

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**Cicloestratigrafía y Variabilidad Climática en
Laguna Salada, Baja California, México**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

ACO PALESTINA ABEL

ENSENADA BAJA CFA, MEXICO MAYO DE 2006

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



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CON ORIENTACIÓN EN GEOLOGÍA**

**CICLOESTRATIGRAFÍA Y VARIABILIDAD CLIMATICA EN LAGUNA SALADA, BAJA
CALIFORNIA, MÉXICO.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

Aco Palestina Abel

Ensenada, Baja California, México, 26 Mayo del 2006.

TESIS DEFENDIDA POR
Abel Aco Palestina

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



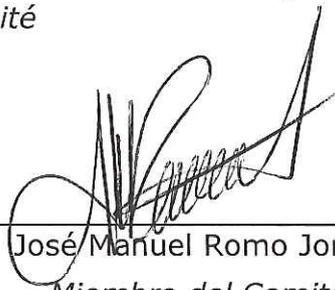
Dr. Arturo Martín Barajas
Director del Comité



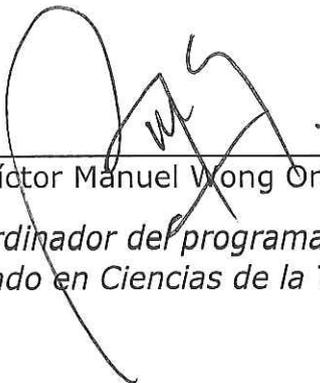
Juan Contreras Pérez
Miembro del Comité



Juan Carlos Herquera García
Miembro del Comité



José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité



Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
*Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la Tierra*



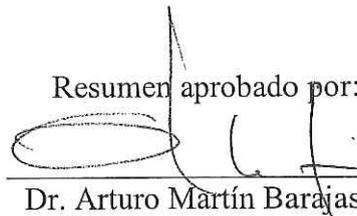
Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Estudios de Posgrado

26 de Mayo de 2006

RESUMEN de la tesis de **Abel Aco Palestina**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MESTRO EN CIENCIAS** con orientación en **GEOLOGIA**. Ensenada, Baja California, México. Mayo 2006.

CICLOESTRATIGRAFÍA Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LAGUNA SALDA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

Resumen aprobado por:



Dr. Arturo Martín Barajas
Director de Tesis

Para obtener información sobre el control climático en la región de la cuenca alta del Río Colorado (RC) y en el noroeste de México, se obtuvo el registro estratigráfico de fines del Pleistoceno y Holoceno, mediante un núcleo continuo de 43 m de profundidad (LS04-1), perforado en la parte oriental de la cuenca Laguna Salda (LS), Baja California, México.

La columna sedimentaria del pozo LS04-1 se divide en tres paquetes principales: (1) el paquete inferior (43-25 m) con laminaciones y estratos de lodo-arena y yesos en la base; (2) el paquete intermedio (25-13 m) en donde predominan los depósitos lodosos con presencia de yesos; y (3) el paquete superior (13-0 m) que se divide en dos partes; la parte baja (13-7 m) que contiene dos intervalos gruesos de arena, y la parte alta (7-0 m) que es una alternancia de arena-lodo con ligera presencia de yesos. El análisis sedimentológico y petrográfico de los estratos y laminaciones de arena del paquete inferior, sugieren un origen relacionado a facies distales de abanicos aluviales, que alternan con lodos de un ambiente lagunar. Las arenas del grueso paquete superior más gruesas ($Mz \sim 2-3 \phi$) y ligeramente mejor clasificadas ($D_{std} \sim 0.5 \phi$) que las arenas laminadas, se interpretan como depósitos arenosos de dunas eólicas. Los depósitos lodosos del paquete intermedio se interpretan como de ambiente lagunar. Las laminaciones lodo-arena del paquete inferior del núcleo, sugieren un marcado control climático cíclico de inundación y desecación intermitente, seguido por un periodo húmedo que favoreció un ambiente lagunar para el paquete intermedio, mientras que las arenas del grueso paquete superior se interpretan como un período prolongado de extrema sequía y un avance importante de abanicos aluviales y dunas eólicas hacia el centro de la cuenca que culminan con el retorno de las condiciones húmedas de los lodos del paquete superior. El registro de RG fue analizado como una serie de tiempo obteniéndose una autocorrelación de 1 m consistente con el espectro de potencia sugiriendo un patrón cíclico de sedimentación para el paquete inferior.

La limitada resolución de las edades ^{14}C de los sedimentos del pozo no permite establecer asociaciones paleoclimáticas concluyentes. En este trabajo se proponen dos modelos de sedimentación que tentativamente nos dan una idea de como los eventos climáticos globales en el pasado reciente afectaron a la sedimentación en Laguna Salada.

Palabras Clave: Estratigrafía, abanico aluvial, duna eólica, autocorrelación, ciclicidad, paleoclimas.

ABSTRACT of the thesis presented by **Abel Aco Palestina** as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCE** with orientation in **GEOLOGY**. Ensenada, Baja California, Mexico. May 2006.

CICLOSTRATIGRAPHY AND CLIMATIC VARIABILITY IN LAGUNA SALADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

In order to study the climatic variability in the region of the upper Colorado River basin (CR), and northwestern Mexico a continuous 43 m depth-core (LS04-1) was obtained in the eastern part of the Laguna Salada basin (LS), northwestern Baja California, Mexico. This stratigraphic record comprises the late Pleistocene, and Holocene. The stratigraphy of well LS04-1 is divided in three main packages: (1) the lower package (43-25 m) consists of laminations, and thin beds of mud, silt, sand, and subordinated gypsum at the base; (2) the intermediate package (25-13 m) predominantly consists of muddy deposits with abundant laminations and nodules of gypsum, and (3) the upper package (13-0 m), which is divided in two parts; the lower part (13-7 m) contains two thick sand intervals, and the upper part (7-0 m) that comprises interbedded sand-mud and silt with scarce gypsum. The sedimentary and petrographic analysis of sand from layers and laminations of the lower package, suggest distal facies of alluvial fan deposits, which alternate with muds of lacustrine environment. The sand of the thick intervals of the upper package is coarser ($Mz \sim 2-3 \phi$), and slightly better sorted ($D_{std} \sim 0.5 \phi$) than the laminated sand. The former are interpreted as eolian dune deposits. The laminations of mud-silt-sand of the lower package, suggest cyclical climatic control on flooding and drought, followed by a flood period for the intermediate package, whereas the thick sand intervals suggest prolonged drought conditions and progradation of alluvial fans and aeolian dunes towards the center of the basin. The record stratigraphic culminate with the return of the humid conditions for the upper package.

The Gamma ray log (GR) of the well was analyzed as a time-series, obtaining itself a significant autocorrelation of ~ 100 cm, consistent with the power spectrum that suggests a cyclical pattern of sedimentation during deposition of the lower package (43-25 m).

The limited resolution of the ages ^{14}C of sediments of the core does not allow to establish conclusive paleoclimatic associations. In this work we propose two models of sedimentation that tentatively give an idea us of as the global climatic events in the past recent affected to the sedimentation in Laguna Salada.

Keywords: Stratigraphy, aluvial fans, aeolian dunes, autocorrelation, ciclicity, paleoclimates

AGRADECIMIENTOS

Especialmente a los miembros del comité y mi asesor por los comentarios y recomendaciones realizadas a esta tesis. Un agradecimiento especial al Dr. Juan Contreras Pérez por la invaluable ayuda aportada para la realización de este trabajo.

Muy especialmente a Gabriel Rendón, Paulina López-Becerril y Víctor Márquez por la apreciable ayuda en los trabajos de campo.

Así mismo agradecer a mis amigos Gabriel, Pelón, Polo, Paulina, Violeta, Mathias, Aimé, Adriana, Tena, Pedro, Alfredo, Tilo, Ana Rosa, Marie, Elizabeth, Mojarro, Temoc, Martha, Tomas, Ramón, Aleix, Emilia, Eloisa, Paula, Luciana (UABC), Marlenne (UABC), Olga, Doris, Aba, Cabroncito (Opt), Panita, Diana, Víctor, Noemí (Opt), July, Juanito, Martín, Miguel, Víctor, Susy, Gina, Camacho, Hulk, Cris, Diana, Tere (UNAM), Carlos (UNAM), Violeta (UNAM), Paco (UNAM), Kurchin, Uriel, Silvia (Oc), Paula (Oc), Idalmis, Manuel, Juan Carlos, Jazmín, Dr. Juan García, Dr. Luís Delgado, Lupita, Jaime, Alex, Mariana (Ec), Almendra, Carpio, Sergio, Selene, Humberto, señor Cecilia, Lucy, Lupita, Mary, Edgardo, Lety, Cubano, Carlitos, Cesar, Toño, Don Gil, Chuy (UABC), Fabis (UABC), Peinado (UABC), Liz (UABC), Rubén (UABC), Jennifer, Katie, Ivonne, Cit, Horacio (Oc), Güero, Adriana, L. Gradilla, Ena, Selene, Yleana, Felipe, Gema (Ec), Erika (Ec), Melba (Ec), Circe (UABC), Bertha, Daniel, Rosita, Martín, Minerva, Claudia, Rubén, Sebastián, Mónica, Ronald, Raquel, el Moya, Doris (Chile). Un Agradecimiento especial al Dr. Walter Desslé del IIO de la UABC y a Eloisa Aparicio del CCMC de la UNAM por las enormes facilidades prestadas a este estudio.

A mi familia

Y especialmente a mi Abuela

CONTENIDO	Página
I INTRODUCCIÓN	1
I.1. Definición del problema	1
I.2. Objetivos	3
II GENERALIDADES	4
II.1 Área de estudio	4
II.2 Ambientes sedimentarios recientes	7
II.3 Evolución tectonoestratigráfica	9
II.4 Antecedentes	15
III MATERIALES Y MÉTODOS	17
III.1 Método de perforación y registros geofísicos	17
III.2 Reconstrucción de la columna estratigráfica	18
III.3 Análisis sedimentológico: textural y granulométrico	19
III.4 Análisis de petrofacies en arenas	27
III.5 Análisis morfológico de granos de arena con microscopio electrónico de barrido (MEB)	28
III.6 Análisis mineralógico de difracción de rayos X (DRX) de arcillas y minerales evaporíticos	30
III.7 Trabajo de campo	31
III.8 Análisis de series de tiempo para el registro de RG	32
II.8.1 Función de Autocorrelación	32
II.8.2 Análisis Espectral	33
IV RESULTADOS	35
IV.1 Estratigrafía del pozo	35
IV.2 Análisis sedimentológico	40
IV.2.1 Clasificación	40
IV.2.2 Parámetros texturales de arenas y limos del pozo	40
IV.2.3 Parámetros texturales de las muestras de ambientes sedimentarios recientes	48

CONTENIDO (Continuación)	
IV.3 Análisis petrográfico y mineralógico	51
IV.3.1 Moda detrítica para las arenas del pozo	52
IV.3.2 Análisis de texturas de grano por microscopio electrónico de barrido (MEB) para las arenas del pozo	54
IV.3.3 Análisis de difracción de rayos X (DRX) para la identificación de arcillas y minerales evaporíticos	59
IV.4 Análisis de frecuencias y autocorrelación de los registros rayos Gamma	66
IV.4.1 Frecuencias fundamentales y variabilidad cíclica	66
V DISCUSIÓN	70
V.1 Características texturales, ambientes de sedimentación y fuente de los sedimentos	70
V.1.1 Características texturales procesos de transporte e interpretación de ambientes sedimentarios para las arenas del pozo	70
V.1.2 Comparación textural entre las arenas del pozo y arenas de ambientes sedimentarios modernos	79
V.1.3 Estratigrafía, textura, mineralogía y ambientes sedimentarios para los depósitos lodosos del pozo	83
V.1.4 Presencia microfósil en el pozo	90
V.2 Variabilidad climática en el registro sedimentario de Laguna Salada	92
VI CONCLUSIONES	105
REFERENCIAS	106
Apéndice A	
Metodología: Series de tiempo	
Apéndice B	
Tablas de parámetros texturales y modales	

LISTA DE FIGURAS

Figura		Pag.
1	Modelo digital de elevación que muestra la localización de la Laguna Salada (LS) así como los principales rasgos morfológicos que la rodean: Sierra de Juárez (SJ), Sierra Cucapá (SC), Sierra El Mayor (SM), Sierra las Tinajas (ST), Sierra las Pintas (SP), Cerro Centinela (C), Delta del Río Colorado (DRC), Valle Imperial (VI), Valle de Mexicalí (VM) y Desierto de Altar (DA).	5
2	Mapa geológico simplificado de Laguna Salada que muestra los afloramientos marinos y no marinos Plio-Pleistocénicos de depósitos antiguos del Río Colorado y los principales sistemas de fallas. En círculos abiertos se indican los tres pozos geotérmicos exploratorios de CFE y en un círculo relleno se presentan el pozo LS04-1. También se indican las fallas principales: Cañada David (CD); Laguna Salada (FLS), Cañon Rojo y Sierra el Mayor (SMD).	6
3	A) Imágen de satélite de la Laguna Salada tomada el 19 de Abril de 1986 durante la inundación producida por la liberación de agua de las presas aguas arriba del Río Colorado. B) Flujos en el bajo Río Colorado de 1905 al 2001. Los datos de flujo fueron medidos por la Geological Survey Gage 09-5222, 35 km arriba de la presa Morelos (Greik, 2003). La flecha indica el año en que se tomo la fotografía de la Fig. 3A.	8
4	Mapa geológico y tectónico simplificado que muestra los sistemas principales de fallas de la cuenca de Salton y región del delta de Río Colorado: Falla de San Andrés (F.SA); Falla de San Jacinto (F.SJ); Falla Elisnore (F.EL); Falla Laguna Salada (F.LS); Falla Cerro Prieto (F.CP); F Imperial (F.IM); Falla Sierra de Juárez (F.S de J); Falla San Pedro Martír (F.SPM); Falla Agua Blanca (F.AB); Falla San Miguel (F.SM); Falla Vallecitos (F.V); Falla Coyote Creek (F.CC); Falla Superstition Hill (F.SH); Falla Superstition Mountain (F.SM). Las áreas texturizadas son localidades del Neógeno de depósitos marinos y no marinos (Fm. Antiguas del Río Colorado). El área en gris muestra la zona que abarca el desierto de Altar en el lado mexicano, así como las localidades donde Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards (2005) realizaron un estudio de características texturales en dunas desérticas y costeras mostrado en la Fig. 31.	11
5	Comparación de los datos de tamaño medio (Mz) arrojados por el analizador láser de tamaño de partícula Horiba La-910, y los datos obtenidos mediante las expresiones desarrolladas por Folk (1973). Esta comparación indica una correlación casi lineal entre los datos calculados y los obtenidos por el Horiba para las partículas tamaño arena ($\phi < 4$); las partículas mayores a 4 ϕ (lodos), presentan una desviación mayor. Ambas escalas de tamaño están en unidades ϕ .	22
6	Curvas de distribución de frecuencia que reflejan distintas características de acuerdo a su forma. A) Curva con sesgo positivo (hacia los finos). B) Curva simétrica. C) Curva con sesgo negativo (hacia los gruesos). La gráfica D) muestra curvas de distribución normal con distintas formas: 1) curva leptocúrtica (picuda); 2) curva mesocúrtica (“achatada”) y 3) curva platicúrtica (muy “achatada”). En general se considera que una curva muy leptocúrtica (gráfica D, curva 1) tiene mucho mejor grado de selección que una curva platicúrtica (gráfica D, curva 3).	23

Figura	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	Pag.
7	Columna estratigráfica del pozo LS04-1. Nótese la correspondencia de los registros tomados al pozo con la litología obtenida de la descripción de los tramos de núcleo. La columna esta dividida en tres paquetes principales de acuerdo a sus características estratigráficas.	36
8	Columna estratigráfica del pozo LS04-1, que indica los intervalos de muestreo para los diferentes análisis de este trabajo (texturales, modales, microscopia electrónica y de difracción de rayos X). Igualmente se muestra los intervalos con presencia microfósil, minerales evaporíticos, y zonas bioturbadas.	37
9	Fotografías de algunos intervalos de núcleo del paquete intermedio del pozo. Prácticamente del núcleo 7HA al 10HA se presentan este tipo de estructuras. La presencia de yeso nodular (7HA) y en forma de capas (7HB) es típico de ambientes sabkha. La presencia de lodos verdes y las estructuras de licuefacción puede estar relacionada a paleosuelos, los cuales probablemente se desarrollaron con tirantes de agua muy someros. En la columna de la izquierda se presenta la localización de los intervalos de núcleo en el pozo.	38
10	Fotografías de algunos intervalos de núcleo del paquete intermedio del pozo. Los núcleos 9HA al 11HA presentan aun fuerte presencia de yesos en capas asociadas a lodos verdosos y algunas estructuras de bioturbación, probablemente relacionadas a paleosuelos. Los 12HB y 14HA y 14 HB presentan laminaciones de sedimentos lodosos intercalados con sedimentos arenoso, estas probablemente corresponden a la interacción entre un ambiente lagunar y un ambiente aluvial. En la columna de la izquierda se presenta la localización de los intervalos de núcleo en el pozo.	39
11	Diagrama de composición textural para los sedimentos del pozo LS04-1. De las 46 muestras analizadas ninguna tiene como composición principal partículas tamaño arcilla. Los límites composicionales para los sedimentos del pozo en Laguna Salada están entre arenas y limo arcilloso. Según esta clasificación 21 de las muestras son arena y 25 son limos. Este diagrama es de composición textural y es independiente del origen. (Modificado de Shepar, 1954).	41
12	Gráficas de distribución de tamaño de las muestras de sedimento del pozo LS04-1. Las muestras de arena (rojo) presentan gráficas leptocúrticas (muy puntiagudas) con sesgo positivo (hacia los finos, cola hacia la derecha), pero según sus valores calculados estas se clasifican como curvas simétricas. En general las muestras de limo (verde) presentan gráficas bimodales y con formas mesocúrticas y platicúrticas (achatadas). Las más finas (limo fino y muy fino) presentan sesgo negativo (hacia los gruesos, cola hacia la izquierda) y las muestras de lodo más gruesas (limos gruesos) presentan sesgo positivo (hacia los finos, cola hacia la derecha).	42

Figura**LISTA DE FIGURAS (Continuación)**

Pag.

- 13 Gráficas de dispersión para las muestras tamaño arena del pozo LS04-1. En estos gráficos se puede observar como las arenas del pozo se separan en dos poblaciones: las arenas tipo I, que corresponden a las arenas masivas de los gruesos intervalos del paquete superior, en círculos negros y las arenas tipo II, que corresponden a las arenas laminadas del paquete inferior principalmente, en círculos abiertos. Las arenas tipo I en general son más gruesas y mejor seleccionadas que las de tipo II. Las arenas tipo I tienen características de depósitos de dunas eólicas, mientras que las arenas tipo II tienen características de depósitos de la parte distal de abanicos aluviales. Media de Folk (Mz Folk); Desviación estándar (Std); Sesgo (Sk); Cúrtosis (Kg). Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 8. Los números en cada muestra indican el núcleo donde se tomo la muestra. 44
- 14 Gráficas de dispersión para las muestras tamaño limo del pozo LS04-1. Estos gráficos permiten separar las muestras tamaño limo en dos poblaciones. La población encerrada en óvalos es interpretada como la que mejor representa la fracción lodosa del pozo (lodos masivos principalmente). Las muestras fuera del círculo probablemente fueron afectados por el modo de muestreo, ya que presentan algunas similitudes texturales con las muestras tamaño arena posiblemente debido a que se muestrearon cerca de intervalos arenosos. Media de Folk (Mz Folk); Desviación estándar (Std); Sesgo (Sk); Curtosis (Kg). Los sitios de los muestreos se presentan en la Fig. 8. Los números en cada muestra indican el tramo de núcleo de donde se tomo la muestra. 46
- 15 Mosaico de Imágenes de Satélite Landsat ETM+ de Laguna Salada, formado con las bandas 7,4 y 2 del Abril y Mayo del 2000 que indica los sitios de muestreo de los principales ambientes sedimentarios modernos que rodean el vaso de la laguna. Específicamente se muestreo sedimento arenoso la parte más distal de los abanicos aluviales (abanico distal, Av) y las crestas y el pie de los campos de dunas eólicas (Du) más cercanos al vaso de la cuenca. En cuadros se indican las muestras tomadas sobre dunas (Du) y en triángulos las muestras tomadas en abanico (Av). El sitio de la perforación se indica con un círculo relleno. 49
- 16 Gráficas de dispersión de los parámetros texturales de las muestras tamaño arena del pozo LS04-1 y de las muestras de arena de ambientes sedimentarios recientes más cercanos al vaso de la Laguna Salada. En círculos rellenos se presentan las arenas del pozo, los cuadros representan muestras de arena de dunas eólicas carcanos al vaso (Du) y del Desierto de Yuma (DY) al norte de la cuenca. Los triángulos representan sedimentos arenosos de la parte distal de abanicos aluviales (Av) modernos más cercanos al vaso de la laguna. No se observa un patrón textural característico que permita separar en poblaciones independientes a los depósitos arenosos de dunas y de abanicos aluviales modernos, esto se debe quizás a que ambos ambientes están afectados por los mismos agentes ambientales y depositacionales. En general se observa en todos los gráficos una tendencia en la que las arenas del pozo tiene una mayor madurez textural que las arenas de ambientes modernos modernas. Los sitios de muestreo de campo se presentan en la Fig. 15. 50

Figura	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	Pag.
17	<p>Diagrama QFL que muestra la composición modal de las muestras de arena del pozo LS04-1. En círculos negros se presentan las muestras del pozo (la localización de los muestreos en el pozo se muestra en la Fig. 8). Las diferentes áreas texturizadas muestran depósitos arenosos antiguos y modernos del Río Colorado así como depósitos de márgenes de cuenca (que incluyen depósitos de dunas, aluviales, etc). Los cuadros indican dos muestras de dunas eólicas de la parte noroeste de la laguna; los triángulos son cuatro muestras de los dos abanicos aluviales más cercanos al pozo. La localización de los muestreos de campo se presenta en la Fig. 15. Las ocho muestras del pozo se agrupan cerca del vértice superior del cuarzo entre los depósitos del Río Colorado y los depósitos arenosos locales (dunas y abanicos), indicando que la fuente de estas es una mezcla tanto de arenas del Río Colorado como de abanicos y dunas de las márgenes de la cuenca. Nótese que las muestras pertenecientes al grueso intervalo arenoso del paquete superior (6A, 5A, tipo I) se sitúan mas cerca de los depósitos del Río Colorado, mientras que las arenas laminadas del paquete inferior (14A, 20A, tipo II) se sitúan mas cerca del campo de arenas de márgenes de cuenca. Las muestras 4A, 21A, 16A y 10A tienen la firma de ambas fuentes. Fuente (1) van de Kamp [1973], (2) Herzig y Mehegan [1988], (3) Vázquez-Hernández [1996].</p>	53
18	<p>Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1 de la muestra 4, tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Texturas como partículas adheridas (PA), estructuras de plato (EP), vértices redondeados (VR) y fracturas concoidales (FC) se consideran características de ambientes sedimentarios eólicos. Estructuras Precipitación de sílice (PS), impactos en “v” (IV), son más comunes en ambientes sabkha y costeros, respectivamente.</p>	55
19	<p>Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1, de la muestra 6A tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Fracturas concoidales (FC), estructuras de plato (EP), hendiduras meándricas (EM), superficies picadas (SP) se consideran características de ambientes sedimentarios eólicos. Los impactos en “v” (IV), son más comunes en ambientes costeros.</p>	56
20	<p>Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1, de la muestra 6A tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Fracturas concoidales (FC), hendidura meándrica (EM), estructuras de plato (EP), superficie picada (SP), perfil redondeado (PR) se consideran característicos de ambientes sedimentarios eólicos. Los impactos en “v” (IV) son más comunes en ambientes costeros.</p>	57
21	<p>Macrofotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1, de la muestra 6A tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Fracturas concoidales (FC), estructuras de plato (EP), hendiduras meándricas (EM), superficies picadas (SP), se consideran característicos de ambientes eólicos. Las impactos en “v” (IV), son mas comunes en ambientes costeros.</p>	58

Figura	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	Pag.
22	Patrones de difracción de las muestras de lodo 1Li(a) y 7Li del pozo LS04-1, en condiciones normales, al glicol, y calcinada (550°C); en ambas muestras la illita (pico de difracción a 10 Å) predomina sobre la esmectita (pico de difracción a 17.7Å), presentando la Asociación I: illita+clorita>kaolinita>esmectita). Illita (II), caolinita (Ka), esmectita (Es), Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Plg). Los sitios del muestreo se indican en la Fig. 24.	60
23	Patrones de difracción de las muestras de lodo 5Li y 11Li del pozo LS04-1, en condiciones normales, al glicol, y calcinada (550°C); en ambas muestras la esmectita (pico de difracción a 15 Å) predomina sobre la illita (pico de difracción a 3Å), presentando la Asociación 2: esmectita>illita>kaolinita). Illita (II), caolinita (Ka), esmectita (Es), Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Plg). Los sitios del muestreo se indican en la Fig. 24.	61
24	Patrones de DRX de la muestra lodosa 21Lo, en condiciones normales, glicolada y calcinada (550°C); en esta muestra la illita (pico de difracción 10Å y 3Å) es la arcilla predominante presentando la Asociación 1: Illita + clorita > kaolinita > esmectita. La columna de la derecha indica los sitios de los muestreos. Illita (II), caolinita (Ka), esmectita (Es), Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Plg).	62
25	Difractogramas de las muestras de minerales evaporíticos del pozo LS04-1. De acuerdo a este análisis ambas muestras presentan los picos característicos del yeso (no. de tarjeta 33-0311 de la JCPDS, 2003). La localización de los muestreos se indica en la Fig.24.	65
26	A) Espectro de poder de la parte superior del residual del registro de rayos gamma (RG) del pozo LS04-1, por el método de Welch. B). Correlograma o gráfico de autocorrelación para la misma serie de tiempo que muestra una periodicidad en múltiplos de casi 500cm, lo que es consistente con el espectro de potencia. La línea gruesa en el gráfico de correlación es una función suavizada de la serie de tiempo.	67
27	A). Espectro de poder de la parte inferior del residual del registro de rayos gamma (RG) del pozo LS04-1, por el método de Welch. B). Correlograma o gráfico de autocorrelación para la misma serie de tiempo que muestra una periodicidad en múltiplos de casi 100cm, lo que es consistente con el espectro de poder. La línea gruesa en el gráfico de correlación es una función suavizada de la serie de tiempo.	69
28	A). Vista del abanico aluvial más cercano al pozo LS04-1, la distancia entre este abanico y el pozo actualmente es unos 2km. B) Vista de un abanico aluvial al pie de la Sierra de Juárez, en la que se observa el desarrollo de depósito de dunas (nèbkha) como resultado del retrabajo por el viento de sus sedimentos más distales. C) Depósitos de dunas desarrollados a partir de un afloramiento de rocas acidas cerca de la Sierra de Juárez al noroccidente de la laguna. D) Vista del vaso de la laguna, en la que se observa una capa en forma de “costra” que protege de las condiciones secas a los sedimentos que la subyacen.	73

Figura	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	Pag.
29	<p>A). Fotografía de un pequeño campo de rizaduras muy cercano al vaso de la laguna, formado en la base de depósitos de dunas eólicas. B) Grietas de desecación formadas en el canal (El Chinero) donde se alimenta de agua la laguna. C) Zona de canales intermitentes del abanico Av1 (más cercano al pozo), por donde los sedimentos arenosos son redistribuidos hasta las partes más distales del abanico. D) Grietas de desecación formadas en la parte noreste de la cuenca, donde se concentra la humedad debido al basculamiento tectónico de la cuenca.</p>	74
30	<p>Esquema de los ambientes sedimentarios más cercanos al pozo LS04-1, vista en planta A) y en sección B). En el pasado reciente la actividad de la Falla Laguna Salada indujo un desarrollo de los lóbulos muy amplios en los abanicos aluviales más cercanos al pozo; el retrabajo por el viento de sus sedimentos más distales muy probablemente alcanzaron al sitio del pozo en forma de dunas eólicas o como sedimentos de la parte más distal de los propios abanicos.</p>	75
31	<p>Parte sup. esquema que muestra las características depositacionales de un abanico aluvial similar a los que se desarrollan cerca del pozo LS04-1; canal de insición (CI), zona de canales distributarios (ZCD), depósitos de desbordes en sabana (DDS), depósitos de sabanas de arena (DSA). Parte inf. (b, c y d) fotografías de las laminas delgadas y curvas de distribución de tamaño de los depósitos de arenas muestreadas en sección sobre el abanico aluvial más cercano al pozo (Av8). La fotografía (a) corresponde a la muestra 6a del pozo. Esta secuencia de fotografías representa la probable evolución de los sedimentos desde su fuente (el abanico) hasta su depósito final en el pozo LS04-1. La localización del abanico muestreado se presenta en la Fig. 15.</p>	76
32	<p>A). Diagrama de media (Mz) contra desviación estándar (std) para las muestras de arenas del pozo LS04-1 y de ambientes sedimentarios recientes en Laguna Salada (Sup.) y para las dunas de arena desérticas y costeras del desierto de Altar (Inf.). B). De acuerdo con Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards (2005) las arenas en las dunas de El Pinacate son texturalmente más maduras debido a la selectividad de los vientos del NW que predominan en la zona. Estos vientos concentran las partículas más finas desde su fuente cerca del Delta del Río Colorado hasta su depósito en El Pinacate. Un proceso similar de evolución pudo afectar a las arenas del pozo en Laguna Salada, en el que el viento retrabajo los sedimentos en abanicos aluviales (posiblemente relacionados a Fm. antiguas del Río Colorado) hasta depositarlos en forma de dunas cerca de la zona donde se perforó el pozo. El área de estudio de las dunas del desierto de Altar se muestra en el Fig. 4.</p>	82
33	<p>Modelo de sedimentación para un ambiente de sabkha o lago intermitente. Estado 1, Nivel alto del lago: predominio de depósitos lodosos (principalmente laminados) y el retroceso (o no avance) de los abanicos aluviales al vaso de la cuenca. Estado 2, Nivel bajo del lago: el retiro de la capa de agua permite el avance de los lóbulos de los abanicos aluviales. Al mismo tiempo en este ambiente se da el depósito de evaporitas y el desarrollo de suelos y grietas de desecación producto del proceso de evaporación de la capa de agua. Un proceso similar pudo afectar las márgenes de la Laguna Salada cerca del la zona donde se perforo el pozo. Con un círculo se ubica la probable posición del pozo LS04-1 en este ambiente.</p>	85

Figura	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	Pag.
34	Modelo lineal de edades con una tasa de acumulación constante de 0.71mm/año. En este modelo se dio un mayor peso a los fechamientos hechos sobre material no calcinado.	94
35	Curva del cambio del nivel del mar en el sur de California, Cuenca de Santa Monica. [Nardim et al., 1981].	108
36	Modelo de edades con una tasa de acumulación variable de sedimentos. Este modelo asume dos tasas de acumulación de sedimentos. Una tasa de 0.97mm/año para los primeros 26m del pozo y una tasa de 0.4mm/año para los 17 m metros más profundos (26-43m).	102

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pag.
I	Tabla de valores del diámetro en mm y su equivalente en phi (\emptyset)	20
II	Límites para los valores del tamaño de grano promedio (Mz) (Wentworth, 1922)	25
III	Límites para los valores del Grado de Selección (σ), (Folk y Ward, 1957; Folk, 1980)	26
IV	Límites para valores del Sesgo (Sk), (Folk, 1980)	26
V	Límites para los valores de la Kúrtosis (Kg), (Folk, 1980)	26
VI	Parámetros texturales calculados para las muestras de arena del pozo LS04-1 en Laguna Salada, media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Sk). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 8.	Ap. B
VII	Parámetros texturales calculados para las muestras de lodos del pozo LS04-1 en Laguna Salada: media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Sk). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 8.	Ap. B
VIII	Parámetros texturales calculados para las muestras de arenas de los ambientes sedimentarios recientes más cercanos al vaso de la Laguna Salada (abanicos aluviales, Av, dunas eólicas Du, Dunas del desierto de Yuha, DY): media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Sk). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 15.	Ap. B
IX	Conteos modales de las ocho muestras de arena del pozo LS04-1 y de las seis muestras arena de ambientes sedimentarios recientes (abanicos aluviales, Av, dunas eólicas Du). El abanico muestreado es el mas cercano al pozo, mientras que las dunas son de la parte noroeste de la cuenca. La localización de los muestreos del pozo se presenta en la Fig. 8 y de los muestreos de campo en la Fig. 15.	Ap. B
X	Tabla de los porcentajes de arena, limo y arcilla para las muestras tamaño arena analizadas en el Horiba.	Ap. B
XI	Tabla de los porcentajes de arena, limo y arcilla para las muestras tamaño limo analizadas en el Horiba.	Ap. B

I INTRODUCCIÓN

I.1 Definición del problema

Las cuencas lacustres son alimentadas fundamentalmente por 1) escurrimientos locales, 2) aportes fluviales y 3) menos frecuentemente, por incursiones marinas. Su sedimentación puede ser detrítica, química, biogénica o una combinación de estas.

En función principalmente de las condiciones climáticas, los sedimentos en el fondo de estos medios, se acumulan en forma de capas anuales o estacionales. El estudio petrológico, sedimentológico y paleontológico de estas, permite la interpretación de las variaciones climáticas y ambientales que prevalecieron al momento de su sedimentación.

La cuenca de Laguna Salada en el NE de Baja California, México, es una cuenca lacustre estructuralmente controlada por un semigraben con subsidencia activa (Savage *et al.* 1994; Axen *et al.*, 1998a 1998b y 1999; Dorsey y Martín-Barajas, 1999). Actualmente el vaso de esta laguna se clasifica como un ambiente “lago-playa” tipo sabkha. Esta cuenca se encuentra bordeada por dos sierras que producen una importante sombra de lluvia así como condiciones hiperáridas.

Las constantes avenidas del Río Colorado junto con esporádicos periodos torrenciales de lluvias de verano, además de las probables incursiones marinas a través de la planicie de mareas del norte del Golfo de California, son los tres principales aportes de agua a la cuenca Laguna Salada. Estos aportes han provocado que en el pasado reciente, esta cuenca registre periodos de inundación seguidos de periodos de extrema sequía (Hinojosa *et al.*,

2001), haciéndola muy sensible a cambios de sedimentación debido a las variaciones en dichos aportes.

Pozos profundos de CFE realizados en los años 90, indican que en la cuenca se ha depositado un espesor de más 2400 m de sedimentos (Martín-Barajas *et al.*, 2001) y el análisis de frecuencias del registro de Rayos Gamma (RG) de uno de estos pozos indica que mucha de la variabilidad sedimentaria observada, puede atribuirse a cambios climáticos controlados por la presesión y fluctuaciones periódicas en la oblicuidad del eje de rotación terrestre (Contreras *et al.*, 2005); por tanto, la Laguna Salada es un sitio excepcional (ideal) para explorar la variación de cambios climáticos cíclicos en la región del Valle de Mexicali y en la cuenca alta del Río Colorado.

Debido al interés paleoclimático en esta región, en enero del 2004 se recuperó un núcleo continuo de ~43 m de longitud (pozo LS04-1), perforado al oriente de esta cuenca (0623156, 3600272 UTM), donde se ubica su depocentro, con el objetivo de obtener el registro estratigráfico detallado de la transición desde el Último Máximo Glaciar hasta el periodo interglaciar actual (Cuaternario-Holoceno), (Contreras, 2004; Contreras y Herguera, 2004; Contreras *et al.*, 2005).

Para reconstruir la columna estratigráfica e interpretar los ambientes sedimentarios en términos de las variaciones climáticas cíclicas que han controlado los aportes al vaso de la Laguna Salada durante los últimos ~60 mil años, analizamos las muestras de sedimento recuperado y el registro de RG como una serie de tiempo del pozo LS04-1.

I.2 Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es la reconstrucción estratigráfica e interpretación de los paleoambientes sedimentarios que prevalecieron durante fines del Cuaternario y en los inicios del Holoceno en la región de Laguna Salada, mediante el estudio de los sedimentos recuperados durante la perforación del pozo LS04-1.

El segundo objetivo comprende la correlación de los resultados de estos estudios sedimentológicos, con eventos que afectaron el clima en el planeta durante ese mismo lapso de tiempo; esta correlación junto con el análisis de series de tiempo del registro de Rayos Gamma (RG), tomado durante la perforación, nos ayudará a comprender los controles climáticos cíclicos sobre la sedimentación y así conocer de que manera estos cambios en el clima incidieron en el noroeste de México.

I.3 Generalidades

I.3.1 Área de estudio

La cuenca Laguna Salada es una depresión plana que cubre un área de unos 697 km² en el noreste de Baja California, México; se ubica a unos 30 km al este de Mexicali. Esta cuenca tiene una elongación hacia el noroeste; tiene más de ~70 km de longitud y alrededor de ~23 km de ancho en su parte más amplia (Fig. 1).

La cuenca Laguna Salada está limitada por dos sistemas de sierras en sus flancos, la Sierra de Juárez al oeste y las sierras Cucapá y el Mayor al este. La parte sur de esta cuenca se hace más estrecha por la presencia de las sierras de Las Pintas y Las Tinajas, aun así, la cuenca mantiene comunicación hacia el SE con la planicie deltáica del Río Colorado y la planicie de mareas del norte del Golfo de California, mediante un pequeño cuello formado entre la sierra Las Tinajas y los estribos sur de la sierra el Mayor (Figs. 1 y 2).

El pozo LS04-1 se perforó sobre el margen este de la laguna en donde se ubica su depocentro, a unos 8 kilómetros al oeste de la falla Laguna Salada, que es el control principal de la subsidencia de la cuenca y que provocó el levantamiento de la Sierra Cucapá (Fig. 2).

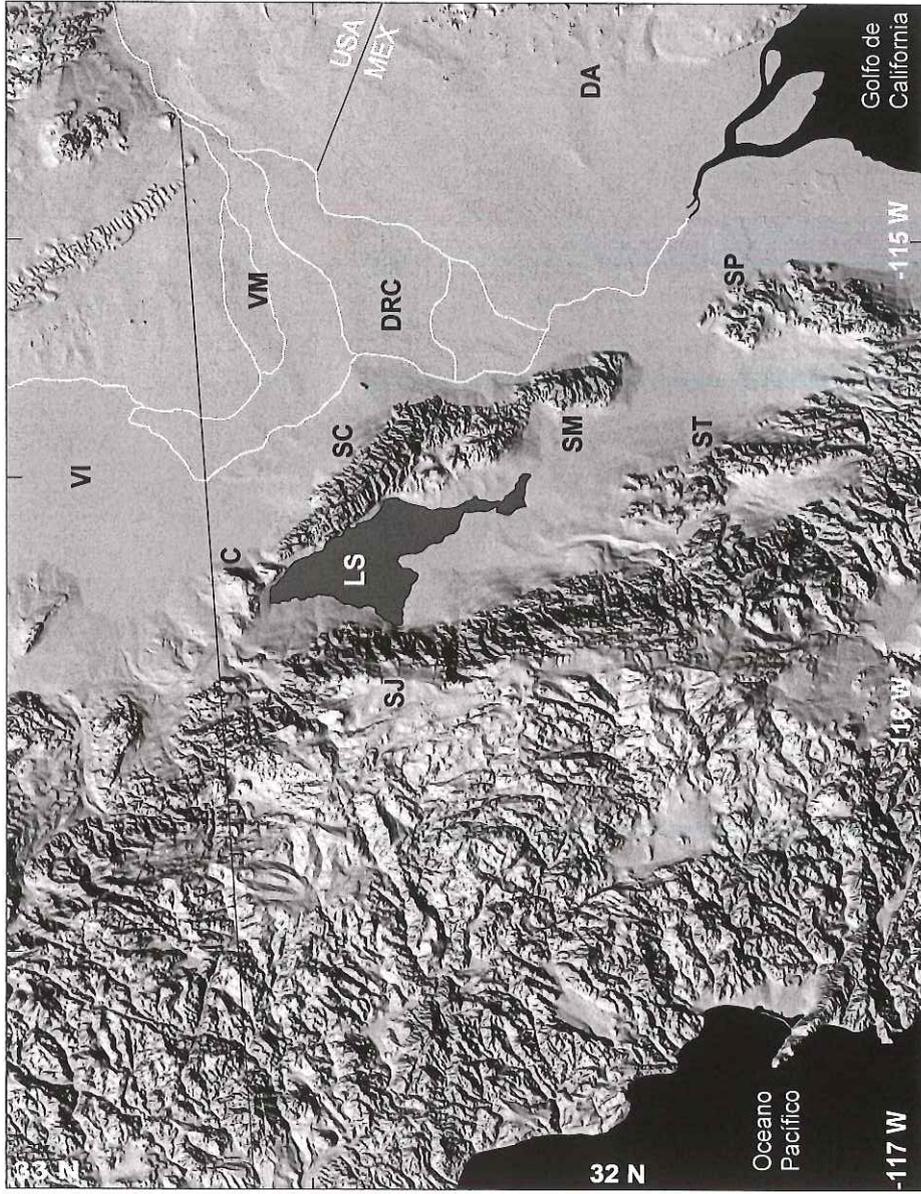


Figura 1. Modelo digital de elevación que muestra la localización de la Laguna Salada (LS) así como los principales rasgos morfológicos que la rodean: Sierra de Juárez (SJ), Sierra Cucapá (SC), Sierra El Mayor (SM), Sierra Las Tinajas (ST), Sierra Las Pintas (SP), Cerro Centinela (C), Delta del Río Colorado (DRC), Valle Imperial (VI), Valle de Mexicali (VM) y Desierto de Altar (DA).

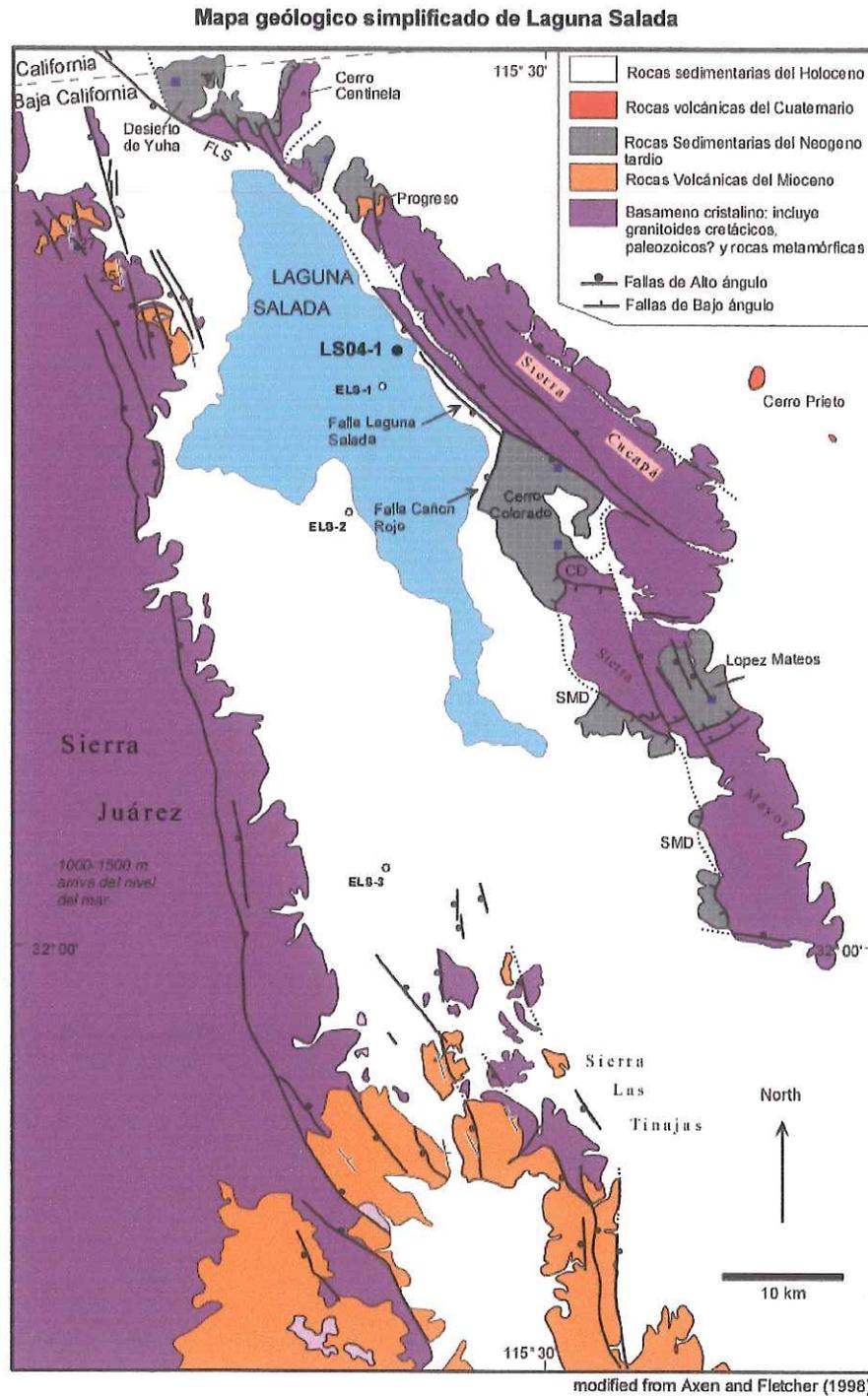


Figura 2. Mapa geológico simplificado de Laguna Salada que muestra los afloramientos marinos y no marinos Plio-Pleistocénicos de depósitos antiguos del Río Colorado y los principales sistemas de fallas. En círculos abiertos se indican los tres pozos geotérmicos exploratorios de CFE y en un círculo relleno se muestra el pozo LS04-1. También se indican las fallas principales: Cañada David (CD), Laguna Salada (FLS), Cañon Rojo y Sierra el Mayor (SMD).

I.3.2 Ambientes sedimentarios recientes

Los ambientes sedimentarios que actualmente caracterizan la morfología en Laguna Salada, basados en modelos de facies de lagos para zonas áridas (Reading, 1986; Walker, 1984), resultan de la interacción de diferentes ambientes y subambientes, de entre los que destacan el lacustre, el desértico, el aluvial, el “sabkha” continental (o lago salino intermitente) además de la influencia de los campos de dunas eólicas que flanquean y delimitan a la cuenca; a esto hay que sumar la interacción con la planicie de inundación deláutica del Río Colorado y con la planicie de mareas del norte del Golfo de California (Figs. 1 y 4). Debido a esta interacción de procesos ambientales y sedimentarios el vaso de la laguna se clasifica actualmente como un lago-playa tipo “sabkha” en condiciones hiperáridas.

El término sabkha describe dos ambientes depositacionales: el continental y el parálico, que incluye playas y lagos intermitentes en donde el proceso de evaporación es muy importante (Sonnenfeld y Perthuisot, 1989).

Las condiciones lacustres probablemente se producen durante el ingreso de agua del Río Colorado, provocadas por inundaciones de la planicie fluviodeltáica, como la ocurrida durante la inundación de 1984, cuando el flujo de agua hacia el Valle de Mexicali se incrementó de manera considerable, debido a la liberación de los excedentes de las presas aguas arriba del Río Colorado (Hinojosa *et al.*, 2001) (Fig. 3).

Figura 3A. Imágen de satélite de la Laguna Salada, tomada el 19 de abril de 1986 durante la inundación producida por la liberación de agua de las presas aguas arriba del Río Colorado

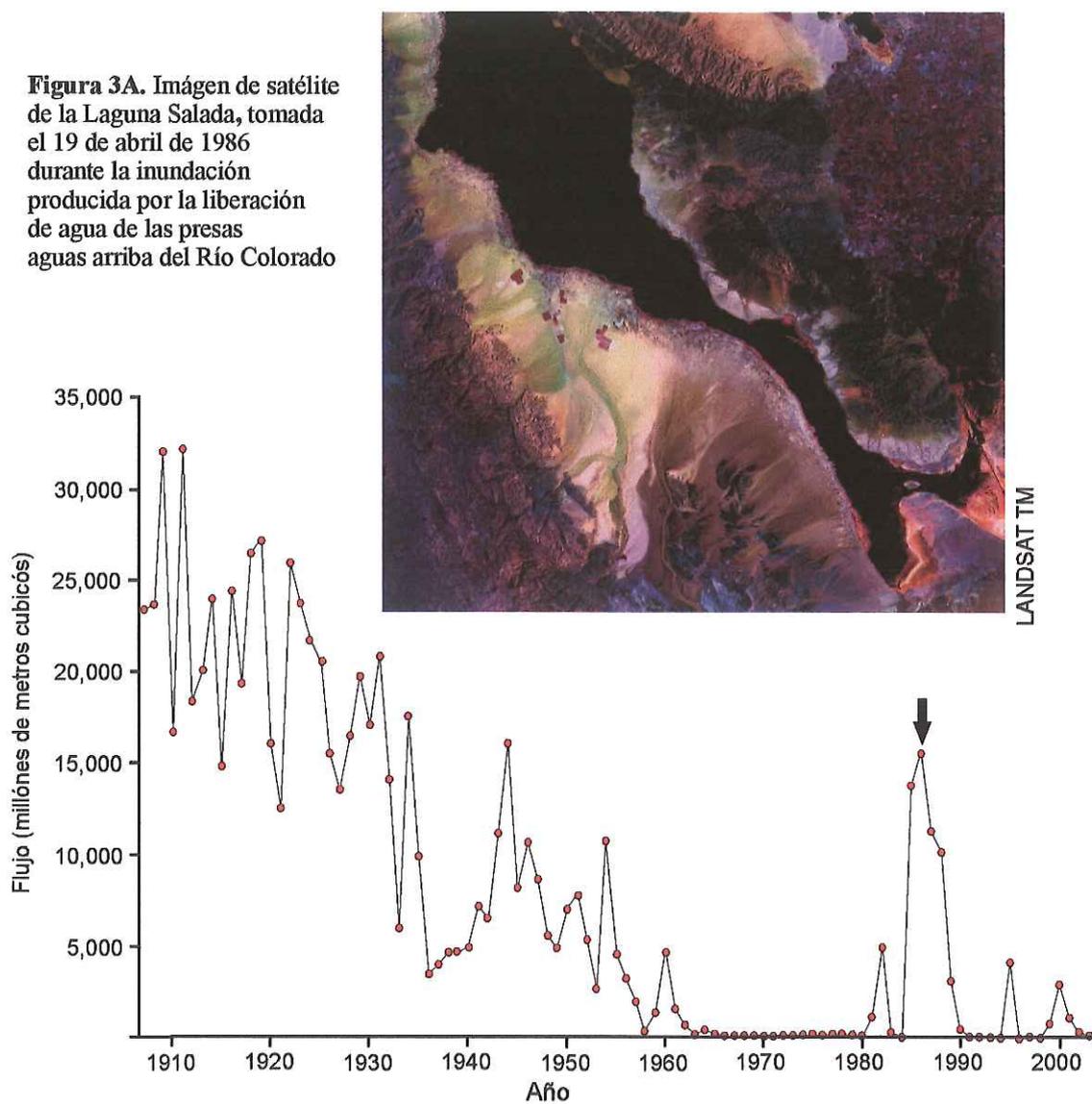


Figura 3B. Flujos en el bajo Río Colorado, de 1905 al 2001. Los datos de flujo fueron medidos por la Geological Survey Gage 09-5222, 35 km arriba de la presa Morelos (Gleik, 2003). La flecha indica el año en que se tomó la fotografía de la Fig. 3A.

Otra fuente de aporte de agua hacia la cuenca, —aunque en menor medida pero igualmente importante—, son los escurrimientos locales de las sierras que bordean a la laguna (Sierra Juárez y las sierras Cucapá y el Mayor), y aunque pareciera que se requerirían periodos muy prolongados de lluvia para mantener un volumen de agua que superara el alto índice de evaporación en el vaso de la laguna, actualmente se ha observado que pequeños periodos tormentosos de lluvia, asociados a ligeras variaciones en el aporte del Río Colorado, pueden provocar la acumulación de una delgada película de agua en la parte sur-oriental de la cuenca, cerca de la ubicación del pozo estudiado, manteniendo la saturación del sustrato en esta área; esto se debe muy probablemente a que el depocentro está inclinado hacia los estribos de la sierra Cucapá, como resultado de la actividad de la falla Laguna Salada (Axen *et al.*, 1998a y 1998b; Savage *et al.* 1994; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; García-Abdeslem *et al.*, 2001).

En la reconstrucción que hace Hinojosa *et al.* (2004, página web), para las condiciones lacustres de la laguna, se puede ver claramente el efecto intermitente de inundación-deseccación a la que es sometida la cuenca Laguna Salada en escala interanual.

Las incursiones de la planicie de mareas, del norte del Golfo de California, hacia la cuenca Laguna Salada, debieron tener un papel más importante, a partir de los ~2500 años aproximadamente, cuando la elevación del mar aumentó al nivel actual (Nardin *et al.*, 1981; Kinlan *et al.*, 2003).

I.3.3 Evolución tectonoestratigráfica de Laguna Salada

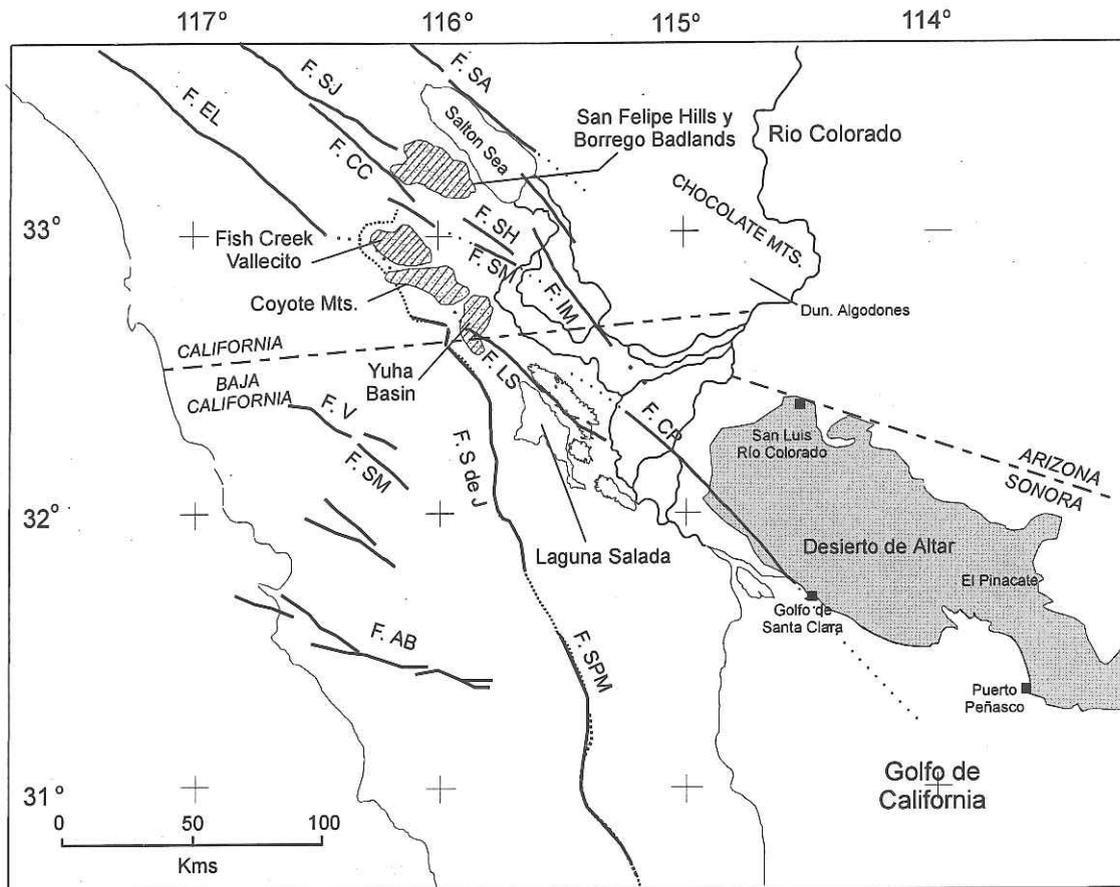
Estructuralmente la cuenca Laguna Salada, se clasifica como un graben asimétrico con una mayor subsidencia activa, a lo largo su margen este, frente a la Sierra Cucapá, como

resultado de la actividad de la falla Laguna Salada y del sistema de fallas de bajo ángulo de sierra El Mayor (Savage *et al.* 1994; Axen *et al.*, 1998a, 1998b y 1999; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; García-Absdeslem *et al.*, 2001) (Figs. 2 y 4).

De manera contrastante se observa que el margen oeste (Sierra de Juárez), ha acumulado una menor subsidencia, debido a que la deformación está repartida en una serie de fallas con menor desplazamiento a lo largo del escarpe de la sierra, (Romero-Espejel, 1997; Axen *et al.*, 2000) (Fig. 4).

El sistema de fallas que forma este semigraben se produjo en respuesta al proceso transtensivo asociado a la ruptura que separó la península de Baja California hace aproximadamente ~5 Ma (Stock y Hodges, 1989; Mueller y Rockwell, 1995; Umhoefer y Dorsey, 1997; Axen *et al.*, 2000).

García-Abdeslem *et al.* (2001), mediante estudios gravimétricos y magnetométricos, obtuvieron un modelo 2D de la estructura cortical de la cuenca Laguna Salada, consistente con el modelo de semigraben (Savage *et al.* 1994; Axen *et al.*, 1998a y 1998b; Dorsey y Martín-Barajas, 1999), y sugieren una profundidad para el basamento de ~2.5-3 km en el este de la cuenca. Además muestran un relleno sedimentario en forma de cuña que profundiza hacia el este en dirección de la sierra Cucapá (García-Abdeslem *et al.*, 2001; Martín-Atienza, 2001), (Fig 2).



(Modificado de Winkler y Kidwell, 1986)

Figura 4. Mapa geológico y tectónico simplificado que muestra los principales sistemas de fallas en la cuenca de Salton y en la región del delta de Río Colorado: Falla de San Andrés (F.SA); Falla de San Jacinto (F.SJ); Falla Elsinore (F.EL); Falla Laguna Salada (F.LS); Falla Cerro Prieto (F.CP); Falla Imperial (F.IM); Falla Sierra de Juárez (F.S de J); Falla San Pedro Martír (F.SPM); Falla Agua Blanca (F.AB); Falla San Miguel (F.SM); Falla Vallecitos (F.V); Falla Coyote Creek (F.CC); Falla Superstition Hill (F.SH); Falla Superstition Mountain (F.SM). Las áreas texturizadas son localidades del Neógeno de depósitos marinos y no marinos (Fm. antiguas del Río Colorado). El área en gris muestra la zona que abarca el desierto de Altar en el lado mexicano, así como las localidades en donde Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards (2005) realizaron un estudio de características texturales en dunas desérticas y costeras mostrado en la Fig. 31.

La subsidencia en la cuenca pudo haberse iniciado desde el Mioceno medio o tardío (~15-11 Ma), a lo largo del sistema de fallas de bajo ángulo (detachment) de sierra el Mayor que afloran actualmente en la parte sureste de la cuenca (Axen *et al.*, 1998a; Axen *et al.*, 2000). Más tarde, en el Plioceno la falla “Laguna Salada” inicio su actividad (Axen *et al.*, 1998a, 1998b; Dorsey y Martín-Barajas, 1999) (**Fig. 2**).

La estratigrafía del pozo profundo ELS-1 de CFE muestra más de 500 m de sedimentos fluviales del Río Colorado que posiblemente sobreyacen a depósitos marino-deltáicos del Plioceno temprano (Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas *et al.*, 2001), (**Fig. 2**). Estudios mas recientes sobre escarpes de falla en aluvión Holocénico en los estribos oeste de la Sierra el Mayor, sugieren que la falla de sierra El Mayor es aun activa y funciona además como el control tectónico principal del depocentro en la mitad sur de la cuenca (Axen *et al.*, 1999), (**Fig. 2**). Esta actividad tectónica debió estar muy ligada a la evolución de los depocentros situados más al norte (Valle Imperial), los cuales fueron segmentados por la actividad del sistema de fallas de San Andrés (**Figs. 1 y 4**).

Durante el Cuaternario, la cuenca Laguna Salada evolucionó de manera distinta a la porción suroeste del Valle Imperial, la cual registra una inversión estructural durante el Cuaternario (Johnson *et al.*, 1983), (**Fig. 1**), mientras tanto en la cuenca Laguna Salada la subsidencia continuó hasta nuestros días, principalmente debido a la actividad de falla Laguna Salada y al sistema de fallas de bajo ángulo de sierra El Mayor, provocando que el piso de esta cuenca se mantenga unos metros abajo del nivel medio del mar (Axen *et al.*,

1998a, 1998a y 1999; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas, *et al.*, 2001), (**Fig. 2**).

Basados en estudios de campo Dorsey y Martín-Barajas (1999), sugieren tasas de subsidencia tectónica de ~2-4 mm/año a lo largo de la falla Laguna Salada, mientras que la correlación de frecuencias dominantes en el espectro de potencia del registro de RG del pozo exploratorio de CFE, ELS-1 (perforado en la parte sureste de la cuenca), sugiere tasas promedio del orden de ~1.6 mm/año para los últimos 780 ka (Contreras *et al.*, 2004), (**Fig. 2**).

Hay evidencia que durante el Mioceno Tardío y el Plioceno la cuenca Laguna Salada junto con el Valle Imperial, recibían incursiones marinas (Bell-Countryman, 1948; Quinn and Cronin, 1948; Winkler y Kidwell, 1986; Vázquez-Hernández *et al.*, 1996) que progresivamente fueron limitadas por la progradación deltáica del Río Colorado hacia el Valle Imperial y el Valle de Mexicali (Martín-Barajas, *et al.*, 2001); esto probablemente marcó el inicio del predominio de las mareas sobre la porción sur de este sistema deltáico y la influencia de condiciones fluvio-lacustres en el Valle Imperial (Winkler y Kidwel, 1986), (**Figs. 1 y 4**).

Para el Pleistoceno la cuenca de Laguna Salada se aisló de la cuenca Imperial y del complejo deltáico, por la actividad conjunta de las fallas Laguna Salada, Elisnore y el sistema de fallas de bajo ángulo de Sierra el Mayor, las cuales provocaron el levantamiento de la sierras Cucapá y El Mayor (Jhonson *et al.*, 1983; Axen *et al.*, 2000, Martín-Barajas *et al.*, 2001) (**Figs. 2 y 4**). Adicionalmente, el transporte tectónico de la cuenca Laguna Salada (relativo al ápice deltáico), debido al desplazamiento lateral del sistema de fallas de San Andrés, fue otro factor preponderante para que esta cuenca se aislara del complejo

fluviodeltáico (Winkler y Kidwell, 1986; Martín-Barajas *et al.*, 2001). Probablemente en el Mioceno el área que hoy ocupa la cuenca Laguna Salada se localizaba a unos ~250 km al sureste de su posición actual, respecto a la placa de Norte América (Winkler y Kidwell, 1986).

El aislamiento de la Laguna Salada por el levantamiento de la Sierras Cucapá y El Mayor, produjo condiciones lacustres (provocadas por episodios de incursión marina y fluvial), alternados con periodos de desecación (Martín-Barajas *et al.*, 2001). La implicación sedimentológica es que la Sierras Cucapá y El Mayor formaron una barrera natural en el frente del delta, que desvió el principal afluente de sedimento hacia el sur (Winkler y Kidwell, 1986), (Figs. 1 y 4). Es entonces cuando los depósitos de abanicos aluviales en ambas márgenes de la cuenca, (además de la entrada eventual de sedimento durante incursiones fluvio-marinas por la parte sur), se convirtieron en la fuente principal del suministro sedimentario terrígeno, después de que esta cuenca se aislara del complejo deltáico en el Plio-Pleistoceno.

I.3.4 Antecedentes

La mayoría de los trabajos en Laguna Salada se han enfocado a su evolución tectónica y estratigráfica, mediante análisis geofísicos y estructurales (Winker y Kidwell, 1986; Mueller y Rockwell, 1995; Axen *et al.*, 1998a y 1998b; Axen *et al.*, 1999; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Axen *et al.*, 2000; Chávez *et al.*, 2000; García-Abdeslem *et al.*, 2001; Martín-Barajas *et al.*, 2001).

Los trabajos de caracterización textural y determinaciones paleoambientales y paleoclimáticas de los sedimentos en la laguna son pocos. Por ejemplo Curtis (1966), realizó un análisis textural de los sedimentos más superficiales (~1.5 m más someros), de gran parte de la laguna. El mismo autor cita una serie de reportes sobre la descripción geográfica y fisiografía de la laguna (Bonillas y Urbina, 1913; Beal, 1948; Stone, 1956; Biehler *et al.*, 1964). En la década de 1980, Compean *et al.* (1984) realizan un estudio enfocado a las actividades pesqueras que se tenían en ese momento en la Laguna Salada.

La mayor parte de los estudios sedimentológicos y texturales en el área se han realizado sobre los sedimentos del sistema fluvial-deltáico del Río Colorado y en sedimentos antiguos del Río Colorado en el Valle Imperial (Merriam y Bandy, 1965; Thompson, 1968; Muffler y Doe, 1968; van de Kamp, 1973; Herzig y Mehegan, 1988; Charriquiri *et al.*, 2001).

Los pocos estudios de variabilidad paleoclimática en Laguna Salada son realizados por Contreras, (2004); Contreras y Herguera (2004) y Contreras *et al.* (2005). La mayor parte de la información paleoclimática de registros estratigráficos que contienen el límite Pleistoceno/Holoceno proviene de investigaciones realizadas en el sur-oeste de los Estados

Unidos, principalmente en la depresión de Salton (van de Kamp, 1973; Buckles *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2005) y en paleolagos más al norte (Scott, *et al.*, 1983; Adams y Wesnousky, 1998; Linberg y Hemphill-Haley 1988; Licciardi, 2001). A este respecto, considerables estudios paleoclimáticos han sido realizados en el Plateau del Colorado y en el Desierto de Mojave y de Sonora mediante el uso de polen y restos fecales de organismos (Benson *et al.*, 1998; Bischoff y Cummins, 2001; Anderson *et al.*, 2000; Arundel, 2002; Cole y Arundel, 2005).

Algunos estudios de significancia paleoclimática en paleosuelos y en dunas desérticas han sido realizados en la cuenca del Río Colorado y en áreas cercanas al área de estudio (Merril y Winar, 1958; Power, 1969; Abbot *et al.*, 1976; Muhs y Holliday, 1995; Muhs y Been 1997; Clarke y Rendell, 1998).

Variaciones del nivel del mar en aguas del Golfo de California y en la costa sur de California ligado a posible forzamiento climático han sido abordadas en varios trabajos (Nardin *et al.*, 1981; Helenes-Escamilla y Carreño, 1999; Ledesma-Vázquez 2002; Kinlan *et al.*, 2003; McDougall, 2006).

Hay numerosos trabajos sobre variaciones climáticas a gran escala que incluyen registros del Último Máximo Glacial en el suroeste de Norte América y su efecto en la Corriente de California, que pudieron repercutir en el área de estudio (Herbert *et al.*, 2001; Lea, 2001; Licciardi *et al.*, 2004).

Por último, registros paleoclimáticos muy similares a los de Laguna Salada se han reportado mas al sur en el estado de Sonora (López-Higuera *et al.*, 2005).

II MATERIALES Y MÉTODOS

En este estudio analizamos ~43 m de sedimentos del núcleo recuperado durante la perforación del pozo LS04-1 (0623156,3600272 UTM), en el vaso de la Laguna Salada, Baja California, México, en enero del 2004 (**Fig. 2**).

II.1 Método de perforación y registros geofísicos

Para la recuperación del núcleo en la Laguna Salada se utilizó un equipo de perforación CS500 modificado para perforación de sedimentos en lagos (DLS), operado por la compañía DOSECC Inc. El método de perforación y nucleación fue por pistón hidráulico (HPC) y de nariz extendida (EXN). El fluido de perforación fue agua con bentonita y en ocasiones se agregó sosa y geles orgánicos biodegradables al fluido de perforación, ya que se presentaron problemas de separación en el lodo por aguas intraformacionales salobres.

La recuperación del núcleo fue cercana al 85%. Los sedimentos fueron colectados en tubos de acrílico de 2.44” de diámetro. El pozo fue ademado con tubería de acero de 12” de diámetro, del cual sobresale 1 ft del nivel del terreno, éste se encuentra sellado en superficie con un tapón de rosca de las mismas dimensiones. Se utilizó contrademe de 18” en los primeros 3 m de profundidad (Contreras y Herguera, 2004). Durante la perforación se recuperaron en total 21 tramos de núcleo que conforman una longitud total de 39.96 m. La mayoría de los tramos nucleados recuperados, tienen 3 m de largo y fueron cortados por la mitad, para realizar la descripción litológica y el muestreo.

La recuperación de los primeros metros (0 a 2 m) se obtuvo mediante un nucleador de percusión manual durante el desarrollo de este trabajo de tesis; estos dos núcleos superficiales (de 0 a 2 m) tienen 1 m de longitud y 1.5” de diámetro.

Se corrieron registros de pozo convencionales con un equipo GEOLOGER – 3030 con una sonda de rayos gamma natural modelo 37473 de la OYO Corporation. Los cuatro registros tomados durante la perforación fueron: Potencial Espontáneo (SP), Resistividad de Inducción Profunda (ILD), Resistividad Normal Corto (SN) y Rayos Gamma (RG). Debido a que tres de estos registros (SP, ILD, SN) marcan valores cercanos a cero y no reflejan la variabilidad estratigráfica real presentada por el núcleo, se considera que presentaron problemas de calibración al momento de realizarse la corrida, por lo tanto en este análisis solo utilizamos el registro de RG (Fig. 7).

II.2 Reconstrucción de la columna estratigráfica y muestreos

El primer paso de este estudio fue la descripción litoestratigráfica detallada de los 21 tramos del núcleo recuperados con el fin de reconstruir la columna estratigráfica del pozo (Fig.7). Debido a la saturación de agua en los sedimentos, muchos de los tramos arenosos del núcleo presentaron una destrucción parcial o total de las estructuras sedimentarias, en los primeros centímetros de cada tramo; además, durante la descripción se notó que había pequeños tramos (del orden de centímetros) perdidos durante la recuperación de los segmentos del núcleo. Esta pérdida posiblemente se presentó al momento del cambio del tubo de acrílico, y/o durante el proceso de extracción. Con el fin de rellenar estos huecos producidos por el nucleado y para reconstruir el registro completo, calibramos la

estratigrafía y la profundidad con los registros RG del pozo, (Fig. 7). Es importante señalar que existe un ligero desfase (>1 m) entre la profundidad obtenida de la descripción litoestratigráfica de los tramos del nucleados y la profundidad de los registros de pozo.

Durante la descripción litoestratigráfica se tomaron en cuenta características como: el color del sedimento, presencia fósil o icnofósil evidente, textura del sedimento (fino, medio y grueso), espesor de las estratos (capas o laminaciones), estructuras sedimentarias (estratificación normal, cruzada etc.), rasgos estructurales del sedimento (licuefacción, fallas o fracturas), rasgos edafológicos, el grado de consolidación del sedimento, entre otras (Figs. 7, 9 y 10).

La descripción detallada del núcleo quedó registrada en un reporte que incluye una registro minucioso de cada tramo en forma individual. También existe un registro fotográfico digital de alta resolución de la mayor parte del núcleo.

Se realizó un muestreo a lo largo de todo el núcleo, en intervalos seleccionados, tratando de cubrir las diferentes facies sedimentarias encontradas por el pozo. En total se tomaron 56 muestras de sedimento de ~ 1 cm³ aproximadamente. El muestreo se hizo sobre capas, laminaciones o estratos individuales, con el fin de que los resultados arrojados por los análisis fueran característicos de un evento de depósito en particular (Fig. 10).

II.3 Análisis sedimentológico: textural y granulométrico

Tomando en cuenta que los parámetros texturales de un sedimento reflejan la fuente y el medio de transporte al que estuvieron sometidos, (e.g. condiciones de energía), nosotros

analizamos 46 muestras del pozo y 21 muestras de ambientes sedimentarios modernos cercanos a la laguna, para la caracterización de sus parámetros texturales (Figs. 8 y 15). Para la estimación del tamaño promedio que presentaban las muestras utilizamos, un analizador de distribución de tamaño de partícula de difracción láser He-Ne con luz de tungsteno (Laser Scattering Particle Size Distribution Analyzer) modelo Horiba-L910 (a una circulación y ultrasonido de 4 unidades).

Aproximadamente $\sim 0.1\text{g}$ de las muestras fueron utilizadas para este análisis. Previamente las muestras fueron tratadas con exa-metafosfato de sodio para su defloculación por cerca de ~ 24 hrs. Debido a que este tipo de análisis únicamente utiliza una pequeña porción de la muestra tomada al azar (lo que puede dar lugar a mediciones erróneas), todas las muestras fueron corridas dos veces en el Horiba, para confirmar los resultados.

El Horiba-L910 calcula los parámetros texturales promedio (tamaño promedio M_z , desviación estándar σ , sesgo Sk , etc), basados en la luz que irradian las partículas al momento que estas pasan a través de la fuente de emisión láser He-Ne; el resultado de este equipo es equivalente a el uso de tamices de tamaños análogos y es usado para determinación de tamaños de partículas entre 0.02 a 1000 micrones (μm).

Los valores fueron obtenidos en unidades de micrones (μm) y posteriormente convertidos a valores phi (\emptyset) mediante fórmulas convencionales ($\emptyset = -\log_2 d$, donde d es el diámetro de la partícula en mm).

Tabla I.- Tabla de valores del diámetro en mm y su equivalente en phi (\emptyset).

$d(\text{mm})$	\emptyset
2	-1
1	0
0.5	1
0.25	2

A pesar de que este equipo da directamente el valor numérico de parámetros texturales como el tamaño promedio (Mz), la desviación estándar (Std) y el sesgo (Sk), entre otros, se decidió calcular estos y otros parámetros mediante fórmulas establecidas por Folk (1980) e Inman (1952). La comparación entre los datos arrojados por el Horiba-L910 y los datos calculados aritméticamente fue satisfactoria (**Fig. 5**).

En este trabajo calculamos parámetros como: 1) Tamaño promedio (Media, Mz), la cual es muy significativa en el análisis de transporte, origen y tipo de los sedimentos (**Tabla II**); 2); Uniformidad (Desviación estándar, σ), que nos da una idea de la clasificación de los sedimentos, lo cual tiene relación con el tipo de transporte y ambiente de depósito de los mismos (**Fig.6, Tabla III**); 3); Sesgo o asimetría (Sesgo, Sk), que define la simetría de la curva de frecuencia y se puede describir como la tendencia de una distribución a salir de su forma simétrica y es asociado a la génesis sedimentaria (**Fig. 6A, B, C, Tabla IV**); y 4); Curtosis (Kg), que es una medida de cuan “picuda” es una curva de distribución y mide el grado de concentración de la muestra alrededor del valor central (Folk, 1980, Friedman, 1962), (**Fig. 6D, Tabla V**).

Adicionalmente se obtuvieron las curvas de frecuencia de todas las muestras para observar el comportamiento de parámetros estadísticos como la Moda (Mo) y la Mediana (Md), las cuales son muy valiosas en la interpretación del origen y transporte de sedimentos, especialmente cuando más de una fuente contribuye. Esto se debe a que el diámetro modal generalmente permanece constante en un área determinada mientras que otros parámetros estadísticos tienden a ser más variables (**Fig. 6**).

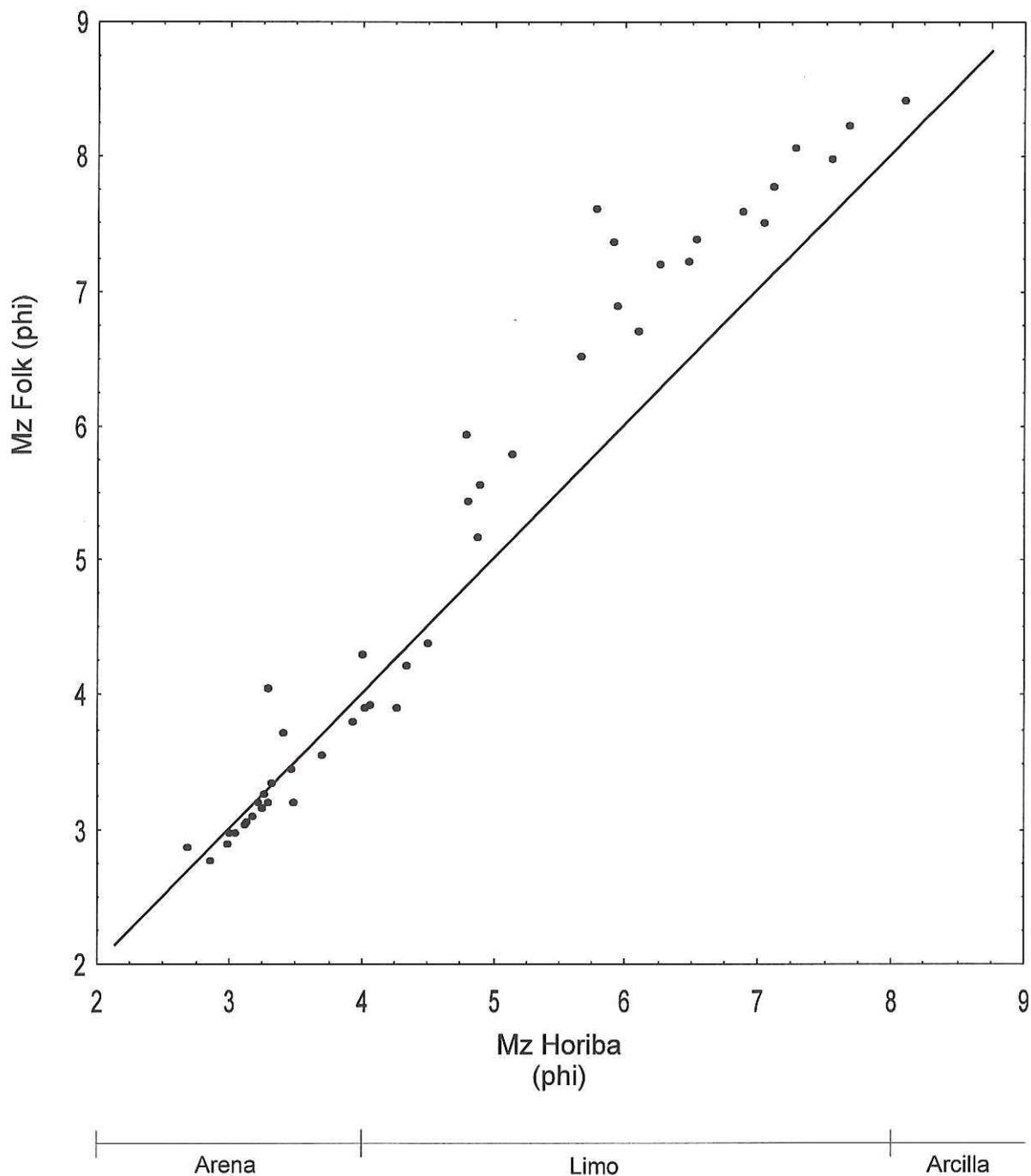


Figura 5. Comparación de los datos de tamaño medio (Mz) arrojados por el analizador láser de tamaño de partícula Horiba La-910 y los datos obtenidos mediante las expresiones desarrolladas por Folk (1980). Esta comparación indica una correlación casi lineal entre los datos calculados y los obtenidos por el Horiba para las partículas tamaño arena ($\phi < 4$); las partículas mayores a 4 phi (lodos), presentan una desviación mayor. Ambas escalas de tamaño están en unidades phi.

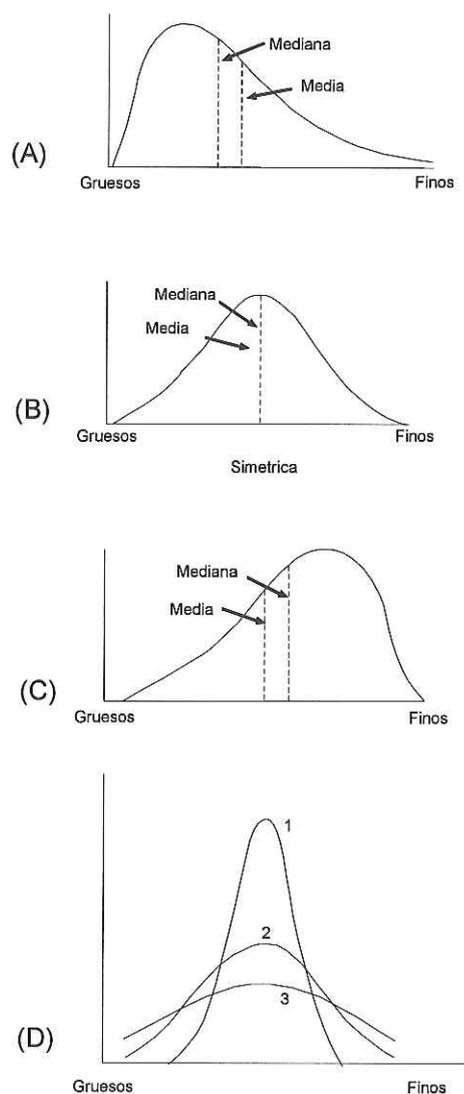


Figura 6. Curvas de distribución de frecuencia que reflejan distintas características de acuerdo a su forma. (A) Curva con sesgo positivo (hacia los finos). (B) Curva simétrica. (C) Curva con sesgo negativo (hacia los gruesos). La gráfica (D) muestra curvas de distribución normal con distintas formas: 1) curva leptocúrtica (picuda); 2) curva mesocúrtica (“achata”) y 3) curva platikúrtica (muy “achata”). En general se considera que una curva muy leptocúrtica (gráfica D, curva 1) tiene mucho mejor grado de selección que una curva platikúrtica (gráfica D, curva 3).

Utilizamos el método de Folk y Ward (1957), también llamado método gráfico, que consiste en el cálculo de los parámetros estadísticos a partir de los datos obtenidos de la curva de distribución, para obtener los valores de varios puntos percentiles en escala phi (ϕ). Los percentiles que son tomados en cuenta para este método son: 5, 16, 25, 50, 75, 84 y 94, los cuales se consideran los porcentajes más adecuados para el cálculo de algún parámetro textural en particular, ya que dan aproximaciones estadísticas muy cercanas al valor buscado (Friedman y Sanders, 1978).

Las fórmulas utilizadas en este estudio para el cálculo de los parámetros estadísticos son:

Media Gráfica (Mz):

$$Mz = \frac{(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)}{3} \dots\dots\dots \text{Folk (1980)}$$

$$Mz = \frac{(\phi 16 + \phi 84)}{2} \dots\dots\dots \text{Iman (1952)}$$

Desviación Estándar Gráfica (Std):

$$\sigma = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6} \dots\dots \text{Folk y Ward (1957)}$$

Sesgo o Asimetría (Sk):

$$Sk = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)} \dots\dots \text{Mason y Folk (1958)}$$

Curtosis (Kg):

$$Kg = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2.44(\phi 75 - \phi 25)} \dots\dots \text{Folk (1980)}$$

Las fórmulas anteriores se basan en la suposición de que los límites de las principales clases de sedimentos clásticos (arena, limo, arcilla) fueron genéticamente circunscritas en función de la roca original y controlados también por los modos de transporte y por los ambientes sedimentarios a los que fueron sometidos (Wentworth, 1922; Pettijhon *et al.*, 1987). El análisis e interpretación de los datos calculados mediante las fórmulas anteriores, se basa en una serie de parámetros establecidos en tablas de clasificación que a continuación se resumen:

Tabla II. Valores del tamaño de grano promedio (Mz) (Wentworth, 1922):

<i>TAMAÑO (diámetro) en mm</i>	\emptyset	<i>Clases de tamaño</i>
<i>1-0.5</i>	<i>0.0 a 1.0</i>	<i>arena gruesa</i>
<i>0.5-0.25</i>	<i>1.0 a 2.0</i>	<i>arena media</i>
<i>0.25-0.125</i>	<i>2.0 a 3.0</i>	<i>arena fina</i>
<i>0.25-0.125</i>	<i>3.0 a 4.0</i>	<i>arena muy fina</i>
<i>0.0625-0.031</i>	<i>4 a 5</i>	<i>limo grueso</i>
<i>0.031-0.015</i>	<i>5.0 a 6.0</i>	<i>limo medio</i>
<i>0.015-0.007</i>	<i>6.0 a 7.0</i>	<i>limo fino</i>
<i>0.007-0.003</i>	<i>7.0 a 8.0</i>	<i>limo muy fino</i>
<i>< 0.002</i>	<i>> 8.0</i>	<i>arcilla</i>

Tabla III. Límites para los valores del Grado de Selección (Std), (Folk y Ward, 1957; Folk, 1980):

σ	<i>Grado de selección (Std)</i>
<0.35	<i>Muy bien seleccionada</i>
0.35 — 0.50	<i>Bien seleccionada</i>
0.50 — 0.71	<i>Moderadamente bien seleccionada</i>
0.71 — 1.0	<i>Moderadamente seleccionada</i>
1.0 — 2.0	<i>Pobremente seleccionada</i>
2.0 — 4.0	<i>Muy pobremente seleccionada</i>
> 4	<i>Extremadamente pobremente seleccionada</i>

Tabla IV. Límites para valores del Sesgo (Sk), (Folk, 1980):

<i>Sk</i>	<i>Sesgo</i>
+1.0 a +0.3	<i>Fuerte sesgo hacia los finos</i>
+0.3 a +0.1	<i>Sesgo hacia los finos</i>
+0.1 a -0.1	<i>Casi simétricas</i>
-0.1 a -0.3	<i>Sesgo hacia los gruesos</i>
-0.3 a -1.0	<i>Fuerte Sesgo hacia los gruesos</i>

Tabla V. Límites para los valores de la Curtosis (Kg), (Folk, 1980):

<i>Curtosis</i>	<i>Kg</i>
<0.67	<i>Muy platicúrtica</i>
0.67 — 0.90	<i>Platicúrtica</i>
0.90 — 1.11	<i>Mesocúrtica</i>
1.11 — 1.50	<i>Leptocúrtica</i>
1.50 — 3.00	<i>Muy leptocúrtica</i>
>3.00	<i>Extremadamente leptocúrtica</i>

Para la interpretación ambiental de los datos texturales obtenidos mediante las fórmulas y parámetros presentados arriba usamos diagramas de variación de dos componentes texturales en los que un parámetro estadístico es graficado contra otro (e.g. Sk vs σ ó Mz

vs σ) (Friedman 1962, 1961, 1979), (Figs 13, 14 y 15). Este método permite la separación. Así podemos agrupar a las muestras en poblaciones con rasgos afines y diferenciarlas de otras con características contrastantes. La idea de este método se basa en la suposición de que los procesos físicos del sitio de depósito y del medio de transporte, imprimen huellas texturales características distintivas en la textura de los sedimentos (Folk, 1980; Boggs, 1995).

II.4 Análisis de petrofacies en arenas

El análisis de petrofacies permite caracterizar la composición y la fuente de los sedimentos clásticos de manera relativamente sencilla. Aquí se seleccionaron 8 intervalos arenosos para su análisis de petrofacies mediante sección delgada: tres muestras en las arenas del paquete superior y cinco muestras en los horizontes laminados de arenas del paquete inferior (Fig. 8); las muestras de aproximadamente 1cm^3 , fueron impregnadas con resina epóxica de acuerdo al método de Stanley (1971) y Hutchison (1974) y cortadas en secciones delgadas para su estudio en el microscopio petrográfico. Todas las secciones fueron teñidas con cobaltinitrito de sodio mediante métodos convencionales para permitir una mejor identificación de los feldespatos K y plagioclasas.

Se hicieron análisis modales de las secciones delgadas basándonos en el método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). Para minimizar errores en el conteo y por lo tanto en la descripción, se contaron alrededor de 300 puntos como mínimo para cada lámina delgada, usando un espacio de ~ 0.1 mm a lo largo de líneas transversales paralelas. Dependiendo del área de la sección delgada, el espacio entre las líneas transversales se adecuó para cada caso para así cubrir la sección completamente.

Aunque el método Gazzi-Dickinson únicamente refiere como puntos contables a los granos tamaño arena, para este estudio se incluyó a los granos tamaño limo grueso, dado que la mayoría de las muestras son de tamaño arena muy fina. También hay que observar que el método Gazzi-Dickinson considera a todos los granos tamaño arena o mayores como especies minerales individuales, sin tomar en cuenta si estos ocurren como minerales libres o como fragmentos de roca. Siguiendo esta metodología consideramos como cuarzo total (Qt) la suma de cuarzos monocristalinos (Qm) y policristalinos (Qp), como feldespatos totales (Ft) la suma de feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Plg) y como líticos totales (Lt) a la suma de líticos sedimentarios (Ls), ígneos (Li) y metamórficos (Lm). El contenido de biotita y hornblenda fue incluido en esta última categoría por considerarse un componente principal de la roca original (**Tabla IX**). El uso de esta técnica minimiza el efecto de la madurez en arenas permitiéndonos comparar arenas de diferentes tamaños. Los datos de los conteos ya agrupados fueron desplegados en diagramas triangulares (QFL) para observar características tales como la estabilidad del grano (intensidad de intemperismo) así como la probable roca fuente que dio origen a estos sedimentos (Dickinson y Sucker, 1979). Nuestros resultados fueron comparados con estudios previos reportados en la literatura (**Fig. 17**).

II.5 Análisis morfológico de arenas con microscopio electrónico de barrido

Los efectos químicos y mecánicos de procesos tales como colisiones entre granos de arena así como la abrasión entre ellos, (ocurridos en el propio ambiente de depósito), determinan la textura superficial de dicho grano mineral. En este estudio analizamos la textura de 122 granos individuales de cuarzo de cuatro muestras de intervalos arenosos seleccionados a lo

largo del pozo (dos muestras en las arenas del paquete superior, y dos muestras en los horizontes laminados del paquete inferior, (**Fig. 8**), mediante el microscopio electrónico JEOL JSM-35c, Noram Instruments con ventana de Berilio.

Previo al análisis microscópico, las muestras de arenas fueron lavadas con agua destilada y sometidas a periodos de ultrasonido durante 10 o 15 min. para eliminar partículas que pudieran afectar los resultados. Una vez secas las muestras, se separó una parte de los granos y estos fueron montados y cubiertos con una capa de carbón, para su observación en el microscopio electrónico.

Debido a que este análisis a menudo puede sufrir de la subjetividad del operador o la tendencia de la elección de los datos, nosotros elegimos aleatoriamente alrededor de 25 granos en promedio por cada muestra para ser fotografiados y posteriormente ser analizadas (**Figs 18, 19, 20 y 21**). Las texturas superficiales de granos de cuarzo, nos dan una idea de los procesos físicos y químicos que tienen lugar en diferentes ambientes sedimentarios (Krinsley y Donahue, 1968; Margolis y Krinsley, 1974; Middleton y Davis, 1979; Mazzullo *et al.*, 1986; Al-Hurban y Gharib, 2004). Se ha observado que las fracturas concoidales, superficies planas, estructuras con forma de “V”, surcos curvados o lineales, zonas “picadas”, entre otras, están ligados a abrasión mecánica de alta, media y baja energía en ambientes eólicos y costeros, principalmente; mientras que hoyos, marcas de disolución y acumulaciones de sílice son características de procesos químicos propios de áreas tropicales o ambientes saturados en sílice (Le Ribault, 1975; Moral-Cardona *et al.*, 1997) (**Fig.18**).

II.6 Análisis de difracción de rayos X para la identificación de minerales arcillosos y evaporíticos

La identificación mineralógica de las arcillas se realizó mediante difracción de Rayos X (DRX) en 5 muestras de lodos a lo largo del pozo (Fig. 8). El método de preparación incluyó la eliminación de materia orgánica, de sales solubles y de carbonatos con tratamientos de agua destilada, ácido acético y ácido clorhídrico (HCl), respectivamente.

La fracción arcillosa fue separada por tubo de asentamiento (modificado de Folk, 1980). Se separó solamente la fracción $<4\mu$ para su estudio. Cada una de las cinco muestras, se analizó en condiciones normales (secado al aire libre), con tratamiento de glicol (24 horas) y calcinadas a 550°C durante 30 minutos aproximadamente (Figs 22, 23 y 24). Estos tratamientos diagnósticos son necesarios para determinar el tipo de arcilla presente en la muestra. La comparación de la muestra normal y la glicolada se utiliza para la identificación de minerales arcillosos expandibles, y el tratamiento con calor (a 550°C), para la identificación de arcillas más refractarias (clorita, illita).

El análisis se realizó con un difractómetro PHILIPS, modelo X' Pert de tubo de cobre. Las muestras se corrieron de 2° a 60° de 2θ , con un voltaje de 45 kv y a 40 mA.

La interpretación de los difractogramas se basó en tablas descritas en Moore y Reynolds (1989) y en la base de datos International Centre for Diffraction Data (JCPDS, 2003); los archivos de esta base de datos son aceptados mundialmente como referencia estándar para los análisis de DRX, los cuales especifican el espaciamiento entre los planos de las arcillas, la intensidad de la reflexión, la radiación, los datos cristalográficos, las características

ópticas, el nombre, la fórmula, la fuente de referencia y el número de archivo en esta base (Aparicio-Ceja, 1999).

Para la identificación de los minerales evaporíticos, analizamos dos muestras también por DRX; las muestras se analizaron en polvo y se disgregaron con mortero, estas fueron previamente lavadas con agua destilada y sometidas a periodos de ultrasonido de 10 a 15 minutos.

Las muestras se seleccionaron en la parte media y en la base del pozo, ya que en estos sitios la abundancia de minerales evaporíticos es mayor. Otro criterio para el muestreo fue la posición de estos minerales en forma de capas concordantes con la sedimentación, lo que hace suponer que estas tienen una mayor relación con las capas sub y sobreyacentes (Figs. 8 y 10).

II.7 Trabajo de campo

Además de la recuperación de los núcleos, se realizó un amplio muestreo de sedimento moderno en campo, representativo de los principales ambientes sedimentarios que rodean a la Laguna Salada. El objetivo fue comparar los parámetros texturales de estos depósitos modernos con los parámetros de las muestras del núcleo. Este muestreo incluyó principalmente campos de dunas eólicas y facies distales de abanicos aluviales (Fig. 15).

Las muestras fueron tomadas de las crestas y del pie de las dunas y en la parte más distal de abanicos aluviales.

II.8 Análisis de series de tiempo para el registro de RG

El empleo del análisis de las series de tiempo se enfoca en encontrar el comportamiento periódico (determinístico) ó estocástico (no determinístico), en una serie de datos discretas o continuas (Contreras *et al.*, 2005).

La descripción matemática del método empleado, además de los programas utilizados, se encuentra descrita en el Apéndice A. Por lo tanto aquí, solo presentaremos una descripción general de los procedimientos usados.

II.8.1 Función de autocorrelación

Como primer paso del análisis de series de tiempo calculamos la función de autocorrelación del residual al cuadrado (r^2) del registro de RG sin tendencia (la tendencia fue removida mediante un polinomio de tercer grado). El cálculo se hizo sobre el cuadrado del residual de la señal con el objeto de amplificarla al mínimo y al máximo, incrementando así los posibles patrones cíclicos contenidos en el registro. El intervalo de muestreo utilizado fue de 1cm (Apéndice A).

La función de autocorrelación mide la correlación entre los valores de la serie distanciados un lapso de tiempo “ T ” respecto a sí misma. Es decir una función $f(t)$ es corrida en el tiempo con respecto a sí misma, y se evalúa el área bajo el producto de ambas, el valor resultante es el valor de la autocorrelación para el desplazamiento “ T ” correspondiente. La autocorrelación, es una medida de que tan concentrada y coherente es la función.

La autocorrelación de una función aleatoria contiene un solo máximo absoluto para corrimiento T en 0, que disminuye conforme aumenta este valor. En cambio la

autocorrelación de una función periódica (o semiperiódica) tiene mínimos y máximos también periódicos (o semiperiódicos), los cuales representan el patrón de ciclos que se repiten.

Adoptando una subdivisión basada en la descripción litoestratigráfica, dividimos el residual cuadrado del registro de RG en dos series de tiempo, una para los primeros 26 m (de 0 a 27 m) del registro y otra para los restantes 15 m (de 27 a 41 m), calculando dos funciones de autocorrelación de manera separada, una para cada serie de tiempo (Figs. 26 y 27). Es importante mencionar que esta subdivisión es arbitraria y está en función solamente de las diferencias en la estratigrafía del pozo.

II.8.2 Análisis espectral

El análisis de armónicos puede resultar difícil incluso cuando los datos muestran una cierta periodicidad definida (Bloomfield, 1976). Esto se hace más complicado cuando no conocemos ni la amplitud ni la fase asociada al periodo buscado. Un procedimiento común para localizar las posibles periodicidades escondidas en una serie de tiempo es el uso de la transformada de Fourier (TF). Esta nos ayuda a encontrar frecuencias dominantes de una señal en el dominio del tiempo. Con la TF se busca establecer el espectro de potencia el cual es una herramienta fundamental para detectar la estacionalidad en una serie de tiempo y determinar su periodo (el gráfico de periodo contra la potencia se denomina espectro de potencia).

En este trabajo utilizamos el método de Welch, que es una técnica para la estimación estadística del método de la transformada de Fourier.

Para la estimación utilizamos secciones de 256 datos con longitudes de FFT (transformada rápida de Fourier) de 1024 datos; como filtro usamos una ventana de Hamming de la longitud de la FFT y una frecuencia de muestreo de 1 (Apendice A).

IV RESULTADOS

IV. 1 Estratigrafía del pozo

La estratigrafía del pozo se dividió en tres paquetes principales, con base en la variación litológica de la columna así como a otras características cualitativas tales como diferencias en el tipo de sedimentos y asociaciones entre el espesor y el ritmo de las capas; (1) paquete inferior de 43 a 25 m que consiste en laminaciones y estratos de limo-lodo-arena con presencia de minerales evaporíticos en forma de capas hacia la base (láminas si < 1 cm); (2) paquete intermedio de los 25 a los 13 m, donde predominan sedimentos limo-lodosos con laminaciones de arena subordinada y una abundante presencia de capas y nódulos de minerales evaporíticos; y (3) paquete superior de los 13 m a la cima, el cual se subdivide en dos partes: parte baja (13-7 m) que contiene dos intervalos gruesos de arena, divididos por un estrato pequeño (~20 cm) de limo-lodo, y parte alta (7-0 m), que es nuevamente una alternancia de laminaciones de arena fina-limo-lodo con presencia de nódulos de minerales evaporíticos subordinados (**Fig. 7**).

El paquete intermedio (25-13 m) es el que presenta una mayor y muy marcada presencia de estructuras sedimentarias primarias, estructuras de licuefacción y bioturbación (**Figs. 8, 9 y 10**). La presencia de minerales evaporíticos en la cima, parte media y en la base del pozo, se asocia a limo-lodos de color verdoso.

Figura 7. Columna estratigráfica del pozo LS04-1. Nótese la correspondencia de los registros tomados al pozo con la litología obtenida a partir de las descripciones de los tramos de núcleo. La columna está dividida en tres paquetes principales de acuerdo a sus características estratigráficas.

Figura 8. Columna estratigráfica del pozo que indica los intervalos de muestreo para los diferentes análisis realizados en este trabajo. Igualmente se muestran los intervalos con presencia fósil, minerales evaporíticos y zonas bioturbadas.

Figura 7

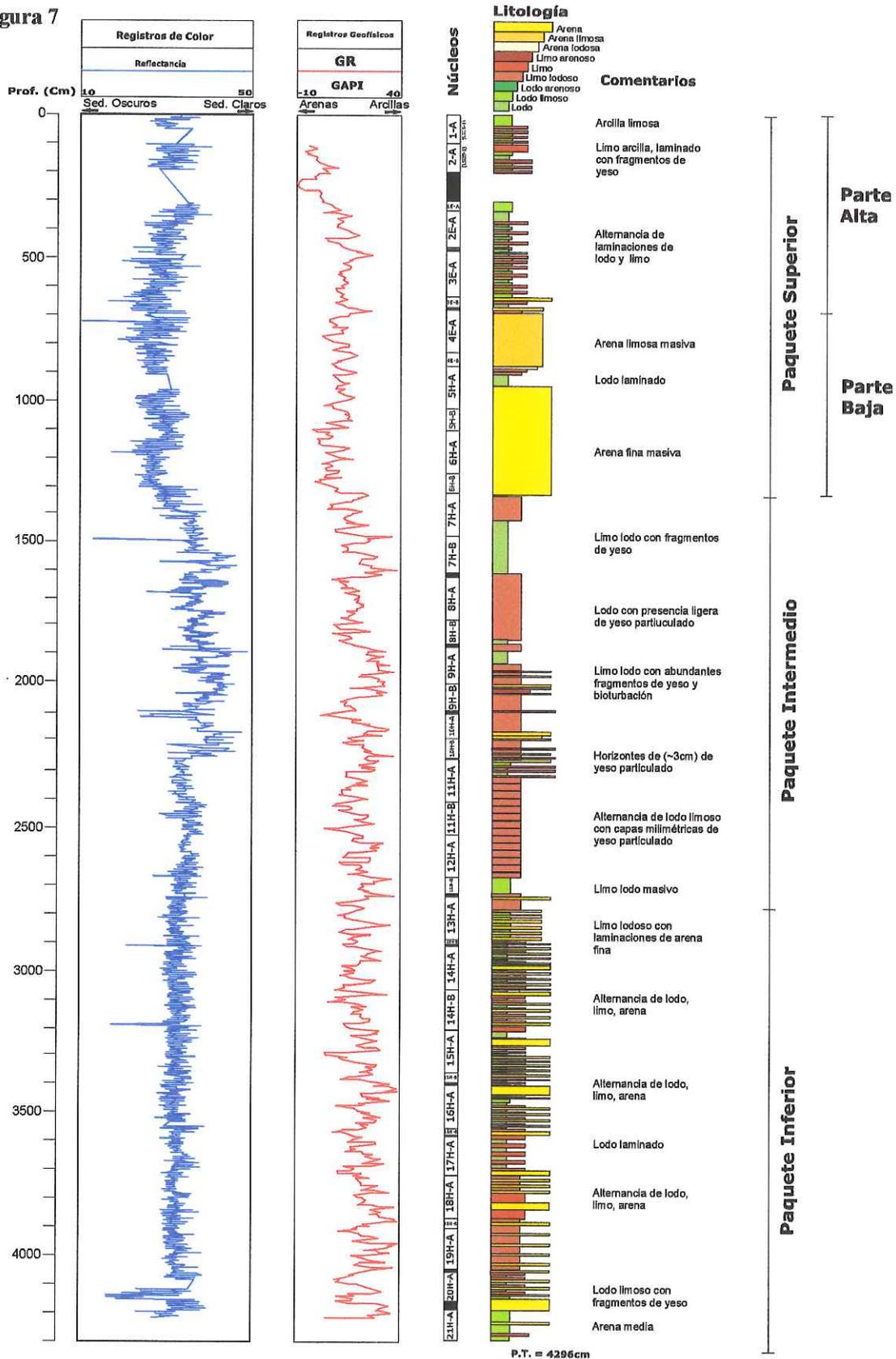
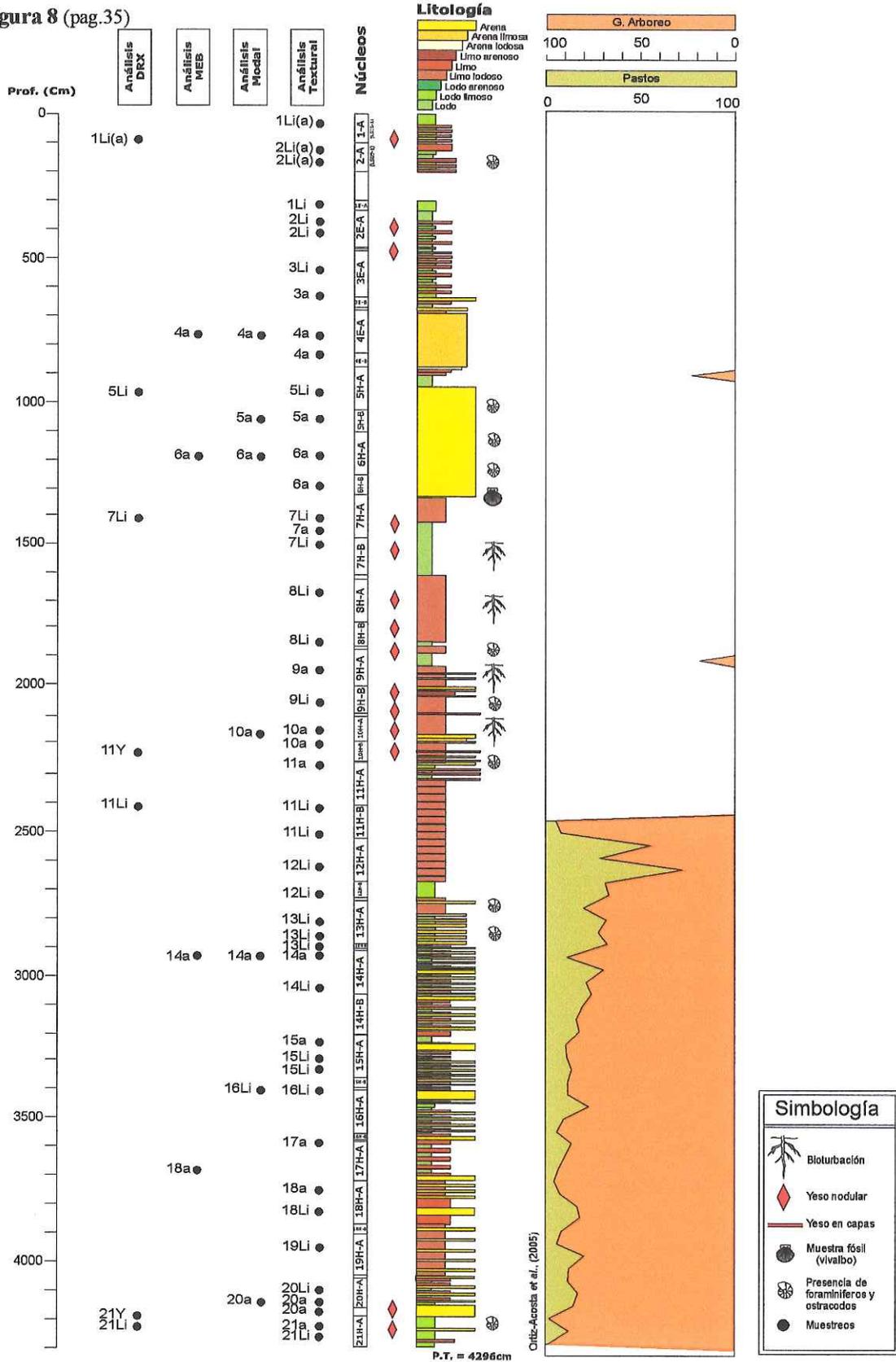


Figura 8 (pag.35)



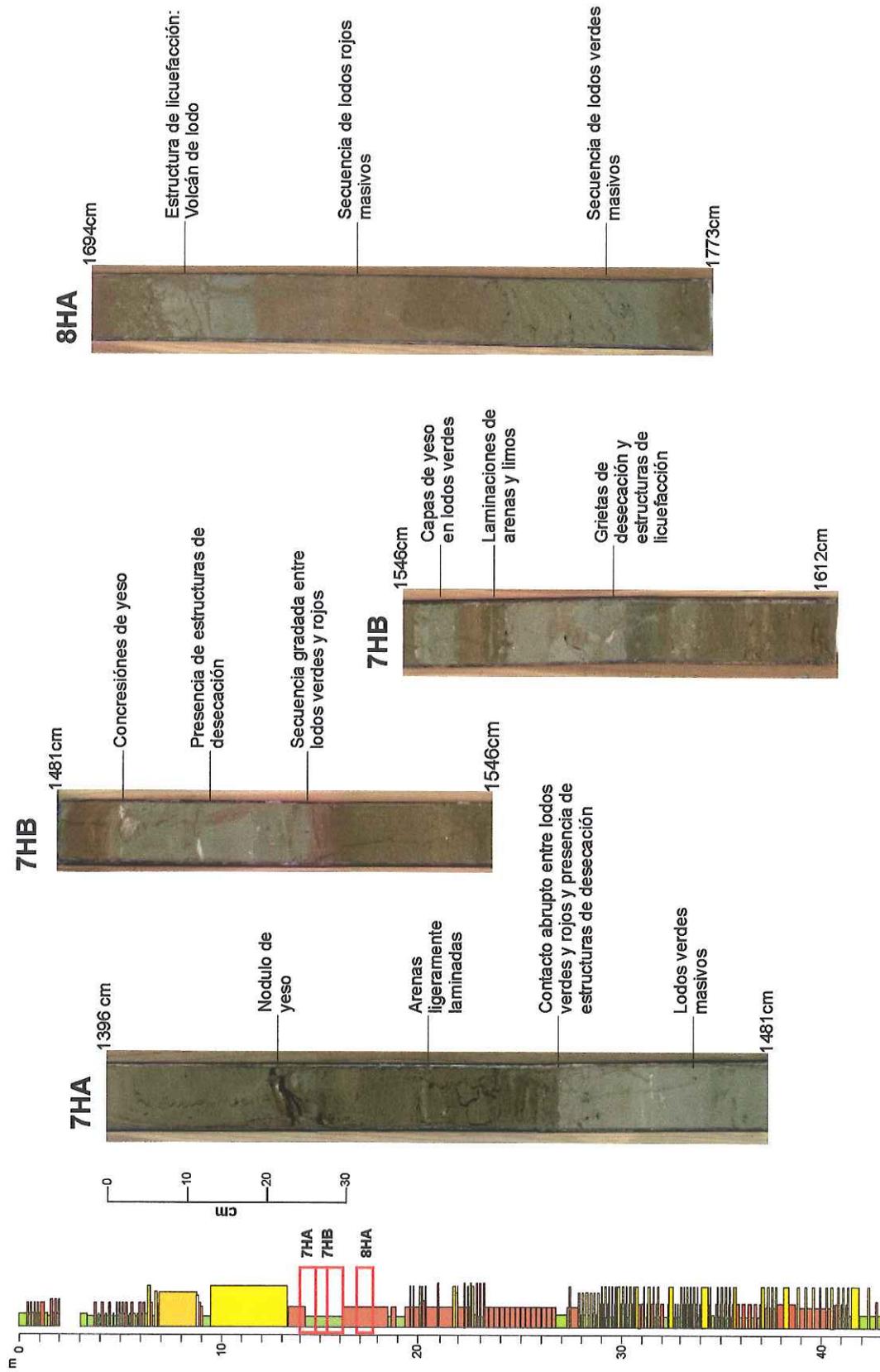


Figura 9. Fotografías de algunos intervalos de núcleo del paquete intermedio del pozo. Prácticamente del núcleo 7HA al 10HA se presentan este tipo de estructuras. La presencia de yeso nodular (7HA) y en forma de capas (7HB) es típico de ambientes sabkha. La presencia de lodos verdes y las estructuras de licuefacción puede estar relacionada a paleosueltos, los cuales probablemente se desarrollaron con tirantes de agua muy someros. En la columna de la izquierda se presenta la localización de los intervalos de núcleo en el pozo.

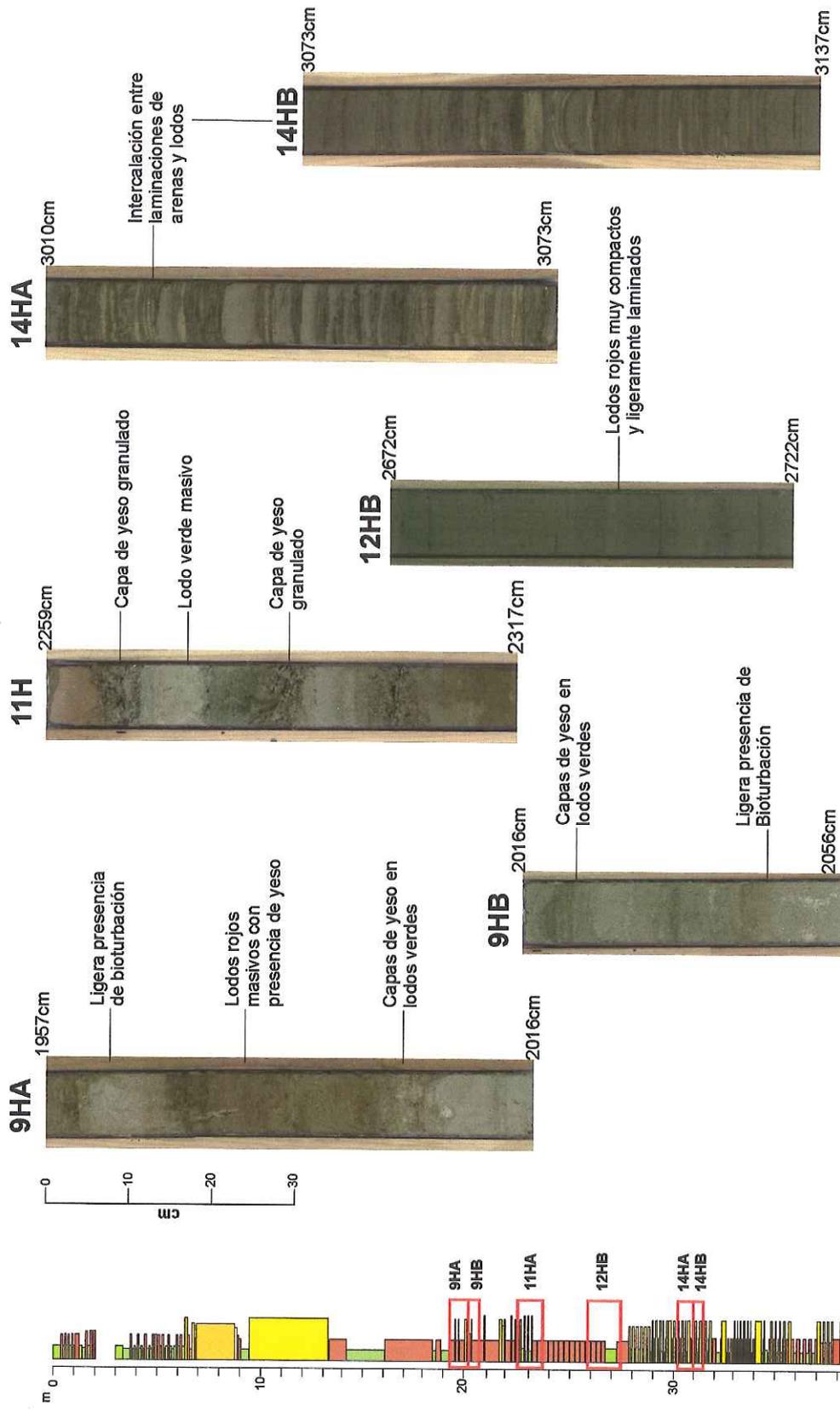


Figura 10. Fotografías de algunos intervalos de núcleo del paquete intermedio del pozo. Los núcleos 9HA al 11HA presentan aun fuerte presencia de yesos en capas asociadas a lodos verdosos y algunas estructuras de bioturbación, probablemente relacionadas a paleosuelos. Los 12HB y 14HA y 14 HB presentan laminaciones de sedimentos lodosos intercalados con sedimentos arenosos, probablemente correspondientes a la interacción entre ambientes lagunary aluvial. En la columna de la izquierda se presenta la localización de los intervalos de núcleo en el pozo.

Las evaporitas se presentan en dos formas: (1) como capas de ~1 cm de espesor aproximadamente (formadas por gránulos de ~2 mm) los cuales se encuentran entremezclados con los sedimentos y son de aspecto verde opaco, y (2) en formas nodulares que se presentan en fragmentos de unos ~3 cm, de aspecto cristalino y translúcido, dispuestos de manera discordante con la sedimentación (**Figs. 6, 7 y 8**).

IV. 2 Análisis sedimentológico

IV. 2. 1 Clasificación

La clasificación litológica descriptiva del sedimento se realizó mediante el uso de diagramas triangulares (Shepard, 1954) con las principales clases litológicas de sedimentos clásticos: arena, limo arcilla, (**Fig. 11**). Esta clasificación es únicamente para tamaños y es independiente de la génesis (origen) del sedimento.

Las 46 muestras analizadas para el estudio textural se agruparon dentro de la clasificación de tamaño arena hasta limo arcilloso; ninguna de las muestras tiene como componente principal partículas de tamaño arcilla; las muestras de grano más fino se consideran como lodos, que es una mezcla de limo arcilla y arena (**Fig. 11, Tablas X y XI**).

IV. 2. 2 Parámetros texturales en arenas y limos del pozo

Los resultados del análisis granulométrico arrojados por el Horiba-La910, indican que 21 de las muestras son de tamaño arena fina a muy fina y 25 muestras son de tamaño limo grueso a limo fino y muy fino (Wentworth, 1922), (**Tabla II, VI y VII, Figs. 11 y 12**).

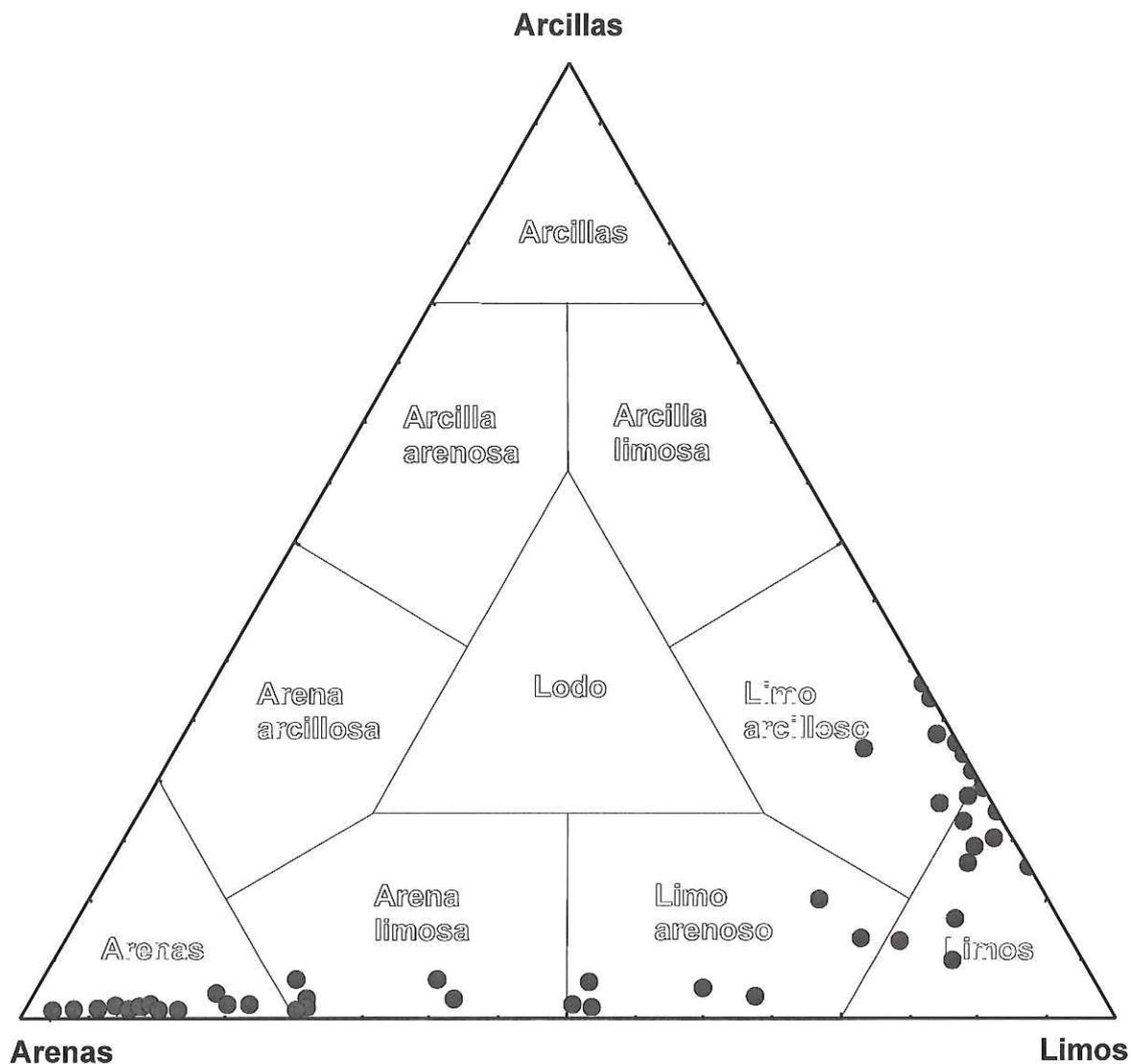


Figura 11. Diagrama de composición textural para los sedimentos del pozo LS04-1. De las 46 muestras analizadas ninguna tiene como composición principal partículas tamaño arcilla. Los límites composicionales para los sedimentos del pozo en Laguna Salada están entre arenas y limo arcilloso. Según esta clasificación 21 de las muestras son de arena y 25 son limos. Este diagrama es de composición textural y es independiente del origen. (Modificado de Shepar, 1954).

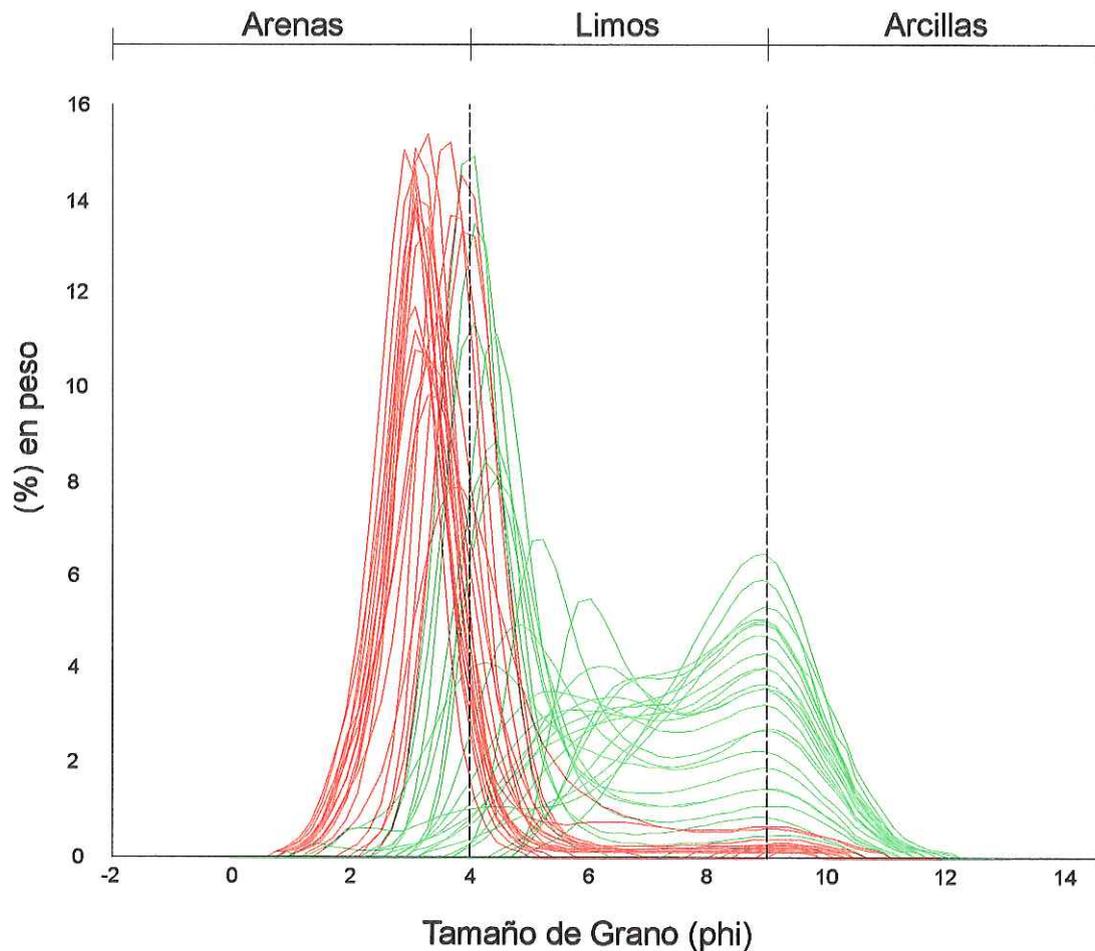


Figura 12. Gráficas de distribución de tamaño de las muestras de sedimento del pozo LS04-1. Las muestras de arenas (rojo) presentan gráficas leptocúrticas (muy puntiagudas) con sesgo positivo (hacia los finos, cola hacia la derecha), pero según los valores calculados estas se clasifican como curvas simétricas. En general las muestras de limos (verde) presentan gráficas bimodales y con formas mesocúrticas y platicúrticas (achatadas). Las más finas (limo fino y muy fino) presentan sesgo negativo (hacia los gruesos, cola hacia la izquierda) y las muestras de lodo más gruesas (limos gruesos), presentan sesgo positivo (hacia los finos, cola hacia la derecha).

En general, las muestras tamaño arena del pozo están moderadamente bien seleccionadas, mientras que las muestras tamaño limo son pobremente seleccionadas (**Tabla III, VI y VII, Fig. 12**).

Las gráficas de distribución de tamaños para las arenas muestran formas leptocúrticas y según los valores calculados, estas varían hasta muy leptocúrticas (Folk, 1980), (**Tabla V y VI, Fig. 12**). Los limos muestran varios patrones en las formas de sus curvas de distribución de tamaños (**Fig. 12**), pero en general, y según los valores calculados para la curtosis (Folk, 1980), estas son tanto mesocúrticas y platicúrticas como muy platicúrticas (**Tabla V y VII**).

Los valores del sesgo o asimetría (Sk) en arenas son en general valores positivos a excepción del grueso intervalo arenoso de la parte baja del paquete superior, que presentan valores ligeramente negativos (**Tabla IV y VI, Fig. 8**), pero dado que estos valores son muy bajos, sus gráficas se clasifican como simétricas (**Tabla IV**). Los limos presentan tanto valores negativos como positivos; los limos finos y muy finos presentan valores ligeramente negativos, mientras que los limos gruesos presentan valores generalmente positivos (**Tabla IV y VI**).

El gráfico de dispersión para las muestras de arenas, de sesgo (Sk) contra desviación estándar (Std), muestra una ligera separación en dos poblaciones con características texturales ligeramente distintas (**Fig. 13F**); esta separación se hace mucho más evidente en el gráfico de sesgo vs. curtosis y desviación estándar vs. curtosis (es importante mencionar que el valor de la curtosis no se considera diagnóstico en la interpretación de paleoambientes sedimentarios) (**Figs. 13B, y 13D**).

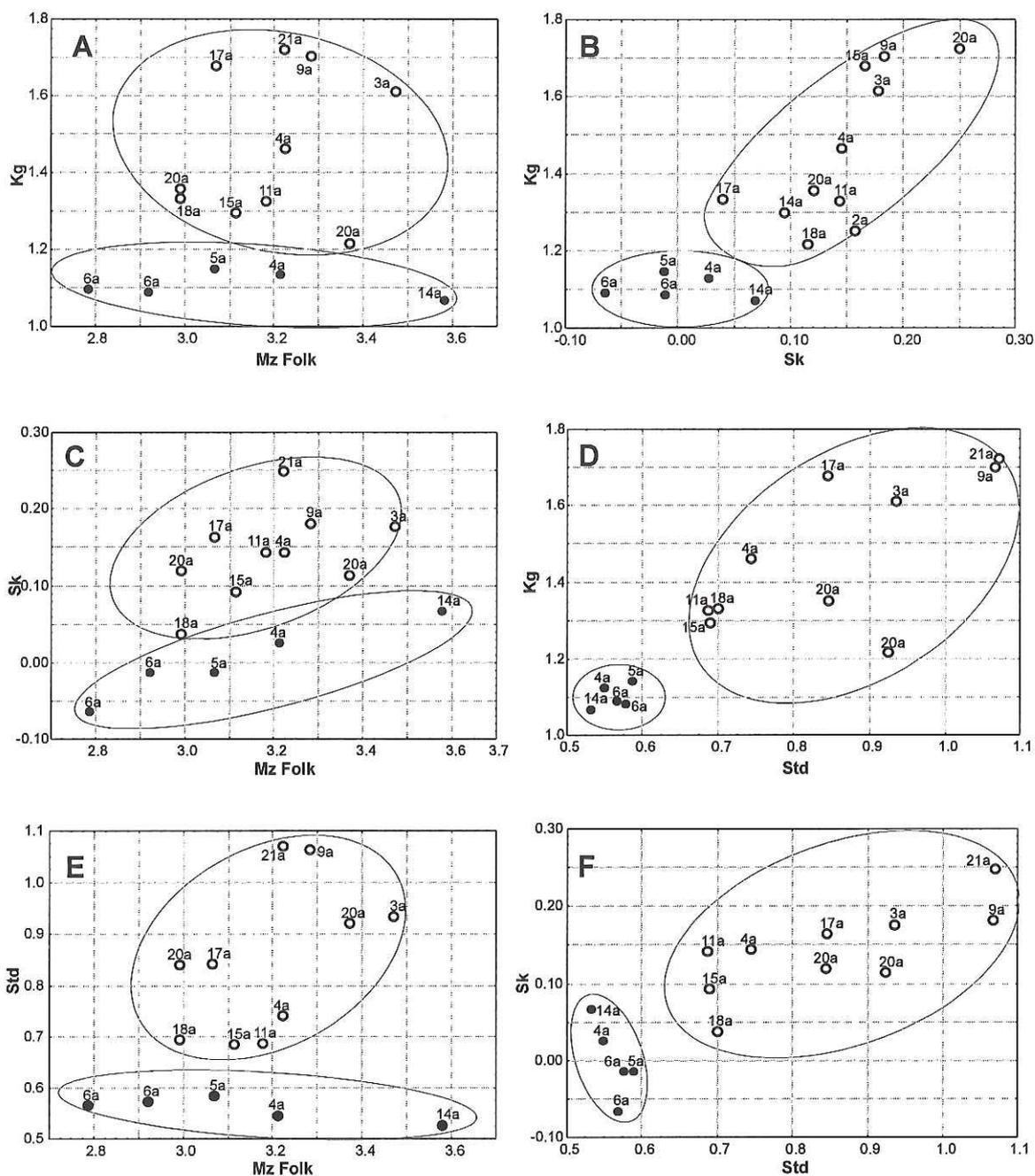


Figura 13. Gráficas de dispersión para las muestras tamaño arena del pozo LS04-1. En estos gráficos se puede observar como las arenas del pozo se separan en dos poblaciones: las arenas tipo I, que corresponden a las arenas masivas de los gruesos intervalos del paquete superior en círculos negros y las arenas tipo II, que corresponden a las arenas laminadas del paquete inferior principalmente, en círculos abiertos. Las arenas tipo I en general son más gruesas y mejor seleccionadas que las de tipo II. Las arenas tipo I tienen características de depósitos de dunas eólicas, mientras que las arenas tipo II tienen características de depósitos de la parte distal de abanicos aluviales. Media de Folk (Mz Folk); Desviación estándar (Std); Sesgo (Sk); Cúrtosis (Kg). Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 8. Los números en cada muestra indican el núcleo donde se tomó la muestra.

En estos dos gráficos se separan las arenas del grueso intervalo arenoso del paquete superior, además de algunas arenas laminadas del paquete superior e inferior (tipo I), que son ligeramente más gruesas y están mejor seleccionadas que las arenas laminadas del paquete inferior (tipo II), (**Figs. 8 y 13**). Los valores bajos del sesgo que tienden a ser negativos en las arenas tipo I es otra característica que las diferencia de los de tipo II, cuyas muestras tienden a tener valores de sesgo más positivos (**Tabla VI**).

Los gráficos de media vs. curtosis, media vs. desviación estándar, y media vs. sesgo, presentan la separación de las muestras en estas dos poblaciones, pero de una manera menos definida (**Figs. 13A, 13C y 13E**).

En las muestras lodosas, el gráfico de media vs. desviación estándar, permite dividir dos poblaciones: una mucho más fina (limo muy fino a fino), ligeramente menos seleccionada y con poca dispersión, que se presenta en la parte superior derecha (Población 1). Otra población se define en la parte inferior izquierda (Población 2), de tamaño más grueso (limo grueso), con valores similares de clasificación, pero con una dispersión mayor (**Fig. 14E**). Los gráficos de media vs. sesgo, media vs. curtosis y sesgo vs. curtosis, muestran claramente la separación de estas dos poblaciones (**Figs. 14A, 14B y 14C**), mientras que los gráficos de desviación estándar vs. curtosis y desviación estándar vs. sesgo, presentan un patrón menos claro en la separación de las poblaciones de muestras 1 y 2 (**Figs. 14D, 14F**).

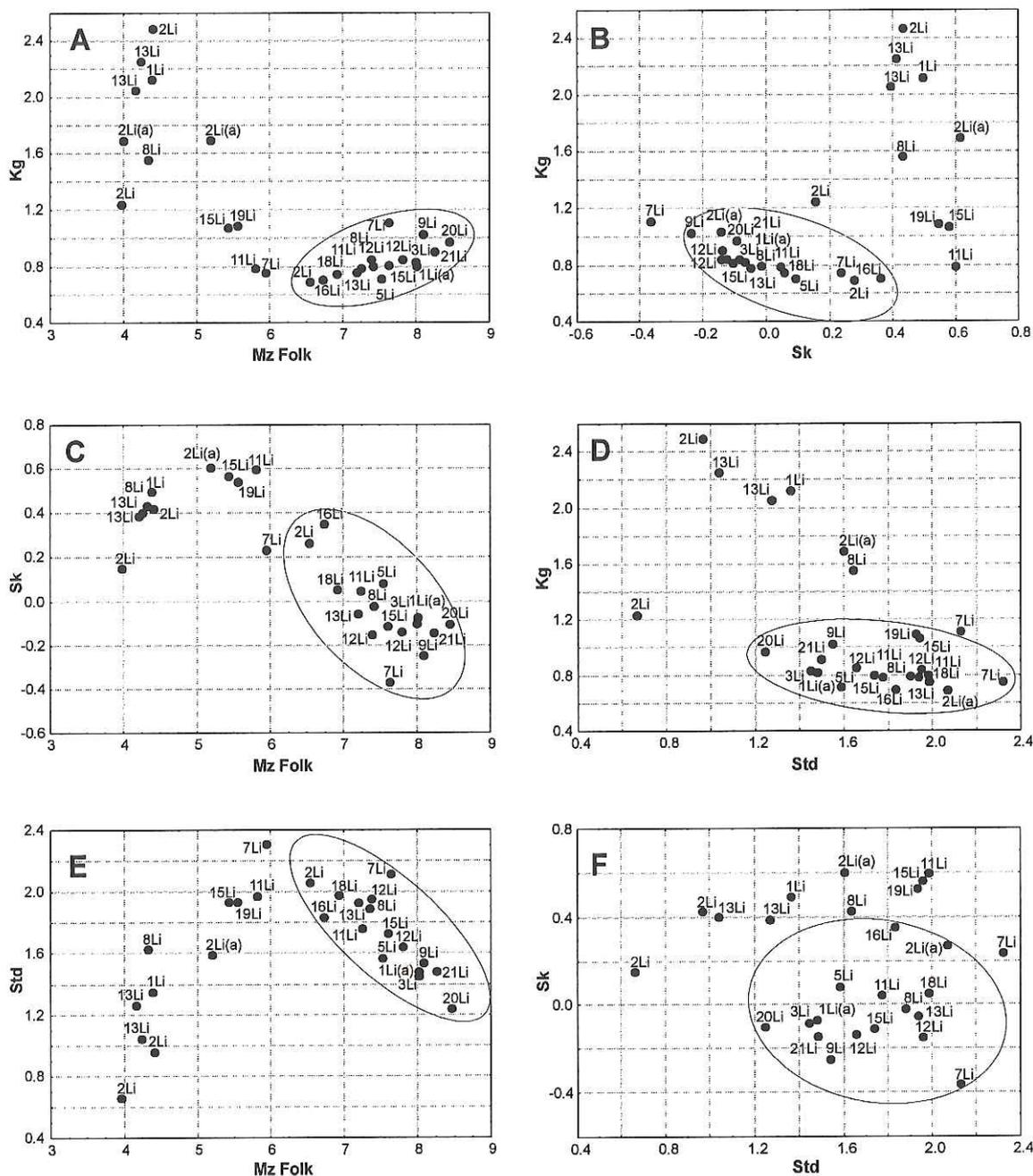


Figura 14. Gráficas de dispersión para las muestras tamaño limo del pozo LS04-1. Estos gráficos permiten separar las muestras tamaño limo en dos poblaciones. La población encerrada en óvalos, es interpretada como la que mejor representa la fracción lodosa del pozo, (lodos masivos principalmente). Las muestras fuera de los ovalos probablemente fueron afectadas por el modo de muestreo, ya que presentan algunas similitudes texturales con las muestras tamaño arena, posiblemente debido a que se muestrearon cerca de intervalos arenosos. Media de Folk (Mz Folk); Desviación estándar (Std); Sesgo (Sk); Curtosis (Kg). Los sitios de los muestreos se presentan en la Fig. 8. Los números en cada muestra indican el tramo de núcleo de donde se tomo la muestra.

De acuerdo con las formas de las gráficas de distribución de tamaños para los lodos, las muestras de la Población 1, para los lodos, son unimodales, con un marcado sesgo hacia los finos (sesgo positivo) y en general muy leptocúrticas, mientras que las muestras de la población 2 son mayoritariamente bimodales y más platicúrticas (**Fig. 12**).

Dado que las muestras de la población 1 presentan características texturales similares a las presentadas por las muestras de arena en cuanto tamaño medio, valores de sesgo así como de la curtosis y en las formas de sus gráficas de distribución, suponemos que tales muestras (de la población 1) fueron afectadas por la técnica de muestreo y estas muy probablemente están relacionadas a horizontes arenosos (heredando sus características texturales); por lo tanto las muestras de la población 2 se considera que son las que mejor representan a los sedimentos lodosos del pozo (**Fig. 14**).

En función del color, las únicas diferencias significativas para las muestras tamaño lodo, es que las muestras con coloraciones verdosas son en general mucho más finas (limo muy fino) y sus gráficas de distribución de tamaño tienden a ser más asimétricas hacia los gruesos (sesgo negativo). Esta separación no se observa en los gráficos de dispersión ya que estas características no son exclusivas de los depósitos de lodo color verde (**Figs. 9, 10 y 12**).

IV.2.3 Parámetros texturales de las muestras de ambientes sedimentarios recientes

Con fines comparativos se muestrearon y analizaron sedimentos de los ambientes sedimentarios modernos más cercanos al vaso de la laguna. Específicamente, se muestreo la cresta y el pie de dunas eólicas y el sedimento superficial en la parte más distal de abanicos aluviales (**Fig. 15**).

De acuerdo a los resultados texturales de estas muestras, en términos generales, no hay un patrón textural característico bien definido de estos dos ambientes sedimentarios modernos que permita separarlos en poblaciones aisladas e independientes (**Fig. 16**). Esto muy probablemente se debe a que ambos ambientes están sometidos a similares procesos ambientales y/o depositacionales.

En general ambos ambientes, la parte distal de abanicos aluviales y dunas eólicas, presentan características texturales similares: varían en rangos de tamaños entre arena fina y arena muy fina, están pobremente a muy pobremente seleccionados, presentan sesgos positivos (salvo una duna en la parte sur de la cuenca, Du4), (**Tabla VIII, Figs. 15 y 16**), y normalmente sus curvas de distribución de tamaños presentan formas leptocúrticas.

Debido a las similitudes en sus características texturales, ambos ambientes no forman poblaciones independientes en los gráficos de dispersión, y las poblaciones se presentan fusionadas con tendencias similares (**Fig. 16**).



Figura 15. Mosaico de imágenes de satélite Landsat ETM+ de Laguna Salada, formado con las bandas 7,4 y 2 de Abril y Mayo del 2000 que indica los sitios de muestreo de los principales ambientes sedimentarios modernos que rodean el vaso de la laguna. Específicamente se muestreó sedimento arenoso la parte más distal de los abanicos aluviales (abanico distal, Av) y las crestas y el pie de los campos de dunas eólicas (Du) más cercanos al vaso de la cuenca. En cuadros se indican las muestras tomadas sobre dunas (Du) y en triángulos las muestras tomadas en abanico (Av). El sitio de la perforación se indica con un círculo relleno.

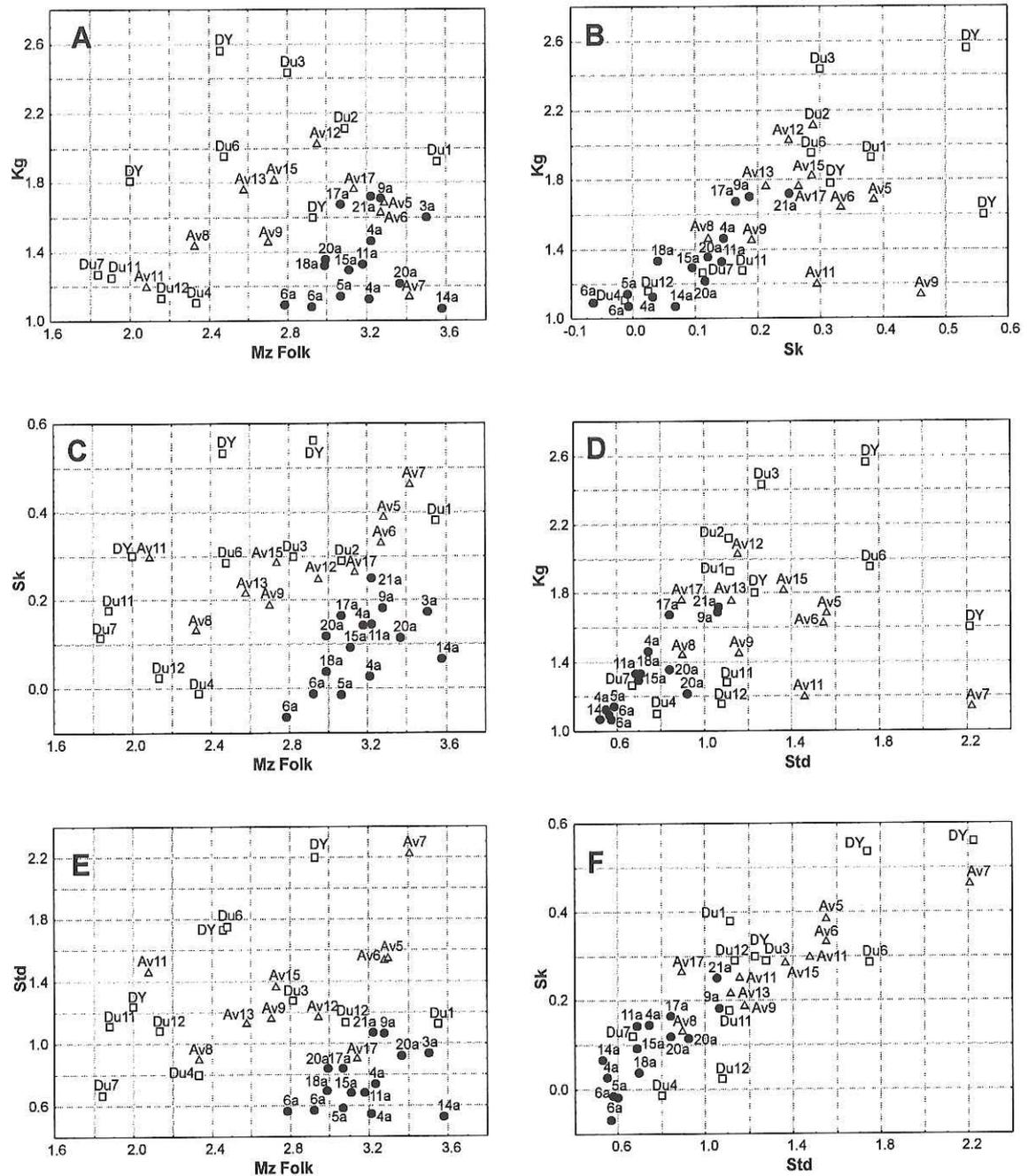


Figura 16. Gráficas de dispersión de los parámetros texturales de las muestras tamaño arena del pozo LS04-1 y de las muestras de arena de los ambientes sedimentarios recientes más cercanos al vaso de la Laguna Salada. En círculos rellenos se presentan las arenas del pozo, los cuadros se representan muestras de arena de dunas eólicas cercanas al vaso (Du) y del Desierto de Yuma (DY) al norte de la cuenca. Los triángulos representan sedimentos arenosos de la parte distal de abanicos aluviales (Av) modernos más cercanos al vaso de la laguna. No se observa un patrón textural característico que permita separar en poblaciones independientes a los depósitos arenosos de dunas y de abanicos aluviales modernos, esto se debe quizás a que ambos ambientes están afectados por los mismos agentes ambientales y depositacionales. En general se observa en todos los gráficos una tendencia en la que las arenas del pozo tiene una mayor madurez textural que las arenas de ambientes modernos. Los sitios de muestreo de campo se presentan en la Fig. 15.

IV. 3 Análisis petrográfico y mineralógico

Las ocho láminas delgadas del pozo LS04-1 analizadas mediante microscopio petrográfico, muestran características similares; en general se observa que están formadas principalmente por granos subangulosos a subredondeados, con un moderado a alto contenido de minerales opacos (mica de biotita y horblenda) y escaso a nulo contenido de fragmentos de roca. Los feldespatos y plagioclasas presentan formas subhedrales a euhedrales con bordes subredondeados y en los fragmentos más grandes se observan maclas polisintéticas. No hay presencia de alteración importante en ninguna de las muestras.

Las muestras del grueso intervalo arenoso (4a, 5a y 6a, **Fig. 8**) tienen un bajo contenido de matriz (de material arcilloso), mientras que las muestras de los horizontes laminados de arena del paquete inferior (20a, 16a, 14a, 10a y 21a, **Fig. 8**) tienen ligero contenido mayor en esta fracción (matriz limo-arcillosa) y presenta granos ligeramente más angulosos.

Los análisis de dos de las muestras (10a, y 14a, **Fig. 8**) deben ser tomados con reserva, ya que se encontró en estas un alto contenido de yeso (determinado mediante sus propiedades mineralógicas), lo que dificultó el conteo modal y descriptivo (debido a que las propiedades mineralógicas del yeso son muy similares a las del cuarzo); estas dos muestras se tomaron cerca de intervalos con contenido de minerales evaporíticos, lo que explica su alto contenido de yeso.

IV.3.1 Moda detrítica en arenas del pozo

Las modas detríticas para las muestras tamaño arena del pozo LS04-1, se agrupan cerca del vértice superior del cuarzo (Q) en el triángulo QFL (**Fig. 17**). Son arenas muy cuarzosas, en especial las del grueso intervalo arenoso del paquete superior (6a, 5a y 4a, **Figs. 8 y 17**); las dos muestras del paquete inferior (21a, y 16a) presentan una concentración relativa de cuarzo ligeramente más baja, mientras que la muestra 14a tiene un mayor contenido feldespático (**Fig. 8 y 17, Tabla IX**).

A manera de comparación en este mismo gráfico (**Fig. 17**), agregamos los resultados de los análisis modales obtenidos por varios autores (van de Kamp 1973, Herzig y Mehegan (1988), y Vásquez-Hernández, 1996) tanto para muestras de arena del delta del Colorado actual, así como para depósitos recientes y antiguos del Río Colorado, además de muestras de arenas de “márgenes de cuenca”, que incluyen depósitos de abanicos aluviales, arroyos trezados, barras de playa y depósitos lacustres, dunas, relacionadas a fuentes locales.

Se puede observar que las muestras arenosas del pozo definen una tendencia entre el campo de las arenas de fuente local y el campo de las arenas procedentes del Río Colorado.

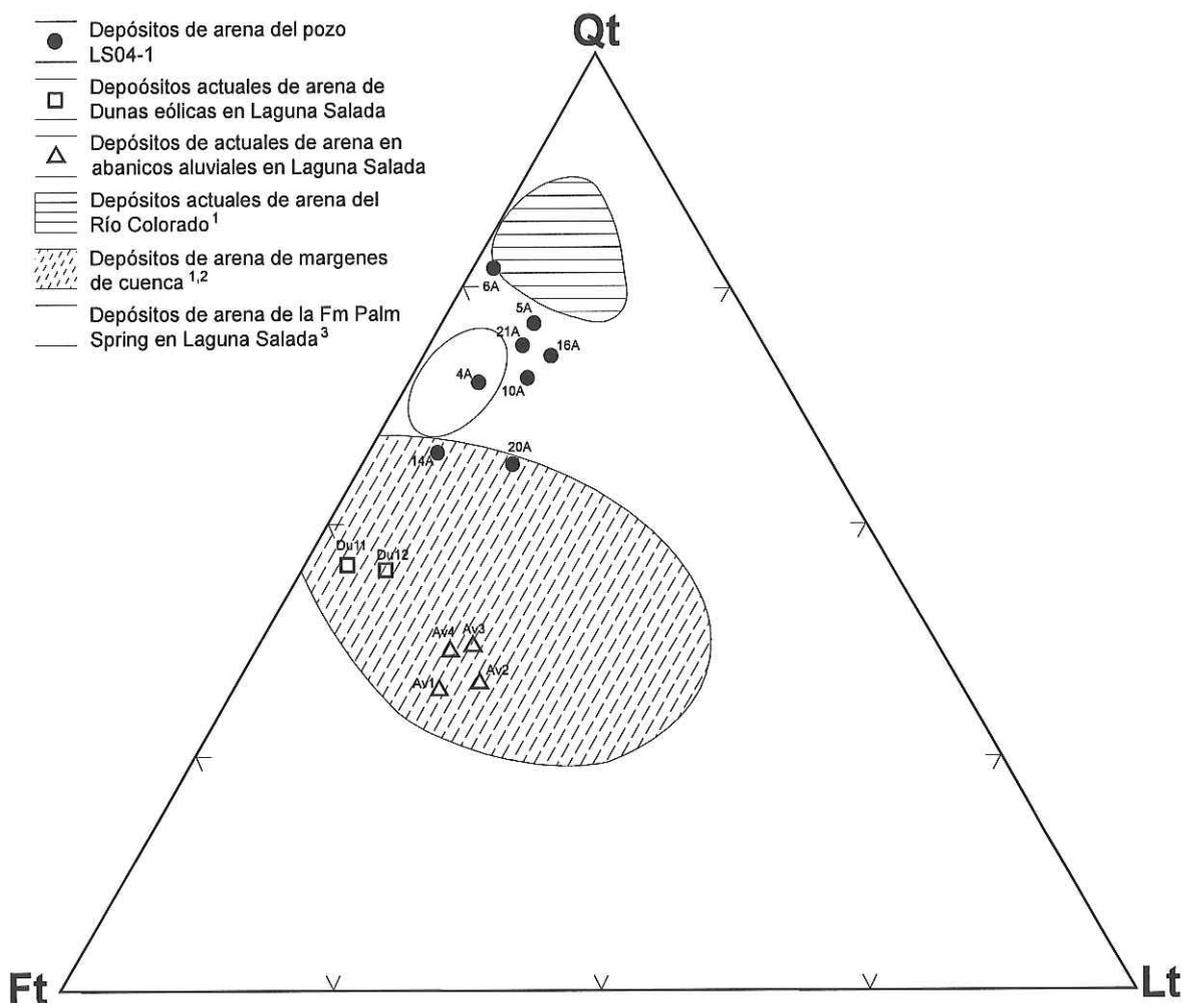


Figura 17. Diagrama QFL que muestra la composición modal de las muestras de arena del pozo LS04-1. En círculos negros se presentan las muestras del pozo (la localización de los muestreos en el pozo se muestra en la Fig. 8). Las diferentes áreas texturizadas muestran depósitos arenosos antiguos y modernos del Río Colorado así como depósitos de márgenes de cuenca (que incluyen depósitos de dunas y aluviales). Los cuadros indican dos muestras de dunas eólicas de la parte noroeste de la laguna; los triángulos son cuatro muestras de los dos abanicos aluviales más cercanos al pozo. La localización de estas cuatro muestras de ambientes recientes se presenta en la Fig. 15. Las ocho muestras de arena del pozo se agrupan cerca del vértice superior del cuarzo entre los depósitos del Río Colorado y los depósitos arenosos locales (dunas y abanicos), indicando que su fuente es una mezcla tanto de arenas del Río Colorado como de abanicos y dunas de las márgenes de la cuenca. Nótese que las muestras de arena pertenecientes al grueso intervalo arenoso del paquete superior (6A, 5A, tipo I) se sitúan más cerca de los depósitos del Río Colorado, mientras que las arenas laminadas del paquete inferior (14A, 20A, tipo II) se sitúan más cerca del campo de arenas de márgenes de cuenca. Las muestras 4A, 21A, 16A y 10A tienen la firma de ambas fuentes. Fuente: (1) van de Kamp [1973], (2) Herzig y Mehegan [1988], (3) Vázquez-Hernández [1996].

IV.3.2 Análisis de texturas de grano por microscopio electrónico de barrido (MEB) para las arenas del pozo

Mediante microscopio electrónico se observó que las arenas del pozo LS04-1 presentan varias estructuras sobre la superficie de los granos de cuarzo como: superficies “picadas”, fracturas concoidales, hendiduras meándricas y lineales, arcos gradados y formas de plato, y en menor porcentaje partículas adheridas y precipitación de sílice. Texturas como superficies suavizadas, clivaje escalonado, granos angulosos, estructuras en “V” y marcas de disolución también fueron observadas pero en menor porcentaje (Figs. 18, 19, 20 y 21).

La mayoría de los granos presentan formas subredondeadas a subangulosas con perfiles subredondeados, en algunas muestras solo un moderado porcentaje de los granos, revelaron un alto grado de redondeamiento (Figs. 19h, 20b y 21a y b). Algunos de los granos de cuarzo redondeados presentan superficies “esmeriladas” y/o superficies suavizadas (Fig. 20b). Las superficies de los granos de la muestra 4a, muestran un alto contenido recristalizaciones de sílice (en forma de películas y glóbulos), lo que dificultó su análisis; a pesar de esto, se alcanzan a observar perfiles subredondeados y redondeados además de algunas superficie “picadas” y un alto contenido de partículas adheridas; esta muestra (4a) fue la de grano más fino que se estudió (Fig. 18).

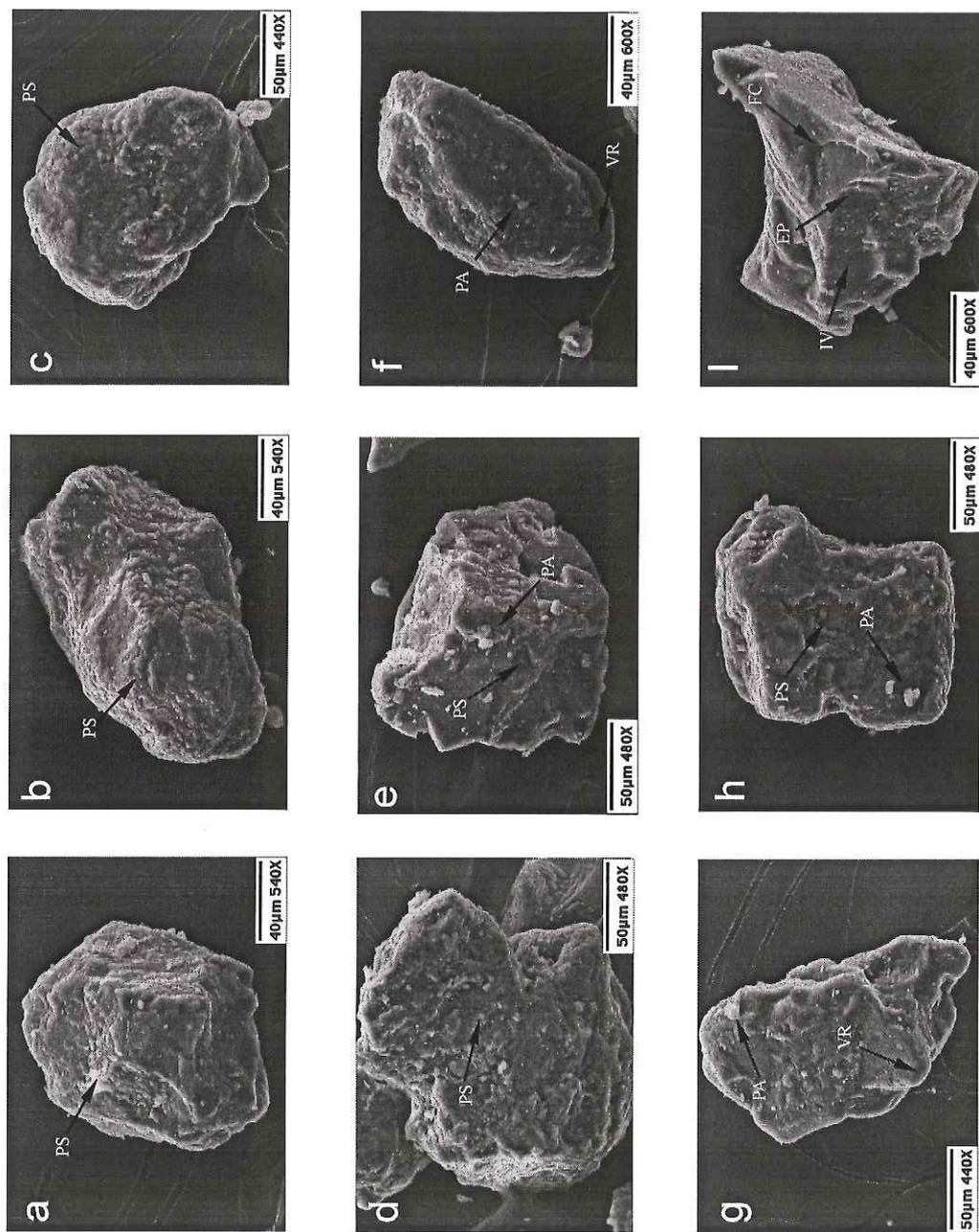


Figura 18. Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1 de la muestra 4a, tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Texturas como partículas adheridas (PA), estructuras de plato (EP), vértices redondeados (VR) y fracturas concoidales (FC) se consideran características de ambientes sedimentarios eólicos. Estructuras precipitación de sílice (PS), impactos en “v” (IV), son más comunes en ambientes sabkha y costeros, respectivamente.

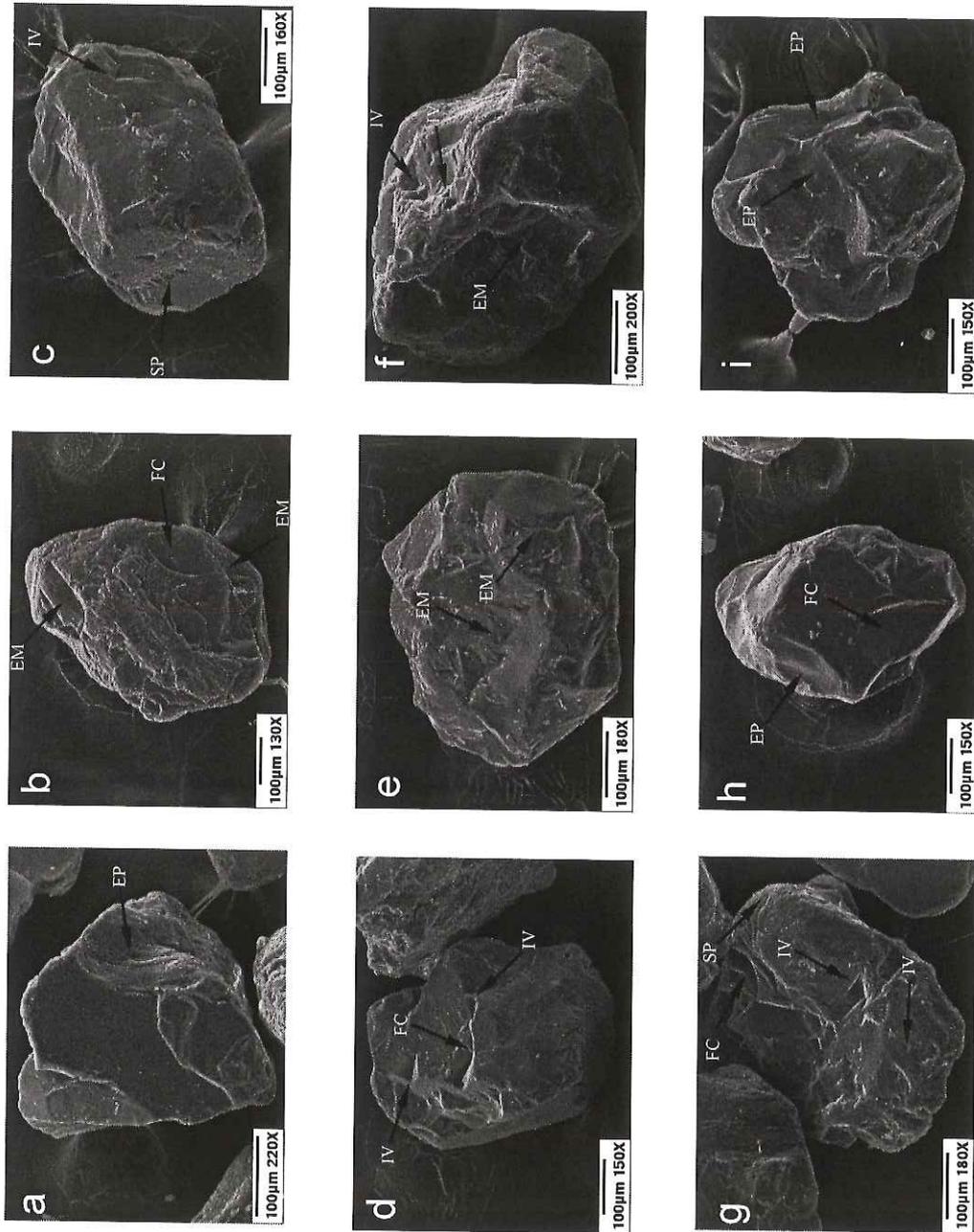


Figura 19. Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1, de la muestra 6a tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en el Fig. 8. Fracturas concoidales (FC), estructuras de plato (EP), hendiduras meándricas (EM), superficies picadas (SP) se consideran características de ambientes sedimentarios eólicos. Los impactos en "v" (IV), son más comunes en ambientes costeros.

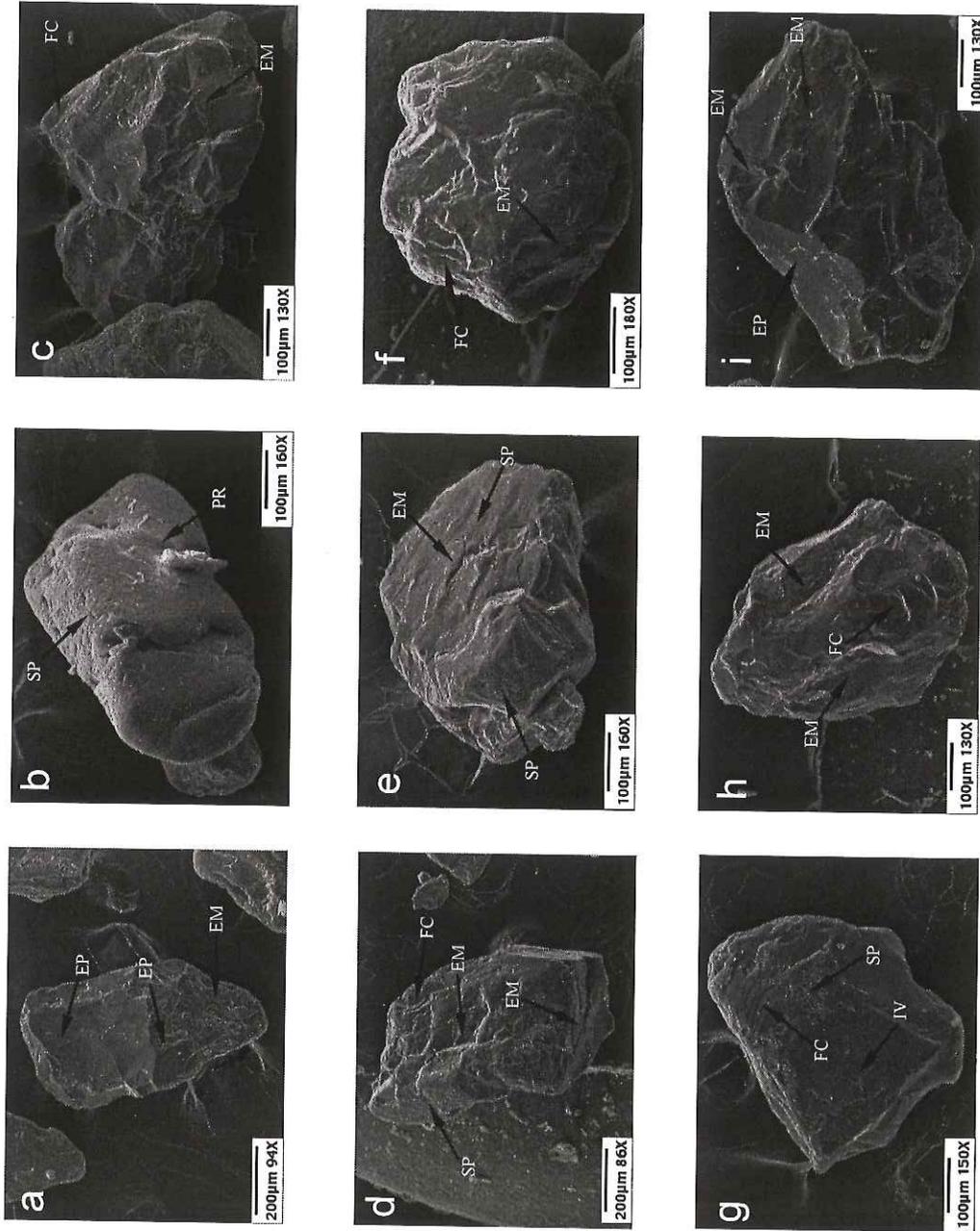


Figura 20. Microfotografías de granos de cuarzoes de arena del pozo LS04-1, de la muestra 14a tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Fracturas concoidales (FC), hendidura meándrica (EM), estructuras de plato (EP), superficies picadas (SP), perfil redondeado (PR) se consideran características de ambientes sedimentarios eólicos. Los impactos en “V” (IV) son más comunes en ambientes costeros.

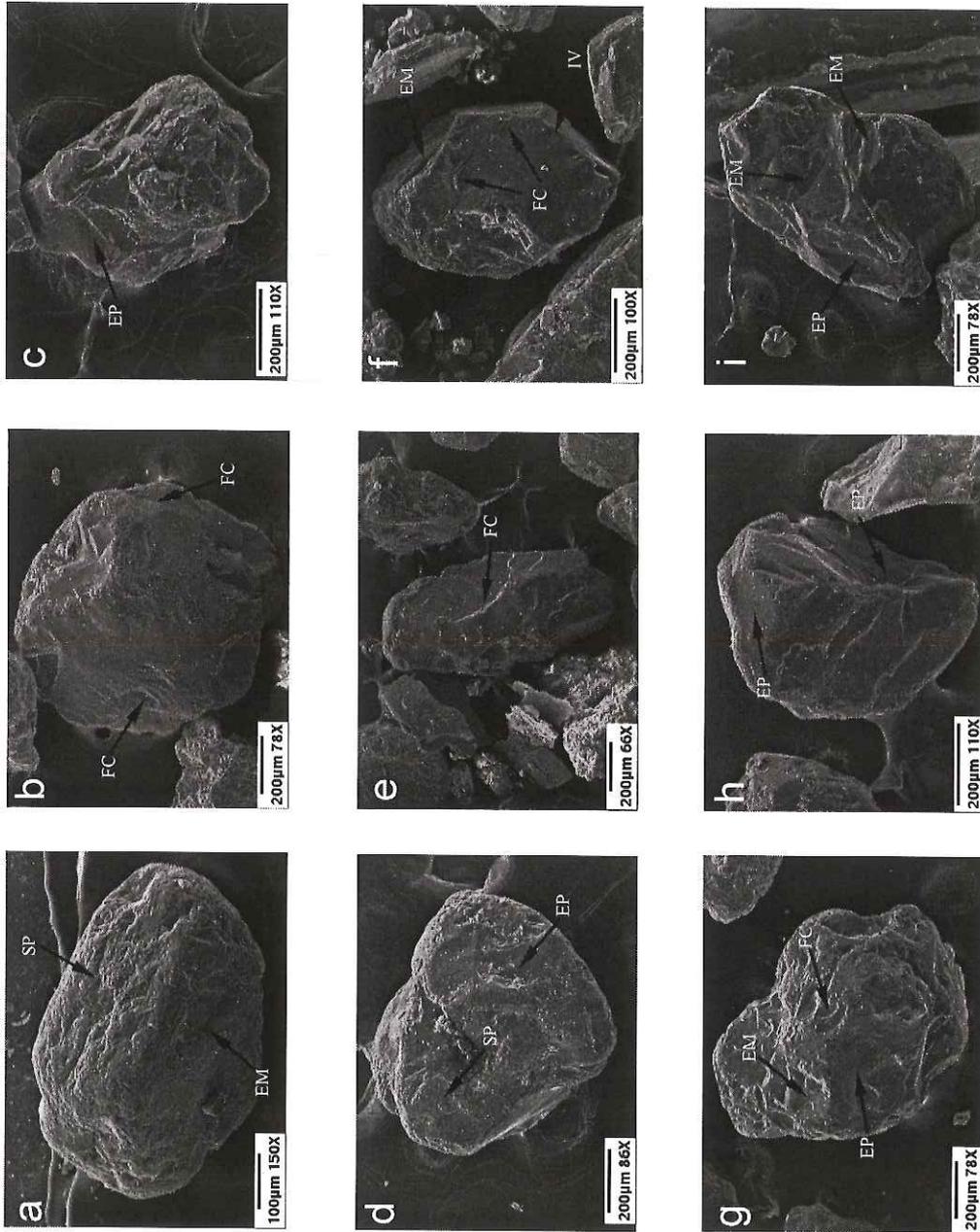


Figura 21. Microfotografías de granos de cuarzos de arena del pozo LS04-1 de la muestra 18a tomadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La localización de esta muestra en el pozo se presenta en la Fig. 8. Fracturas conoidales (FC), estructuras de plato (EP), hendiduras meándricas (EM), superficies picadas (SP), se consideran características de ambientes eólicos. Las impactos en “v” (IV), son más comunes en ambientes costeros.

Según estos resultados las características mecánicas (fracturas concoidales, depresiones en forma de plato, clivaje escalonado, surcos meándricos, etc.) están mucho más presentes en las superficies de los granos de arena del pozo que las características relacionadas a un origen químico (precipitación y disolución de sílice).

No se encontraron diferencias significativas entre las texturas que presentan los granos de arena del grueso intervalo de arenas del paquete superior y los horizontes de arenas laminadas del paquete inferior (**Fig. 8**)

IV.3.3 Análisis de difracción de rayos X (DRX) para la identificación de arcillas y minerales evaporíticos.

Los análisis de difracción de rayos X (DRX), para la fracción $<4\mu$ de las muestras del pozo LS04-1, indican la presencia de dos tipos fundamentales de asociaciones arcillosas: la primera con illita + clorita > kaolinita > esmectita (Asociación 1) y otra que contiene principalmente esmectita > illita > kaolinita (Asociación 2). De las cinco muestras analizadas, tres presentan la Asociación 1 (1Li, 7Li, 21Li), (**Fig. 22**) y las dos restantes presentan la Asociación 2 (5Li, 11Li) (**Figs. 23 y 24**).

La Asociación 1 se presentó en los lodos masivos a ligeramente laminados color verdoso, que están relacionados con una fuerte presencia de minerales evaporíticos (**Figs. 9 y 10**). En contraste, la Asociación 2 se presenta en lodos color café ocre a café rojizo, de aspecto tanto laminado como masivo (**Figs. 9 y 10**).

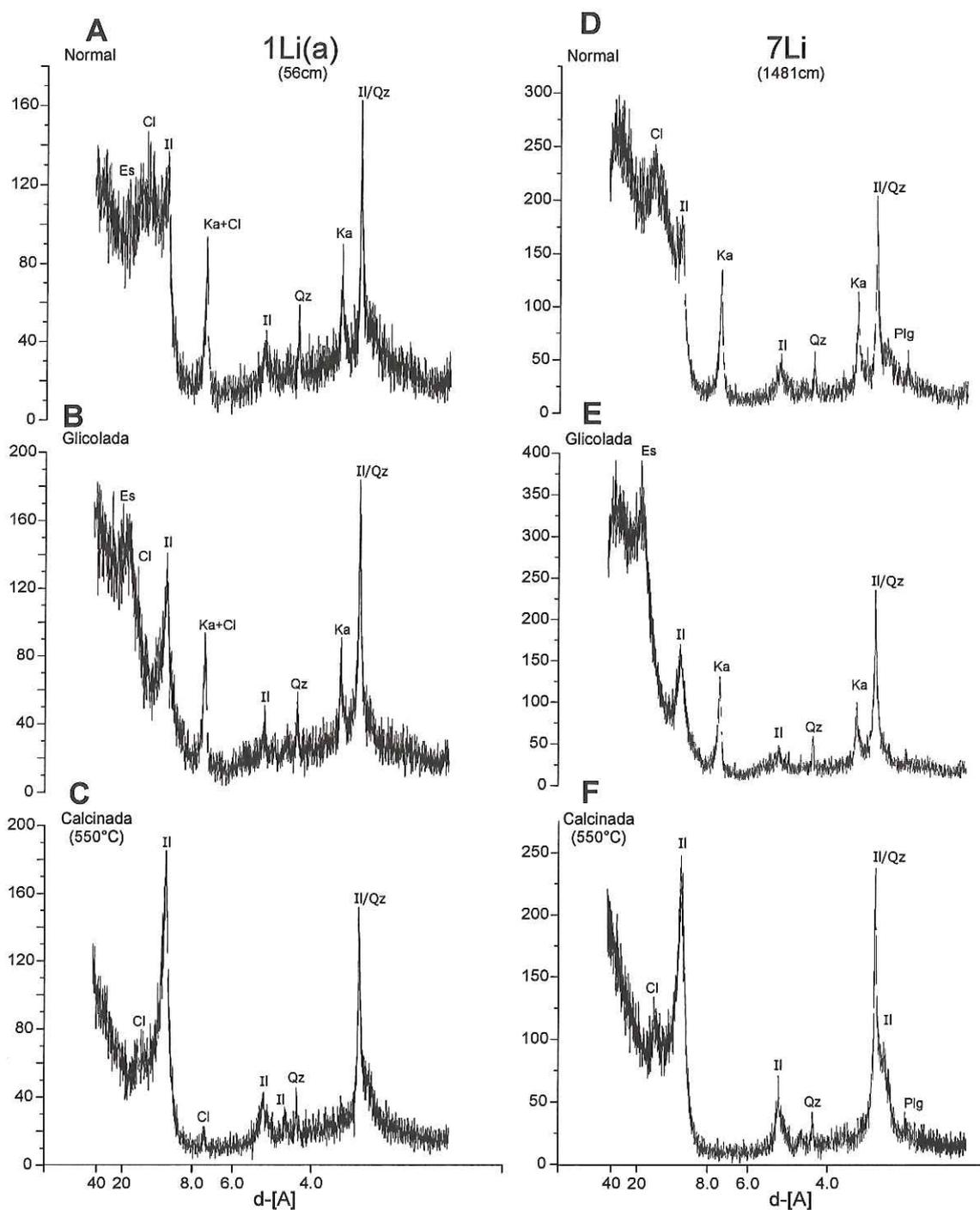


Figura 22. Patrones de difracción de las muestras de lodo 1Li(a) y 7Li del pozo LS04-1, en condiciones normales, con glicol, y calcinadas (550°C); en ambas muestras la illita (pico de difracción a 10 Å) predomina sobre la esmectita (pico de difracción a 17.7 Å), presentando la Asociación I: illita+clorita>kaolinita>esmectita. Illita (II), caolinita (Ca), esmectita (Es), cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg). Los sitios del muestreo se indican en la Fig. 24.

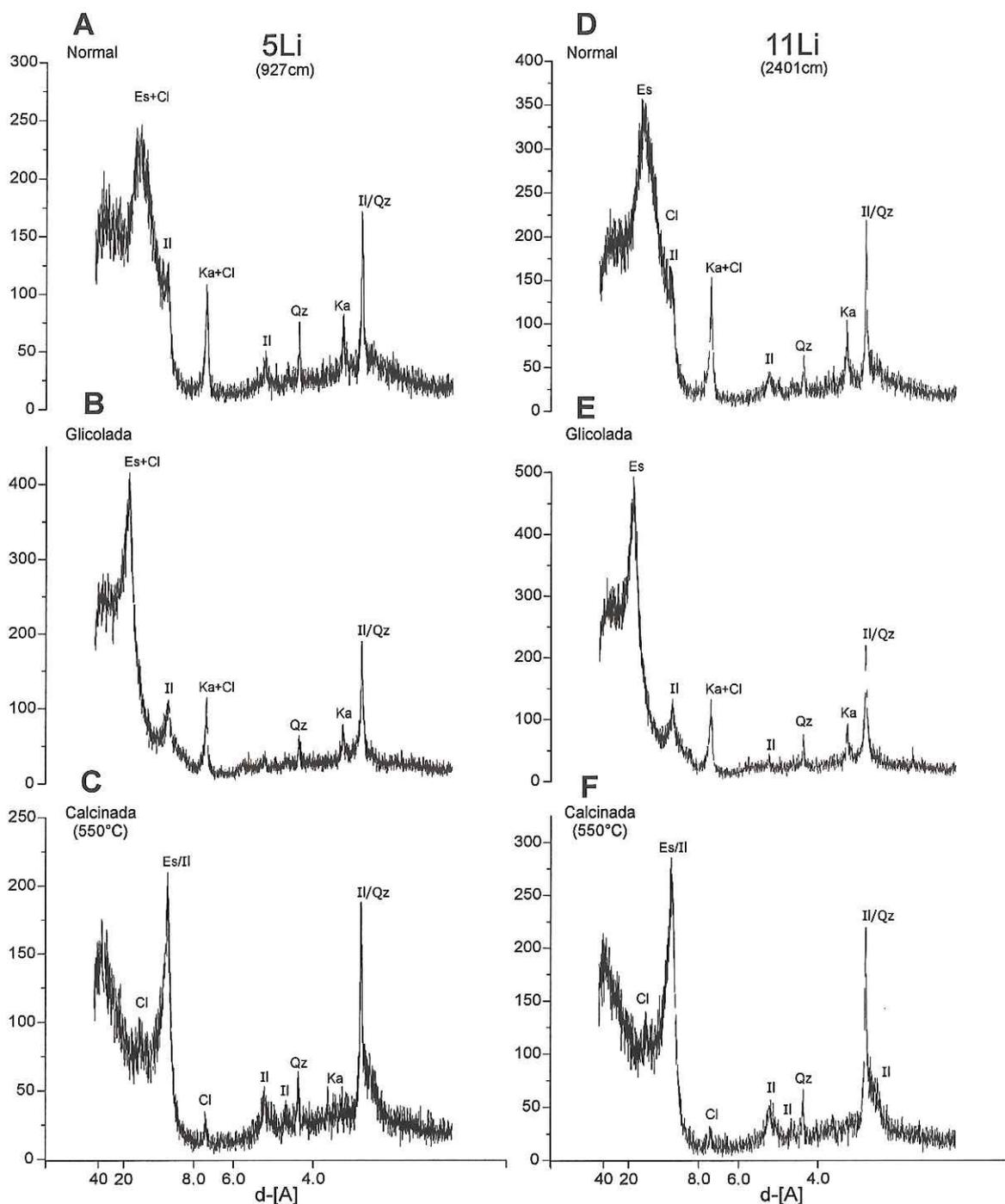


Figura 23. Patrones de difracción de las muestras de lodo 5Li y 11Li del pozo LS04-1, en condiciones normales, con glicol, y calcinadas (550°C); en ambas muestras la esmerectita (pico de difracción a 15 \AA) predomina sobre la illita (pico de difracción a 3 \AA), presetando la Asociación 2: esmerectita>illita>kaolinita. Illita (II), caolinita (Ca), esmerectita (Es), Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Plg). Los sitios del muestreo se indican en la Fig. 24.

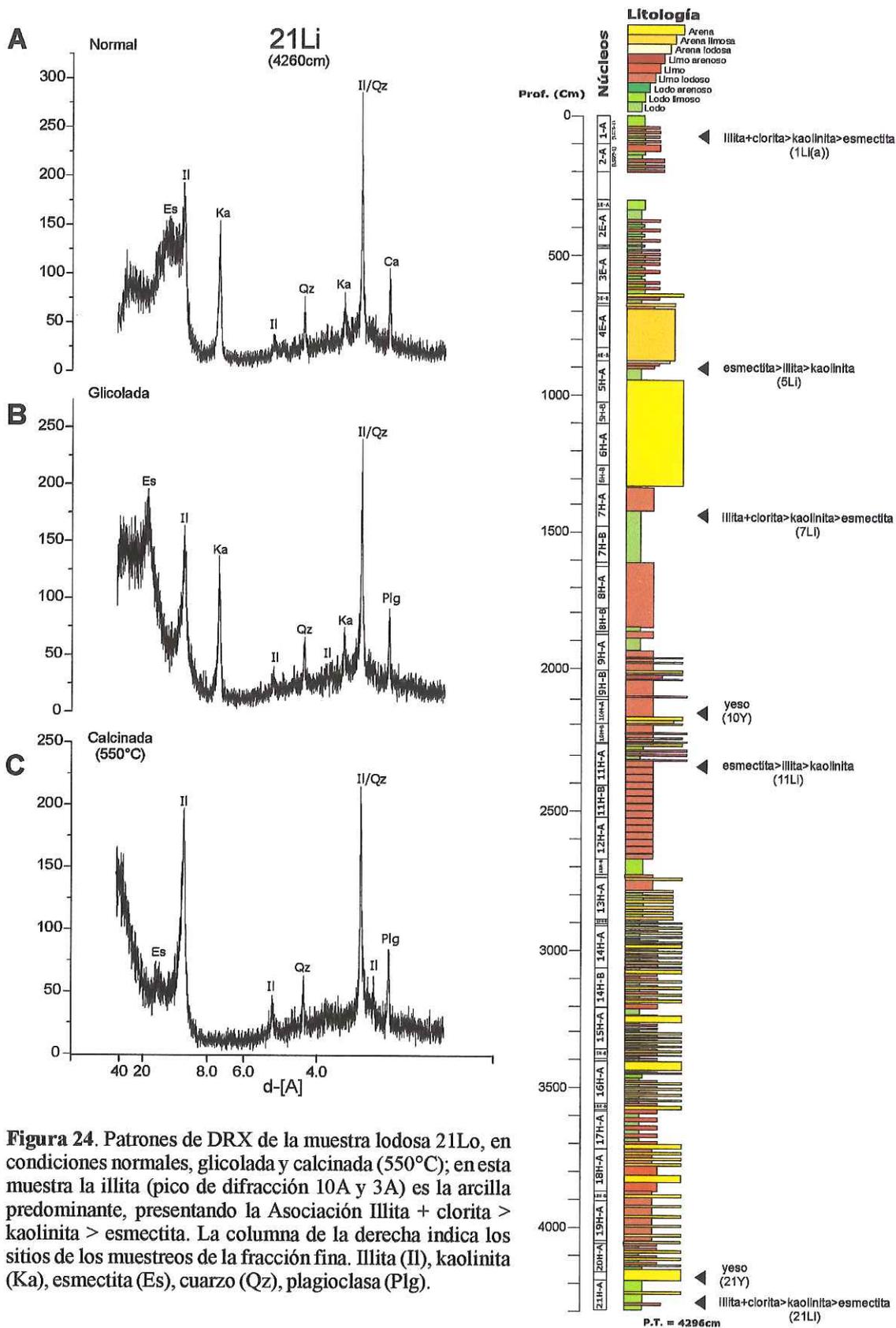


Figura 24. Patrones de DRX de la muestra lodosa 21Lo, en condiciones normales, glicolada y calcinada (550°C); en esta muestra la illita (pico de difracción 10A y 3A) es la arcilla predominante, presentando la Asociación Illita + clorita > kaolinita > esmectita. La columna de la derecha indica los sitios de los muestreos de la fracción fina. Illita (II), kaolinita (Ka), esmectita (Es), cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg).

En los difractogramas para las muestras que presentan la Asociación 1 (1Li, 7lo y 21Lo), sin ningún tratamiento (secada al aire o normal) se observa claramente picos a los 10.11, 5.00, 3.58 y 3.34 angstrom (Å) que por comparación con las tablas de JCDPS (2003) interpretamos que se asocian a la illita, de esta misma manera ubicamos los picos para la kaolinita (7.18 y 3.58), la clorita (13.19) —enmascarado por el pico de la esmectita— y probablemente para interestratificados de esmectita-clorita (17.61) y del cuarzo (4.26 y 3.34); la muestra glicolada presenta estos mismos picos pero mucho mejor definidos; en la muestra calcinada se observa el colapso de los picos 7.18 y el 3.58 Å, que se toma como diagnóstico para la presencia de kaolinita (Figs. 22).

Los difractogramas que presentan la Asociación 2 en la corrida normal muestran notoriamente el pico de la esmectita (14.56), y con menor intensidad los picos de la illita (10.10, 5.00 y 3.34) además de los picos de la kaolinita (7.18 y 3.56) y del cuarzo (4.25 y 3.34). En las muestras con glicol se observa un desplazamiento del pico de la esmectita (16.96) que se considera diagnóstico de la presencia de este mineral (arcillas expandibles), además de que los otros picos arcillosos (illita y kaolinita) se presentan mucho mejor definidos. En la muestra calcinada se observa el pico de la esmectita junto con la illita (10.06), lo cual es diagnóstico de arcillas expandibles, así como el colapso del pico de la kaolinita (que es diagnóstico) y el aumento del pico de la illita (Fig. 24).

Para los minerales evaporíticos, la difracción de rayos X (DRX), mostró de manera muy certera, que las dos muestras analizadas del pozo son yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) *sensus stricto*. El difractograma para ambas muestras presenta picos en 7.6, 4.7, 4.2, 3.8, 3.1, 3 y 2.8 Å bien definidos que coinciden muy de cerca con la tarjeta de referencia de la base de datos

International Centre for Diffraction Data (JCPDS, 2003), número 21-0816, para sulfato de calcio hidratado (yeso) (Fig. 25). No se identificaron otros minerales evaporíticos comúnmente asociados a lagos secos o a ambientes de sabkha continental (Sonnenfeld y Perthuisot, 1989).

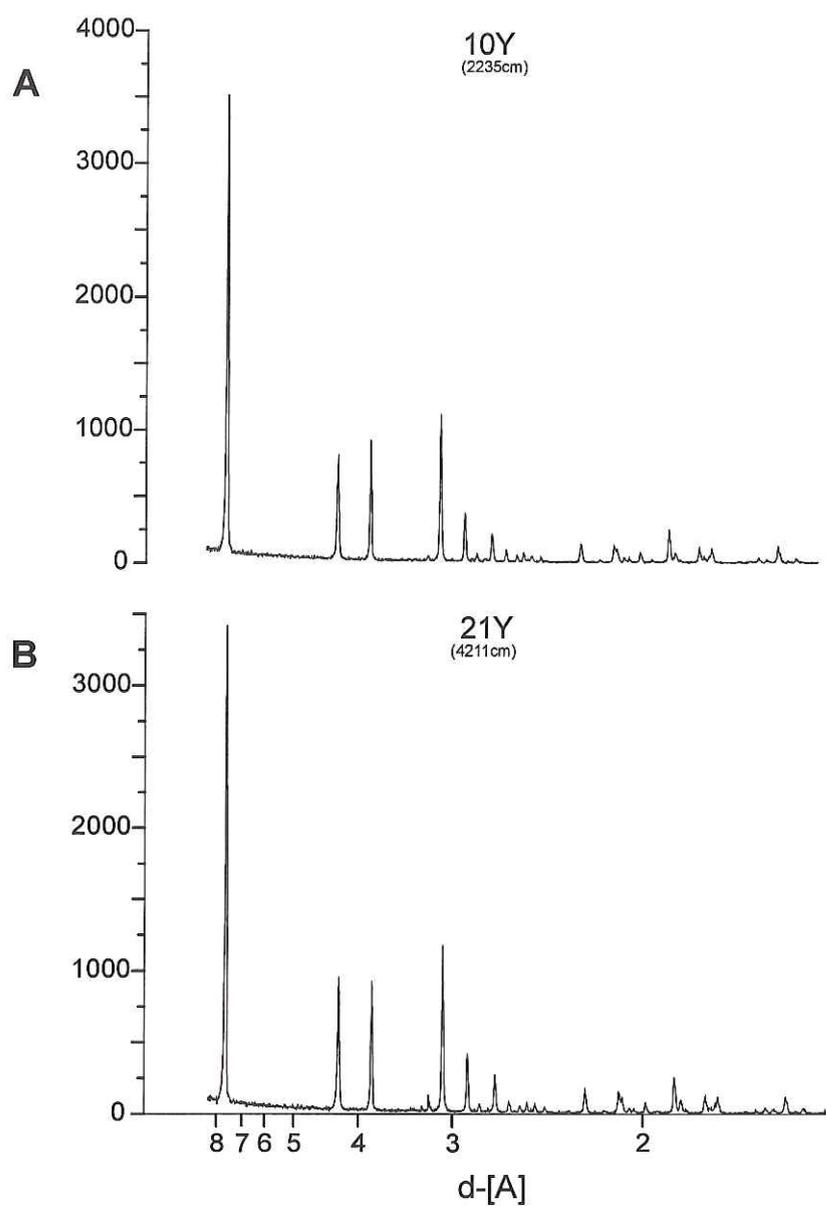


Figura 25. Difractogramas de las muestras de minerales evaporíticos del pozo LS04-1. De acuerdo a este análisis ambas muestras presentan los picos característicos del yeso (no. de tarjeta 33-0311 de la JCPDS, 2003). La localización de los muestreos se indica en la Fig.24.

IV. 4 Análisis de frecuencias y autocorrelación del registro de rayos Gamma.

IV.4.1 Frecuencias fundamentales y variabilidad cíclica

El correlograma o gráfico de correlación para la parte superior del residual del registro de RG (0-27 m) muestra una ligera periodicidad a cada ~ 400 cm (en múltiplos de 500 cm) (**Fig. 26B**). Esta periodicidad es consistente con el espectro de potencia calculado para esta parte del registro (superior) (**Fig. 26A**). El espectro de potencia muestra la existencia de siete frecuencias principales en la parte superior del registro: 0.00223 (446 cm), 0.00556 (179 cm), 0.00866 (115 cm), 0.0252 (39 cm) y 0.0414 (24 cm). De estos el ciclo de ~ 446 cm (casi 500 cm) es el más evidente en los primeros 26m del registro RG (parte superior). Si dividimos el número de máximos entre la longitud de este intervalo ($4/2600$) se tiene un valor de ≈ 0.0015 , que es consistente con el resultado obtenido por el análisis de frecuencias.

El correlograma para los datos de la parte inferior del residual del registro de RG (27-41 m), muestra una fuerte periodicidad cercana a ~ 1 m (**Fig. 27B**). Una conclusión similar se muestra en el periodograma del espectro de potencia para el mismo residual, en él que se observa la presencia de cinco frecuencias principales: 0.0102 (97.6 cm), 0.0224 (44.6 cm), 0.0471 (21.2 cm) y 0.05933 (18cm), (**Fig. 27A**). Siendo la de 97 cm la más energética.

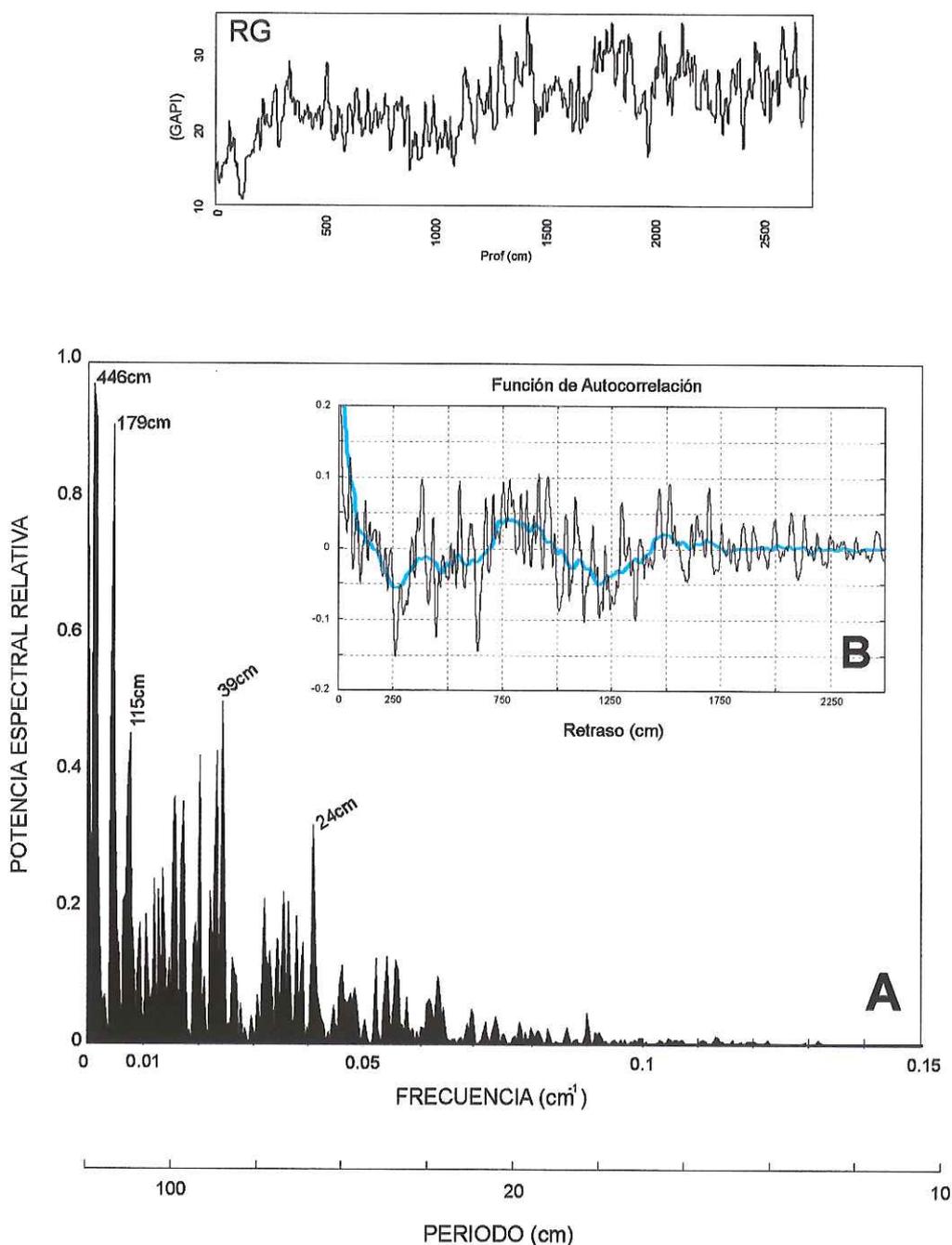


Figura 26 A). Espectro de potencia de la parte superior del residual del registro de rayos gamma (RG) del pozo LS04-1, por el método de Welch. **B).** Correlograma o gráfico de autocorrelación para la misma serie de tiempo que muestra una periodicidad en múltiplos de casi 500cm, que es consistente con el espectro de potencia, para la periodicidad de 446cm. La línea azul en el gráfico de correlación es una función suavizada de la serie de tiempo. En la parte superior se muestra la ventana de datos que representa la parte superior del registro de RG.

En la parte inferior del registro RG (27-41 m) se observan alrededor de 16 máximos sobre una longitud de 1461 cm (Fig. 27). Si dividimos el número de picos entre esta longitud (16/1461) tenemos un valor de ≈ 0.01066 , que es consistente con la frecuencia del ciclo de casi 1m (0.0102) en el espectro de potencia.

Estos análisis indican que el residual de ambas señales (parte superior e inferior del registro), está compuesto de patrones repetitivos. Es decir, la descomposición en ondas sinusoidales del residual de la señal (RG) indica que la energía se concentra en frecuencias específicas, mostrando que la variabilidad estratigráfica tiene un comportamiento cíclico.

El intervalo de muestreo utilizado fue de 1 con una frecuencia de Nyquist de $\frac{1}{2}$.

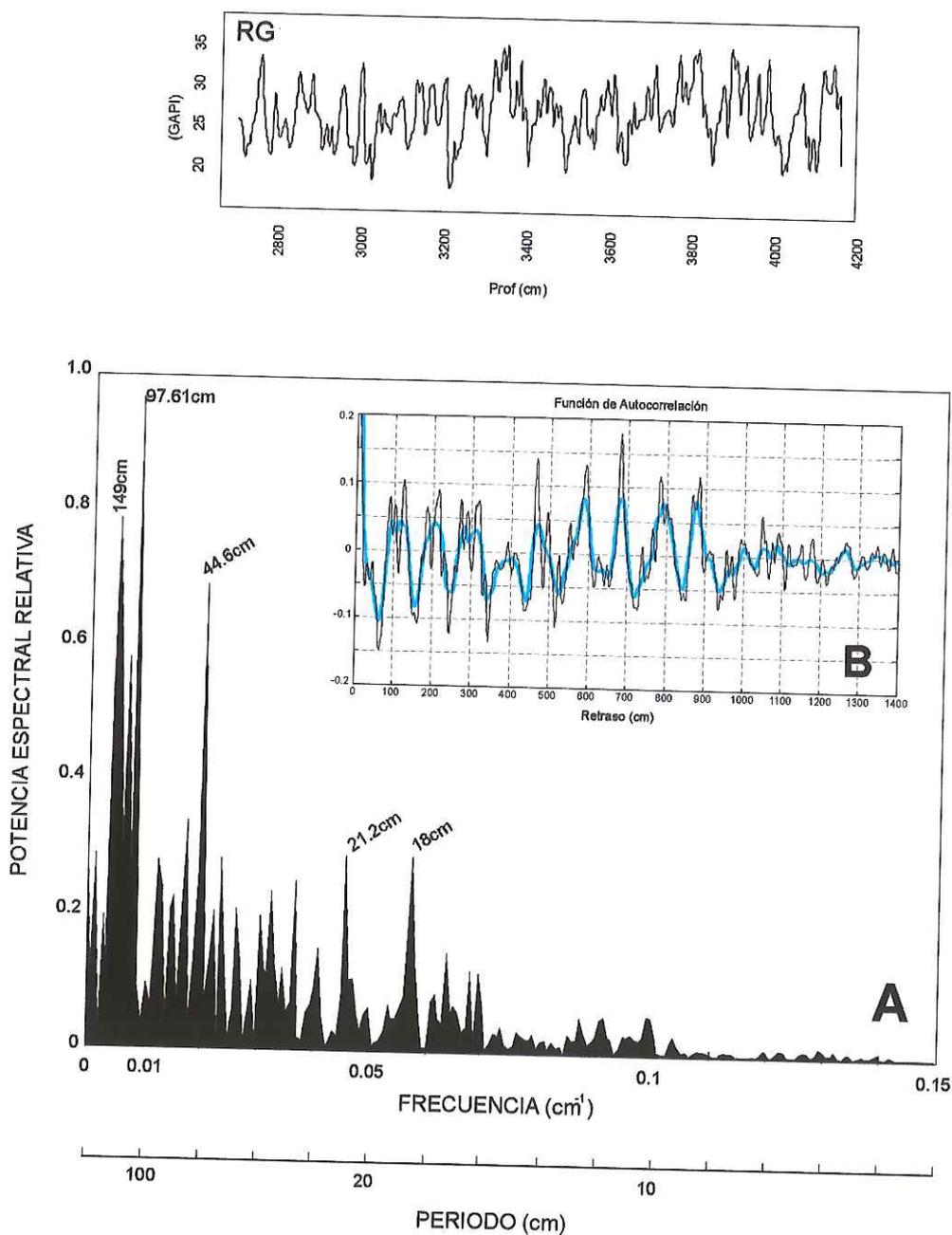


Figura 27 A). Espectro de potencia de la parte inferior del residual del registro de rayos gamma (RG) del pozo LS04-1, por el método de Welch. **B).** Correlograma o gráfico de autocorrelación para la misma serie de tiempo que muestra una periodicidad en múltiplos de casi 100cm, que es consistente con el espectro de potencia, para la periodicidad de 97.6 cm. La línea azul en el gráfico de correlación es una función suavizada de la serie de tiempo. En la parte superior se muestra la ventana de datos que representa la parte inferior del registro de RG.

V. DISCUSIÓN

V.1 Características texturales, ambientes de sedimentación y fuente de sedimentos.

V.1.1 Características texturales de arenas, procesos de transporte e interpretación de ambientes sedimentarios del pozo.

Las características texturales de los horizontes de arena analizados en el núcleo indican procesos de transporte y selección muy pronunciados. El tamaño promedio de los depósitos corresponde a una arena fina (Mz 2.7- 3.9 Ø, 0.14-0.07 mm), moderadamente a bien clasificada ($\sigma < 0.7$) (Tabla VI, Fig. 13E). Estas características requieren mecanismos de transporte y selección muy acentuados, que solamente algunos procesos sedimentarios pueden proporcionar. Debido a que los depósitos son relativamente recientes, se considera que uno o varios de los ambientes sedimentarios modernos pueden representar los paleoambientes que ocasionaron tales grados de selección y madurez textural. El retrabajo por el viento (procesos eólicos) y por flujos de agua en la parte distal de abanicos aluviales (procesos hidráulicos) son los principales mecanismos que pueden explicar las características texturales de las arenas intercaladas en el núcleo (Fig. 28). Otro factor importante puede ser la herencia o el origen de los sedimentos que forman los horizontes arenosos en el pozo. El retrabajo de formaciones sedimentarias del Plioceno Tardío, con depósitos fluviales del Río Colorado es común en la zona de estudio y podría explicar, en parte, las características texturales de los depósitos presentes en el pozo (Fig. 4).

Con base en las características estratigráficas, texturales y de composición, las arenas del pozo se separaron en dos tipos:

Tipo I: horizontes masivos de arena en intervalos gruesos

Tipo II: horizontes delgados de arena en intervalos laminados

La estratigrafía del pozo está dominada por una alternancia de depósitos delgados de lodo, arena y limo, las cuales tienen espesores de unos pocos centímetros (**Fig. 10**). Esto sugiere una rápida alternancia de los ambientes sedimentarios y/o de la fuente de aporte de estos depósitos. Los horizontes gruesos de arena que se presentan en el paquete superior (de los ~13 m a los ~6.8 m) (**Fig. 7**), a diferencia de las arenas laminadas de otros paquetes, requieren de una estabilidad más prolongada del ambiente sedimentario bajo el cual se acumularon.

Los dos horizontes gruesos de arena (tipo I) se distinguen texturalmente por un tamaño de grano ligeramente mayor (Mz 2.7-3 Ø), una mejor selección (Std <0.6), y un ligero sesgo negativo (Sk -0.01 a -0.06) en comparación con las muestras del tipo II (Mz 2.9-3.9, $\sigma > 0.7-1.1$ y Sk 0.08-0.2), (**Figs. 7 y 13E, Tabla VI**).

Las arenas de grano fino a muy fino, con moderados a buenos grados de selección¹ y que presentan curvas casi simétricas y/o con sesgo positivo (hacia los finos) —como las arenas de este pozo (tipo I y II)— revelan un origen eminentemente eólico o relacionado a éste (Friedman, 1961; Friedman, 1962; Friedman y Sanders, 1978; Friedman, 1979; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). Estos patrones han sido observados en depósitos de

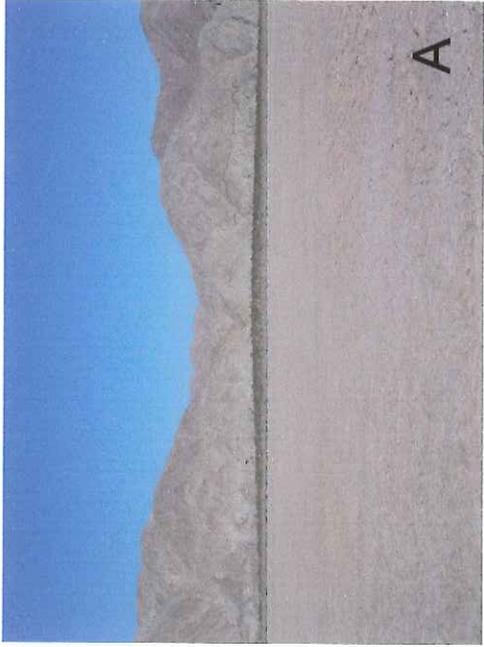
¹ El viento remueve por tracción tamaños de partículas del orden de 3.3-1.7Ø (0.1- 0.3mm) —arena media y fina—, con un bueno o moderado grado de selección (Friedman y Sanders, 1978). Las arenas del pozo tienen una media promedio de ~3.2Ø y presentan de moderados a moderadamente buenos grados de selección.

dunas desérticas en varias partes del mundo (Friedman, 1961; Friedman, 1962; Khalaf, 1989; Boggs, 1995; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005).

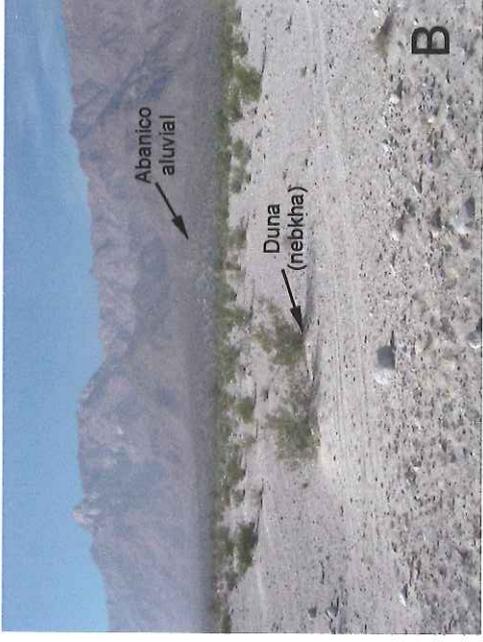
A pesar de que los sedimentos del pozo tienen una fuerte firma eólica, actualmente los abanicos aluviales (que están dominados por transporte en flujos), son los ambientes sedimentarios modernos más cercanos al pozo estudiado, y se encuentran a una distancia no mayor de ~2 km (**Figs. 15 y 28A**). El alto contenido de minerales pesados (horblenda y biotita) en muchas arenas del tipo I (**Tabla IX**), sugiere también la influencia local por procesos aluviales. En las sierras más próximas al pozo (Cucapá y El Mayor), afloran principalmente tonalitas y granodioritas de horblenda-biotita así como gneiss y esquistos ricos en biotita (**Fig. 2**). Por lo tanto, se interpreta que tanto los procesos eólicos como los procesos de flujo (hidráulicos) en la parte distal de abanicos aluviales, produjeron estas características texturales en las arenas del pozo en Laguna Salada (**Figs. 30 y 31**).

Debido a la importante actividad de la falla Laguna Salada en el pasado reciente, los abanicos aluviales más cercanos al pozo posiblemente desarrollaron lóbulos muy amplios. Por lo tanto las facies más distales de estos ambientes debieron jugar un papel preponderante en la sedimentación del pozo (**Fig. 30 y 31**). Dados los largos periodos de sequía que se dan en Laguna Salada, la acción del viento probablemente retrabajo los depósitos en la parte distal de los abanicos, levantando las partículas más finas, transportándolas y acumulándolas en zonas cercanas al vaso como depósitos eólicos (**Figs. 30 y 31**).

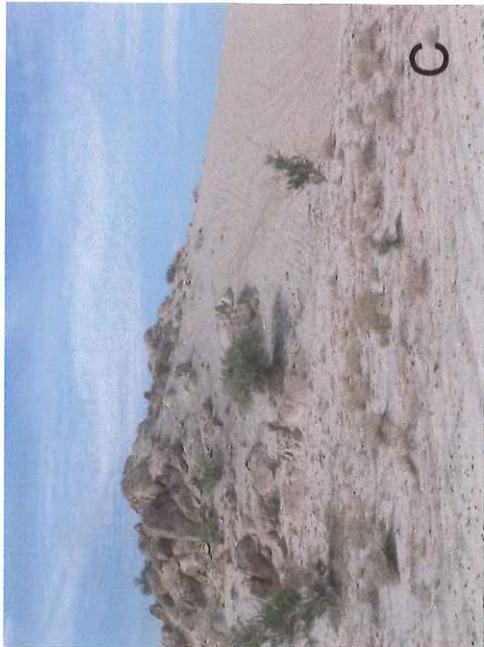
Actualmente se puede observar la formación de dunas por el retrabajo eólico de los depósitos más distales en abanicos aluviales al pie de la Sierra Juárez (**Fig. 28B**).



A



B



C



D

Figura 28 A). Vista del abanico aluvial más cercano al pozo, la distancia entre este abanico y el pozo actualmente es de unos 2km. **B)** Vista de un abanico aluvial al pie de la Sierra de Juárez, en la que se observa el desarrollo de depósito de dunas (nebkha) como resultado del retrabajo por el viento de sus sedimentos más distales. **C)** Depósitos de dunas desarrollados a partir de un afloramiento de rocas ácidas cerca de la Sierra de Juárez al noroccidente de la laguna. **D)** Vista del vaso de la laguna en el que se observa la capa en forma de “costra” que protege de las condiciones secas a los sedimentos que la subyacen.



Figura 29 A). Fotografía de un pequeño campo de rizaduras muy cercano al vaso de la laguna formado en la base de depósitos de dunas eólicas. **B)** Grietas de desecación en el canal (El Chimero) donde se alimenta de agua la laguna. **C)** Zona de canales intermitentes del abanico Av1 (más cercano al pozo), por donde los sedimentos arenosos son redistribuidos hasta las partes más distales. **D)** Grietas de desecación formadas en la parte noroccidental de la cuenca, donde se concentra la humedad debido al basculamiento tectónico de la cuenca.

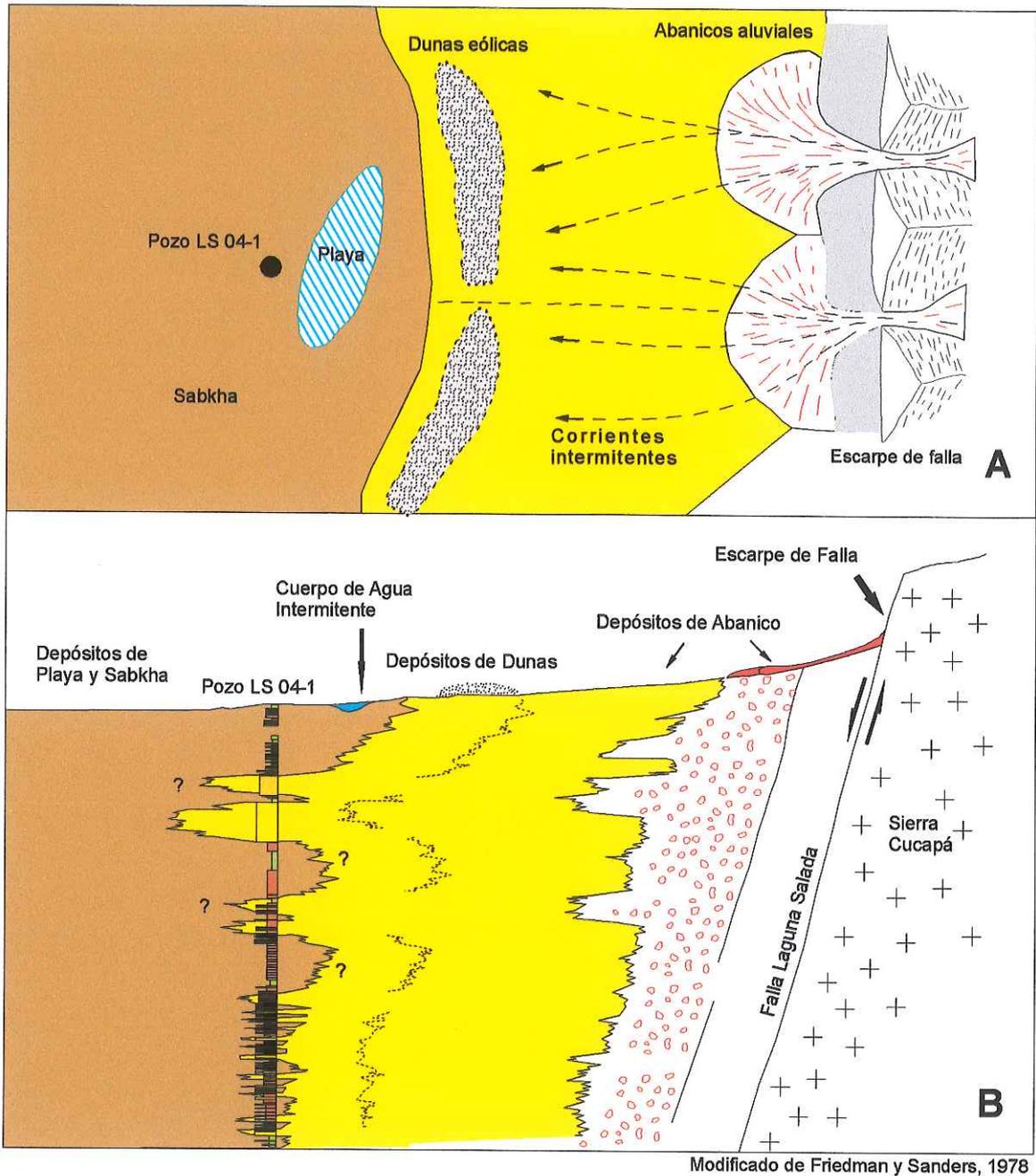


Figura 30. Esquema de los ambientes sedimentarios más cercanos al pozo LS04-1, vistos en planta **A)** y en sección **B)**. En el pasado reciente la actividad de la falla Laguna Salada, probablemente indujo el desarrollo de los lóbulos más distales de los abanicos aluviales más cercanos al pozo, el retrabajo por el viento de estos sedimentos posiblemente alcanzó el sitio del pozo, ya sea en forma de dunas eólicas o como sedimentos de la parte más distal de los propios abanicos.

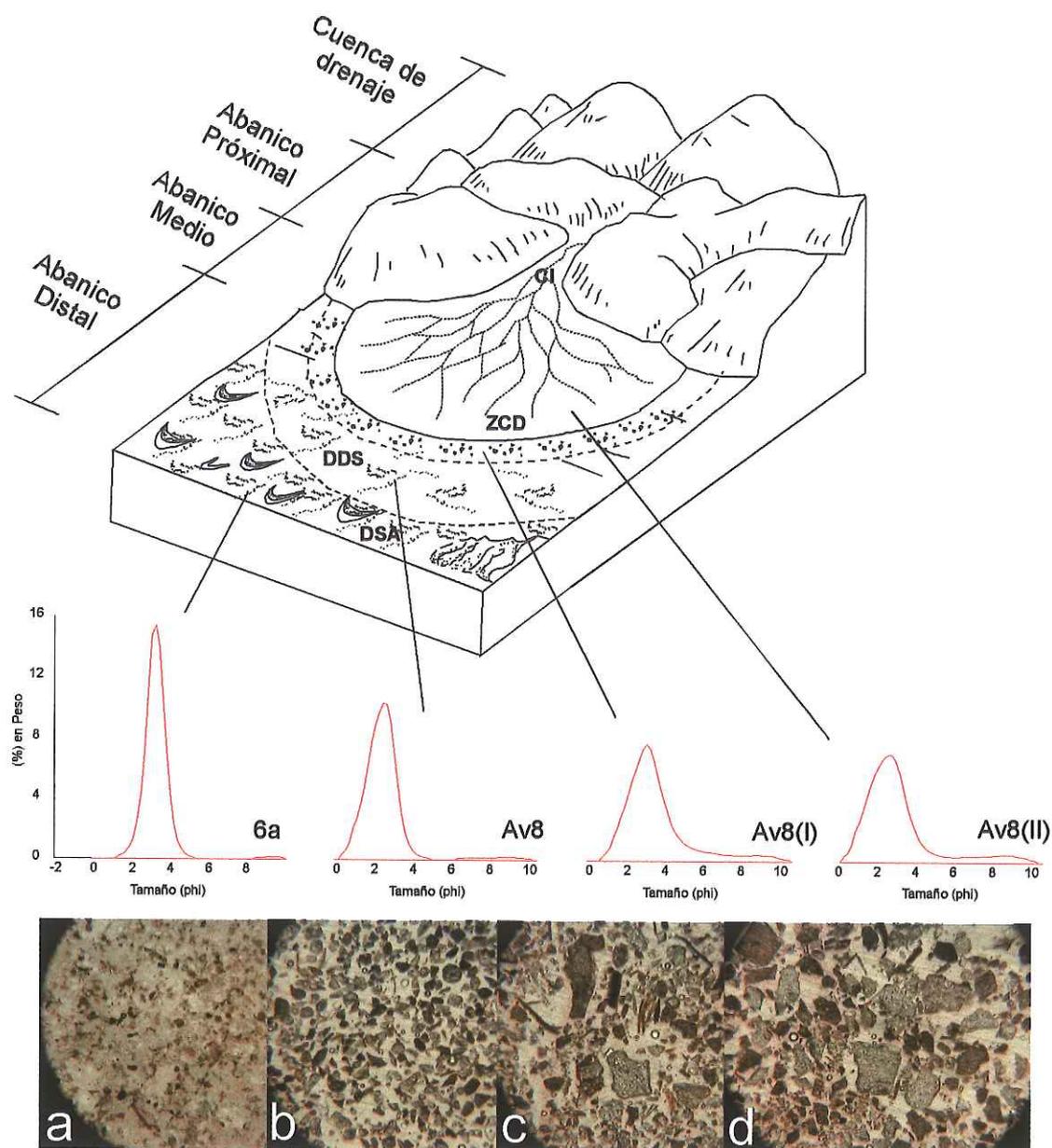


Figura 31. Parte sup. esquema que muestra las facies y subsfacies de un abanico aluvial similar a los que se desarrollan cerca del pozo: canal de inscisión (CI), zona de canales distributarios (ZCD), depósitos de desbordes en sábana (DDS), depósitos de sábanas de arena (DSA). Parte inf. (b, c y d) fotografías de las laminas delgadas y sus curvas de distribución de tamaño de sedimentos arenosos muestreados en sección sobre el abanico aluvial más cercano al pozo (Av8). La fotografía (a) corresponde a la muestra de arena 6a del pozo. Esta secuencia de fotografías representa la probable evolución de los sedimentos desde su fuente (el abanico) hasta su depósito final en el pozo LS04-1. La localización del abanico muestreado se presenta en la Fig. 15.

La separación en dos poblaciones con parámetros texturales y de composición ligeramente distintos en arenas del pozo (**Fig. 13**), sugiere que los paquetes gruesos de arena (tipo I) (**Fig. 7**) fueron depositados por procesos eólicos, mientras que los horizontes delgados de arena (tipo II) (**Fig. 7**) tienen más influencia de procesos hidráulicos en la porción distal de abanicos aluviales (flujos laminares) y de un posterior retrabajo por el viento (**Fig. 30 y 31**).

Otra característica importante para diferenciar entre los grupos de muestras de arena de los tipos I y II es la composición mineralógica. Las muestras de los intervalos delgados (tipo II) contienen en general un mayor porcentaje relativo de feldespato, líticos y minerales pesados (biotita y hornblenda), (**Fig. 17, Tabla IX**). Esta característica mineralógica permite inferir una mayor influencia de fuente local para las arenas tipo II. En cambio las muestras del paquete grueso (tipo I) son en general de composición más cuarzosa y con menor contenido relativo de líticos y minerales pesados relacionándose a una composición cercana a las arenas del Río Colorado (**Figs. 8 y 17**).

Las características mineralógicas de las arenas del pozo por lo tanto sugieren una mezcla de arenas del Río Colorado con fuente local de los sistemas aluviales de las márgenes de la cuenca (**Fig. 17**).

Al comparar las características texturales entre los sedimentos del pozo y los sedimentos del Río Colorado se observan también una clara correlación. Los sedimentos del pozo tienen una media que oscila alrededor de los 3.2ϕ de y moderados a buenos grados de selección. Merriam y Bandy (1965), indican que el tamaño medio de los sedimentos de la Fm. Palm Spring y de depósitos recientes de delta del Colorado es de 3.5ϕ y de 3.12ϕ ,

respectivamente, con moderados a buenos grados de selección. van de Kamp (1973), refiere que los sedimentos del Río Colorado son ligeramente más gruesos, entre 1.73 ϕ y 3.47 ϕ y son de bien a muy bien seleccionados. Thomson, (1968) reporta que los sedimentos arenosos en el delta actual del Colorado tienen tamaños entre 3.25 ϕ y 1.75 ϕ .

Por lo tanto la mayor madurez textural en arenas tipo I, probablemente está asociada a dos causas: 1) que fueron sometidas a un transporte eólico más intenso hasta su depósito en la cuenca Laguna Salada, ó 2) que estos sedimentos, aunque de origen eólico, provienen de una fuente con características texturales heredadas y que han experimentado varios ciclos sedimentarios; es decir indican una mayor contribución de depósitos antiguos del Río Colorado, de ahí probablemente sus valores de sesgo ligeramente negativos (Figs. 4 y 13).

La interpretación de la acción eólica sobre los sedimentos arenosos del pozo es confirmada también por las texturas superficiales de los granos de arena observadas en el MEB. Las texturas presentes en los granos de arena del pozo como superficies “picadas”, depresiones en forma de “plato”, hendiduras meándricas, superficies suavizadas, arcos gradados y fracturas concoidales, a menudo son interpretadas como resultado de la acción del viento (Figs. 18, 19, 20 y 21), (Kuenen y Perdock, 1962; Krinsley y Donahue, 1968; Al-Saleh y Khalaf, 1982; Pettijohn *et al.*, 1987).

En depósitos de sábanas de arenas, depósitos de superficies de denudación, y depósitos de dunas eólicas desérticas, el proceso de transporte eólico por saltación, puede ser el responsable de la formación de depresiones con formas de “plato” (Figs. 19, 20 y 21) en la superficie de los granos de arenas especialmente durante tormentas de arena o de polvo (Al-Saleh y Khalaf, 1982). Las estructuras de “hendiduras meándricas” y fracturas

concooidales se cree son el resultado del desgaste que sigue a la ruptura en bloques por impacto entre dos granos durante su transporte eólico. Las superficies “picadas”, (Figs. 20 y 21) pueden ser originadas por procesos de abrasión de partículas finas en un ambiente desértico durante tormentas de arena (Kransley y Donahue, 1968, Pettijohn *et al.*, 1987).

La ligera presencia de estructuras de origen químico en las muestras del pozo (precipitación de sílice, Fig. 18), pueden estar relacionadas a las condiciones hipersalinas de sabkha y/o playa, que también se presentan en Laguna Salada (Kransley y Donahue, 1968).

V.1.2 Comparación textural con arenas de ambientes sedimentarios modernos.

La comparación textural de las muestras de arena del pozo con muestras de depósitos modernos (dunas eólicas y abanicos aluviales), difiere principalmente en cuanto al tamaño de grano. Sin embargo, varias muestras de ambientes modernos tienen valores similares en el grado de selección (Tabla VIII, Fig. 16). Dos muestras de arena de dunas recientes (Du1 y Du12) y una de pie de abanico aluvial (Av16) presentan valores de selección (Std) y de media (Mz) muy similares a las muestras de arena del pozo (Fig. 16). Las muestras de dunas eólicas modernas en los alrededores del vaso de la laguna tienen tamaños significativamente mayores, aunque similar grado de selección (Tabla VIII).

El patrón de viento dominante según algunos trabajos (Compean *et al.*, 1984) y de acuerdo a la orientación de las dunas modernas (Fig. 15) es NW-SE durante la primera mitad del año y se reporta una inversión para el resto del año (SE-NW). Este patrón de vientos probablemente forma un corredor de viento a lo largo del lado oriental de la laguna (al pie

de la Sierra Cucapá), transportando arena procedente del retrabajo de depósitos fluviales Pliocénicos del Río Colorado que afloran extensivamente en la parte norte y centro oriental de la laguna (Figs. 2 y 4). Estos depósitos afloran principalmente en las montañas Coyote (Ruisaard, 1979; Mace, 1981), desierto Yuha y Cerro Centinela (Isaac, 1987) al norte de la laguna, y en Cerro Colorado al oriente de la laguna (Vázquez-Hernández, 1996) (Fig. 2). Estos depósitos están muy pobremente consolidados y son fácilmente erosionados por el viento y el agua.

Mazzullo *et al.*, (1986), refiere que los procesos eólicos transportan preferentemente granos redondos y/o esféricos además de que clasifican eficazmente a los sedimentos con relativamente cortas distancias de transporte y que poca clasificación adicional ocurre después de este proceso. Si por el contrario las arenas son transportadas relativamente grandes distancias (kilómetros), la abrasión de las aristas de los granos de arena se incrementa de manera importante. Por lo tanto el menor tamaño de las arenas del pozo respecto a las de ambientes recientes, puede explicarse con una mayor distancia entre la fuente y el sitio de depósito, manteniendo así los grados de selección.

Trabajos de caracterización mineralógica y textural de dunas eólicas en el Desierto de Altar, Sonora (Fig. 4), muestran que las arenas de las dunas más alejadas situadas al noreste del desierto de Altar, son texturalmente más maduras, debido a la selectividad de los vientos del NW, que concentran las partículas más finas, como resultado de un mayor transporte, desde su fuente cerca del Delta del Río Colorado hasta su depósito final en las dunas del campo volcánico de El Pinacate (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005), (Fig. 32). Un proceso similar pudo darse en la Laguna Salada en el cual la acción del viento pudo retrabajar los depósitos de abanicos aluviales (provenientes de formaciones

antiguas del Río Colorado) hasta depositarlos como dunas eólicas cerca de la zona del pozo (Fig. 30).

En conclusión, las características estratigráficas, texturales y mineralógicas de las arenas laminadas del tipo II corresponden muy probablemente a depósitos de “sábanas de arenas” desérticas, desarrolladas sobre el vaso de la laguna, posiblemente a partir de flujos laminares en desbordes en sabana en las partes más distales de los abanicos aluviales (Figs. 30 y 31).

Se interpreta que los dos intervalos gruesos de arena del paquete superior (tipo I), representan depósitos eólicos con una composición cercana a las arenas fluviales del Río Colorado. Estos pudieron acumularse ya sea como depósitos de dunas o bien pudieron desarrollarse como una acumulación de depósitos de rizaduras o sábanas de arena² por acción eólica (Figs. 29A y 31). Actualmente se ha observado la formación de pequeños campos de rizaduras que progradan hacia el vaso de la laguna, cercanos a las dunas situadas frente a los abanicos aluviales de la sierra Cucapá (Fig. 29A).

La velocidad de acumulación de depósitos de dunas es muy variable, por ejemplo se ha registrado grupos de dunas en la provincia China de Ningxia y en el oeste de Egipto tazas de sedimentación muy rápidas del orden de 100 m/año (Watson, 1997).

² Los depósitos de sábanas de arena (“sheet sands”) se desarrollan a partir de la migración de pequeños campos de rizaduras que bordean a los campos de dunas, alcanzando extensiones kilométricas con espesores relativamente pequeños (desde pocos centímetros hasta unos cuantos metros) (Breed *et al.*, 1987).

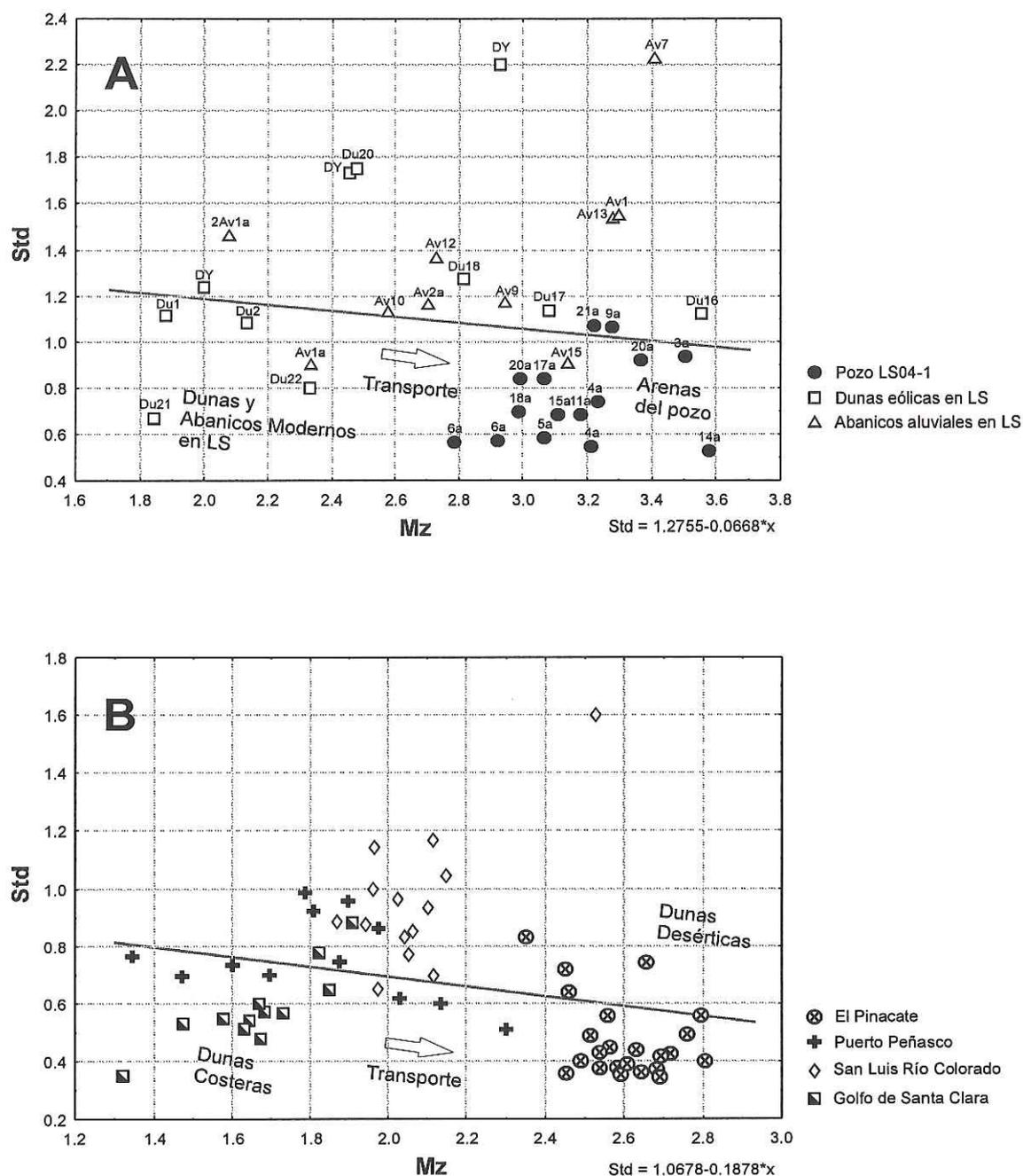


Figura 32 A). Diagrama de tamaño medio (Mz) contra desviación estándar (Std) para las muestras de arenas del pozo LS04-1 y de ambientes sedimentarios recientes en Laguna Salada (Sup.) y para las dunas de arena desérticas y costeras del desierto de Altar (Inf.). **B).** De acuerdo con Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards (2005) las arenas en las dunas de El Pinacate son texturalmente más maduras debido a la selectividad de los vientos del NW que predominan en la zona. Estos vientos concentran las partículas más finas desde su fuente cerca del Delta del Río Colorado hasta su depósito en el desierto de El Pinacate. Un proceso similar de evolución pudo afectar a las arenas del pozo en Laguna Salada, donde la acción del viento retrabajo los sedimentos de abanicos aluviales (posiblemente asociados a Fm. antiguas del Río Colorado) hasta depositarlos en forma de dunas cerca de la zona donde se perforó el pozo. El área de estudio de las dunas del desierto de Altar se muestra en el Fig. 4.

Por otra parte los depósitos de dunas también pueden representar acumulaciones de miles de años; en campos de dunas en Australia se reportan espesores de ~20 m que corresponden a periodos de tiempo de ~30 ka (Wasson, 1986; Wopfner y Twidale, 1988). De cualquier manera el espesor de tales intervalos de arena indica una estabilidad del ambiente bajo el cual se depositaron.

V.1.3 Estratigrafía, textura, mineralogía y ambientes sedimentarios de los depósitos lodosos del pozo.

Los intervalos limo arcillosos del pozo (lodos) se interpretan como depósitos lacustres. Por lo tanto el espesor de las capas de arenas y lodos en el paquete inferior del orden de centímetros (**Fig. 10**), sugiere rápidas fluctuaciones en el nivel de agua de la laguna, lo que llevó a variaciones entre un ambiente de depósito subacuoso y uno subaéreo. La intercalación de sedimento lodoso (depósitos lagunares) y sedimento arenoso (depósitos eólicos y aluviales distales), probablemente estuvo controlada por variaciones en el nivel de agua del paleolago, más que por un proceso de evaporación total de la cuenca, de ahí la falta de minerales de yeso característicos de un ambiente con alta evaporación (**Fig. 33**).

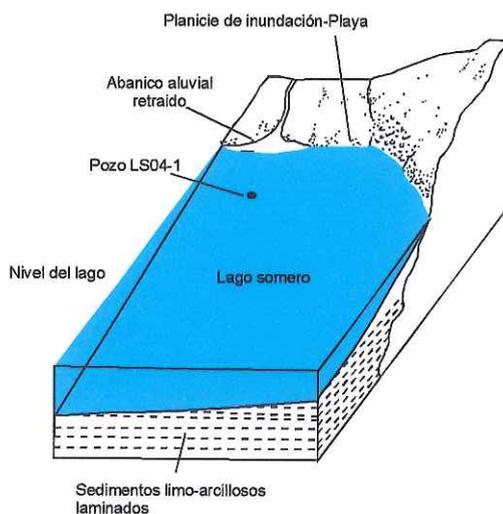
La interacción entre el avance y el retroceso de los depósitos de abanicos aluviales y el avance y retroceso de la capa de agua que cubría el vaso de la laguna, está representado en la estratigrafía del pozo por la intercalación entre sedimentos lodosos y arenosos.

Hacia la base del pozo, la presencia de yeso diseminado en láminas en lodos verdes, sugiere condiciones de desecación similares a las de la cima y a las del paquete intermedio del pozo (**Fig. 8**). El intervalo predominantemente limo-arcilloso del paquete intermedio

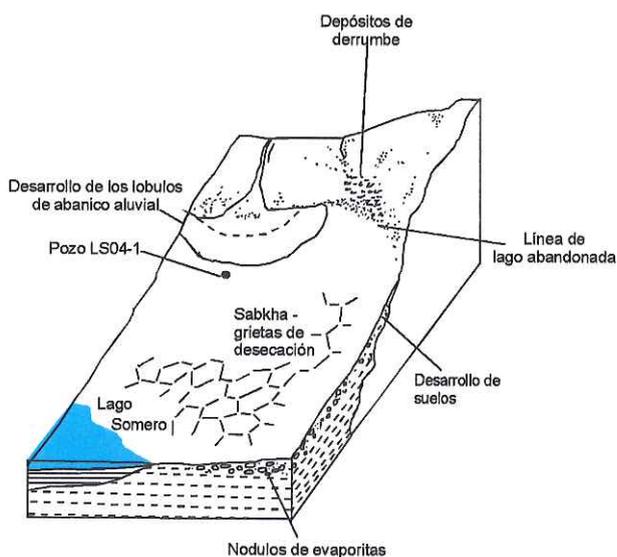
(Fig. 7), sugiere un periodo prolongado de condiciones estables en un ambiente lagunar, posiblemente con un tirante de agua importante, evidenciado por el aspecto laminado de los lodos presentes en este intervalo³ de los 28 a los 23 m (Figs. 8 y 33). Un proceso de evaporación afectó este ambiente lagunar alrededor de los 23 m y culminó con la completa desecación de la laguna para dar paso al depósito de sedimentos arenosos alrededor de los 13 m. La presencia de yeso nodular, presente también en este intervalo, es común en ambientes sabkha (Figs. 9 y 10). Estos se forman por mecanismos de ascenso, arriba de la zona de capilaridad, formándose en las capas más superficiales (West *et al.*, 1979; West, 2005). La presencia de los yesos evidencian el comienzo de la desecación del paleolago que ocupaba en ese tiempo el vaso de Laguna Salada; este cambio de condiciones ambientales, indica la transición de un ambiente lagunar a un ambiente sabkha. Muchas de las secuencias presentes en este paquete (intermedio), son típicas de un ambiente de sabkha (Figs. 9, 10 y 33). El intervalo laminado limo-arcilloso del paquete superior indica el regreso del predominio de las condiciones de depósito en un medio subacuoso. Similares a las condiciones de depósito del paquete intermedio. En tiempos históricos las inundaciones en la Laguna Salada han sido provocadas principalmente por influjos del Río Colorado (Hinojosa *et al.*, 2001 y 2004, Fig. 3). Recientemente se ha notado que el agua del Río Colorado comúnmente se mezcla con agua de mar de los canales y la planicie de marea en la zona de El Chinero, en donde se ubica el canal que alimenta a la Laguna Salada desde sur (Fig. 15).

³ El asentamiento de los lodos más finos se da en la parte más profunda y calmada de los lagos, provocando una depositación gradada en forma de capas; los cambios químicos del agua y la temperatura son los responsables del patrón laminado (Boggs, 1995).

Estado 1 Nivel alto del lago



Estado 2 Nivel bajo del lago



Allenn y Collinson, 1986

Figura 33. Modelo de sedimentación para un ambiente de sabkha o lago intermitente. **Estado 1**, Nivel alto del lago: predominio de depósitos lodosos (principalmente laminados) y el retroceso (o no avance) de los abanicos aluviales al vaso de la cuenca. **Estado 2**, Nivel bajo del lago: el retiro de la capa de agua permite el desarrollo de los abanicos aluviales. Al mismo tiempo en este ambiente se da el depósito de evaporitas y el desarrollo de suelos y grietas de desecación producto del proceso de evaporación de la capa de agua. Un proceso similar pudo afectar las márgenes de la Laguna Salada cerca del la zona donde se perforo el pozo durante las últimas fases lagunares que afectarán a la cuenca. Con un círculo se ubica la probable posición del pozo en este ambiente.

Otra fuente de agua, posiblemente más esporádica pero igualmente importante para las condiciones lagunares son las precipitaciones pluviales locales, que pueden llegar a ser muy intensas durante las tormentas de verano, el monsoon de Norteamérica (Adams y Comrie, 1997) y de invierno, El Niño (Menking y Anderson, 2003). La conjunción de estos factores en el pasado reciente han sido los dos principales aportes de agua que permitían el depósito de sedimento lodoso en la laguna.

Los resultados de DRX para las muestras de arcilla indica la presencia de dos asociaciones arcillosas en el pozo: 1) con illita dominante en lodos verdes y 2) con esmectita dominante en lodos rojizos (Figs. 22, 23 y 24).

La asociación 2 (con esmectita) proviene muy probablemente de la erosión de formaciones antiguas en la meseta del Colorado. Varios trabajos refieren la presencia de esmectita, illita y kaolinita, en ese orden de importancia, en sedimentos recientes del Río Colorado en la cuenca de Salton y en el Valle Imperial (Merriam y Bandi 1965; Muffler y Doe 1968; van de Kamp, 1973; Charriquiry, *et al.* 2001), (Fig. 4).

Sin embargo, estos minerales arcillosos pueden también provenir de la erosión de depósitos Pliocénicos del Río Colorado de áreas cercanas a la Laguna Salada. Por ejemplo, la composición de las lodolitas de la Fm. Imperial y de la Fm. Palm Spring en la porción nor-oriental de la Laguna Salada, consiste en esmectita como mineral dominante y menor cantidad de illita, kaolinita y clorita (Vázquez-Hernández, 1996), (Fig. 2).

El aumento porcentual de illita sobre esmectita en los lodos verdes presentes en el pozo (Asociación 2) puede estar relacionado más a una fuente local que a una fuente regional

(Río Colorado) como en los lodos rojos. Algunos trabajos reportan que la erosión de rocas principalmente graníticas y metamórficas, en la cuenca alta del Río Colorado y en el este de Arizona producen illita como arcilla dominante (Power 1969; Hill, 1999). El K es el ingrediente esencial para la formación de la illita (Weaver, 1989). Por lo tanto probablemente la illita se derivó del intemperismo de los feldspatos y micas de las rocas cristalinas adyacentes a la cuenca (Fig. 28C).

Muchos de los lodos verdosos (con illita dominante, Asociación 2) presentan gráficas de distribución de tamaños bimodales, lo que sugiere que hubo una contribución de 2 fuentes para estos lodos. Esto indica probablemente que estos lodos (verdes), tuvieron tanto influencia local (intemperismo de rocas cristalinas), como regional (lodos de la cuenca del Río Colorado).

Se ha reportado la presencia de illitas en lodos verdes desarrollados en ambientes lagunares-pantanosos bajo condiciones salinas de alta evaporación en donde el K es abundante (Furquim *et al.* 2004). Probablemente los lodos verdes en Laguna Salada se formaron de forma similar; sin embargo la poca presencia de otras arcillas características en el pozo impide una caracterización más detallada de paleoclimas mediante este método.

Aunque en algunos estudios paleoclimáticos el análisis de arcillas es muy valioso, varios autores consideran inadecuado utilizar arcillas para la caracterización de climas como "tropical" ó "subtropical" o "húmedo" o "árido". La consideración más bien debe ser dada en función de interrelaciones de factores climáticos como la precipitación, la evaporación y la temperatura (Power, 1969). Sin embargo la interpretación de paleoarcillas para propósitos climáticos está basada en una serie de suposiciones en cuanto al origen,

estabilidad y sensibilidad de los minerales arcillosos (Singer, 1980) que no siempre se cumplen. Varios factores independientes unos de otros, controlan la formación de arcillas a parte del clima. Por lo tanto la interpretación de paleoclimas con arcillas se usa únicamente para corroborar la evidencia paleoclimática basada en métodos más exactos (Singer, 1980). Dado que las arcillas presentes en el pozo (illita y esmectita, principalmente), no se consideran particularmente determinantes en la interpretación paleoclimática, su caracterización para esos fines se consideró poco relevante, aunque en general coinciden con la interpretación paleoclimática del este trabajo.

La DRX para los minerales evaporíticos del pozo indica que estos son minerales puramente de yeso.

Comúnmente la presencia de yesos se considera característica de depósitos evaporíticos marinos (Boggs, 1995), por lo tanto la presencia de yeso en el pozo de Laguna Salada, puede explicarse mediante dos procesos: 1) la erosión de depósitos cercanos a la cuenca con presencia previa de yeso ó 2) la contribución de agua marina a la cuenca.

Martín-Barajas *et al.*, (2001) reportan abundante yeso diagenético en lodolitas de la Fm. Imperial, además el mismo autor refiere la presencia de un bloque de yeso alabastro de ~10 m de espesor al sur de Cerro Colorado en la parte oriental de la cuenca. Ambos depósitos son muy cercanos a la zona del pozo y por tanto la erosión de estos yesos pudo contribuir a la saturación y precipitación de yesos modernos en la parte oriental de la laguna (Fig. 2). En la retrospectiva con sensores remotos que hacen Hinojosa *et al.*, (2004) para el delta actual del Río Colorado, se muestra una clara correlación entre el incremento en el aporte fluvial, la inundación de la planicie de mareas y el aumento en el nivel de agua en Laguna

Salada; procesos como este en el pasado reciente, pudieron producir la mezcla entre agua del Río Colorado y agua de mar necesaria para alcanzar el grado de saturación y producir la precipitación de yeso. Sin embargo, no se han reportado trasgresiones marinas importantes en la boca del Golfo de California menores a ~5 Ma (Molina Cruz, 1994; Helenes-Escamilla y Carreño 1999; McDougall *et al.*, 2006).

Estudios recientes indican que el nivel del mar en la costa sur de California alcanzó niveles similares a los actuales hasta hace unos 3 ka (Nardin *et al.*, 1981; Kinlan *et al.*, 2005), (**Fig. 37**). Por lo tanto es muy probable que la contribución de sales para la precipitación de yeso en Laguna Salada sea principalmente de origen local, producto del retrabajo de formaciones sedimentarias antiguas, y únicamente en los niveles más someros, la contribución marina sea importante (**Figs. 9 y 10**).

La presencia de grietas de desecación asociada a yesos en los núcleos indica que el depósito de los lodos verdes (con illita dominante, Asociación 2) se dio de manera simultánea a la precipitación de yesos (bajo condiciones de intensa evaporación). Mientras que el depósito de lodos rojos (con esmectita dominante, Asociación 1) se dio cuando los procesos de evaporación eran poco importantes (**Figs. 9 y 10**).

Muy probablemente la concentración de minerales evaporíticos en la superficie formó una “costra”, similar a la actual (**Figs. 28D, 29B y D**) que aisló el sustrato de las condiciones secas del ambiente. De ahí la falta de minerales evaporíticos más solubles como la halita, alcanzándose solamente el grado de saturación del yeso. Es posible también que los

minerales más solubles en la superficie (halita) fueran disueltos durante las inundaciones subsecuentes.

V.1.4 Presencia microfósil en el pozo

La distribución vertical de la fauna a lo largo del pozo es evidente en algunos horizontes. La inesperada ocurrencia de foraminíferos planctónicos, gasterópodos, ostrácodos y de un bivalvo (~13 m) en ciertos horizontes del pozo (**Fig. 8**), sugiere una conexión de la cuenca Laguna Salada con el Golfo de California, debido a que tales organismos regularmente viven en ambientes de mar abierto. Sin embargo, los datos aportados en este trabajo no sugieren un ambiente con conexión de la laguna con el mar, excepto para tiempos muy recientes.

La mayor abundancia y diversidad de ostrácodos está entre 877 y 754 cm, y la asociación de ostrácodos (*Cyprideis* sp., *Cushmanidea* sp., *Perissocytheridea* sp., *Cativalia* sp., *Pterigocythereis* sp., *Loxoconcha* sp. y *Limnocythere* sp.) sugiere la presencia de una laguna salobre somera (probablemente con entrada de agua marina). En los intervalos 4296-4196 cm; 2896-2716 cm; 2116-2056 cm; 1936-1856 cm; 1536-936 cm la asociación de ostrácodos presentes (*Cyprideis* sp. y *Limnocythere* sp.) indica la presencia de un cuerpo de agua salobre pero, no necesariamente marina (Romero-Mayén, Com. Pers.). Las especies de organismos encontrados en el pozo pueden representar una adaptación de los foraminíferos traídos del Golfo de California por aves y otros animales dentro de la cuenca; este mecanismo de transporte ha sido propuesto para la introducción de foraminíferos en lagos antiguos al norte del área (van de Kamp, 1973).

Si bien el retrabajo en la mayoría de las conchas de foraminíferos encontrados en el pozo es muy tenue, también existe un porcentaje que presenta un intenso retrabajo, indicando que parte de la presencia de estos organismos son producto de la erosión de las formaciones Plesitocénicas cercanas a la cuenca.

La alta presencia de diminutos fragmentos de conchas junto con los foraminíferos apoya la hipótesis del retrabajo. Por lo tanto probablemente cuando el tirante de agua en la laguna lo permitía, algunos de estos organismos pudieron haberse adaptado a las condiciones ambientales de la laguna en el pasado reciente y estos se mezclaron con las conchas de organismos provenientes de formaciones antiguas del Río Colorado.

Por último, los estudios palinológicos del pozo indican dos tendencias principales una firma meramente local, representada por pastos de la familia *Poaceae* y otra regional indicada por la presencia de polen de *Pinus* tipo 1, 2 y 3 y *Picea* (Ortiz-Acosta *et al.*, 2005), que probablemente indiquen representan polen del Plato del Colorado (Ortiz-Acosta Com. Pers.). La presencia de polen se concentra fundamentalmente de los 27m a la base del pozo (43m) (Fig.8).

V.2 Variabilidad climática en el registro sedimentario de Laguna Salada

La cuenca Laguna Salada es particularmente sensible a cambios climáticos debido: 1) a su posición geográfica en una zona de transición climática entre las condiciones semidesérticas al norte y subtropicales costeras del sur y 2) al carácter semi-cerrado de la cuenca, que permite que los patrones de circulación y los procesos químicos y de productividad estén controlados fundamentalmente por interacciones atmosféricas, tanto locales como regionales (Contreras sin pub.). Además de esto, las continuas avenidas del Río Colorado hacia la laguna junto con la constante subsidencia que la afecta, hacen que su registro estratigráfico sea particularmente continuo y de carácter regional.

Recientemente se ha observado que el moderno clima local en Laguna Salada está fuertemente influenciado también por eventos del “El Niño” (Clement *et al.*, 1999). De acuerdo a registros históricos la laguna es inundada con una delgada capa de agua preferentemente después del paso de estos eventos (Hinojosa *et al.*, 2001.).

Todos estos factores hacen que la Laguna Salada sea un sitio idóneo para investigar la respuesta de la sedimentación debido a variaciones en el clima.

Los cambios climáticos pueden ser el disparador para el depósito, transporte y acumulación de varios tipos de sedimentos (Clarke y Rendell, 1998).

Por tanto la variabilidad mostrada por la columna estratigráfica del pozo en Laguna Salada es un reflejo indirecto de los cambios climáticos que la afectaron durante el pasado reciente.

V.3 Variabilidad climática y sedimentación

Dada la limitada resolución de las edades ^{14}C es difícil en este trabajo establecer un panorama paleoclimático global mediante la estratigrafía del pozo. La correlación de los resultados paleoambientales y paleoclimáticos obtenidos en este trabajo con eventos climáticos sucedidos durante Cuaternario es limitada. A pesar de que la estratigrafía presenta una clara correlación con eventos climáticos su ubicación en el tiempo es poco clara. Debido a esto en este trabajo se proponen dos modelos de tasas de sedimentación posibles para la estratigrafía del pozo. El limitado número de fechamientos considerados consistentes en este trabajo provoca que las correlaciones paleoclimáticas presentadas aquí estén sujetas a una gran incertidumbre.

El primero es un modelo lineal con una tasa de acumulación de sedimentos constante de $0.71\text{mm} \text{ año}$ (Fig.34). En este modelo se dió un mayor peso a los fechamientos obtenidos sobre material arbóreo no calcinado (restos de madera).

Es importante señalar que este modelo es poco realista si tomamos en cuenta la variabilidad estratigráfica presentada por el pozo. Es claro observar que los distintos tipos de sedimento tienen tasas de acumulación variables entre si, en especial si comparamos los intervalos principalmente lodosos con los dos potentes intervalos de arena del paquete superior (Fig.8).

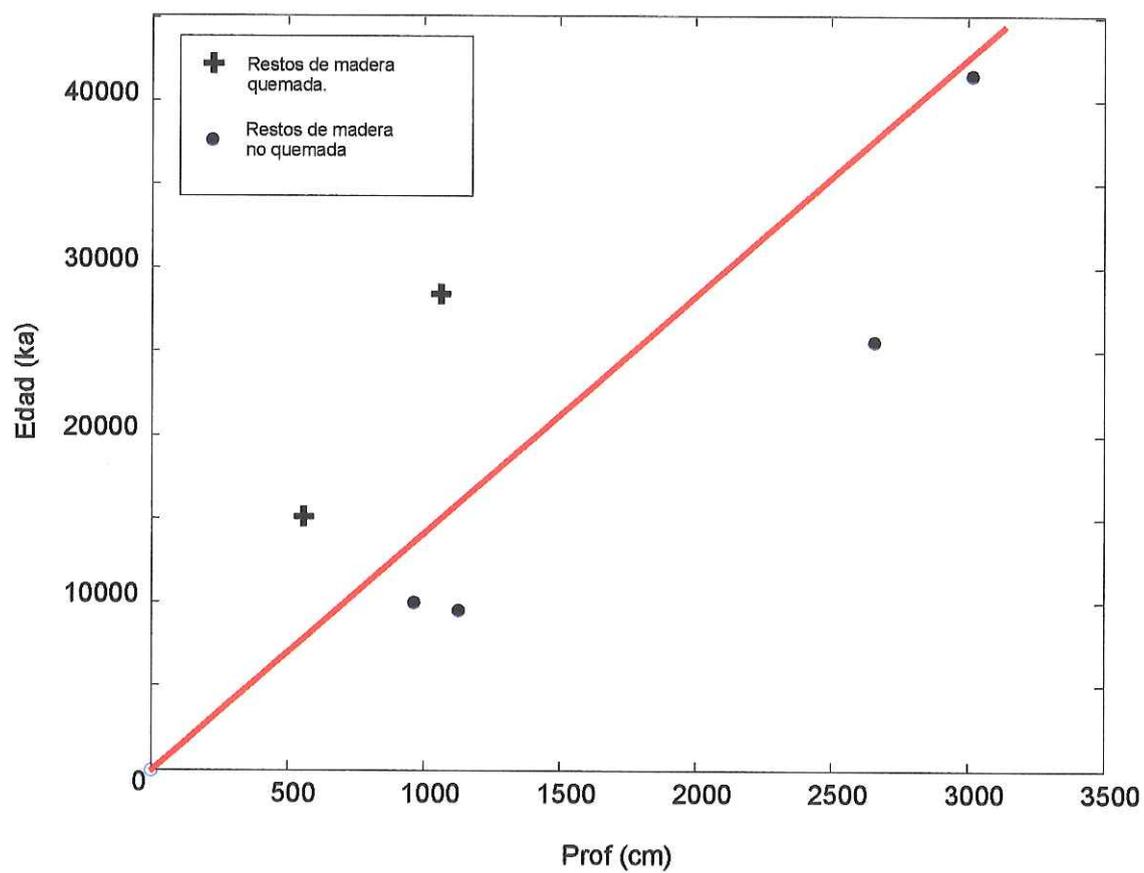


Figura 34. Modelo lineal de edades con una tasa de acumulación constante de 0.71 mm/año. En este modelo se dio un mayor peso a los fechamientos hechos sobre material no calcinado.

Los restos de cenizas sobre los que se hicieron dos fechamientos (15 y 28 ka) dado que su presencia es menos frecuentes en los sedimentos y debido a su carácter calcinado, es más probable que estos hayan sido retrabajados por acción eólica, ya que ambos se realizaron en los potentes intervalos arenosos del paquete superior —de acuerdo con este trabajo, este es uno de los agentes ambientales principales que afectan a los sedimentos arenosos del pozo—. Mientras tanto los restos de madera no quemada, más abundantes y de mayor tamaño (<1mm) probablemente son depósitos *in situ* en los sedimentos del pozo.

Tomando en cuenta este modelo (taza de acumulación constante 0.71mm/año) el paquete inferior (de los 43 a los 27m) en tiempo correspondería aproximadamente a la parte final del último estadio glacial del Pleistoceno (**Fig.8**). La intercalación entre depósitos de lodos y arenas indica una rápida interacción entre ambientes subacuosos y subaéreos, sugiriendo una variabilidad climática entre periodos húmedos (depósito de lodos) y secos (depósitos de arenas) en Laguna Salada.

El último estadio glacial esta caracterizado por una serie de oscilaciones climáticas entre periodos cálidos y fríos denominados eventos Dansgaard/Oeschger (D/O) que tenían duraciones de ~2 a 3 mil años aproximadamente y una cuasiperiodicidad de ~1470 años entre los 12 y los 50 ka (Braun, *et al.*, 2005), de acuerdo al registro de $\delta^{18}\text{O}$ en núcleos de hielo de Groenlandia (Grootes y Stuiver, 1997).

En términos climáticos, las oscilaciones D/O se caracterizan por un abrupto calentamiento en pocos años o décadas, seguido por un gradual enfriamiento en varios cientos o miles de años (Stocker *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993).

Las oscilaciones D/O fueron primeramente reconocidas como cambios abruptos en el registro de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en núcleos de hielo en Groenlandia. El registro de $\delta^{18}\text{O}$, refleja variaciones atmosféricas de la temperatura con significancia global (Grootes y Stuiver, 1997). La fuerte periodicidad de casi 1 metro presente en el paquete inferior corresponde a una ciclicidad de ~1400 años de acuerdo a la tasa de acumulación constante de sedimentos de 0.71mm/año. Esta ciclicidad de ~1400 años en el paquete inferior del pozo en Laguna Salada es consistente con la periodicidad de las oscilaciones D/O.

El predominio de condiciones frías globales probablemente se traducían como periodos áridos en Laguna Salada favoreciendo el depósito de sedimentos arenosos. Mientras que el predominio de condiciones cálidas globales probablemente representan periodos húmedos en la laguna que permitieron el depósito de sedimentos lodosos. Los abruptos cambios en temperatura asociados a los eventos D/O, probablemente causaron avances y retrocesos en los glaciares de ese tiempo provocando a su vez aumentos y disminuciones en los volúmenes de descarga del Río Colorado. Estas variaciones en la descarga fluvial del Río Colorado probablemente provocaron condiciones lacustres alternadas con periodos secos en Laguna Salada. Estudios recientes indican que ligeras fluctuaciones en los márgenes glaciares fueron los disparadores de incrementos episódicos en el flujo de muchos ríos hacia el mar durante la última era glacial (Clark *et al.*, 2001). Las incursiones marinas para ese tiempo son improbables dado que el nivel estaba alrededor de 120m abajo de su nivel actual. La presencia de esmectita como arcilla dominante en los sedimentos lodosos en la parte inferior del pozo es un indicativo que las condiciones lacustres que estuvieron asociadas a incursiones del Río Colorado (**Fig.35**).

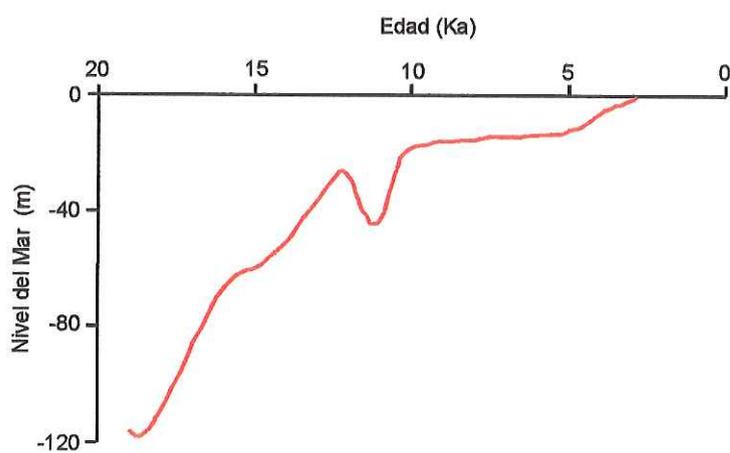


Figura 35. Curva del cambio del nivel del mar en el sur de California, Cuenca de Santa Monica [Nardim *et al.*, 1981].

Siguiendo con nuestra interpretación el paquete intermedio (27 a los 13 m) del pozo temporalmente pertenece al periodo del Último Máximo Glacial (**Fig. 8**). Este paquete principalmente lodoso, muy probablemente representa un periodo relativamente estable de condiciones lagunares que comenzó a desecarse, de acuerdo con la estratigrafía del pozo alrededor de los 23 m (evidenciados por la aparición de minerales de yeso), hasta su completa desecación cerca de los 13 m (inicio del depósito de sedimentos arenosos) (**Fig. 8**).

Este periodo eminentemente lagunar en Laguna Salada posiblemente corresponde al periodo “pluvial” que afectó el oeste de Norte América durante el Último Máximo Glacial. Durante el Último Máximo Glacial el oeste de Norte América, en áreas que hoy son desérticas, se formaron grandes lagos pluviales gracias a la poca evaporación asociada a las bajas temperaturas de entonces y a los intensos periodos de lluvia producidos por cambios en la corriente de chorro (“jet stream”), para esta parte del globo. Este sistema de grandes lagos abarco los valles de Nevada, Óregon, Utah y California. Los paleolagos más conocidos de este periodo son el lago Lahontan y el Bonneville, que ocupaban áreas muy extensas cerca de lo que hoy es el “Great Salt Lake” entre los 32 y los 14 ka (Currey *et al.*, 1984).

Otro factor que probablemente aumento la entrada de agua en Laguna Salada fue el deshielo glacial primordialmente de las áreas nevadas de las Montañas Rocallosas. El periodo gélido más joven y extenso en las Montañas Rocallosas está fechado en 23 ± 1 ka, otros avances más ligeros y menos extensivos sucedieron durante los siguientes milenios (Richmond, 1965; Richmond, 1986). Fluctuaciones en los avances glaciares, probablemente provocaron la fusión de la cubierta de nieve en la porción sur de las

Montañas Rocallosas alimentando los afluentes del Río Colorado y provocando a su vez importantes influjos de agua hacia la cuenca de Laguna Salada.

De acuerdo al registro estratigráfico del pozo el proceso de evaporación en la parte oriental de la laguna comenzó alrededor de los 23 m, estos constantes periodos de alta evaporación culminaron con la completa desecación de la cuenca alrededor de los 13 m donde se presenta un periodo seco evidenciado por la presencia de los depósitos arenosos del paquete superior (Fig.8).

Los dos potentes intervalos de arenas del paquete superior (parte baja), entre los 13 y los 7 m, interpretados como desarrollo de depósitos de dunas, indican un periodo de extrema aridez, aproximadamente entre los 10 y los 15 ka (Fig. 8). A menudo la formación de dunas desérticas es usada como un indicador paleoclimático, relacionando estos depósitos con periodos secos y áridos (Clarke y Rendell, 1998).

Tchakerian (1994) equipara los periodos de formación de dunas con periodos de aridez en desiertos de muchas partes del mundo, incluyendo el sur-oeste de los EU. Consecuentemente el periodo extremadamente árido en el registro estratigráfico de Laguna Salada probablemente corresponde al último evento Heinrich (H1).

El último evento Heinrich (H1), *sensu stricto* ocurrió justo después del Último Máximo Glacial y parece marcar un periodo particularmente frío y extremadamente árido entre los 17 y los 15 ka (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992; 1997; 2001; Adams, *et al.*, 1999).

Los eventos Heinrich (H) representan una breve expresión de condiciones glaciales extremas durante el último periodo glacial que produjeron condiciones muy frías y áridas en varias partes del mundo (Bond, *et al.*, 1992; 1993; 1997; 2001; Bond y Lotti, 1995, Adams *et al.*, 1999).

Las características petrológicas, sedimentológicas y geoquímicas de los eventos H sugieren catastróficas descargas de icebergs de corta vida provenientes del colapso de la capa de hielo de Lurentida, dejando un rastro a través del Atlántico Norte hasta el litoral Europeo. Aunque los eventos H son mucho más evidentes sobre la región del Atlántico Norte, se piensa que al menos algunos de estos pudieron haber afectado el clima más allá de esta área, produciendo condiciones muy frías y áridas en regiones tan lejanas como China y la Antártica (Thomson, 1989; Adams *et al.*, 1999).

Estudios preliminares en sedimentos marinos afuera de la costa de California y Óregon además de registros de polen en lagos del Pacífico Norte y núcleos del mar de Arabia (Shulz *et al.*, 2002) así como registros glaciales del oeste de Norte América, revelan eventos climáticos que parecen estar relacionados con los eventos H del Atlántico Norte.

Siguiendo con la interpretación paleoclimática el intervalo arcilloso que divide a los dos potentes intervalos de arena del paquete superior, sugiere condiciones lacustres en Laguna Salada probablemente relacionadas al periodo cálido del Bölling/Alleröd (B/A). Este periodo cálido entre los 14.5 y los 13 ka termino con el retorno de condiciones frías del Younger Dryas (Y/D) entre los 12.7 y los 11.5 ka. El potente paquete de arenas que sobreyace al intervalo de arcilloso indica un periodo muy árido relacionado probablemente con las condiciones frías del evento del Y/D.

Por lo tanto el abrupto cambio en la estratigrafía del paquete superior entre su parte baja (depósito de sedimentos lodosos laminados), indica un cambio brusco en las condiciones

de depósito, entre un ambiente subáereo (arenas) y uno subacuoso (lodos), (**Fig. 8**). Este abrupto cambio estratigráfico probablemente corresponde al rápido calentamiento para el Hemisferio Norte observado a los 14.5 ka, que marca el comienzo del retiro de las grandes capas de hielo para Norte América (Monnin *et al.*, 2001).

Este cambio a condiciones más cálidas posiblemente favoreció las condiciones lacustres y por tanto el predominio de sedimentos finos en la laguna, similares a las condiciones del paquete intermedio. El paleolago Bonneville en el oeste de Utah (EU) en lo que hoy es el “Great Salt Lake”, al norte del área de estudio, tuvo su nivel máximo de aguas hacia los 14.3 ka, como resultado de los procesos de deshielo glaciar del norte (Currey *et al.*, 1984). Las incursiones marinas probablemente tuvieron un papel más activo para esta última parte de la estratigrafía del pozo. Evidencias en la costa sur de California siguieron un gradual aumento del nivel del mar durante el Holoceno a casi niveles actuales. El actual nivel del mar se alcanzó alrededor de los 2.5 ka en el Canal de Islas de California, frente a las costas de San Diego y Los Angeles (Nardin *et al.*, 1981; Kilan *et al.*, 2003), (**Fig.35**).

El segundo modelo presentado en este trabajo incluye una tasa de acumulación variable. Para los primeros 26m del pozo se tiene una tasa constante de 0.97mm/año y una tasa de sedimentación de 0.4mm/año de los 26 a los 43m (**Fig.36**).

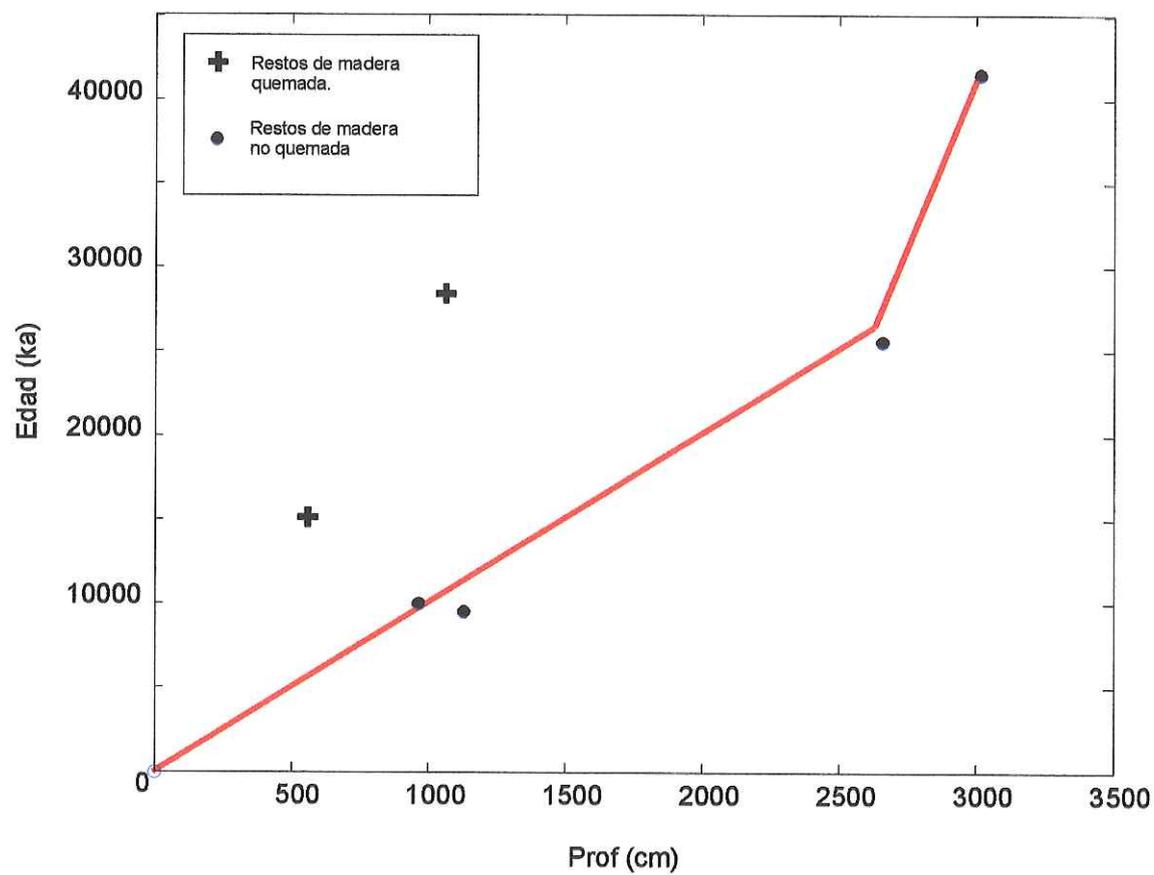


Figura 36. Modelo de edades con una tasa de acumulación variable de sedimentos. Este modelo asume dos tasas de acumulación de sedimentos. Una tasa de 0.97mm/año para los primeros 26m del pozo y una de 0.4mm/año para los 17m más profundos (26-43m).

El cambio en la sedimentación hacia los 26 m es un rasgo anómalo en la estratigrafía de la laguna. Tomando en cuenta que la tasa de acumulación de sedimentos es menor en los sedimentos lodosos, mientras que la tasa disminuye en el paquete inferior donde se presenta la intercalación de arenas y limos.

Si tomamos este modelo como válido la interpretación de asociaciones paleoclimáticas para los paquetes inferior y superior no sufre grandes modificaciones.

El paquete inferior representaría el último estadio glacial del Pleistoceno con ciclos húmedos-secos de 2500 años (principal ciclo de 97cm en las series de tiempo del paquete inferior). Se han reportado ciclos de 2500 años en el Pacífico Norte ciclos como de origen solar (Adams *et al.*, 1999).

El paquete intermedio igualmente estaría relacionado a un periodo de intensa lluvia asociado al periodo “pluvial” del oeste de los Estado Unidos durante el Último Máximo Glacial. Este periodo de intensa lluvia esta evidenciado por el aumento de illita como arcilla principal en los lodos verdes (muy abundantes en esta parte del pozo) indicando una influencia más local de las condicione climáticas en la laguna.

Para este modelo de tasa de acumulación variable se presenta un aumento de pastos de la familia *Poaceae* (Ortiz-Acosta, *et al.*, 2005) hacia los 25 ka. El aumento en el polen de pastos se asocia generalmente a climas fríos (Ager, 2003). Por lo tanto este evento frío en el pozo en Laguna Salada corresponde probablemente las condiciones frías y secas del evento Heinrich 3 (H3), que sucedió alrededor de los 26 ka aproximadamente. Un incremento en esta misma familia de polen, de similar edad, es reconocido en registros de polen en el Plateau del Colorado, interpretándose como predominio de climas fríos (Anderson *et al.*, 2000).

Para el paquete superior, según este modelo, el potente depósito de sedimentos arenosos entre los 13 y los 9.5 m estaría asociado a las condiciones cálidas del B/A mientras que el intervalo arcilloso que separa ambos paquetes arenosos indicaría condiciones frías similares a las acontecidas durante el Último Máximo Glacial (depósitos lodosos del paquete intermedio). El segundo potente paquete de arenas entre los 8.7 y 6.5 m, marcaría el periodo de condiciones cálidas asociado a la entrada del Holoceno y el abrupto cambio en la sedimentación estaría indicando la estabilización de las condiciones climáticas del Holoceno similares a las presentes.

La interpretación de este modelo presenta algunos problemas; podemos destacar que a pesar de que las condiciones eran cálidas en el mundo durante el B/A y la entrada del Holoceno (por tanto hay un proceso importante de deshielo glacial y un aumento en la descarga fluvial del Colorado) la laguna parece haber permanecido seca. Por lo tanto según este modelo el total de descarga del Río Colorado fluía ya sea al mar se Salton (Lago Cahuilla) o directamente bajaba hacia las aguas del Golfo de California, que para ese tiempo (10-20 ka) estaban varios metros abajo del actual nivel del mar, durante condiciones de deshielo glacial.

Es importante recalcar que estas correlaciones paleoclimáticas globales están basadas fundamentalmente en variaciones estratigráficas y presentan grandes deficiencias tomando en cuenta la débil base cronología en la que están basados.

Conclusiones

1. Las características sedimentológicas de las arenas del pozo indican procesos de transporte y selección relacionados a ambientes eólicos y de flujos en la parte distal de abanicos aluviales.
2. La composición mineralógica de las arenas del pozo sugiere que estas provienen de una mezcla de depósitos antiguos y recientes del Río Colorado mezclados con depósitos locales de los abanicos aluviales.
3. Los intervalos limo arcillosos del pozo (lodos) se interpretan como depósitos lacustres.
4. Los lodos rojos (esmectita) provienen probablemente de la erosión de formaciones antiguas en la meseta del Colorado—fuente regional—. Mientras que depósito de los lodos verdes (illita) se dio bajo condiciones de intensa evaporación y probablemente se derivaron del intemperismo de los feldespatos de las rocas cristalinas adyacentes a la cuenca—fuente local—.
5. La contribución de sales para la precipitación de yeso en Laguna Salada probablemente es de origen local, producto del retrabajo de formaciones sedimentarias antiguas.
6. La limitada resolución de las edades no permite hacer asociaciones paleoclimáticas concluyentes.
7. La variabilidad estratigráfica en el pozo LS04-1 en Laguna Salada puede atribuirse a fluctuaciones cíclicas en el clima en el pasado reciente.

REFERENCIAS

- Abbot, P. L., Minch, J.A. y Peterson, G.L.** (1976). "Pre-Eocene paleosol south of Tijuana, Baja California, México." *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 355-361.
- Adams, D. K. y Comrie, A.C.** (1997). "The North American monsoon." *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(10): 2197-2213.
- Adams, D. K. y Wesnousky, S.G.** (1998). "Shoreline processes and the age of the Lake Lahontan highstand in the Jessup embayment, Nevada." *Geological Society of America Bulletin* 110(10): 1318-1332.
- Adams, J., Maslin, M. y Thomas, E.** (1999). "Sudden climate transitions during the Quaternary." *Progress in Physical Geography* 23(1): 1-36.
- Ager, T. A.** (2003). "Late Quaternary vegetation and climate history of the central Bering land bridge from St. Michael Island, western Alaska." *Quaternary Research* 60: 19-32.
- Allen, P. A. y Collinson, J. D.** (1986). "Lakes. En: *Sedimentary Environments and Facies*". Reading H. G., Blackwell Science, Oxford: 63-94.
- Al-Hurban, A. y Gharib, I.** (2004). "Geomorphological and sedimentological characteristics of coastal and inland sabkhas, Southern Kuwait." *Journal of Arid Environments* 58, 59-85.
- Al-Saleh, S. y Khalaf F. I.** (1982). "Surface textures of quartz grains from various recent sedimentary environments in Kuwait." *Journal of Sedimentary Petrology* 52(1): 215-225.
- Anderson, S. R., Betancourt, J.L., Mead J.I., Richard, H.H. y Adam, P.D.** (2000). "Middle- and late-Wisconsin paleobotanic and paleoclimatic records from the southern Colorado Plateau, USA." *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*(155): 31-57.
- Aparicio-Ceja, E.** (1999). "Caracterización mineralógica y química de la alteración de baja temperatura de rocas volcánicas del Neógeno en la Provincia Volcánica de Puertecitos, noreste de B.C.". Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Dpto. Ciencias de la Tierra. Ensenada, B.C. Tesis de Maestría: 129p.
- Arundel, S. T.** (2002). "Modelig climate limits of plants found in Sonoran Desert packrat middens." *Quaternary Research* 58: 112-121.
- Axen, G. J., Fletcher, J.M., y Martín-Barajas, A.** (1998). "Late Miocene-Pleistocene detachment faulting in the northern Gulf of California and its role evolution of the Pacific-

North American plate boundary". In: Behl, R.J. (Ed), Guidebook to Field Trip # 6. Long Beach, California, Geological Society of America, Cordilleran Section: 1-29.

Axen, G. J., Fletcher, M.J., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., Ramos-Velásquez, E. y Aranda Gómez, G. (1999). "Range-front fault scarps of the Sierra Mayor, Baja California: formed above an active low-angle normal fault?" *Geology*(27): 247-250.

Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D. A., Fletcher, J.M., Farley, K. y Abbott, P.L. (2000). "Thermal evolution of Monte Blanco dome - late Neogene low - angle normal faulting during the Gulf of California rifting and late Eocene disruption of extraregional river systems." *Tectonics*(19(2)): 197-212.

Axen, G. J., Fletcher, J.M. y Martín-Barajas, A. (1998). "Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California." *International Geology Review* 40: 217-244.

Beal, O. L. (1948). "Reconnaissance of the foraminifera of southern California and the California, Mexico." *Geological Society of America Bulletin Memoria* 31: 138.

Bell-Countryman, P. (1984). "Environment of deposition, Pliocene Imperial formation, southern Coyote Mountains, Imperial Valley County, California. The Imperial Basin Tectonics, Sedimentation, and Thermal Aspects". *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacific Sect.*

Benson, L. V., May, H.M., Antweiler, R.C., Brinton, T.I., Kashgarian, M., Smoot, J.P. y Lund, S.P. (1998). "Continuous lake-sediment records of glaciation in the Sierra Nevada between 52,600 and 12,500 14C yr B.P." *Quaternary Research* 50: 113-127.

Biehler, S., Kovach, R.L. y Allen, C.R. (1964). "Geophysical framework of northern end of Gulf of California structural province." *American Association Petroleum Geologists(Memoir 3)*: 126-143.

Bischoff, L. J. y Cummins, K. (2001). "Wisconsin glaciation of the Sierra Nevada (79,000-15,000 yr B.P.) as recorded by rock flour in sediments of Owens Lake, California." *Quaternary Research* 55: 14-24.

Bloomfield, P. (1976). "Fourier Analysis of time series an introduction". New York, U.S.A., John Wiley & Sons. 288p

Boggs, S. J. (1995). "Principles of sedimentology and stratigraphy". Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, Second Edition. 819p.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Siment, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. y Ivy, S.

(1992). "Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period." *Nature* 360: 245-249.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Laberyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). "Correlations between climate record from North Atlantic sediments and Greenland ice." *Nature* 365: 143-147.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M, Lotti, R., Almasi, P., de Menecocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas y I., Bonani, G. (1997). "A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates." *Science* 278: 1257-1266.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, N.M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond y R., Bonani, G. (2001). "Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene." *Science* 294: 2130-2136.

Bond, G. y Lotti, R. (1995). "Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation." *Science* 267: 1005-1009.

Bonillas, Y. S. y Urbina, F. (1913). "Memoria de la Comisión del Instituto Geológico Mexicano que exploró la región norte de la Baja California México", Secretaria de Fomento. México, Instituto Geológico Mexicano: 76-81, 135-139, 144-147.

Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K. y Kromer, B. (2005). "Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model." *Nature* 438: 208-211.

Breed, C. S., McCauley, J. F. y Davis, P. A. (1987). "Sads sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. In Desert sediments: ancient and modern." Editado por L. Frostick y Reid I. Geological Society of London Special Publication 35: 337-359.

Buckles, J. E., Kashiwase K. y Krantz, Timothy (2002). "Reconstruction of prehistoric Lake Cahuilla in the Salton Sea Basin using GIS and GPS." *Hidrobiología* 473(1-3): 55-57.

Charriquiri, J. D., Sánchez, A. y Camacho-Ibar, V.F. (2001). "Sedimentation in the northern Gulf of California after cessation of the Colorado River discharge." *Sedimentary Geology* 144: 37-62.

Chávez, R. E., Flores, E. L., Campos, J. O., Ladrón de Guevara, M., Fernández-Puga, M.C. y Herrera, J. (2000). "Three-dimensional structure of the Laguna Salada Basin and thermal regime." *Geophysical Prospecting* 48: 835-870.

Clark, P. U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M. y Teller, J.T. (2001). "Freshwater forcing of abrupt climate change during the last Glaciation." *Science* 293: 283-287.

- Clarke, M. L. y Rendell, H.M.** (1998). "Climate change impacts on sand supply and the formation of desert sand dunes in the south-west U.S.A." *Journal of Arid Environments* 39: 517-531.
- Clement, A. C., Seager, R. y Cane M.A.** (1999). "Orbital controls on El Niño/Southern Oscillations and the tropical climate." *Paleoceanography* 14: 441-456.
- Cole, L. K. y Arduñel, S.T.** (2005). "Carbon isotopes from fossil packrat pellets and elevational movements of Utah agave plants reveal the Younger Dryas cold period in Grand Canyon, Arizona." *Geology* 33(9): 713-716.
- Compean, P. J. G., Baylon, G. O., Robles, H. y Aranda, E.** (1984). "Estudio preliminar de la pesquería de la Laguna Salada, Baja California, Delegación Federal de Pesca en Baja California". online. <http://www.sci.sdsu.edu/salton/PrelStdFisheryLagunaSalada.html>
- Contreras, P. J.** (2004). "Laguna Salada January 2004 Drilling Operation in Mexico." *DOSEC Newsletter* 2(2): 1-2.
- Contreras, P. J., Martín-Barajas A., y Herguera, J. C.** (2005). "Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, México, inferred from Milankovitch climatic changes." *Geofísica Internacional* 44(1): 103-111.
- Contreras, P. J. y Herguera, J. C.** (2004). "Reporte técnico de los pozos someros LS04-1 y LS04-2, Perforados por CICESE en Laguna Salada BC. Ensenada, BC". CICESE: 9
- Currey, D. R., Atwood, G. y Mabey, D.R.** (1984). "Major levels of Great Salt Lake and Lake Bonneville". U.S. Geological Survey.
- Curtis, M. C.** (1966). "Sedimentology of the northern half of the Laguna Salada, Baja California". [M.S. Thesis], University of Southern California: 168.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Claisen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G.C.** (1993). "Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record." *Nature* 264: 218-220.
- Dickinson, W. R.** (1970). "Interpreting detrital modes of graywacke and arkose." *Journal Sedimentology Petrology* 40: 695-707.
- Dickinson, W. R. y Sucker, C.A.** (1979). "Plate tectonics and sandstone compositions." *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 63: 2164-2182.
- Dorsey, R. y Martín-Barajas, A.** (1999). "Sedimentation and deformation in a Pliocene-Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico." *Basin Research* 11: 205-221.

- Folk, R. L.** (1980). "Petrology Sedimentary Rocks". Austin, Texas, U.S.A., Hemphill Publishing Co., 2nd edition. 190p.
- Folk, R. L. y Ward, W.C.** (1957). "Brazos river bar: a study of significant of grain size parameters." *Journal of Sedimentology Petrology* 27: 3-26.
- Friedman, G. M.** (1961). "Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics." *Journal of Sedimentary Petrology* 31(4): 514-529.
- Friedman, G. M.** (1962). "On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones." *Journal Geology* 70: 737-756.
- Friedman, G. M.** (1979). "Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins." *Sedimentology* 26: 3-32.
- Friedman, G. M. y Sanders J. E.** (1978). "Principles of Sedimentology". U.S.A., John Wiley & Sons. 792p.
- Furquim, S. A. C., Graham, R.C., Queiroz-Nieto, J.P., Furiam, S. y Barbiéro L.** (2004). "Fe-Illite Neof ormation in an Alkaline Environment, Pantanal Wetland, Brazil." Presented at the Soil Science Society of America meetings, Seattle, WA, Nov. 2004.
- García-Abdeslem, J., Espinsa-Cardena, J. M., Mungía-Orozco, L., Wong-Ortega, V. M. y Ramírez-Hernández J.** (2001). "Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, northern Baja California, México." *Geofísica Internacional* 40(2): 67-85.
- Gazzi, P.** (1966). "Le arenite del flysch sopracretaceo dell' Appenino modenese; Correlazioni con il flysch di Monghidoro." *Mineralogiez e Petrografica Acta* 12: 69-97.
- Grootes, P. M. y Stuiver, M.** (1997). "Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3 to 10 5 year time resolution." *Journal of Geophysical Research* 102: 26,455-26,470.
- Heinrich, H.** (1988). "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years." *Quaternary Research* 29: 142-152.
- Helenes-Escamilla, J. y Carreño, A.** (1999). "Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics." *Journal of South America Earth Sciences* 12: 589-605.

Herbert, T. D., Schuffert, J. D., Anderson, D., Heusser, L., Lyle, M., Mix, A., Ravelo, A.C., Stott, L.D. y Herguera, J.C. (2001). "Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land." *Science*, 293: 71-76.

Herzig, C. T. y Mehegan, M.J. (1988). "Lithostratigraphy of the state 2-14 borehole: Salton Sea scientific drilling project." *Journal of Geophysical Research* 93(B11): 12,969-12,980.

Hill, A. C. (1999). "Sedimentology and paleomagnetism of sediments, Kratchner Caverns, Arizona." *Journal of Cave and Karst Studies* 61(2): 79-83.

Hinojosa, A. C., Meillón M. O. y Mexicano L. V. (2001). "Las llanuras de inundación del delta del Río Colorado desde una perspectiva de sensores remotos y su relación con el flujo E.U.A. a México." *GEOS, Unión Geofísica Mexicana Resúmenes Reunión Anual 2001*, 21(3): 188.

Hinojosa, A. C., Merters, L. A. K., Delgadillo R. J. y Meillon M.O. (2004) "1972-2002 Landsat testimony of the Colorado River Delta" in *Flood plains of the Colorado River delta seen from remote sensing perspective and its relation to the water flow crossing the United States-Mexico border*. <http://geologia.cicese.mx/RCdelta/>

Hutchison, Ch. S. (1974). "Laboratory handbook of petrographic techniques". New York, 1974, John Wiley Interscience: 527p

Inman, D. L. (1952). "Measures for describing the size distribution of sediments." *Journal Sedimentology Petrology* 22: 125-145.

Isaac, S. (1987). "Geology and structure of the Yuha Desert between Ocotillo, California, USA, and Laguna Salada, Baja California, Mexico". San Diego CA, San Diego State University: 165.

JCPDS (2003). "International Centre for Diffraction Data", CD-Rom. 2.4.

Johnson, N. M., Officer, Ch. B., Opdyke, N. D., Woodard, G. D., Zeitler, P. K. y Lindsay, E. H. (1983). "Rates of the late Cenozoic tectonism in the Vallecito-Fish Creek basin, western Imperial Valley, California." *Geology*(11): 664-667.

Khalaf, F. (1989). "Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert." *Sedimentology* 36: 253-271.

Kasper-Zubillaga, J. J. y Carranza-Edwards, A. (2005). "Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22(3): 383-390.

- Kinlan, B. P., Graham M. H. y Erlandso J. M.** (2003). "Late Quaternary changes in the size and shape of the California Channel Islands: Implications for marine subsidies to terrestrial communities." Proceedings of the California Islands Symposium 2003.
- Krinsley, D. y Donahue, J.** (1968). "Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy." Geological Society of America Bulletin 79: 743-748.
- Kuenen, P. H. y Perdok, W.G.** (1962). "Experimental abrasion, 5: Frosting and defrosting of quartz grains." Journal Geology 70: 648-658.
- Le Ribault, L.** (1975). "L'exoscopie, méthode et applications." Notes Memories C.F.P. 12: 231.
- Lea, D. W.** (2001). "Ice Ages, the California Current, and Devils Hole." Science 293: 59-60.
- Ledesma-Vázquez, J.** (2002). "A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California." Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 19(3): 145-151.
- Li, H., Ku, T., You, C., Xu, X. y Wan, N.** (2005). "Variability of North American Monsoon During the Past 20 Kyr Reflected by $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Mg/Sr in lacustrine Deposits in Salton Basin, California." AGU, 2005, Resúmen.
- Licciardi, J. M.** (2001). "Chronology of latest Pleistocene lake-level fluctuations in the pluvial Lake Chewaucan basin, Oregon, USA." Journal of Quaternary Science 16(6): 545-553.
- Licciardi, J. M., Clark, P.U., Brook, E.J., Elmore, D. y Sharma, P.** (2004). "Variable responses of western U.S. glaciers during the last deglaciation." Geology 32(1): 81-84.
- Linberg, D. N. y Hemphill-Haley, M.A.** (1988). "Late-Pleistocene pluvial history of the Alvord basin, Harney, Co., Oregon." Northwest Science 62(2): 81.
- López-Higuera, A., Paz-Moreno, F.A. y Peñalba-Garmendia, M.C.** (2005). "El final del Pleistoceno Tardío en el noreste de la Sierra Madre Occidental: Análisis Geológico y Palinológico en un perfil de sedimento de la cuenca "El Aguaje del Caballito Blanco"." GEOS, Unión Geofísica Mexicana Resúmenes, Reunion Anual 25(1): 164.
- Mace, N. W.** (1981). "A paleoclimatic study of the Miocene Alverson Volcanic of the Coyote Mountains, western Salton Trough". California, San Diego State University: 142.
- Margolis, S. V. y Krinsley, D.H.** (1974). "Process of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains." American Journal of Science 271(449-464).

Martín-Atienza, B. (2001). "Modelado e inversión en 2D y 3D de anomalías gravimétricas producidas por cuerpos cuya geometría y densidad de masa se describen utilizando funciones polinómicas: aplicaciones a datos gravimétricos de Canadá y México". Universidad Complutense de Madrid: 449.

Martín-Barajas, A., Vásquez-Hernández S., Carreño A. L., Helenes J., Suárez-Vidal, F. y Álvarez-Rosales J. (2001). "Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, México." *Sedimentary Geology* 144: 5-35.

Mason, C. C. y Folk, R.L. (1958). "Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas." *Journal Sedimentology Petrology* 28: 211-226.

Mazzullo, J., Sims, D. y Cunningham, D. (1986). "The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains." *Journal of Sedimentary Petrology* 56(45-56).

McDougall, K. (2006). "Late Neogene marine incursions and the ancestral Gulf of California": Abstract. Lithospheric rupture in the Gulf of California - Salton Trough Region, MARGINS - RCL Workshop Ensenada, Mexico, 9-13 January 2006: Abstracts. Ensenada, BC: 59.

Menking, K. M. y Anderson, R.Y. (2003). "Contributions of La Niña and El Niño to middle Holocene drought and late Holocene moisture in the American Southwest." *Geological Society of America* 31(11): 937-949.

Merriam, R. y Bandy, O.L. (1965). "Source of upper Cenozoic sediments on Colorado River delta region." *Journal Sedimentology Petrology*(35): 911-916.

Merrill, W. M. y Winar, R.M. (1958). "Molas and associated formations in San Juan Basin - Needle Mountains area, southwestern Colorado." *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 42: 2107-2132.

Middleton, G. V. y Davis, P.M. (1979). "Surface textures and rounding of quartz sand grains on intertidal sand bars, Bay of Fundy, Nova Scotia." *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 2071-2085.

Molina-Cruz, A. (1994). "Bioestratigrafía y significado paleoceanográfico de los radiolarios de la protobaca del Golfo de California." *Ciencias Marinas* 20: 441-465.

Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J. Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D. y Barola, J.M. (2001). "Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination." *Science* 291(112-114).

Moral-Cardona, J. P., Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez Bellon, A., López-Aguayo, F. y Caballero, M.A. (1997). "Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Acros southwestern Spain." *Sedimentary Geology* 112(251-261).

Moore D. M. y Reynolds R. C. (1989). "X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals". Oxford University Press, Oxford.

Mueller, K. J. y Rockwell, T. K. (1995). "Late Quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, México." *Geological Society of America Bulletin* 7: 8-18.

Muffler, P. J. L. y Doe, R.B. (1968). "Composition and mean age of detritus of the Colorado Delta in the Salton Trough, Southeastern California." *Journal Sedimentology Petrology* 38(2): 384-399.

Muhs, D. R. y Been, J.M. (1997). "Reactivation of stabilized sand dunes on the Colorado Plateau: Impact of climate change and land use in the southwestern United States." U.S. Geological Survey.

Muhs, D. R. y Holliday, V.T. (1995). "Evidence of active dune sand on the Great Plains in the 19th century from accounts of early explorers." *Quaternary Research* 43: 198-208.

Nardin, T. R., Osborn, R. H., Bottjer D. J. y Scheidmann R. C. J. (1981). "Holocene sea-level curves for Santa Monica shelf, California continental boreland." *Science*(213): 331-333.

Nava P. F. A. (2002). "Procesamiento de series de tiempo." Fondo de Cultura Económica. México D.F., 2002. Primera Ed.: 349

Ortiz-Acosta, M. E., Contreras-Pérez, J. y Helenes, J. (2005). "Palynology and sequence stratigraphy of Laguna Salada, Baja California, México. 38th Annual Meeting of the American Association of Stratigraphy Palynologists. September, 2005, St. Louis, Missouri. Program and Abstracts: 48

Pettijohn, F. J., Potter, P.E. y Siever, R. (1987). "Sand and Sandstone". Second Edition. Massachusetts, Arcata Graphics/Halliday Lithograph. 553p

Power, P. E. (1969). "Clay mineralogy and paleoclimatic significance of some red regoliths and associated rocks in western Colorado." *Journal of Sedimentary Petrology* 39(3): 876-890.

Quinn, A. H. y Cronin, M.T. (1984). "Micropaleontology and depositional environments of the Imperial and Palm Spring Formations, Imperial Valley, California. The Imperial Basin Tectonics, Sedimentation and Thermal Aspects". Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacific Sect.

Reading, H. G. (1986). "Sedimentary environments and facies". 2da. Edición Blackwell Scientific Publications, Oxford: 615p

Richmond, G. M. (1965). "Glaciation of the Rocky Mountains. The Quaternary of the United States". H. E. J. a. F. Wright, D.G. (eds.). New Jersey, Princeton University Press, Princeton: 217-230.

Richmond, G. M. (1986). "Stratigraphy and correlation of glacial deposits of the Rocky Mountains, the Colorado Plateau, and the ranges of the Great Basin. Quaternary glaciations in the northern hemisphere". V. Sibrava, Bowen, D.Q. and Richmond, G.M. Oxford & New York, Pergamon Press: 99-127.

Romero-Espejel, J. G. H. y Delgado, A. L. (1997). "Granitoides en el noreste de Sierra Juárez, Baja California: una historia de emplazamiento para el norte del Batolito Oriental del Cretácico Tardío." GEOS(17): 139-154.

Romero-Mayen V. "Geoquímica de conchas de ostrácodos para la interpretación de cambio climático en Laguna Salada, Baja California, México". Tesis de Maestría, UNAM, en proceso (sin publicar).

Ruisaard, C. I. (1979). "Stratigraphy of the Miocene Alverson Formation, Imperial County", California, San Diego State University: 125.

Savage, J. C., Lisowski, M., King, N. E. y Gross, W. K. (1994). "Strain accumulation along the Laguna Salada Fault, Baja California, Mexico". Journal of Geophysical Research 99: 18109-18116.

Scott, E. W., William, McCoyb, W.D., Shrobaa, R.R. y Rubinc, M. (1983). "Reinterpretation of the exposed record of the last two cycles of Lake Bonneville, Western US." Quaternary Research 20(3): 261-285.

Shepard, F. P. (1954). "Nomenclature based on sand-silt-clay ratios." Journal Sedimentology Petrology 24: 151-158.

Shulz, H., von Rad, U. y Erlenkeuser, H. (2002). "The tempo of climate change during Dansgaard-Oeschger interstadials and its potential to affect the manifestation of the 1470-year climate cycle." Geophysical Research Letters 29(1): 2-1 - 2-4.

Singer, A. (1980). "The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles." Earth Science Reviews 15: 303-326.

Sonnennfeld, P. y Perthuisot, J. P. (1989). "Brines and Evaporites". Washington, D. C., American Geophysical Union.

- Stanley, D. J.** (1971). Sample Impregnation, En: Carver R.E. W. (ed). "Procedures in Sedimentary Petrology" Cap. 9: -John Wiley & Sons, Inc, New York: 183-216.
- Stock, J. M., y Hodges, K. V.** (1989). "Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate." *Tectonics* 8: 99-115.
- Stocker, T. F., Wright, D.G. y Broecker, W.S.** (1992). "The influence of high-latitude surface forcing on the global thermohaline circulation." *Paleogeography* 7: 529-541.
- Stone, R. O.** (1956). "A geologic investigation of playa lakes". Department of Geology, California, University of Southern California: 302.
- Tchakerian, V. P.** (1994). "Paleoclimatic interpretations from desert dunes and sediments". London, Chapman and Hall.
- Thompson, R. W.** (1968). "Tidal Flat Sedimentation on the Colorado River Delta Northwestern Gulf of California". Arcata, California, The Geological Society of America.
- Thomson, L. G.** (1989). "Ice core records with emphasis on the global record of the last 2000 years". *Global Changes of Past*. B. UCAR/Office of Interdisciplinary Earth Studies, CO. USA. 2: 201-223.
- Umhoefer, P. J. y Dorsey, P.** (1997). "Translation of terranes: lessons from central Baja California, Mexico." *Geology*(7): 554-557.
- University of Maryland**, (2005). Sensor ETM+, Landsat images: Global Land Cover Facility in University of Maryland. <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>, fecha de consulta; 13/04/2006.
- van de Kamp, P. C.** (1973). "Holocene continental sedimentation in the Salton Basin, California: A reconnaissance." *Geological Society of America Bulletin* 48: 827-848.
- Vázquez-Hernández, S.** (1996). "Estratigrafía y ambientes de depósito de la porción noreste de la Sierra El Mayor, cuenca de la Laguna Salada, Baja California". Ensenada, Baja California, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Tesis de Maestría: 149.
- Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L. y Martín-Barajas, A.** (1996). "Stratigraphy and paleoenvironments of the Mio-Pliocene Imperial Formation in the eastern Laguna Salada area, Baja California, México". P. In: Abbott, John, C. (Eds.). SEMP, Bakersfield, CA, American Association of Petroleum Geologists Field Conference Guide, Pacific Section: 373-380.

- Walker, R. G.** (1984). "Facies models". Geoscience Canada, Reprint Series 1. Toronto, Ontario, Canada: 317p
- Wasson, R. J.** (1986). "Geomorphology and Quaternary history of the Australian continental dune fields." Geographical Review of Japan 59: 55-67.
- Watson, K.** (1997). "Deserts: Geology and Resources". USGS Geologic Information - General Interest Pubs. <http://pubs.usgs.gov/gip/deserts/dunes/>
- Weaver, C. E.** (1989). "Clays, Muds, and Shales". Amsterdam, ELSEVIER.: 890 p.
- Wentworth, C. K.** (1922). "A scale of grade and class terms for clastic sediments." Journal Geology 30: 377-392.
- West, I. M., Ali, Y.A. y Hilmy, M.E.** (1979). "Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt." Geology 7(7): 354-358.
- West, I. M.** (2005). "Sabkha and some other desert features: an introduction." Internet Webpage. <http://www.soton.ac.uk/~imw/sabkha.htm#evnodule>
- Winkler, C. D. y Kidwell, S.M.** (1986). "Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River delta by the San Andres fault system, southeastern California." Geology(14): 788-791.
- Wopfner, H. y Twidale, C.R.** (1988). "Formation and age of desert dunes in the Lake Eyre depocenters in central Australia." Geologische Rundschau 77: 815-834.

Apendice A

(Metodología: Series de Tiempo)

Apéndice A: Metodología

Esta sección presenta algunos conceptos básicos del análisis de series de tiempo.

Llamamos serie de tiempo a \tilde{f} a un conjunto ordenado de valores

$$\tilde{f} \equiv \{f_j\} = \{\dots, f_{-2}, f_{-1}, f_0, f_1, f_2, \dots\};$$

los valores de f_j están asociados biunívocamente a puntos consecutivos y equiespaciados $t_j = j\Delta t$ de la variable del dominio t (ahora implícita).

El valor de t asociado con cada valor f_j siempre crece conforme aumenta j , nunca decrece ni permanece constante. Por lo tanto, aunque la variable del dominio no es necesariamente el tiempo, el paradigma de este tipo de series es el de muestras tomadas regularmente en el tiempo, de ahí su nombre: *series de tiempo*.

Los valores de f_j que son elementos de j pueden ser, o considerarse, resultantes del muestreo de una *función de tiempo* $f(t)$ univaluada en todo su dominio t , con un intervalo de muestreo Δt ; en este caso la serie de tiempo se escribe como

$$\tilde{f} \equiv \{f_j = f(j\Delta t) \mid_{j=-\infty, \dots, \infty}\}$$

Se denomina función de autocorrelación a:

$$C(\tau) \equiv f_1 * f_2 = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t-\tau) f_2(t) dt,$$

$f_1(t)$ y $f_2(t)$ son dos series de tiempo y τ es el “retraso” entre ambas. La función $C(\tau)$ es una función del retraso y es una medida del parecido entre las dos funciones. Cuando $f_1(t)$ y

$f_2(t)$ son iguales la función $C(\tau)$ se denomina autocorrelación y generalmente se normaliza dividiendo por su valor a retraso cero.

$$\gamma(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f(t-\tau)f(t)dt}{\int_{-\infty}^{\infty} [f(t)]^2 dt}.$$

La autocorrelación es una medida de qué tan predecible es la función. Para una función aleatoria, la autocorrelación disminuye abruptamente para retrasos pequeños. En cambio si la serie no es aleatoria sus valores están relacionados (autocorrelación grande) aún a retrasos grandes. Para una función periódica, la autocorrelación también es periódica. La autocorrelación de funciones aleatorias tiene un solo máximo absoluto, para retraso 0. Para funciones incoherentes, como el ruido aleatorio, la autocorrelación tiende a ser impulsiva, ya que la función deja de parecerse a sí misma en cuanto ha sufrido cualquier corrimiento significativo (del orden de su periodo más pequeño) (Middleton, 2000).

La autocorrelación de una función periódica (o semiperiódica) tiene máximos y mínimos también periódicos (o semiperiódicos), (Nava, 2002).

El algoritmo de la correlación de series consiste en sumar los productos de los valores correspondientes de las series en cuestión, después de haber dado a una de éstas un corrimiento de $n\Delta t$ (t es la variable del dominio apropiado), (Bloomfield, 1976).

Si tenemos dos series por correlacionar:

$$\tilde{f} = \{\dots, f_{-2}, f_{-1}, f_0, f_1, f_2, \dots\} \quad \text{y} \quad \tilde{g} = \{\dots, f_{-2}, f_{-1}, f_0, f_1, f_2, \dots\}$$

$$\tilde{C}_{fg} = \tilde{f} * \tilde{g}$$

$$C_{fg_n} = \sum_{-\infty}^{\infty} f_j^* -_n g_j \Delta t = \sum_{-\infty}^{\infty} f_j^* g_{j+n} \Delta t = \Delta t E \{f_j^* g_{j+n}\},$$

La verificación de la función de la autocorrelación $\gamma(\tau)$ en:

$$C_{ff}(n) = \frac{\sum_{j=-\infty}^{\infty} f_{j-n} f_j}{\sum_{j=-\infty}^{\infty} f_j^2} \quad \text{para } n=0,1,\dots$$

Ahora, la transformación $F(s)$ de una función $f(t)$ del dominio del espacio o el tiempo t al dominio de la frecuencia s esta dado por:

$$F(s) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-2\pi s t} dt,$$

esta es llamada transformada de Fourier y lleva a una descomposición de la señal en ondas sinusoidales de frecuencia s . Donde $F(s)$ es una función (generalmente compleja) en el dominio de s (donde s es una frecuencia cuyas unidades son las inversas de t).

La función real $H(s) = |F(s)|^2$, es el espectro de potencia de $f(t)$ y muestra la potencia (energía por unidad de tiempo) es distribuida entre las ondas de frecuencia s que constituyen la señal $f(t)$.

Como vimos anteriormente una forma de estimar el espectro de potencia de un proceso es simplemente encontrar la transformada de Fourier y tomar la magnitud cuadrada del

resultado (periodograma). El problema con la estimación del periodograma es que su varianza es muy grande y no disminuye conforme el número de muestras se incrementa.

El método de Welch's para estimar la densidad del espectro de potencia (DEP) divide la señal en secciones sucesivas, y promedia la magnitud cuadrada de la transformada discreta de Fourier (DFT) de los bloques de la señal reduciendo la varianza del DEP en función de la longitud y número de las secciones promediadas. Entre más secciones se promedien menor será la varianza del resultado. Sin embargo la longitud de la señal limita el número de secciones posibles. Para obtener más secciones, este método divide la señal en secciones sobrepuestas. Para mejorar la estimación se aplica una ventana de datos (taper) a cada una de las secuencias, para reducir el efecto de la dependencia debido a la sobreposición de las secciones. Una ventana o taper no rectangular disminuye también el "leakage" espectral, además que aumenta el ancho de los picos espectrales.

El espectro de potencia en la Transformada de Fourier de la autocorrelación

$$H(s) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} C_{ff}(m) e^{-ism}$$

El método de Welch estima el valor esperado del espectro de potencia:

$$E\{\hat{H}(s)\}$$

Apendice B

(Tablas de parámetros texturales y modales)

Tabla V.- Parámetros texturales calculados para las muestras de arena del pozo LS04-1 en Laguna Salada, media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Sk). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la **Fig. 8**.

Núcleos		Media F	Desv Std (σ)	Sesgo (Sk)	Kurtosis (Kg)	HORIBA
Prof (cm)	Muestra					MzΦ
669	3a	3.5	0.9	0.2	1.6	3.5
723	4a	3.2	0.5	0	1.1	3.3
872	4a	3.2	0.7	0.1	1.5	3.5
1018	5a	3.1	0.6	0	1.1	3.1
1169	6a	2.9	0.6	0	1.1	3
1328	6a	2.8	0.6	-0.1	1.1	2.9
2029	9a	3.3	1.1	0.2	1.7	3.3
2259	11a	3.2	0.7	0.1	1.3	3.3
2923	14a	3.6	0.5	0.1	1.1	3.7
3217	15a	3.1	0.7	0.1	1.3	3.2
3585	17a	3.1	0.8	0.2	1.7	3.1
3721	18a	3	0.7	0	1.3	3
4159	20a	3.4	0.9	0.1	1.2	3.3
4179	20a	3	0.8	0.1	1.4	3
4190	21a	3.2	1.1	0.3	1.7	3.2

Tabla VI. Parámetros texturales calculados para las muestras de lodos del pozo LS04-1 en Laguna Salada: media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Sk). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la **Fig. 8**.

Núcleos		MediaF	Desv Std (σ)	Sesgo (Sk)	Kurtosis (Kg)	HORIBA
Prof (cm)	Muestra					Mz Φ
56	1Li(a)	8	1.5	-0.1	0.8	7.5
194	2Li(a)	3.9	0.6	0.1	1.2	4
195	2Li	5.2	1.6	0.6	1.7	4.9
328	1Li	4.4	1.4	0.5	2.1	4.5
461	2Li	6.5	2.1	0.3	0.7	5.7
476	2Li	3.9	0.6	0.1	1.2	4.3
550	3Li	8	1.4	-0.1	0.8	7.5
927	5Li	7.5	1.6	0.1	0.7	7
1338	7Li	6	2.3	0.2	0.8	4.8
1481	7Li	7.6	2.1	-0.4	1.1	5.8
1833	8Li	7.4	1.9	0	0.8	6.5
1683	8Li	4.3	1.6	0.4	1.6	4
2090	9Li	8.1	1.5	-0.2	1	7.3
2401	11Li	5.8	2	0.6	0.8	5.1
2522	11Li	7.2	1.8	0	0.8	6.5
2632	12Li	7.8	1.7	-0.1	0.9	7.1
2728	12Li	7.4	2	-0.1	0.9	5.9
2819	13Li	4.2	4.2	1.3	0.4	2.1
2889	13Li	7.2	1.9	-0.1	0.8	6.3
2901	13Li	4.2	1	0.4	2.3	4.3
3321	15Li	5.5	1.9	0.6	1.1	4.8
3364	15Li	7.6	1.7	-0.1	0.8	6.9
3414	16Li	6.7	1.8	0.4	0.7	6.1
3781	18Li	6.9	2	0.1	0.8	5.9
3926	19Li	5.6	1.9	0.5	1.1	4.9
4141	20Li	8.4	1.2	-0.1	1	8.1
4260	21Li	8.3	1.5	-0.1	0.9	7.7

Tabla VII.- Parámetros texturales calculados para las muestras de arenas de los ambientes sedimentarios recientes más cercanos al vaso de la Laguna Salada (abanicos aluviales, Av, dunas eólicas Du, Dunas del desierto de Yuha, DY): media de Folk (Media F), desviación estándar (Std), sesgo (Sk) y kurtosis (Kg). La última columna presenta los valores de la media arrojados por el analizador de tamaño de partícula Horiba La-910 de las mismas muestras. Los valores están en unidades phi. Los sitios de muestreo se presentan en la Fig. 15.

Muestras	Media_F	Desv Std (σ)	Sesgo (Sk)	Kurtosis (Kg)	HORIBA
Clave					Mz
Av1	2.3	0.9	0.1	1.4	2.4
Av2	2.7	1.2	0.2	1.5	2.6
Av3	2.1	1.5	0.3	1.2	3.1
Av4	1.9	1.1	0.2	1.3	3.4
Av5	2.1	1.1	0	1.2	3.1
Av6	3.3	1.6	0.4	1.7	1.9
Av7	4.3	2.2	0.5	1	4
Av9	5	2.4	0.4	0.8	2.7
Av11	3.4	2.2	0.5	1.1	3
Av12	3	1.2	0.2	2	2.6
Av13	2.6	1.1	0.2	1.8	3.7
Av14	4.6	2.3	0.4	0.9	2.7
Av13	2.7	1.4	0.3	1.8	3.4
Av16	3.3	1.5	0.3	1.6	3.2
Du1	4.9	2.9	0.6	0.6	3.6
Du2	3.1	0.9	0.3	1.8	3.1
Du3	3.6	1.1	0.4	1.9	2.8
Du4	3.1	1.1	0.3	2.1	2.4
Du5	2.8	1.3	0.3	2.4	2.3
Du6	2.1	0.5	-0.5	1.1	2.3
Du7	2.5	1.8	0.3	2	1.9
D11	1.8	0.7	0.1	1.3	1.8
D12	2.3	0.8	0	1.1	2
Du15	2.5	1.7	0.5	2.6	2.3
DY	2	1.2	0.3	1.8	2
DY	2.9	2.2	0.6	1.6	2.2

Tabla VIII. Conteos modales de las ocho muestras de arena del pozo LS04-1 y de las seis muestras arena de ambientes sedimentarios recientes (abanicos aluviales, Av, dunas eólicas Du). El abanico muestreado es el mas cercano al pozo, mientras que las dunas son de la parte noroeste de la cuenca. La localización de los muestreos del pozo se presenta en la **Fig. 8** y de los muestreos de campo en la **Fig. 15**.

Lamina	Qp	Qm	Plg	Kfs	Lv	Lm	Ls	Lp	Biot.
4a	20	210	41	59	0	0	21	0	19
5a	34	216	19	58	0	0	31	0	29
6a	56	207	17	55	0	0	5	0	5
10a	32	167	53	19	0	0	32	0	32
14a	19	186	96	34	2	0	19	0	19
16a	15	202	48	17	0	0	35	0	35
20a	17	144	9	77	0	0	38	0	38
21a	25	200	27	46	0	0	27	0	27
Av1	132	7	116	90	0	0	80	0	80
Av2	133	2	92	90	0	0	90	0	90
Av3	141	1	81	88	0	0	75	0	75
Av4	134	0	95	79	0	0	73	0	73
Du11	183	0	121	83	0	0	15	0	15
Du12	162	2	114	58	0	0	26	0	26

Parámetros del conteo:

- Qp** = cuarzo policristalino
- Qm** = cuarzo monocristalino
- Plg** = Feldespato plagioclasa
- Kfs** = Feldespato potásico
- Lv** = Líticos volcánicos
- Ls** = Líticos sedimentarios
- Lp** = Líticos plutónicos
- Biot** = Biotitas

Tabla IX.- Tabla de los porcentajes de arena, limo y arcilla para las muestras tamaño arena analizadas en el Horiba.

Núcleos		Porcentajes		
Profundidad (cm)	Muestra	Ar	Lim	Arc
194	2a(a)	48.86	49.67	1.47
476	2a	47.26	51.4	1.33
669	3a	73.28	25.22	1.45
723	4a	89.42	9.44	0.7
872	4a	85.2	13.84	1.01
1018	5a	92.24	7.1	0.67
1169	6a	94.99	4.53	0.47
1328	6a	97.17	2.55	0.43
1438	7a	72.65	23.39	3.98
2029	9a	78.24	19.88	1.89
2185	10a	80.41	17.02	2.57
2259	11a	86.8	12.18	1.02
2819	13a	48.87	49.64	1.47
2923	14a	73.43	25.53	1.03
3076	14a	58.89	38.77	2.34
3217	15a	88.17	10.88	0.93
3585	17a	87.79	10.81	1.38
3721	18a	90.71	8.51	0.77
4159	20a	74.36	24.68	0.96
4179	20a	87.51	11.34	1.12
4190	21a	80.24	18.14	1.51

Tabla X. Tabla de los porcentajes de arena, limo y arcilla para las muestras tamaño limo analizadas en el Horiba.

Núcleos		Porcentajes		
Profundidad (cm)	Muestra	Ar	Lim	Arc
56	1Li(a)	0	71.5	28.531
195	2Li(a)	11.84	81.54	6.63
328	1Li	35.92	60.15	3.91
461	2Li	5.18	77.9	16.93
550	3Li	0	72.09	27.91
927	5Li	0	77.81	22.18
1338	7Li	20.49	66.73	12.82
1481	7Lo	8.43	63.41	28.53
1683	8Li	45.95	49.92	4.12
1833	8Li	1.56	74.68	23.77
2090	9Li	0.86	68.81	30.3
2171	10Li	59.73	36.03	4.26
2401	11Li	9.43	79.95	10.6
2522	11Li	1.67	78.88	19.43
2632	12Li	0.16	73.29	26.51
2728	12Lo	4.67	72.34	22.99
2889	13Li	3.18	75.63	21.21
2901	13Li	31.64	65.52	2.84
3321	15Li	18.82	72.81	8.37
3364	15Li	0.3	74.93	24.75
3414	16Li	0.12	83.63	16.23
3781	18Li	4.1	77.65	18.22
3926	19Li	15.36	75.98	8.62
4141	20Li	0	64.77	34.92
4260	21Lo	0	65.87	34.12