro muestras de este pozo se ubicaron dentro de la facies de mezcla. Lo que indica que el pozo corta una alternancia de estratos aluviales (L) y fluviales (C). Se esperaba que la composición de las cuatro muestras en este pozo fuera más homogénea, de composición feldespática, de grano más grueso y con una pobre madurez textural. Sin embargo, sólo las muestras 1 y 4 concordaron con estas características mineralógicas y texturales de una fuente local. Estas muestras se ubican cerca de los campos de los diagramas QFL y QmPF-K definidos en otros estudios como arenas de fuente local (Vázquez-Hernández, 1996; Van de Kamp, 1973; Winker, 1987), (Fig. 41a-b).

En el diagrama QmPF-K las dos muestras representativas de la fuente local se definen por una relación P/F sobre Qm más alta en comparación con las muestras ubicadas en la zona de mezcla y de la petrofacies C. (Fig. 40b). En general, las muestras representativas de fuentes locales se caracterizan por ser más arcósicas y por un mayor contenido relativo de plagioclasa sobre feldespato. Las muestras en esta petrofacies presentan en promedio una relación de plagioclasa y feldespato de 2.5 a 1, respectivamente (Tabla IV). Por problemas logísticos no se obtuvieron más muestras de superficie cercanas a los depósitos de las sierras Cucapá y El Mayor, sin embargo, se esperaría que se ubicaran en esta petrofacies (L) o en la zona de mezcla.

- 3) La zona o facies de mezcla (M) se define por las muestras que se ubican entre el 55% y el 65% del componente Q en el diagrama QFL y entre 55% y 70% del componente Qm en el diagrama QmPF-K (Fig. 40a-b). En el campo de la petrofacies C se ubican 2 muestras del pozo Q-757, 7 muestras del pozo I-4 en QFL y 5 muestras en QmPF-K, 1 muestra del pozo I-8 y las muestras 2 y 3 del pozo PZ-10. La posición de las muestras que definen la petrofacies de mezcla (M) en el diagrama QmPF-K con relación a otros estudios, entre ~ 55 y 70% Qm y entre ~ 10% y 35% de P, indica que estas muestras se ubican dentro de un campo en donde se mezclan sedimentos del Plioceno del Colorado y sedimentos del basamento local (Winker, 1987; Van de Kamp, 1973; Vázquez-Hernández, 1996), (Fig. 41b). Como ya se explicó, esta mezcla puede ser un artificio de la barrenación por la circulación de lodos, pero también, esta composición puede ser una facies primaria debido al retrabajo de sedimentos aluviales y fluviales. Este último caso es probable ya que los pozos cortan depósitos del Río Colorado intercalados con estratos de ambientes de abanicos aluviales de fuente local y los sedimentos se mezclan durante la circulación del lodo de perforación. Sin embargo, se interpreta que su ubicación en el diagrama hacia la parte superior de este campo sugiere un predominio de los depósitos fluviales sobre los depósitos aluviales. No se ubicaron muestras por debajo del 50% relativo del componente Q por lo que hay una discontinuidad en el campo de petrofacies de mezcla (M) y la zona de petrofacies de fuente local

(L). Esto indica que se deben analizar más muestras del pozo PZ-10 para poder caracterizar mejor los campos L y M y definir mejor su distribución.

Tres de las muestras analizadas en el pozo Q-757 son núcleos y representan a los depósitos primarios. Los análisis modales de esos núcleos indican que la muestra a 271-280 m presenta una composición de petrofacies C. Pero las muestras a 831-840 m y a 930-939 m presentan una petrofacies de mezcla, lo que sugiere que esta composición modal sí constituye una facies primaria relacionada al retrabajo de los depósitos aluviales y fluviales.

IV.3 Variación temporal de petrofacies

Las petrofacies C y L y la zona o facies de mezcla definidas parecen tener un arreglo en la columna sedimentaria que se interpreta como la variación espacial y temporal de los aportes locales (Fig. 42). Las muestras del pozo I-4 situado al oeste presenta el mayor número de muestras que caen en el campo de la facies M en los diagramas QFL y QmPF-K (Fig. 40a-b). En este pozo, las primeras 4 muestras (0-430 m) y a 974 m, corresponden a la facies M en ambos diagramas. Las muestras a 510 y 591m se ubican en este campo sólo en el diagrama QFL. También se analizaron muestras de este pozo que corresponden a la facies C a 510 m y 590 m (únicamente en el diagrama QmPF-K), entre los 740 m y los 900 m y a los 1000 m. Sin embargo, es claro que este sitio presenta un mayor número de muestras que corresponden a la facies M en comparación con los pozos Q-757 e I-8, lo que se interpreta como debido a una mayor influencia de los depósitos aluviales de las sierras Cucapá y El Mayor por estar ubicado más hacia el SO del CGCP en relación con los otros pozos (Fig. 1b).

El pozo I-8, que se encuentra más alejado de los abanicos aluviales respecto a los otros dos pozos (Fig. 1b), presenta la mayor cantidad de muestras con facies C (Fig. 40a-b). Esto nos indica que debido a que el pozo I-8 se ubica hacia el NE de los otros pozos en estudio, es probable que tenga una menor influencia de los depósitos de los abanicos aluviales Sin embargo, no es posible determinar si existen intervalos

que puedan ser correlacionados de pozo a pozo. Sólo la muestra a 200 m y a 750 m del pozo I-8 se ubican en el campo de facies de mezcla y en el límite entre los campos C y M, respectivamente; esto se puede interpretar como una posible presencia de horizontes sedimentarios provenientes de los abanicos aluviales de las Sierra Cucapá o depósitos primarios con la composición de la facies M.

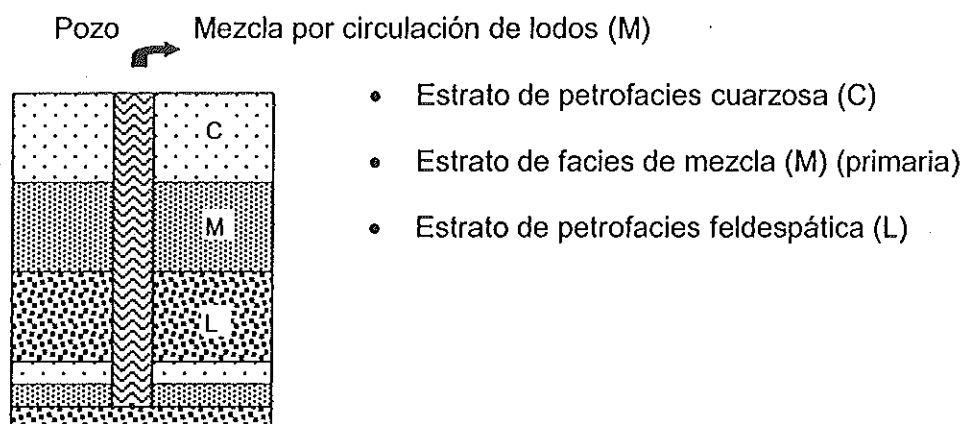


Figura 42. Modelo del arreglo de las petrofacies definidas en este estudio en la columna sedimentaria de los pozos analizados en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Los intervalos en profundidad no corresponden a escala real.

En el pozo Q-757 la mayor parte de las muestras también pertenecen a la facies C y solo dos muestras (770 y 940 m) son de la facies M (Fig.40a-b). Debido a que el pozo Q-757 se encuentra ubicado sobre la planicie fluvio-deltaica al O del CGCP, al igual que en el pozo I-8, el claro predominio de muestras de facies C nos sugiere una deposición predominante de sedimentos cuya fuente es el Río Colorado.

IV.4 Efectos de diagénesis y alteración hidrotermal

Las muestras analizadas de los pozos I-4, I-8, Q-757 y PZ-10 muestran diversos grados de alteración hidrotermal y/o efectos diagenéticos que pueden presentar complicaciones en los conteos modales. Así mismo, las observaciones petrográficas sobre los efectos diagenéticos y de alteración de los sedimentos aportan

evidencias sobre las características del fluido intersticial y la porosidad y permeabilidad del acuífero. En este estudio, las muestras corresponden a pozos de reinyección de salmueras que cuentan con registros de temperatura y esta parte de la discusión pretende contribuir a determinar las condiciones de litificación.

Las temperaturas de formación mayores de 150°C sobrepasan los rangos de temperatura de diagénesis de enterramiento (Pettijhon et al., 1987; Elders et al., 1978). Los registros de temperatura de los pozos indican circulación de agua caliente a menor profundidad hacia la porción occidental del CGCP, lo cual indicaría que existe circulación vertical de fluidos procedentes del acuífero profundo de mayor temperatura. Aunque se desconocen con exactitud los patrones de circulación de estos fluidos, es claro entre el pozo I-8 y el pozo Q-757 los fluidos calientes ascienden (Fig. 12). Este patrón ascendente de los fluidos hidrotermales ya se ha propuesto en trabajos previos (Lippmann et al., 1978) y los resultados de esta tesis son consistentes con ese comportamiento del acuífero caliente.

La correlación entre la temperatura de intervalo y el tipo de cementante es distinta para cada uno de los tres pozos profundos estudiados. El registro de temperatura del pozo I-8 muestra un incremento de temperatura hacia los 1150 m de profundidad (Fig. 12). Este incremento de temperatura corresponde a una zona de cementación por calcita, lo que indica que el agua intersticial debe estar subsaturada en sílice. A menor profundidad la calcita está presente como cementante lo que se identificó en las muestras someras de ese pozo, no obstante, el registro litológico de CFE indica sedimentos clásticos no consolidados entre 1000 y 1140 m. Por debajo de los 1500 m la temperatura del mismo pozo permanece entre 200° y 230°C, pero no hay evidencias de silicificación importante en la columna hasta la muestra más profunda estudiada. En todas las muestras de este pozo el principal cementante es calcita. Únicamente se observaron trazas de cuarzo secundario entre 750 y 1015 m (Apéndice B3).

En contraste, el pozo Q-757 muestra un incremento importante de temperatura a partir de los 150 m (Fig. 12). La temperatura de los primeros 150 m, aunque menor, también es elevada ya que el registro de temperatura más somero indica $>100^{\circ}\text{C}$. Entre 250 y 750 m la temperatura del pozo se incrementa por encima de los 200°C y concuerda con una zona de silicificación ubicada entre dos intervalos con calcita como cementante. Este pozo se localiza cerca de la traza de la falla Cerro Prieto (Vonder Haar y Howard, 1979) y es posible que los fluidos calientes asciendan por el sistema de fracturamiento que esta falla genera.

El intervalo de mayor temperatura en el pozo Q-757 coincide con la zona de silicificación más pronunciada y difiere de las condiciones diagenéticas e hidrotermales del pozo I-8 (Fig. 12). Lo primero sugiere que el agua intersticial en ese pozo está sobresaturada en sílice a pesar de las altas temperaturas. Se sabe que la solubilidad de la sílice aumenta rápidamente con la temperatura (Lippmann et al., 1978), sin embargo, en el Pozo Q-757 hay precipitación de sílice y crecimiento secundario de cuarzo en el intervalo de mayor temperatura.

El pozo I-4 muestra un incremento paulatino de temperatura que alcanza un máximo de 120°C hacia los 650-700 m de profundidad, y disminuye a 100°C hacia los 1000 m (Fig. 12). Por debajo de esa profundidad no se cuenta con información litológica ni de temperatura. Petrográficamente se confirmó que presenta un pequeño intervalo con cementante de cuarzo entre 430 y 745 m que coincide con el intervalo de mayor temperatura (Apéndice B2). Esto sugiere que también existe sobresaturación de los fluidos calientes y precipitación de sílice en forma de cuarzo.

Varias pueden ser las fuentes de sílice. En procesos de diagénesis y a mayor temperatura ($>150^{\circ}\text{C}$) los sedimentos modifican sus características mineralógicas y ocurre la formación de nuevos minerales (Elders et al., 1980). La alteración de plagioclasas y feldespatos y la transformación de esmectita en illita conllevan un aporte de sílice al agua intersticial a relativamente bajas temperaturas (Pettijohn et al., 1987).

A mayor temperatura, la alteración de los silicatos o la disolución del cuarzo es aún más pronunciada y podría ser la principal fuente de sílice en el campo geotérmico.

Las observaciones indican que la calcita espática es el principal cementante de los sedimentos arenosos, mientras que la micrita y la microespatita constituyen el cementante de los sedimentos de grano fino. La solubilidad de la calcita tiene una relación inversa a la sílice y en general disminuye con la temperatura (Drever, 1982). La precipitación o disolución de calcita depende principalmente de la alcalinidad (ΣCO_2) y de la disponibilidad del ión Ca^{2+} (Drever, 1982). La calcita constituye el principal cementante en las muestras estudiadas y sugiere que las aguas intersticiales son pobres en CO_2 disuelto (gas). Esto tiene varias implicaciones importantes, y podemos especular que los sedimentos son pobres en materia orgánica, cuya oxidación generaría CO_2 . El carbonato de calcio disuelto también podría proceder de la deshidratación y descarbonatación de sedimentos marinos ricos en calcita biogénica que ha sido disuelta. En las muestras analizadas no se observaron bioclastos y sin información geoquímica e isotópica de la calcita y del agua intersticial no es posible ahondar en el origen de este cementante.

Entender el comportamiento de estos cementantes está fuera de los alcances de esta tesis y solo podemos concluir que la calcita como cementante parece ser independiente de la temperatura ya que se encuentra tanto a profundidades someras como a profundidades mucho mayores. Se puede concluir que la diferencia entre pozos en la profundidad de los máximos de temperatura y en la profundidad y el tipo de cementante a distintos intervalos indica que esa zona del CGCP tiene un patrón complejo de circulación del agua intersticial, posiblemente controlado por estructuras (fallas y fracturas) y en menor grado por la estratificación del acuífero.

IV.5 Estratigrafía general de los pozos

La correlación estratigráfica entre los pozos estudiados es difícil de establecer debido a la variación litológica observada para cada pozo y a que el registro del pozo

I-8 está incompleto en los primeros 1000 m. Sin embargo, algunas observaciones generales pueden destacarse. En esta sección se discuten estas observaciones estratigráficas generales y la relación con la estratigrafía del CGCP propuesta por Puente y de la Peña (1979).

El pozo I-4 incluye una alternancia de lodos y arenas en los primeros 400 m de sedimentos definidos por CFE como sedimentos clásticos no consolidados (SCNC) (Fig. 4). A partir de los 400 m predominan arenas litificadas con cementante calcáreo. En contraste, en el pozo I-8 el espesor de los SCNC incluye los primeros 1100 m en sedimentos arenosos, según las muestras analizadas. A partir de esa profundidad se inicia una alternancia de lodolitas y areniscas litificadas con cementante calcáreo (Fig. 5). La estratigrafía de los pozos I-4 e I-8 contrasta con la estratigrafía del pozo Q-757, el cual está dominado por una secuencia de areniscas arcóscicas a subarcóscicas sin facies de lodolitas (Fig. 6). En este pozo la capa de SCNC se limita a los primeros 50 metros; a mayor profundidad la arenisca está cementada hasta la profundidad total del registro del pozo. Como se puede observar, la zona de estudio en la parte oeste del CGCP (zona de reinyección) presenta una estratigrafía compleja que es distinta a la división estratigráfica propuesta para el campo geotérmico por Puente y de la Peña (1979). La cual está basada en el grado de consolidación o litificación de los sedimentos.

En el modelo de Puente y de la Peña la estratigrafía del CGCP se define por una unidad superior de sedimentos no consolidados (zona A), y una unidad inferior consolidada (zona B) la cual constituye el reservorio geotérmico. La transición entre las unidades A y B es un paquete de sedimentos de grano fino litificado cuya cima se ubica entre los 600 m y 2200 m, y que actúa como sello del acuífero profundo de donde se obtiene el vapor (Puente y de la Peña, 1979). Sin embargo, en la zona de reinyección del CGCP el espesor de los sedimentos clásticos no consolidados (zona A) es mucho menor y sugiere que esta división de unidades estratigráficas depende básicamente de la litificación de los sedimentos debido a procesos diagenéticos y a la presencia de cementante. En la zona donde se ubican los pozos Q-757 e I-4 la

litificación y el movimiento de fluidos hidrotermales parecen estar controlados por fracturamiento y no corresponden a un nivel litoestratigráfico correlacionable con las unidades A y B propuestas para la zona de producción.

En el CGCP las manifestaciones hidrotermales más someras han sido reportadas en la Zona de Explotación Somera (Puentes y de la Peña, 1979). Este intervalo del reservorio queda comprendido entre 500 y 1000 m de profundidad en los pozos M-7, M-11, M-9, 1A, M-3, M-6, M-96 y S-262, sin embargo, en algunos pozos se reportaron incrementos de temperatura entre 100 m y 300 m. Los pozos I-4 y Q-757 de este estudio se ubican cercanos a los pozos mencionados y su perfil de temperatura coincide con esta zona somera. El pozo I-4 alcanza los 100°C a 500 m y el pozo Q-757 alcanza 150°C a 100 m. En los pozos estudiados por Puentes y de la Peña (1979) la manifestación de temperatura superficial es debida a que se perforaron intervalos con un 80% de horizontes permeables (areniscas) y un 20% de horizontes delgados de lutitas y lodolitas (impermeables). Lo anterior coincide con los pozos de este estudio en los que a profundidades someras la litología está constituida principalmente por areniscas (Fig. 4 y 6). En estos pozos el sello superior arcillo-arenoso es muy delgado, de aproximadamente 80 m en el pozo I-4, o no existe en el pozo Q-757. Posiblemente esto es uno de los controles para tener manifestaciones hidrotermales superficiales. Otro factor que puede controlar la circulación de fluidos es la porosidad y permeabilidad secundaria en fracturas asociadas a fallas. En contraste, el pozo I-8 presenta sus temperaturas más elevadas hasta los 1150 m y la profundidad de los primeros depósitos cementados se encuentra en el intervalo de 1140 a 1160 m. Es decir, el espesor de la unidad SCNC es de más de 1100 m.

Durante el análisis modal se observaron fragmentos de lodolitas con recristalización de los minerales arcillosos (Fig. 7a-b). El análisis de la fracción arcillosa en tres muestras del pozo I-8 indica un proceso diagenético y de alteración pronunciado entre la muestra a 60 m y la muestra a 1480 m, separadas por 1420 m de intervalo. Esto se manifiesta por la conversión total de esmectita en illita (ver Fig. 35 y 37 en el inciso III.3), lo cual ocurre en estados avanzados de diagénesis de

enterramiento (Pettijhon et al., 1987; Muramoto y Elders, 1984). Bajo condiciones de un gradiente de temperatura normal esta transición se ubicaría a una profundidad de entre 1 y 2 Km (Pettijohn et al., 1987). La presencia de clorita como mineral arcilloso dominante en la muestra a 1480 m indica condiciones de metamorfismo de bajo grado (anquimetamorfismo) o diagénesis de alto grado (Elders et al., 1978; Muramoto y Elders, 1984). Quintanilla (1990) también reportó que las lutitas de la unidad B del modelo litológico del CGCP están parcialmente metamorfizadas. También mencionó que en esta unidad existen horizontes de areniscas porosas y permeables, los cuales actúan como los acuíferos con alta temperatura que constituyen el yacimiento geotérmico. El análisis de los minerales arcillosos realizado en el pozo I-8 es consistente con estas observaciones de la zona de producción e indican un cambio pronunciado en la mineralogía de los minerales arcillosos debido a las altas temperaturas en el pozo I-8. La fracción arcillosa en muestras de los pozos I-4 y Q-757 no se analizaron.

En síntesis, la estratigrafía de los pozos estudiados varía de pozo a pozo y la presencia de unidades de lodolitas en los pozos I-4 e I-8 posiblemente representa variaciones en los ambientes de depósito asociados al sistema fluvio-deltaico, o a la presencia de facies asociadas a ambientes transicionales (¿estuarinos?). El pozo Q-757 corta a una secuencia de arenas que posiblemente representa barras arenosas en el sistema fluvial o deltaico. Las variaciones en el espesor de los sedimentos no consolidados (SCNC) no permite correlacionar estos pozos con las unidades propuestas por Puente y de la Peña (1979) las cuales se basan en el grado de litificación y en la presencia de una capa sello de lodolitas y lutitas.

V. CONCLUSIONES

Se definieron tres petrofacies a partir de las modas detríticas para sedimentos arenosos en 4 pozos del Campo Geotérmico de Cerro Prieto: 1) Petrofacies Río Colorado, 2) Petrofacies Local y 3) Petrofacies de Mezcla. Estas petrofacies corresponden a variaciones litológicas en los pozos debidas a cambios del ambiente de depósito y de la fuente de los sedimentos; facies aluviales de fuente local *versus* facies fluvio-deltaicas con una fuente distal del Río Colorado. No se encontraron evidencias que pudieran definir la presencia de depósitos de ambiente marino (e.g. fósiles marinos).

Debe tenerse en cuenta la mezcla de fragmentos de roca litificada y sedimentos provenientes de distintos intervalos al utilizar la técnica de modas detríticas para caracterizar la fuente y definir ambientes sedimentarios a partir de muestras de canal en pozos geotérmicos. Confundir fragmentos cortados por la barrena con líticos sedimentarios primarios provoca un fuerte sesgo hacia el polo Lsm. Así mismo, la presencia de intervalos silicificados puede provocar sesgo hacia el polo Qm y Qp en los diagramas ternarios respectivos. En este trabajo se consideraron estas fuentes de error y fueron corregidas.

El análisis de la fracción arcillosa en tres muestras del pozo I-8 indica un proceso diagenético y de alteración a profundidad que se manifiesta por la conversión total de esmectita en illita hacia los 1310 m, lo cual ocurre en estados avanzados de diagénesis de enterramiento. El predominio de clorita sobre illita en las muestras a 1310 m y 1480 m indica condiciones de metamorfismo de bajo grado.

La correlación entre la temperatura de intervalo y el tipo de cementante (sílice y calcita) es distinta para cada pozo estudiado. La presencia de sílice como cementante a temperaturas $>200^{\circ}\text{C}$ en el pozo Q-757 indica sobresaturación de sílice en el fluido intersticial a profundidades someras. En contraste, la calcita aparece indistintamente como cementante a temperaturas bajas y elevadas. La presencia de calcita a temperaturas altas indicaría que el agua intersticial está subsaturada en sílice y

saturada en carbonato de calcio. La calcita coexiste con cuarzo hidrotermal en algunos intervalos y en algunos límites de los intervalos silicificados.

La diferencia de la profundidad de los máximos de temperatura y del tipo de cementante a distintos intervalos entre pozos sugiere que esa zona del CGCP tiene un patrón complejo de circulación del agua intersticial, posiblemente controlado por porosidad secundaria debida a fracturas y en menor grado por porosidad primaria debida a la estratificación del acuífero.

Las variaciones litológicas en la columna sedimentaria se caracterizan por la alternancia de intervalos de arcillas y lodos litificados e intervalos de areniscas. Las facies de grano fino posiblemente representan ambientes de baja energía (e.g. lacustre o de planicie de inundación) mientras que las facies arenosas corresponderían a barras en los canales distributarios del Río Colorado. Estos últimos estarían interestratificados con depósitos distales de los abanicos aluviales. Estos intervalos de arcillas y lodos litificados pueden controlar el flujo lateral de los fluidos intersticiales y la alternancia de facies sedimentarias puede generar reducción de porosidad y permeabilidad en el acuífero.

VI. REFERENCIAS

- Alonso E., H., 1965, La zona geotérmica de Cerro Prieto. Informe inédito (Archivo CFE).
- Cobo R., J.M. 1979, Geología y Mineralogía del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California. Actas II Simposio sobre el CGCP, B.C. CFE
- Cotton, M. L. y Vonder Haar, S., 1979, Microfossils from Cerro Prieto Geothermal wells, Baja California, Mexico. Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Proceedings/Actas. San Francisco, California: P. 162-168.
- Crowell, J. C., 1987, Late Cenozoic basins of onshore southern California: complexity is the hallmark of their tectonic history. En: Ingersoll, R.V. y Ernst, W. G. (eds.) Cenozoic basin development of coastal California [Rubey volume VI]. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. P. 207-241.
- Dickinson, W. R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, v. 37, p. 1031-1044.
- Dickinson, W. R., 1982. Composition of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 66, 121-137.
- Drever, J. I., 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, 388 p.
- Dorsey, R. J. y Martín-Barajas, A., 1999, Estratigrafía y deformación Plio-Cuaternaria en depósitos aluviales en el bloque de piso de la falla Cañón Rojo, oriente de Laguna Salada. Sociedad Geológica Peninsular, Memorias de la IV Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, Ensenada, B.C.
- Elders, W..E., Hoagland, J.R y Olson, E.R., 1978, Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico: Geothermal Resources Council Transactions, v.2, p. 177-180.
- Elders, W. E. y Hoagland, J.R, 1979, Estudios de la interacción agua-roca en el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. Actas del II Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto.
- Elders, W. E., Hoagland, J. R., y Williams, A. E., 1980, Hydrothermal alteration as an indicator of temperature and flow regime in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California; Transactions, Geothermal Resources Council, v. 4, p. 121-125.
- Ershagi, I., Ghaemian U., and Mathews, M, 1980, Detection of hydrothermal alteration in a sedimentary type geothermal system using well logs; 55th Annual Tech. Conf. And Exh. of S.P.E. of A.I.M.E., Dallas, September 21-24.
- Folk, 1968, Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, United States of America, 170 p.
- Frez, J., and González, J., 1991, Crustal structure and seismo tectonics of northern Baja California, in Dauphin, J. P., and Simoneit, B. R. T., eds., The Gulf and Peninsular provinces of the Californias: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, p. 261-283.

- Fuis, G. S., and Kohler, W., M., 1984, Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley Region, California, *in* Rigsby, A. C., ed., *The Imperial Basin-tectonics, sedimentation, and thermal aspects*: Los Angeles, CA, Pacific Section, S.E.P.M., p. 1-13.
- Gastil, R. G., R. P. Phillips y E. C. Allison, 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 140., 170 p.
- Glowacka, E., González, J. y Fabriol, H., 1999, Recent Vertical Deformation in Mexicali Valley and its Relationship with tectonics, Seismicity, and the Exploitation of the Cerro Prieto Geothermal Field, México. *Pure and Applied Geophysics*, 156, p. 591-614.
- González, J. J., 1986, Sismotectónica del Valle de Mexicali, 1977-1980. Tesis de Maestría, CICESE, 110 p.
- Guiza, L. J., 1975, Generación de energía eléctrica en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México; *Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, v. 3., p. 1976-1978.
- Halfman, S. E., Lippmann, M. J., Zelwer, R. y Howard, J. H., 1984, Geologic interpretation of geothermal fluid movement in Cerro Prieto Field, Baja California, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.68-1, p. 18-30.
- Herzig, T. C., 1990, Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 42, p. 261-271.
- Informes técnicos, inéditos CFE, PEMEX, Exxon
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P. Picle, J. D., and Sares S. W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54-1, p. 103-116.
- Kidwell, S. M. y Winker, C. D. 1996, Stratigraphy of a marine rift basin: Neogene of the western Salton Trough, California. *In* Abbott, P. y Hooper, D. J. editores. *Field Conference Guidebook and Volume for the American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, San Diego, California. Guidebook 73 Pacific Section AAPG y Book 80 Pacific Section SEPM*, p. 295-236,
- Levorsen, A. I., 1967, *Geology of Petroleum*, W. H. Freeman and Co., 724 p.
- Lippmann, M. J., Bodvarsson, G. S., Witherspoon, P. A. y Rivera R. J., 1978, First symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. *Geothermics*, v. 8, no. 3 y 4, p. 145-182.
- Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., Halfman-Dooley, A. H. y Mañón, M., 1991, A review of the hydrologic-geochemical model for Cerro Prieto. *Geothermics*, n. 20 (1/2), p. 39-52.
- Lippmann, M.J., Truesdell, A.H. y Gutiérrez-Puente, H., 1996, Fluid Recharge at the Cerro Prieto geothermal field. U.S. Department of Energy. Geothermal Energy Technical Site. [//wastenot.inel.gov/geothermal/fy96/reservoir/res-04.html](http://wastenot.inel.gov/geothermal/fy96/reservoir/res-04.html)

- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, *in* Winterer, D., Hussong, M., and R.W., D., eds., *The Eastern Pacific and Hawaii: The Geology of North America*: Boulder, CO, Geological Society of America, p. 499-521.
- Lyons, D. J., y Van de Kamp, P. C., 1980, Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México; Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-10540, 95 p.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., and Alvarez-Rosales, J., 2001, Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico.: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 5-35.
- Mercado, G. S., 1975, Movement of geothermal fluids and subsoil temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja Calif, Mex; *Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, v. 1., p. 492-494.
- Muramoto, F. S. and Elders, W. A., 1984, Identification of zone of progressive metamorphism from wireline logs and their correlation with reservoir temperatures in the Salton Sea and Westmorland geothermal systems, Imperial Valley, California. *in* Rigsby, A. C. Ed., *The Imperial Basin-tectonic, sedimentation, and thermal aspects*: Los Angeles, CA, Pacific Section, S.E.P.M., p. 72-87.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1987, *Sand and Sandstone*; Springer-Verlag, New York, Inc., 553p.
- Pirson, S. J., 1958, *Handbook of Well log Analysis for Oil and Gas Formation Evaluation*; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 326 p.
- Puente, I. y de la Peña, A., 1979, Geología del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. *Actas del Primer Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, IIE-CFE-DOE Septiembre 20-22, 1978*; Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-7098, p. 17-40.
- Quintanilla, A. L., 1990, Caracterización tectónica del CGCP con base en el análisis petrológico magnético de subsuelo. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Baja California.
- Reed, M., 1976, Geology and hidrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mex; *Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, v.1, p. 539-548.
- Rendón-Márquez, G., 1995, Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE. Informe técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Geología, CICESE 33 pp.
- Reporte Geotermoeléctrico de Cerro Prieto, CFE, 1987.
- Rivera, J., Mercado, S. Y Tsang, C.F., 1979, Estudios preliminares de la reinyección de la salmuera producida en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto.

- Scholle, P. A., 1979, A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. The American Association of Petroleum Geologists. Memoir 28. Oklahoma, 201 p.
- Seamount, D. T. Jr., 1981, Well log study of the hydrothermally altered sediments of Cerro Prieto geothermal field, B. C., Mexico. Tesis de Maestría. Universidad de California, Riverside, 165 p.
- Truesdell, A. H., Rye, R. O., Pearson, F. J., Jr., Olson, E. R., Nehring, N. L., Huebner, M. A., y Coplen, T. B., 1979, Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field; Actas del Primer Simposium sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, Septiembre 20-22, 1978; Lawrence Berkeley Laboratory report 7098, p. 95-101.
- Truesdell, A.H., Lippmann, M.J. y Gutiérrez-Puente, H., 1996, Chemical, isotopic and production data from the Cerro Prieto geothermal field (January 1994-December 1995). E.O. Lawrence Berkeley National Laboratory Report (in preparation).
- Van de Kamp, P. C., 1973, Holocene continental sedimentation in the Salton Basin, California; Geol. Soc. Am. Bull., v. 84, p. 827-848.
- Vázquez- González, et al., 1998, Estudio Geohidrológico del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Mexicali, Baja California. Informe Técnico, RE-05/98. Comisión Federal de Electricidad, Anexo 4, Geología. P. 1-final.
- Vázquez-Hernández, S., 1996, Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia sedimentaria al oriente de Laguna Salada, Baja California. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, 149 p.
- Vonder Haar, S., y Howard, J. H. 1979, Intersecting faults and sandstone stratigraphy at the cerro prieto geothermal field. Actas del II simposio sobre el campo geotérmico de cerro prieto, Baja California, México. CFE
- Weller, J.M., 1958, Stratigraphic facies differentiation and nomenclature, American Association of Petroleum Geologists, Bulletin v. 42, p. 609-639.
- Winker, C. D., and Kidwell, S. M., 1986, Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River delta by the San Andreas fault system, southeastern California: Geology, v. 14, p. 788-791.
- Winker, C. D., 1987, Neogene stratigraphy of the Fish Creek-Vallecitos section, southern California: implications for the early history of the northern Gulf of California [Ph.D. thesis]: University of Arizona, 496 p.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	104	211	304	429	510	591	674	740	743	793	894	974	1003
Qm	116	87	109	89	124	155	15	199	117	236	187	158	158
Qp	10	19	10	3	10	5	1	3	12	3	3	21	20
F-K	41	40	50	13	21	47	1	21	21	16	28	24	28
P	31	28	38	25	20	15	3	0	0	2	4	83	18
Lv	1	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1
Lm	12	22	12	6	26	38	123	27	58	18	31	4	7
Ls	82	97	32	143	83	17	123	18	65	25	16	29	27
Ch	12	37	60	5	13	21	24	32	32	21	28	17	8
D	3	8	1	8	6	6	0	1	10	6	1	3	1
Op	3	3	0	0	0	3	0	0	0	0	0	9	1
Otros	12	1	12	8	0	1	14	9	5	4	13	0	0
Total original	323	344	326	300	303	308	304	310	320	331	311	351	269
Lsm **	42	46	45	44	47	43	48	43	34	46	43	48	37
Total													
Corregido **	271	271	327	195	241	296	106	308	231	334	307	366	272
	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*				
	12.9	13.5		14.5	15.4		15.9		10.7				

Apéndice A1. Datos crudos de los conteos modales al microscopio petrográfico de muestras de sedimento arenoso del Pozo I - 4. Los componentes contados son descritos en la Tabla II. * %LsmM corresponde al porcentaje promedio de líticos sedimentarios y metasedimentarios incluidos dentro de los fragmentos primarios en cada una de las muestras 1, 2, 4, 5, 7 y 9. A partir de estos porcentajes se obtuvo un porcentaje promedio = 13.8, con una $\sigma = 1.9$ que se aplicó como factor de corrección en todas las muestras del pozo con el fin de disminuir el sesgo de los datos hacia los polos L y Lsm en los diagramas ternarios correspondientes. Se incluyeron los componentes Ls y Lm en uno solo denominado Lsm. ** El total de puntos contados cambió después de la corrección y con los nuevos datos se definieron las petrofacies de este estudio.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	30	200	300	450	600	750	850	1015	1200	1310	1480
Qm	145	120	136	136	129	127	116	190	93	8	2
Qp	23	8	27	23	25	19	31	23	11	0	0
F-K	30	46	32	25	32	34	26	13	7	0	0
P	22	13	12	9	11	23	18	25	12	0	1
Lv	1	6	9	6	3	3	4	2	0	0	0
Lm	8	6	7	14	16	8	24	21	79	147	132
Ls	36	61	30	35	45	26	55	15	104	142	171
Ch	22	32	46	46	36	55	46	31	13	0	3
D	1	15	1	1	1	2	0	0	0	0	0
Op	1	2	4	1	2	0	0	0	0	8	1
Otros	12	0	2	7	9	7	3	8	2	1	6
Total original	301	309	306	303	309	304	323	328	321	306	316
Lsm **	28	30	28	28	28	28	30	30	28	28	29
Total	285	272	297	282	276	298	274	322	166	45	42
Corregido **											

% LsmM*

9.6

% LsmM*

8.7

Apéndice A2. Datos crudos de los conteos modales al microscopio petrográfico de muestras de sedimento arenoso del Pozo I - 8. * %LsmM corresponde al porcentaje promedio de líticos sedimentarios y metasedimentarios incluidos dentro de los fragmentos primarios de las muestras 2 y 9. A partir de estos porcentajes se obtuvo un porcentaje promedio = 9.2, con una $\sigma = 0.6$ que se aplicó como factor de corrección en todas las muestras del pozo con el fin de disminuir el sesgo de los datos hacia los polos L y Lsm en los diagramas ternarios correspondientes. Se incluyeron los componentes Ls y Lm en uno solo denominado Lsm. ** El total de puntos contados cambió después de la corrección y con los nuevos datos se definieron las petrofacies de este estudio.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	60	129	189	271-280	372	495	585	678	768	831-840	888	930-939
Qm	189	154	206	245	192	169	121	197	124	193	194	189
Qp	13	7	0	12	1	1	2	4	1	17	5	1
F-K	20	20	54	3	28	33	35	3	65	42	27	54
P	13	4	0	14	2	5	1	0	0	30	9	29
Lv	1	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0
Lm	13	7	18	6	37	59	48	55	27	3	46	21
Ls	38	54	11	1	10	26	78	16	45	2	19	3
Ch	24	23	8	23	20	5	12	18	9	10	8	1
D	3	2	4	1	7	1	1	6	5	0	0	2
Op	6	0	5	0	4	4	12	4	15	0	1	1
Otros	3	1	0	0	1	0	10	10	15	0	2	2
Total original	323	272	306	305	302	303	320	313	306	302	311	303
Lsm **	24	20	23	23	22	27	18	23	23	22	23	22
Total												
Corregido **	296	231	300	321	277	245	212	265	257	319	269	301
						% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*	% LsmM*			
						8.9	5.6					
									7.6			

Apéndice A3. Datos crudos de los conteos modales al microscopio petrográfico de muestras de sedimento arenoso del Pozo Q-757. * %LsmM corresponde al porcentaje promedio de lítica sedimentaria y metasedimentaria incluidos dentro de los fragmentos primarios de las muestras 6, 7 y 9. A partir de estos porcentajes se obtuvo un porcentaje promedio = 7.4, con una $\sigma = 1.7$ que se aplicó como factor de corrección en todas las muestras del pozo con el fin de disminuir el sesgo de los datos hacia los polos L y Lsm en los diagramas ternarios correspondientes. Se incluyeron los componentes Ls y Lm en uno solo denominado Lsm. ** El total de puntos contados cambió después de la corrección y con los nuevos datos se definieron las petrofacies de este estudio.

Muestra	1 0-3	2 49-52	3 101-104	4 145-153
Qm	63	151	152	55
Qp	6	24	15	0
F-K	58	34	19	38
P	115	57	78	74
Lv	0	6	2	0
Lm	12	14	13	23
Ls	48	27	16	42
Ch	7	22	30	3
D	0	2	2	0
Op	0	0	0	0
Otros	2	1	1	0
Total	311	338	328	235

Apéndice A4. Datos crudos de los conteos modales al microscopio petrográfico de muestras de sedimento arenoso del Pozo PZ-10. Este pozo se encuentra ubicado al suroeste del Campo Geotérmico de Cerro Prieto por lo que los resultados de las modas detríticas se consideran representativos de los sedimentos de depósitos provenientes de los abanicos aluviales. Las muestras 1 y 4 definen la petrofacies local. Para este pozo no se realizaron correcciones de contenido de Lsm con un factor de corrección como en los anteriores por que se detectó el error en los conteos a tiempo.

POZO Q-757

Muestra	Profundidad (m)	Tipo de sedimento arenisca vs lodolita *	Clasificación de los clastos	Redondez de los clastos	Cementante
1	60	arenisca	moderada	subredondeados	calcita espática, minerales opacos
2	129	arenisca	moderada	subredondeados	calcita espática
3	189	arenisca	pobre	subangulosos	calcita espática, silice (trazas), cuarzo secundario, minerales opacos
4	271-280 núcleo	arenisca	bien	redondeados	silice
5	372	arenisca	moderada	subredondeados	silice, calcita espática (trazas), minerales opacos
6	495	arenisca-lodolita	pobre	subangulosos	silice, calcita espática (trazas), pirita
7	585	lodolita	pobre	subangulosos	silice, calcita espática (trazas), pirita
8	678	arenisca	moderada	subredondeados	silice, calcita espática, pirita
9	768	arenisca-lodolita	moderada	subangulosos	silice, calcita micrítica en lodolita
10	831-840 núcleo	arenisca	bien	redondeados	silice, pirita
11	888	arenisca	moderada	subangulosos	silice, pirita
12	930-939 núcleo	arenisca	bien	redondeados	silice, pirita

• Descripción cualitativa con base en los fragmentos de la muestra.
 Apéndice B1. Características texturales de los sedimentos del pozo Q-757 y tipo de cementante observados bajo el microscopio petrográfico.

Pozo I-4

Muestra	Profundidad (m)	Tipo de sedimento arenisca vs lodolita*	Clasificación de los clastos	Redondez de los Clastos	Cementante
1	104	arenisca-lodolita	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita espática, minerales opacos
2	211	arenisca-lodolita	moderada	subredondeados	calcita espática, pirita
3	304	arenisca	bien	redondeados	calcita espática, minerales opacos
4	429	lodolita	moderada	subangulosos	calcita espática, cuarzo secundario (trazas), minerales opacos
5	510	arenisca-lodolita	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita espática (trazas), sílice (trazas), pirita
6	591	arenisca-lodolita	moderada	subredondeados	cuarzo secundario (trazas), pirita
7	674	lodolita	pobre	subredondeados y subangulosos	calcita espática, micrita en fragmentos de limolita, cuarzo secundario (trazas)
8	740	arenisca	bien	redondeados	calcita espática
9	743	arenisca-lodolita	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita, pirita, sílice
10	793	arenisca	bien	subredondeados	calcita espática
11	894	arenisca	bien	subredondeados	calcita espática, cuarzo secundario (trazas)
12	974	arenisca	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita espática y micrita, minerales opacos
13	1003	arenisca	moderada	redondeados y subangulosos	calcita espática (trazas)

* Descripción cualitativa con base en los fragmentos de la muestra.

Apéndice B2. Características texturales de los sedimentos del pozo I-4 y tipo de cementante observados bajo el microscopio petrográfico.

POZO I-8

Muestra	Profundidad (m)	Tipo de sedimento Arenisca vs lodolita *	Clasificación de los clastos	Redondez de los clastos	Cementante
1	30	arenisca	moderada	subredondeados	calcita espática (trazas)
2	200	arenisca	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita micrítica en matriz lodosa, minerales opacos
3	300	arenisca	bien	redondeados	calcita (trazas), posible calcita en matriz lodosa
4	450	arenisca	bien	redondeados	calcita (trazas), micrítica en matriz lodosa
5	600	arenisca	moderada	subredondeados y subangulosos	calcita (trazas), micrita en clastos de lodolita
6	750	arenisca	moderada	subredondeados	calcita micrítica, cuarzo secundario (trazas)
7	850	arenisca	moderada	subredondeados	abundante calcita micrítica, esparita, cuarzo secundario (trazas)
8	1015	arenisca	bien	redondeados	calcita espática, micrítica (trazas), cuarzo secundario (trazas)
9	1200	lodolita	pobre	subangulosos	calcita, minerales opacos
10	1310	lodolita	pobre	angulosos y subangulosos	calcita micrítica (trazas)
11	1480	lodolita	pobre	angulosos y subangulosos	calcita micrítica (trazas) en clastos de lodolita

* Descripción cualitativa con base en los fragmentos de la muestra.

Apéndice B3. Características texturales de los sedimentos del pozo I-8 y tipo de cementante observados bajo el microscopio petrográfico.

POZO PZ-10

Muestra	Profundidad (m)	Tipo de sedimento arenisca vs lodolita *	Clasificación de los clastos	Redondez de los clastos	Cementante
1	0-3	arenisca-gravilla	moderada	subangulosos	calcita (trazas), minerales pesados
2	49-52	arenisca	bien	redondeados y subredondeados	calcita micrítica en lodolita, minerales opacos
3	101-104	arenisca	bien	subredondeados	calcita (trazas), minerales opacos
4	145-453	arenisca-gravilla	moderada	subangulosos	calcita (trazas)

* Descripción cualitativa con base en los fragmentos de la muestra.

Apéndice B4. Características texturales de los sedimentos del pozo PZ-10 y tipo de cementante observados bajo el microscopio petrográfico.

POZO	PZ-10	I-4	Q-757	PZ-10	I-4	Q-757
MUESTRAS	2 y 3	12 y 13	4, 10 y 12	2, 3	12, 13	4, 10, 12
CONTADOR	VRA/AM*	AM	VRA	VRA/AM	AM	VRA
	%variación promedio	%variación promedio	% variación promedio		%variación promedio	
Qm	5.8	2	5.8		4.7	
Qp	3	0.4	1.3		1.6	
F-K	2.1	1.1	5.6		3.3	
P	9.6	3.7	4.7		5.8	
Lsm	4.4	2.3	0.3		2.1	
Pedernal	4.9	0.4	1.3		2.1	

Apéndice C. Promedio de los porcentajes de error entre los conteos por duplicado de cada pozo así como el promedio total de las siete muestras contadas dos veces en los tres pozos. *Personas que realizaron los conteos por duplicado: VRA Verónica Rangel y AM Arturo Martín-Barajas.

