



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN

CIENCIAS DE LA TIERRA

***“DINAMICA SUPERFICIAL DEL HOLOCENO TARDIO EN LA ZONA DE
PUNTA ARENA, BAJA CALIFORNIA SUR, MEDIANTE TECNICAS
GEOCRONOLOGICAS E INDICADORES AMBIENTALES”***

Tesis Presentada para optar por el grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

Campo de conocimiento: Geomorfología, evolución del relieve y
paleoclimatología.

Ing. Geólogo: Rainer Díaz Limonte

Director de Tesis:

Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez

(Estación Regional del Noroeste (ERNO)-Instituto de Geología, UNAM)

Ciudad de México Octubre 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONSTANCIA DE APROBACION

El Comité Académico de Posgrado, aprobó el título de tesis “Dinámica superficial del Holoceno Tardío en la Zona de Punta Arena, Baja California Sur” mediante técnicas geocronológicas e indicadores ambientales”. Así mismo designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Presidente

Dra. Laura Eugenia Beramendi OroSCO

Vocal

Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy

Secretario

Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez

Suplente

Dr. Pierre Gilles Lacan

Suplente

Dr. Juan Carlos Herguera García

DEDICATORIA

Al G:.A:.D:.U a mi hijo Rainer Díaz Castillo, a mis Padres: Mabel Limonte Guzmán y Osnel Medina Hernández por todo lo que han hecho y siguen haciendo por mí... A mis Hermanos: Nestor y Celine Medina Limonte por su confianza y apoyo espiritual el cual me ha dado las fuerzas para continuar...Muy en especial a mi compañera, amiga, confidente...Ana Margarita Castillo Guillemí por apoyarme en todo momento y por estar en las buenas y malas a mi lado; a todos muchas gracias...

AGRADECIMIENTOS

Primeramente quisiera Agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por haberme dado la oportunidad de superarme. A mi director de tesis Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez por brindarme su asesoría y conocimientos en todo momento.

Me permito agradecer muy especialmente a los Dres. Priyadarsi Debajyoti Roy y Laura Eugenia Beramendi Orosco, por los señalamientos oportunos realizados para el enriquecimiento de este escrito, por su apoyo y consejos. Además agradezco al Dr. Pierre Gilles Lacan, sinodal encargado de revisar y corregir satisfactoriamente el presente trabajo, por su tiempo, paciencia y aceptados señalamientos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico recibido, sin el cual habría sido imposible poder terminar en tiempo esta investigación.

No podría dejar de mencionar el gran apoyo recibido por la Dra Esperanza Muñoz Salinas por su contribución en la salida de campo y en los análisis de OSL y susceptibilidad magnética. A mi amigo Daniel Tapia Flores por su ayuda en el trabajo de campo. A los profesores Fabiola Vega García y Rufino Lozano Santa Cruz, por la ayuda prestada en los análisis de Fluorescencia de Rayos X. Al Laboratorio Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM y al proyecto DGAPA-PAPITT IN113218 con el cual fue posible hacer los análisis del laboratorio y el trabajo de campo.

A mis tíos: Arturo Díaz Águila y su esposa Yenisey Pino por la confianza depositada en mí y su ayuda...gracias. A Daniel (Lucio), Ciriaco y Ricardo Limonte Guzmán; los cuales siempre me han apoyado.

<u>Tabla de contenido</u>	i
CONSTANCIA DE APROBACION	i
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
<i>Listado de Figuras</i>	vi
<i>Listado de Tablas</i>	viii
<i>Listado de Ecuaciones</i>	viii
RESUMEN	x
ABSTRACT	xi
INTRODUCCIÓN	1
Planteamiento del Problema.....	2
Justificación.....	3
Hipótesis.....	3
Objetivo General.....	3
Objetivos Específicos.....	4
CAPITULO 1 ANTECEDENTES	5
1.1 Aplicaciones con la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).....	5
1.2 El análisis geoquímico en el estudio de los paleoambientes.....	7
1.3 El clima a partir de la dendrocronología.....	9
1.4 Marco Teórico.....	10
1.4.1 El Método Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).....	10
1.4.2 Geoquímica en reconstrucciones paleoclimáticas.....	12
1.5 Cambio climático y erosión.....	17
1.5.1 Erosión hídrica.....	17
1.5.2 Erosión eólica.....	18
1.5.3 Salinización.....	18
CAPITULO 2 AREA DE ESTUDIO	19
2.1 Formación y Evolución tectónica de la Península de Baja California (PBC).....	20
2.2 Formaciones en la Cuenca San José del Cabo (CSJC).....	22

2.3	Clima	23
2.4	Relieve	25
2.5	Hidrología de la Cuenca San José del Cabo (CSJC)	26
	CAPITULO 3 COMPORTAMIENTO CLIMATICO EN EL HOLOCENO	27
3.1	Óptimo Climático del Holoceno (OCH).....	27
3.2	Pequeña Edad de Hielo (PEH).....	28
3.3	Controles climatológicos predominantes en el sector estudiado.....	29
3.3.1	Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ).....	29
3.3.2	Monzón	30
3.3.3	El Niño-Southern Oscillation (ENSO).....	31
3.3.4	Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).....	32
	CAPITULO 4 METODOLOGIA.....	33
4.1	Trabajo de campo y muestreo.....	33
4.2	Análisis de Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).....	34
4.3	Datación por radiocarbono (¹⁴ C).....	35
4.3.1	Análisis de laboratorio.....	37
4.4	Análisis de susceptibilidad magnética (k).....	38
4.5	Fluorescencia de rayos X (XRF)	40
4.6	Carbono Inorgánico Total (TIC).....	41
	CAPITULO 5 RESULTADOS	45
5.1	Estratigrafía.....	45
5.2	Modelo de edad-profundidad.....	45
5.3	Comportamiento de la OSL en los sedimentos del lago Punta Arena	48
5.4	Susceptibilidad magnética (k) en los sedimentos del lago Punta Arena	49
5.5	Geoquímica multielemental en los sedimentos del lago Punta Arena.....	51
5.5.1	Diagramas A-CN-K y A-C-N.....	55
	CAPITULO 6 RECONSTRUCCION DE LA DINAMICA SUPERFICIAL EN EL LAGO DE PUNTA ARENA	57
6.1	Paleoprecipitaciones, actividad eólica y salinidad del lago	57
6.2	Comparación con otras investigaciones.....	60
6.2.1	Mecanismos de cambio en la dinámica superficial (forzamiento climático) ...	63

6.3 Interacción entre el lago de Punta Arena y el Mar de Cortés	66
6.4 Procedencia de los sedimentos siliciclásticos	69
Conclusiones	73
Recomendaciones.....	74
Referencias.....	75
Anexos.....	90

Listado de Figuras

Figura 1 Localización de sitios donde se ha estudiado el registro paleoclimático de México con el grado de detalle, según Lozano García <i>et al</i> (2015).....	10
Figura 2 A) Variabilidad de los valores de CIA respecto a CIW en diferentes rocas frescas. Los círculos sólidos corresponden a CIA y los abiertos a CIW (resultados de Smith, 1974; Anderson y Bender, 1989; Carmichael <i>et al.</i> , 1974; Cox <i>et al.</i> , 1979; De Ros <i>et al.</i> , 1994). B) Valores correspondientes a CIA y CIW, se aprecia la diferencia extrema de los valores de CIW para materiales no alterados y los valores esperados para CIA próximos a 50, como debe de corresponder a materiales feldespáticos no alterados. Modificado de Fedo <i>et al.</i> (1995).	14
Figura 3 Ejemplo de diagrama A-CN-K y sus posibles interpretaciones.....	16
Figura 4 Ejemplo de diagrama A-C-N y sus posibles interpretaciones	16
Figura 5 A) Mapa geológico de la Cuenca San José del Cabo de acuerdo a Arreguín-Rodríguez y Schwennicke (2013). B) Ubicación del área de estudio y de las barras costeras muestreadas en el sector suroccidental de la Península de Baja California... ..	20
Figura 6 Precipitaciones anuales reportadas por la estación meteorológica (3062) Santiago, Los Cabos (BCS) desde 1937-2008. Datos: http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php	24
Figura 7 Temperaturas anuales reportadas por la estación meteorológica Santiago (3062) en Los Cabos (BCS) desde 1937 al 2008. Datos: http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php	25
Figura 8 Corrientes superficiales presentes en los alrededores de la zona estudiada. Datos INEGI, 2019	26

Figura 9 Variación de las temperaturas medias de la superficie para el Hemisferio Norte durante los últimos 11000 años, según Dansgaard <i>et al.</i> , 1969; Schönwiese y Bayer, 1995.....	29
Figura 10 Ubicación relativa de la Zona de Convergencia Intertropical. Basado en Pérez-Cruz (2013). Se muestra el sector estudiado, así como otras cinco zonas en las cuales se ha estudiado el registro paleoclimático.....	30
Figura 11 Trinchera de 80 cm de profundidad en la cual se tomaron las muestras para análisis de OSL, Susceptibilidad magnética, Geoquímica multielemental y datado por Radiocarbono (AMS ¹⁴ C).....	34
Figura 12 Ejemplos de estructuras atómicas en notación simplificada.....	39
Figura 13 a) Iteraciones; b) Tasas de sedimentación, c) Número de secciones en que fue dividido el perfil sedimentario para obtener el modelo de edad; y d) Modelo de edad (línea roja) reconstruido a partir de dos edades AMS ¹⁴ C calibradas (IntCal13. ¹⁴ C) utilizando el código BACON-v2.3.9.1 (Blaauw y Christen, 2011) en el software libre R. Las líneas punteadas indican las incertidumbres y edades calendario asociadas con el modelo, con intervalos de confianza del 95%. La línea de color rojo indica la edad más probable entre los rangos de las edades calibradas.....	47
Figura 14 Coeficientes de determinación (R^2) y correlación lineal de Pearson (r) para las variables IRSL y BLSL.....	48
Figura 15 Variación de los valores.....	49
Figura 16 Variación de los valores.....	49
Figura 17 Susceptibilidad magnética estandarizada para los sedimentos del lago de Punta Arena.....	50
Figura 18 Comportamiento de los diferentes indicadores utilizados respecto a la profundidad.....	54
Figura 19 Índice químico de alteración de los feldespatos CIA y posible fuente de aporte A) e Índice químico de alteración de las plagioclasas PIA B) para los sedimentos del lago de Punta Arena.....	56
Figura 20 Valores estandarizados para el Ti, Al, Zr/Ti y CO ₃ , los valores positivos corresponden a los períodos mayores a la media y viceversa los negativos.	

A) Representa las precipitaciones, B) el aporte de minerales detríticos por escorrentía, C) la actividad eólica y D) la salinidad del lago.....	59
Figura 21 Comparación regional y global de las precipitaciones basada en diferentes proxies: A) Lago Punta Arena, presente investigación. B) Cuenca Cariaco, Venezuela; Haug <i>et al.</i> , 2001). C) Cueva del Diablo, Guerrero, México; Bernal <i>et al.</i> 2011). D) Cuenca Pescadero, Golfo de California, México; Nava-Fernández., 2012). E) Paleolago Santiaguillo, Norte de México; Roy <i>et al.</i> , 2014	62
Figura 22 Comparación de: A) registro de Ti de la presente investigación;B) registro de Ti en la Cuenca Alfonso, Golfo de California de Pérez-Cruz (2013);C) relación Zr/Al de la presente investigación; D) relación Zr/Al de Pérez-Cruz (2013); E) tasa de sedimentación para el núcleo NH01-15 en la Cuenca Alfonso,de González-Yajimovich <i>et al</i> (2005), F) amplitud y frecuencia de la Niña (sequías) en las Grandes Llanuras Centrales de América del Norte, de Miao <i>et al</i> (2007) y G) frecuencia de El Niño en El Junco, Islas Galápagos, de Zhang <i>et al</i> (2014).	65
Figura 23 Interacción entre el lago de Punta Arena y el Mar de Cortés, evolución de las barras costeras.....	69
Figura 24 Comparación de la Susceptibilidad magnética A) con la relación ZrO_2/TiO_2 (actividad eólica) B) y TiO_2 (escorrentía) C).	70

Listado de Tablas

Tabla 1 Control de calidad reportado por el Laboratorio Beta-529920 (A) y datos de AMS ¹⁴ C para los sedimentos a granel del lago de Punta Arena (B).....	46
Tabla 2 Promedio (% masa) para los diferentes valores de los óxidos medidos en los sedimentos del lago de Punta Arena.	51
Tabla 3 Coeficientes de correlación lineal (r) y de determinación (R ²)entre los elementos analizados.	54

Listado de Ecuaciones

Ecuación 1 Cálculo de la Edad por Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)	11
Ecuación 2 Cálculo del Índice de Alteración Química (CIA)	13
Ecuación 3 Calculo del CaO* alóctono.....	13

Ecuación 4 Cálculo del Índice de Meteorización (CIW).....	13
Ecuación 5 Cálculo del índice de alteración de las plagioclasas (PIA).....	15
Ecuación 6 Calculo de la edad por ¹⁴ C.....	36
Ecuación 7: Magnetización inducida:	38
Ecuación 8 Destrucción de la materia orgánica a 550°C.....	42
Ecuación 9 Destrucción de los carbonatos a 950°C.....	42
Ecuación 10 Peso del carbonato presente en la muestra original.....	43

Listado de Anexos

Anexo 1 Valores de IRSL y BLSL para las muestras del lago en Punta Arena.	90
Anexo 2 Valores de susceptibilidad magnética de las muestras del lago en Punta Arena.....	91
Anexo 3 Valores de los elementos analizados por XRF, ya corregidos por la pérdida por calcinación.....	92
Anexo 4 Valores de LOI a 950 °C y de carbonatos para los sedimentos del lago de Punta Arena.....	93
Anexo 5 Valores de CIA y PIA para los sedimentos del lago de Punta Arena respecto a la profundidad.....	93

RESUMEN

El lago de Punta Arena se localiza en el municipio Los Cabos, al SE de la Península de Baja California Sur. En este lago, se muestreó un perfil sedimentario (trinchera) de 80 cm de profundidad, por intervalos de 2 cm; la base, y los 40 cm fueron fechados por AMS ^{14}C en 4882-4821 y 2488-2337 cal AP respectivamente. Las precipitaciones (Ti^{4+}), actividad eólica (Zr/Ti), medio de transporte y la salinidad del lago (CO_3), se evaluaron con indicadores geoquímicos indirectos, Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) y susceptibilidad magnética (k). Los resultados obtenidos permitieron identificar 4 intervalos para las variaciones climatológicas y procesos erosivos. De 4.8 a 3.7 ka cal AP (80 a 62 cm), las precipitaciones aumentan por debajo de la media; de 3.6 a 2.7 ka cal AP (60 a 46 cm), las precipitaciones aumentan por encima del valor medio. Para ambos períodos, la salinidad del lago se mantiene baja, prevaleciendo la erosión fluvial. De 2.6 a 0.5 Ka cal AP (44 a 10 cm), las precipitaciones disminuyen por debajo de la media, donde es mayor el aporte de detritos por escorrentía que por procesos eólicos. En este intervalo, se deduce por la sustitución del Na^+ y Si^{4+} biogénico por alóctono, que la comunicación entre el lago y el Mar de Cortés desaparece totalmente a los 2.6 Ka cal AP (44 cm); lo cual favorece el aumento de la salinidad por evaporación. Los restantes 0.4 Ka cal AP (8 cm), las precipitaciones y la salinidad fluctúan y predominan los procesos eólicos. La roca madre (granodiorita y/o granito) procede del ensamble plutónico que aflora al sur del lago. Los Índices de alteración química (CIA: 51-70) y alteración de las plagioclasas (PIA: 51-77), indican un intemperismo químico insipiente a intermedio para los sedimentos del lago, los cuales fluctúan proporcionalmente a las precipitaciones. El posible forzamiento causante de las variaciones paleoclimáticas puede deberse al fortalecimiento o disminución del Monzón de Norteamérica (NAM), en alternancia con el fenómeno del Niño o *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO).

Palabras claves: Geoquímica multiproxy; OSL; Paleoclima; Procesos erosivos; Procedencia de sedimentos; Punta Arena, Baja California Sur.

ABSTRACT

The lake of Punta Arena is located in Los Cabos municipality at the southeastern part of the Baja California Peninsula. A sedimentary trench of 80 cm deep was sampled, at 2 cm intervals. The base and 40 cm were dated by AMS ^{14}C yielding and age of 4882-4821 and 2488-2337 cal BP respectively. Precipitations (Ti^{4+}), aeolian activity (Zr/Ti), and lake salinity (CO_3), were evaluated using indirect geochemical indicators, Optically Stimulated Luminescence (OSL) and magnetic susceptibility (k). The results allowed identifying 4 intervals for the climatic variations and erosive processes. From 4.8 to 3.7 ka cal BP (80 to 62 cm), rainfall increased below average; from 3.6 to 2.7 ka cal BP (60 to 46 cm), rainfall increased above the mean value. For both periods, lake salinity was relatively low and fluvial erosion was predominant. From 2.6 to 0.5 ka cal BP (44 to 10 cm), the rainfall decreased below the average, the contribution of debris by runoff was greater than those produced by aeolian processes. In this interval, it is deduced using the substitution of biogenic Na^+ and Si^{4+} for allochthonous, that the communication between the lake and the Sea of Cortes disappeared completely at 2.6 ka cal BP (44 cm); which favoured the increase of salinity by evaporation. During the remaining period of 0.4 ka cal BP (8 cm), the rainfall and salinity fluctuated, prevailing the wind processes. The rock source (granodiorite and granite) results from the erosion of a plutonic assemblage that emerges south of the lake. The indices of chemical alteration (CIA: 51-70) and alteration of plagioclase (PIA: 51-77), indicate an insipient to intermediate chemical weathering for lake sediments, fluctuating proportionally with the amount of rainfall. The possible forcing causing paleoclimatic variations may be due to the strengthening or decrease of the North American Monsoon (NAM), in alternation with El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

Keywords: Multiproxy geochemistry; OSL; Paleoclimate; Erosive processes; Sediment provenance; Punta Arena, Baja California Sur.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años el cambio climático ha sido una de las problemáticas más estudiadas, lo cual se ha asociado con la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos más intensos y extremos (Plumer y Popovich, 2017). Este cambio, genera la modificación de las estaciones, veranos más cálidos, variaciones en las secuencias de precipitaciones y sequías. Dichas variaciones y los efectos que causan sobre el relieve quedan preservadas en el registro geológico, en particular, en los ambientes deposicionales como son el caso de los lagos.

Los procesos erosivos responden a dos tipos de forzamientos, los tectónicos y los climáticos (Castillo y Lugo-Hubp, 2011). En muchos de los casos uno de estos forzamientos da lugar a cambios en la relación de la fuente y acumulación de sedimentos, sobre todo si se presentan de forma rápida. El uso de indicadores geoquímicos para la interpretación paleoclimática (e.g., Roy *et al.*, 2012), así como de señales lumínicas en sedimentos (e.g., Muñoz-Salinas *et al.*, 2017), aportan información relevante para la reconstrucción de cambios en las condiciones climáticas pasadas, lo cual permite a su vez, valorar cualitativamente los efectos causados sobre la dinámica superficial.

Las precipitaciones y la actividad eólica en la región sur de la Península de Baja California están dominadas por una marcada estacionalidad del Monzón de Norteamérica, por mecanismos regionales de retroalimentación (NAM, por sus siglas en inglés) en dos etapas: una en invierno-primavera y otra en verano-otoño, las cuales varían en intensidad y duración (Douglas *et al.*, 2007). Otro mecanismo que modula el ciclo anual de precipitaciones en esta región se asocia a la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical o ZCIT (Amador *et al.*, 2006). La migración de la ZCIT explica mejor los patrones de precipitaciones a largo plazo en El Pacífico tropical, en vez de los eventos de El Niño–Southern Oscillation (ENSO, por sus siglas en inglés), (Leduc *et al.*, 2009).

Existen estudios que evidencian cambios climáticos en el Cuaternario para el sector noroccidental de México (e.g., Roy *et al.*, 2010 y Pérez-Cruz, 2013). Sin embargo, se cuenta con pocos registros paleoclimáticos de alta resolución para el Holoceno tardío, que permitan conocer la influencia de las variaciones climáticas sobre la dinámica superficial al SE de la Península de Baja California.

El presente estudio se desarrolla al SE de la Península de Baja California (PBC), donde se reconstruye la dinámica superficial como resultado de pulsos climáticos en el Holoceno tardío. Para ello, se realizó un análisis del comportamiento climático en los últimos 4.8 ka y su influencia sobre la dinámica superficial. Se estudió el registro paleoclimático acumulado en un perfil sedimentario de 80 cm, extraído en el lago de Punta Arena, localizado en el sector suroriental del estado de Baja California Sur.

Se utilizaron varios indicadores geoquímicos, para inferir períodos húmedos y secos (Ti^{4+}), la salinidad del lago (CO_3), así como los intervalos en los cuales prevalecen procesos erosivos pluviales (Al^{3+} , K^+) y/o eólicos (Zr/Ti). El diagrama A-CN-K se empleó para determinar la procedencia de los sedimentos. La Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL, por sus siglas en inglés) se utilizó para proponer el medio de transporte predominante en los diferentes intervalos en los cuales se fraccionó el perfil. La susceptibilidad magnética (k) se ocupó como indicador de aporte de minerales detríticos hacia la cuenca, ferromagnéticos y paramagnéticos.

Planteamiento del Problema

Existen publicaciones referidas a reconstrucciones paleoclimáticas del sector noroccidental de México. Sin embargo, hasta el momento no se cuenta con un análisis detallado del comportamiento paleoclimático del sector suroriental de la Península de Baja California, que permita reconstruir la evolución de la dinámica superficial para el Holoceno tardío como resultado de pulsos climáticos. Asimismo, el conocer los cambios en las condiciones climáticas en el SE de la Península de Baja California es necesario ya que éste corresponde a uno de los relieves con actuales condiciones áridas, en la

que los cambios en las precipitaciones pueden desencadenar una alta movilidad de sedimento y erosión.

Justificación

La preservación y edad aparente de los depósitos que conforman el lago de Punta Arena, localizado en el sector suroccidental de la Península de Baja California, sugieren una edad geológica reciente (Holoceno tardío); además de contener información sobre las condiciones climáticas que han predominado en este sector. El estudio de los sedimentos acumulados en el lago de Punta Arena, permitirá evaluar los principales cambios en el clima para la parte más tardía del Holoceno; con lo cual se completará el registro de la dinámica superficial y de la evolución del relieve como resultado de pulsos climáticos.

Hipótesis

El lago de Punta Arena, localizado en el sector suroriental de la PBC se originó por el desarrollo de barras costeras formadas en el Cuaternario que a la postre bloquearon el drenaje y dieron lugar al lago (*blocked-valleylake*), ambos posiblemente se formaron influenciados por pulsos u oscilaciones climáticas en el Holoceno tardío. Por tanto, el análisis a gran resolución (orden de cm) del registro sedimentario acumulado en el lago permite estimar la edad de su formación, así como la relación entre la dinámica superficial y las variaciones paleoclimáticas.

Objetivo General

Determinar la edad y evolución del relieve en la zona de Punta Arena, sector suroriental de la Península de Baja California, como consecuencia de pulsos u oscilaciones climáticas en Holoceno tardío.

Objetivos Específicos

- Estimar la edad de los depósitos del lago de Punta Arena.
- Detectar los cambios en las condiciones paleoclimatológicas mediante el análisis de los elementos mayores en los sedimentos del lago.
- Comparar los resultados obtenidos con investigaciones publicadas sobre las variaciones paleohidrológicas y/o paleoclimáticas del NW de México.
- Analizar las variaciones paleoclimáticas y su relación con la dinámica superficial a través de la implementación de las técnicas OSL, susceptibilidad magnética y geoquímica multielemental.
- 5. Proponer un modelo de la evolución climática y del relieve para el Holoceno tardío en el extremo suroriental de la Península de Baja California Sur (últimos 5 Ka).

CAPITULO 1 ANTECEDENTES

Numerosos investigadores han enfocado sus estudios en el registro paleoclimático a lo largo de todo el territorio mexicano (**Figura 1**) mediante la implementación de diversas técnicas y métodos, en su mayoría geoquímicos, geomorfológicos, estadísticos, lumínicos y dendrológicos (*e.g.*, Villanueva *et al.*, 2015; Torres *et al.*, 2015; Díaz *et al.*, 2016; Caballero *et al.*, 2019; Roy *et al.*, 2020). Dichas técnicas permiten hacer una reconstrucción de los procesos paleoclimáticos y geomorfológicos que han predominado y por ello se presenta un marco general de éstas en los subapartados siguientes.

1.1 Aplicaciones con la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

Huntley *et al* (1985) introdujeron la técnica de OSL, la cual puede ser utilizada para fechar sedimentos expuestos previamente a la luz solar, o sometidos a una temperatura mayor a 300 °C. Varios autores proponen la utilización de la OSL para obtener información relevante sobre mecanismos de transporte de sedimentos, sin tener que proceder a su datación (*e.g.*, Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011, 2012; Munyikwa *et al.*, 2012). Ejemplo de ello es el trabajo de Muñoz-Salinas *et al* (2012) quienes estudiaron dos depósitos de lahares en el volcán Popocatepetl (México) ocurridos en 1997 y 2001 respectivamente. Estos autores concluyen que la luminiscencia observada en distintos tramos de una de las barrancas del volcán, se correlaciona con la pendiente lo cual confirma que dicha técnica puede utilizarse para evaluar procesos erosivos asociados a las zonas de mayor pendiente mediante el análisis de los sedimentos.

En otro estudio, Muñoz-Salinas y Castillo (2014) realizaron una investigación en dos regiones completamente diferentes en cuanto a dominios geomorfológicos (un valle de la Sierra de Gredos, España y los sedimentos atrapados en una pequeña presa, incididos tras la ruptura de su muro en Cadder, Escocia). Los autores infieren que en los flujos de derrubios, donde el material es transportado en aguas turbias, los granos

minerales no son reseteados totalmente, es decir, que conservan la radiación ionizante al momento de su enterramiento o una luminiscencia heredada. Esto conlleva a un patrón de luminiscencia irregular desde la base a la parte superior del depósito. Mientras, en los depósitos asociados a condiciones de transporte de escasa o nula turbulencia, los granos son totalmente reseteados al incidir luz solar sobre estos, por ser más claro el flujo de agua que los transporta. Esto provoca que el patrón de luminiscencia se incremente notablemente hacia la base del corte y disminuya progresivamente hacia la superficie, donde se encuentran los sedimentos más jóvenes, lo cual cumple con el principio teórico de la OSL. En este caso se demuestra que la técnica permite evaluar los procesos de sedimentación en condiciones de distintos regímenes de flujo.

Otro estudio publicado sobre el uso de OSL para evaluar la dinámica superficial es el de Castillo *et al* (2017), quienes estudiaron los lagos de Sayula y San Marcos, localizados al occidente del lago Chapala (centro-occidente de México), a fin de reconstruir la dinámica del paisaje para el Holoceno en este sector. En esta investigación combinan métodos geoquímicos y lumínicos, con lo cual los autores presentan un modelo de la dinámica del relieve desde el Holoceno temprano a los tiempos actuales. Además, proponen la relación IRSL/BLSL como un indicador para inferir cambios pasados en la dinámica erosiva, ya que ellos consideran que al no existir un incremento lineal de los valores IRSL/BLSL con la profundidad, es posible que hayan cambios debidos a un incremento o decremento de la erosión fluvial. Esta investigación utiliza un enfoque nuevo para el estudio de la dinámica superficial ya que implementa el OSL con otras técnicas como son el análisis multielemental.

1.2 El análisis geoquímico en el estudio de los paleoambientes

La geoquímica aplicada a las investigaciones centradas en estudios ambientales y paleoambientales se basa en el análisis multielemental de sedimentos. Existen numerosas investigaciones que utilizan este enfoque de forma rutinaria, por ello, en este subapartado sólo se hace referencia a las investigaciones centradas en el NW de México.

Las investigaciones sobre las condiciones geoquímicas en sedimentos continentales se iniciaron con Roy *et al* (2010), quienes estudiaron los sedimentos lacustres del lago San Felipe, localizado en el sector NE de la Península de Baja California. Estos autores utilizan el análisis geoquímico para inferir distintos ambientes deposicionales para el Cuaternario tardío, cambios en las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas, así como la detección de la procedencia de los sedimentos. En otro estudio, Roy *et al* (2012)^a realizan una reconstrucción paleoclimática para el occidente del desierto de Chihuahua, México. Estos investigadores evalúan la diferencia entre los procedimientos analíticos para la detección de los multielementos mediante modelos determinísticos. Las concentraciones de Ti^{4+} , Ca^{2+} , K^+ , Fe^{3+} y Sr^{2+} , sobrestimadas, y medidas (pistola portátil) por fluorescencia de rayos X (XRF) utilizan un modelo de regresión lineal para corregirlas. Obtienen una valoración de las precipitaciones mediante la correlación entre el Ca^{2+} y Ti^{4+} . Más tarde, Roy *et al* (2012)^b dan continuidad a la investigación al occidente del desierto de Sonora, en el lago San Felipe y se enfocan en la procedencia de los sedimentos y los regímenes de precipitaciones de verano e invierno durante los últimos 50 ka. Para ello emplean geoquímica de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) con la finalidad de entender la mineralogía y clasificación de sedimentos, además de relacionarlos a la fuerza variable de la energía de escorrentía y la tasa de sedimentación en la cuenca. Basados en la geomorfología de la cuenca y los efectos que tanto los regímenes de precipitación producen en la entrada de sedimentos y las condiciones hidrológicas de la cuenca, proponen un posible modelo de transporte de sedimentos.

En otro estudio, Pérez-Cruz (2013) realiza un análisis de sedimentos laminados de la Cuenca Alfonso, al sur del Mar de Cortés, con lo cual interpreta la variación climática (precipitaciones) y productividad durante el Holoceno medio y tardío. Las concentraciones de Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , K^+ y Si^{4+} las emplea como indicadores indirectos de aporte de terrígenos a la cuenca y la relación Zr/Al como aporte de minerales detríticos transportados eólicamente.

En un estudio realizado en el centro de México, Lozano García *et al* (2015) investigaron la evolución paleoclimática en la subcuenca del Lago Chalco. Los autores se basan en relaciones geoquímicas y correlaciones estadísticas de elementos mayores. Según las concentraciones más altas de Si^{4+} , Ti^{4+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} y K^+ infieren una mayor abundancia de minerales detríticos. Mientras que las correlaciones entre ($\text{Fe}^{2+}\text{-Ti}^{4+}$) y ($\text{K}^+\text{-Ti}^{4+}$), les permite inferir la fuente de los primeros y la movilidad del K^+ . Las variaciones en Ti^{4+} , Carbono Inorgánico Total (TIC, siglas en inglés), Carbono Orgánico Total (TOC, siglas en inglés) TOC/Ti , C/N y Si/Ti , las utilizan como indicadores para inferir cambios en las condiciones paleohidrológicas. Para estimar la abundancia de detritos transportados pluvialmente y poder demarcar los intervalos de mayores escorrentías se valen del Ti^{4+} como principal indicador. Las variaciones del TIC le permiten hacer inferencias sobre cambios en las condiciones de temperatura.

Finalmente, Castañeda-Betancur (2016) analiza la variabilidad climática en los últimos 4 ka a partir de análisis geoquímicos de sedimentos laminados provenientes de la Cuenca La Paz, localizada en el estado de Baja California Sur. Para ello se basan en el estudio de un núcleo de sedimentos marinos tomado a 745 m de profundidad y utilizan el Ti^{4+} y Fe^{2+} como indicadores paleoclimáticos indirectos.

1.3 El clima a partir de la dendrocronología

Cerano-Paredes *et al* (2009) estudiaron series de tiempo por métodos dendrológicos en el SW del estado de Chihuahua, México. Con los datos obtenidos analizan la variabilidad hidroclimática en la región de 1657 a 2005. Para este período determinan que la variabilidad climática de la región es modulada por los eventos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

Villanueva *et al* (2015) reconstruyen la respuesta climáticamente sensitiva del anillo total del ciprés (*Hesperocyparis guadalupensis*, especie arbórea endémica de la Isla Guadalupe en el Pacífico mexicano, Baja California). La cronología estudiada abarcó los años entre 1804-2008, la cual les permite analizar el impacto y reconstruir los períodos húmedos y secos asociándolos a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés)

Gutiérrez-García, G y Martin Ricker (2019) emplearon técnicas dendrocronológicas tradicionales en un bosque de coníferas mixtas en la sierra de San Antonio Peña Nevada (Nuevo León, México). La cronología estudiada abarcó los años entre 1900-2000. Los resultados de los análisis clima-crecimiento de los anillos se correlacionan con fenómenos climáticos de gran escala y concluyen que la sincronía del crecimiento de los anillos de los árboles estudiados en el norte del territorio mexicano se debe a la influencia de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) sobre el clima regional.

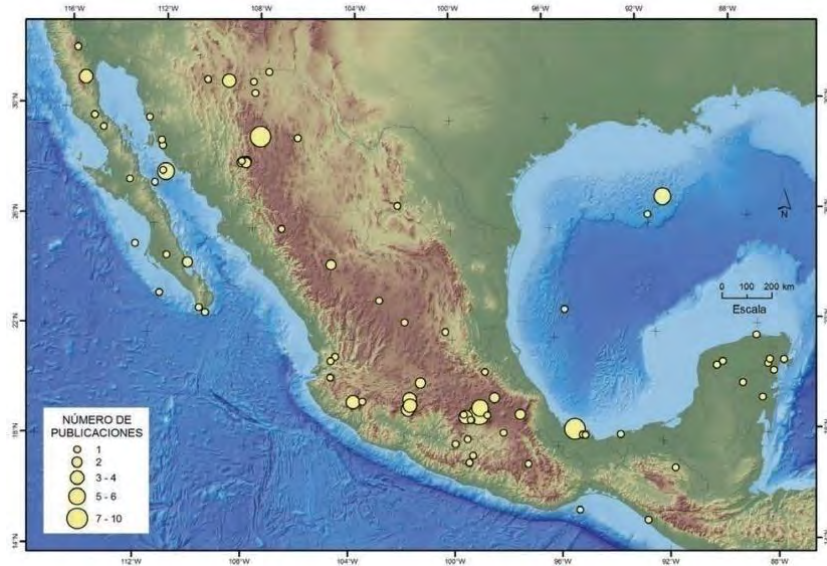


Figura 1 Localización de sitios donde se ha estudiado el registro paleoclimático de México de acuerdo con Lozano García *et al* (2015).

1.4 Marco Teórico

En este apartado se describen los principios de la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) y la aplicación de la geoquímica en reconstrucciones paleoclimáticas. También se comenta la relación existente entre las variaciones climáticas, la erosión hídrica, la erosión eólica y la salinización.

1.4.1 El Método Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).

Las bases teóricas de la OSL, están dadas por la radiación natural en los suelos provocada por los isótopos radiactivos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K , y en menor proporción por la radiación ionizante proveniente de los rayos cósmicos. Los electrones que se encuentran dentro de las estructuras cristalinas de los minerales están atrapados entre la banda de conducción y la de valencia, en la brecha de energía (Huntley *et al.*, 1985; Prescott y Hutton, 1994). El tiempo de exposición a la radiación ionizante al cual sea sometido el grano mineral, es proporcional al número de electrones que quedarán almacenados en las trampas. Al ser expuesto a la luz solar un grano mineral, los

electrones alojados en las trampas energéticas pasan a estados de menor energía; lo que provoca que emitan fotones, siendo estos últimos las señales lumínicas provenientes de los sedimentos que se estudian para la OSL (Aitken, 1985).

La señal lumínica es eliminada de los granos minerales al ser expuestos a la luz solar, o sometidos a temperaturas superiores a 500 °C. En la datación geológica de sedimentos, el último evento en el cual la señal fue puesta a cero corresponde al transporte, momento en el cual recibe luz solar. Godfrey-Smith *et al* (1988) demostraron que la señal de OSL del cuarzo se reduce aproximadamente 50% al ser expuesto por unos segundos a la luz solar. Al ser enterrados los granos minerales comienzan a recibir radiación ionizante proveniente de la radiación cósmica (electrones y neutrones) y del sedimento circundante (α, β, γ). La señal de luminiscencia obtenida es equivalente a un dosímetro, proporcional al tiempo de enterramiento, el cual proporciona una medida de absorción de dosis total. La dosis absorbida se calcula al comparar la señal de OSL natural con señales conocidas e inducidas en el laboratorio sobre la muestra. La dosis aplicada en el laboratorio para inducir una señal de OSL igual a la natural, se denomina dosis equivalente (D_e). Esta señal se convierte en un cronómetro, con la cual se estima la tasa de absorción (D_r). Los granos a fechar por OSL (**Ecuación 1**) son los cuarzos, debido a la estabilidad de su señal durante el Cuaternario medio a tardío (Smith *et al.*, 1990); lo que permite fechar un rango de edades desde los 50 años hasta los 750 ka (Murray y Olley, 2002; Wang *et al.*, 2006).

Ecuación 1 Cálculo de la Edad por Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

$$Edad (ka) = \frac{Dosis\ media\ equivalente\ (D_e)}{Dosis\ media\ de\ absorción\ (D_r)}$$

D_e en Gy (Gray, unidad radiación) y D_r en $Gy \cdot ka^{-1}$

Un grano puede conservar cierta cantidad de luminiscencia si este no es expuesto completamente a la luz solar previo a su enterramiento, por lo que no estaría totalmente reseteada su luminiscencia (Aitken, 1998). Esta luminiscencia residual provoca que al ser estimulados ópticamente en el laboratorio los granos de cuarzo, se obtenga una sobreestimación de la edad del depósito (Duller, 2008). Sin embargo, este exceso en la

luminiscencia puede ser de gran utilidad, ya que proporciona información relevante sobre los mecanismos de transporte de los granos minerales (e.g., Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011 y 2012; Munyikwa *et al.*, 2012). El empleo de la OSL para inferir mecanismos de transporte de sedimentos no requiere del cálculo de la radiación del depósito, ni se irradian las muestras para estimularlas ópticamente. Esto no es necesario ya que la finalidad del estudio es cuantificar la intensidad de la luminiscencia, y no la datación del depósito en particular.

1.4.2 Geoquímica en reconstrucciones paleoclimáticas

Por la utilidad e importancia que tienen algunos elementos químicos y sus relaciones en reconstrucciones paleoclimáticas se mencionan los más relevantes y la información que aportan. También se explican brevemente los principios para calcular y graficar los diferentes índices de alteración y meteorización química: Índice de Alteración Química (CIA, siglas en inglés), Índice de Meteorización (CIW, siglas en inglés) e Índice de Alteración de Plagioclasas (PIA, siglas en inglés). Además de la información que aportan los diagramas A-CN-K (A= mol Al_2O_3 ; CN= mol $\text{CaO}^* + \text{NaO}$; K= K_2O) y A-C-N (A= mol $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$; C= mol CaO^* ; N= mol Na_2O).

La concentración de elementos en sedimentos como el Al^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{2+} y Zr^{4+} son asociados a aportes de detritos a la cuenca (e.g., Corella *et al.*, 2012), es importante mencionar que este Fe^{2+} se podrá incluir dentro del aporte de detritos siempre y cuando su comportamiento, determinado por el coeficiente de correlación, sea similar al Ti^{4+} y/o Al^{3+} . La relación entre el Fe/Ti se utiliza como indicador de movilidad y reprecipitación del Fe^{3+} (e.g., Funk *et al.*, 2004); indicando condiciones más anóxicas. El Ca^{2+} puede ser detrítico o autigénico, para definir su origen (autigénico) se utiliza la relación Ca/Ti y el aumento por evaporización de los iones de Ca^{2+} (e.g., Jouve *et al.*, 2013). La producción de Fe^{2+} es favorecida en períodos húmedos, mientras que los períodos secos se caracterizan por la precipitación de óxidos $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (e.g., Maher y Thompson, 1995). Los suelos húmedos, que por lo general no son expuestos a intervalos extensos de sequías, son propicios para la formación de goethita; mientras los suelos expuestos

a sequías prolongadas es más común la formación de hematita (e.g., Cornell y Schwertmann, 2003).

La alteración química puede ser cuantificada (**Ecuación 2**) utilizando el Índice Químico de Alteración (CIA por sus siglas en inglés), propuesto por Nesbitt y Young (1982). El cual se basa en la alteración progresiva de plagioclasas y feldespatos potásicos a minerales arcillosos.

Ecuación 2 Cálculo del Índice de Alteración Química (CIA)

$$CIA = \frac{\text{mol Al}_2\text{O}_3}{\text{mol Al}_2\text{O}_3 + \text{mol CaO}^* + \text{mol K}_2\text{O} + \text{mol Na}_2\text{O}}$$

Ecuación 3 Cálculo del CaO* alóctono.

$$\text{CaO}^* = \text{mol CaO} - \text{mol CO}_2_{(cc)} - \frac{1}{2} \text{mol CO}_2_{(dol)} - \frac{10}{3} \text{mol P}_2\text{O}_5_{(apa)}$$

Donde: CaO* es el proveniente de los minerales silicatados (detríticos), CaO es el total (detrítico + autigénico); (cc) los carbonatos de calcita, (dol) dolomita y (apa) apatitos.

El Índice Químico de Meteorización CIW (**Ecuación 4**) fue propuesto por Harnois (1988). Este es muy similar al CIA solo que no incluye el K₂O en sus cálculos.

Ecuación 4 Cálculo del Índice de Meteorización (CIW)

$$CIW = \frac{\text{mol Al}_2\text{O}_3}{\text{mol Al}_2\text{O}_3 + \text{mol CaO}^* + \text{mol Na}_2\text{O}}$$

Esta variación en su fórmula (exclusión del K₂O) trae consigo que en ocasiones el valor arrojado por CIW sea incorrecto. Principalmente cuando se analizan rocas ricas en K⁺ se sobreestima el valor real, al no tener en cuenta el Al³⁺ asociado a los feldespatos K⁺ en las muestras analizadas. Por ello, la utilización de este índice no es apropiado para cuantificar la intensidad del intemperismo químico en minerales con alto contenido de K⁺ (**Figura 2**). Un análisis de esta problemática es planteado por Fedo *et al* (1995).

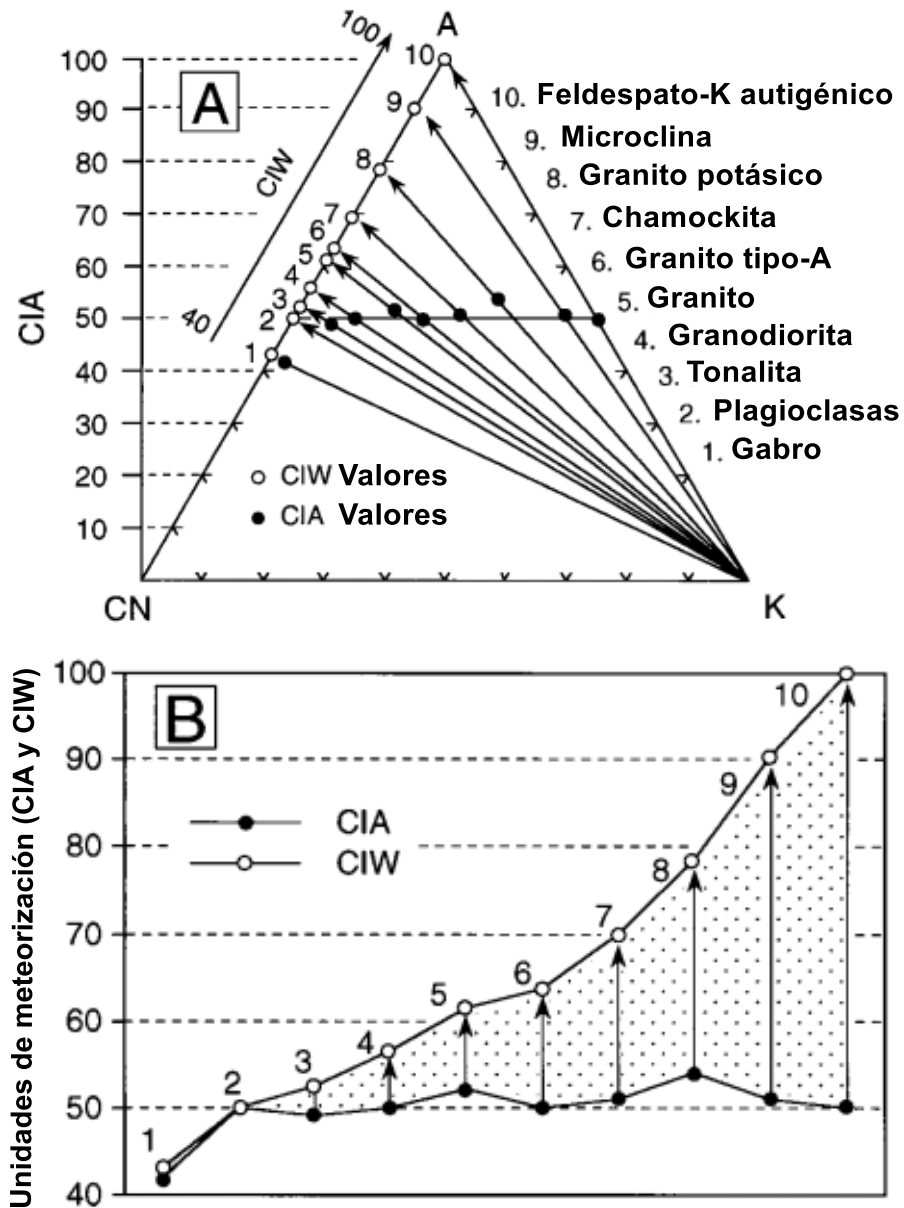


Figura 2 A) Variabilidad de los valores de CIA respecto a CIW en diferentes rocas frescas. Los círculos sólidos corresponden a CIA y los abiertos a CIW (resultados de Smith, 1974; Anderson y Bender, 1989; Carmichael *et al.*, 1974; Cox *et al.*, 1979; De Ros *et al.*, 1994). B) Valores correspondientes a CIA y CIW, se aprecia la diferencia entre los valores de CIW para materiales no alterados y los valores esperados para CIA próximos a 50, como debe de corresponder a materiales feldespáticos no alterados. Modificado de Fedo *et al* (1995).

Por esta razón Fedo *et al* (1995) introducen el Índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA). En esta nueva **Ecuación 5** se aseguran de que en ambos miembros (numerador y denominador) se elimine todo el K⁺. Además utilizan un rango de valores para cuantificar que tanta alteración han sufrido las plagioclasas: valores menores o iguales a 50 no hay alteración; de 50 a 60 es incipiente; de 60 a 80 intermedia y de 80 a 100 extrema.

Ecuación 5 Cálculo del índice de alteración de las plagioclasas (PIA)

$$PIA = \frac{\text{mol Al}_2\text{O}_3 - \text{mol K}_2\text{O}}{\text{mol Al}_2\text{O}_3 - \text{mol K}_2\text{O} + \text{mol CaO}^{*+} + \text{mol Na}_2\text{O}}$$

Con estos índices de alteración CIA y PIA se puede suponer si hay metasomatismo de potasio, el cual es la transformación de caolinita a illita en el caso de las arcillas y de plagioclasa a feldespatos potásicos en las areniscas. Este proceso trae consigo que los valores de CIA no sean del todo correctos y sean menores a los de PIA, ya que CIA es afectado por el aumento de K⁺. Otra herramienta empleada para inferir si existe metasomatismo de potasio en los sedimentos es el diagrama ternario A-CN-K (**Figura 3**). De presentar los sedimentos analizados indicios de metasomatismo, se deben de realizar análisis petrográficos para descartar o confirmar el mismo.

En la **Figura 3** se muestra un ejemplo de las aplicaciones del diagrama A-CN-K. Los círculos y los rombos sugieren dos fuentes de aporte diferentes o la presencia de metasomatismo de potasio. Si se descarta el metasomatismo por análisis petrográficos o porque en el área de estudio hay las rocas señaladas como fuente, entonces al trazar una línea paralela a los lados A-CN o A-K, la intercepción con la línea de los feldespatos (puntos de color rojo) será la roca fuente sin alterar. El punto de color azul al igual que todos los que se encuentren por debajo o sobre la línea de los feldespatos indica la roca fresca sin alteración. De igual forma se presenta un ejemplo para el diagrama A-C-N (**Figura 4**) y sus posibles interpretaciones. El diagrama A-C-N no debe utilizarse para inferir procedencia, ya que solo aporta información sobre el tipo de plagioclasas presente en las muestras (anortita o albita), así como para controlar la tendencia de estas a la meteorización.

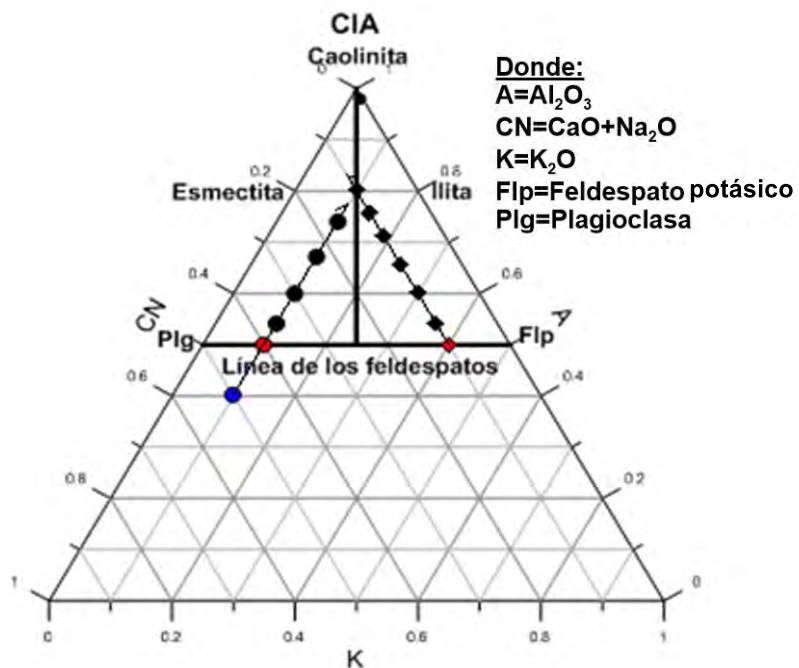


Figura 3 Ejemplo de diagrama A-CN-K y sus posibles interpretaciones.

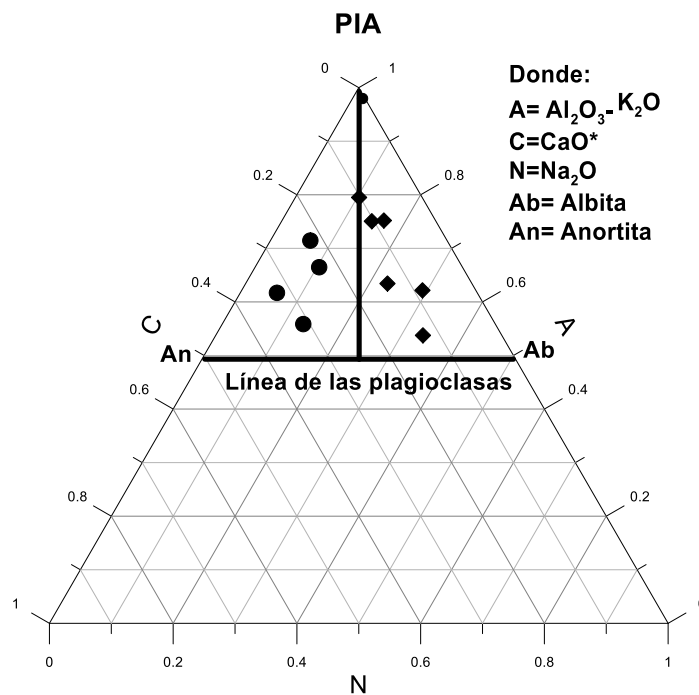


Figura 4 Ejemplo de diagrama A-C-N y sus posibles interpretaciones

1.5 Cambio climático y erosión

De modo general existen cinco impactos directos sobre los suelos causados por el cambio climático: captura de CO₂ (g), mineralización del carbono orgánico, erosión hídrica, erosión eólica y salinización. En esta investigación se abordará la erosión hídrica y eólica; además sobre la información climática que aportan las capas de sales presentes en los suelos.

La erosión es la pérdida de suelo sobre la superficie por desgaste del material preexistente. Es originada por: las precipitaciones atmosféricas, el viento y en menor medida por cambios bruscos de las temperaturas (Kappelle, 2009). Para que exista erosión es imprescindible que ocurra transporte de materiales por los factores antes mencionados, de no haber transporte, sólo se produce la meteorización física y química de las rocas.

1.5.1 Erosión hídrica

Es un proceso caracterizado por la disgregación de los materiales primarios y agregados del suelo por la acción del agua. El punto inicial del proceso erosivo está dado por el impacto de las gotas de lluvia sobre la superficie del suelo y la abrasión que causan; seguido por el transporte de las partículas del material desprendido hacia las zonas deprimidas del terreno (Vega, 2008). Al saturarse el suelo, ya no es capaz de infiltrar agua y por ende se generan escorrentías, causando la erosión hídrica. Cuanto más fuertes y duraderas sean las precipitaciones, mayor será la erosión sobre el suelo. Se estima que aproximadamente el 80% del territorio mexicano se encuentra afectado por la erosión hídrica (Hernández *et al.*, 2008).

1.5.2 Erosión eólica

Se debe a la acción del viento, el cual erosiona en menor medida que el agua al transportar partículas más pequeñas. Durante períodos prolongados de sequías y fuertes vientos, la erosión eólica puede llegar a ser intensa. Este tipo de erosión produce por un lado la abrasión, que ocurre cuando las partículas transportadas por el viento desgastan las superficies al chocar, y la deflación, donde las partículas ya sueltas son levantadas y transportadas por el viento. Para que este proceso ocurra se necesitan tres factores: viento fuerte, superficie del suelo erosionable y suelo desprotegido sin cubierta de cultivo (López *et al.*, 2010). Aunque la erosión eólica es menos estudiada que la hídrica, en zonas áridas y semiáridas donde las precipitaciones son escasas, puede ser el principal causante de erosión (Oldeman y van Lynden, 1998).

1.5.3 Salinización

La salinización natural de los suelos ocurre por lo general en zonas de drenajes deficientes y limitados, normalmente en suelos arcillosos de baja conductividad hidráulica. Este proceso se produce por la acumulación de altos niveles de sales en los suelos como son: carbonatos (CO_3^{2-}), cloruros (Cl^-), bicarbonatos (H_2CO_3), sulfatos (SO_4^{2-}), nitratos (NO_3^-), Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{+2} y boratos (BO_3^{3-}) (Porta, 1994). Las condiciones áridas favorecen la acumulación de capas de sales por evaporación.

CAPITULO 2 AREA DE ESTUDIO

La Península de Baja California se encuentra al NE de México, abarca una superficie de ~73,909 km². Limita al occidente con el Océano Pacífico y al oriente con el Mar de Cortés (MC). El área estudiada (Punta Arena, **Figura 5C**, 23.543875° N; 109.496504° W) se ubica en el municipio Los Cabos, el cual es uno de los cinco municipios del estado de Baja California Sur. Se encuentra a aproximadamente 220 km al sur de la ciudad de La Paz.

Climatológicamente la zona recibe pocas precipitaciones anualmente, por lo que se encuentra rodeada de grandes extensiones desérticas. La Sierra de La Laguna se encuentra en el centro de la región, generando microclimas a ambos lados de la península; llegando a existir diferencias entre la zona del Mar de Cortés y el lado del Océano Pacífico. En verano la parte del Mar de Cortés es más húmeda y caliente en comparación con el lado del Océano Pacífico; siendo en invierno el lado del Pacífico más frío (Ivanova y Gámez, 2013).

Geológicamente la zona estudiada se ubica en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de la Paz (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), específicamente sobre la Cuenca San José del Cabo (CSJC). El lago de Punta Arena se localiza sobre el extremo NE de la Cuenca San José del Cabo (**Figura 5C**). Los sedimentos que conforman este lago provienen de la erosión de las rocas que afloran en sus alrededores; transportados por procesos eólicos y por ríos intermitentes (**Figura 8**) que drenan la región en épocas lluviosas. La formación y desarrollo del lago de Punta Arena está condicionada por la historia climática y la geología de la zona; lo cual se abordará a detalle más adelante.

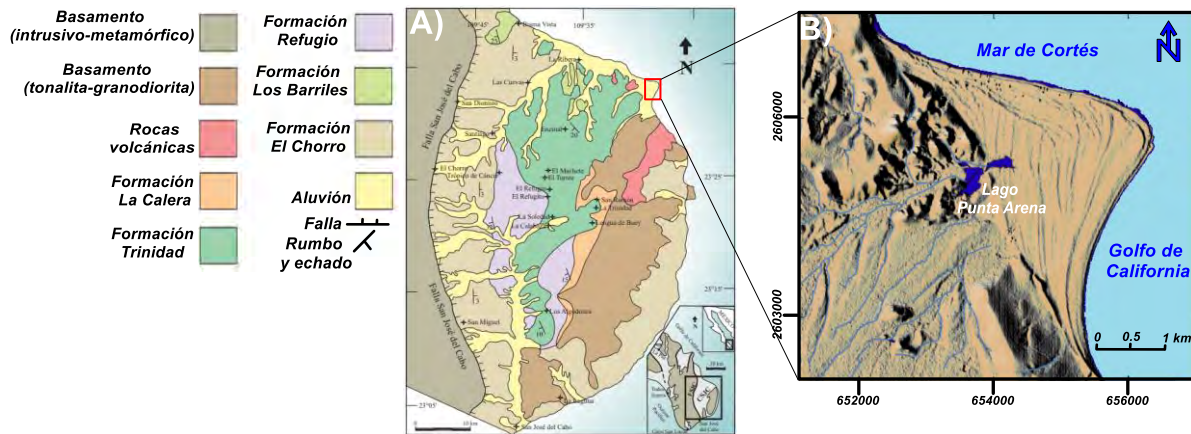


Figura 5 A) Mapa geológico de la Cuenca San José del Cabo de acuerdo a Arreguín-Rodríguez y Schwennicke (2013). B) Ubicación del área de estudio en el sector suroccidental de la Península de Baja California.

2.1 Formación y Evolución tectónica de la Península de Baja California (PBC)

Durham y Allison (1960) plantean que la PBC se comportó como una serie de islas hacia su lado sur, y pequeñas áreas emergidas hacia el norte. Emerge ligeramente, lo que provoca su expansión y ganancia de nuevos terrenos más allá de sus límites actuales. Por su parte Wiggings (1960) argumenta que la PBC se vio afectada desde el Eoceno por repetidos períodos de inundaciones y emergencias, ocasionados por cambios en los océanos. Sin embargo, algunas partes de la península nunca fueron sumergidas, como el Desierto del Vizcaíno al NE y la región de Los Cabos, en el extremo sur. Autores como Zanchi (1994); Ferrari *et al* (2005; 2010); y Espinoza (2011) proponen que entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, se origina la PBC. Inicialmente la península formaba parte de Sonora y los ríos drenaban Sonora y la Sierra Madre Occidental hasta llegar al Océano Pacífico, recorriendo la península al no existir el Mar de Cortés. La placa Farallón subduce por debajo de la Norteamericana durante el Cenozoico; con lo cual inicia una extensión tras-arco entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (Gans, 1997; Ferrari *et al.*, 2013). Al cesar la subducción (~12.5 Ma) una fracción de la placa de Norteamérica se acopla a la del Pacífico por un

sistema de cizalladura viscosa (Negrete-Aranda *et al.*, 2013), moviéndose con un rumbo NE e iniciando la ruptura continental con la cual se comienza formar el Golfo de California (Negrete-Aranda *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2018).

La Cuenca San José del Cabo (CSJC), sobre la cual se encuentra el área estudiada, forma parte de la Provincia Extensional del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989). Su evolución comienza en el Mioceno tardío (Fletcher *et al.*, 2000) y su estructura es reconocida como del tipo medio graben (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Fletcher *et al.*, 2000; McTeague, 2006; Schwennicke y Umhoefer, 2008) con una orientación norte-sur. La inclinación de las rocas sedimentarias hacia el SW-W confirma el arreglo de esta estructura. Además de la inconformidad presente entre las rocas del basamento y las sedimentarias hacia el oriente de la cuenca (McTeague, 2006 y Piña-Arce, 2010).

El origen de la cuenca está relacionado a la apertura del Mar de Cortés (McCloy, 1984; McTeague *et al.*, 2005; Schwennicke y Umhoefer, 2008; Piña-Arce, 2010). Las sierras La Victoria y La Trinidad se encuentran al occidente y oriente respectivamente, las cuales componen el basamento de Cretácico. La cuenca la integran varias formaciones (**Figura 2B**), identificadas y definidas por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997). En el margen oriental de la cuenca se encuentran los sedimentos terrestres más antiguos, correspondientes a la Formación Calera. Mientras que los sedimentos marinos de mayor edad pertenecen a la Formación Trinidad. Las rocas que afloran en la cuenca se agrupan en dos conjuntos litoestratigráficos informales, denominados: Complejo metamórfico y Ensamble plutónico, además de la cobertura sedimentaria (**Figura 5A**). En la región occidental de la cuenca aflora el Complejo metamórfico en dirección N-NE-S, conformado por diques andesíticos y/o dioríticos y por gneis cuarzo-feldespático, aflorando exclusivamente en esta región. El Ensamble plutónico aflora al occidente y oriente de la cuenca, constituido por rocas intrusivas (granito y granodiorita).

La región occidental define el Bloque de Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000). Hacia la parte central aflora la cubierta sedimentaria, integrada por las Formaciones Trinidad, Los Barriles, Refugio y El Chorro (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Fierstine *et al.*, 2001). El relleno sedimentario lo conforman detritos provenientes de la meteorización de las

rocas expuestas en los alrededores de la cuenca. Los depósitos sedimentarios varían considerablemente en espesor, de 20 cm hasta ~200 m en el arroyo San José (Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) y ~1.6 km en el centro de la cuenca (Busch *et al.*,2011).

2.2 Formaciones en la Cuenca San José del Cabo (CSJC)

Formación La Calera. Se compone de capas rojizas compuestas por conglomerados en mayor medida hacia la base y areniscas más finas para la parte superior, su espesor es de 130 m en las proximidades del rancho La Trinidad. Fue datada siguiendo relaciones estratigráficas para el Mioceno Medio a Superior (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

Formación Trinidad. Se compone de depósitos marinos los cuales marcan la transgresión provocada por la subsidencia de la cuenca. Su espesor máximo se localiza en la parte central y oriental, se estima es de 400 m. Se distinguen tres facies, la inferior compuesta por areniscas de grano grueso a medio, y en menor medida de grano fino a medio, que va degradándose a lutita y arenisca limosa. La facies media la componen rocas laminadas, con alternancias de lodolitas y areniscas finas y algunas láminas de diatomitas. La parte superior está conformada por paquetes de areniscas de grano fino a medio y capas de limolitas. Su edad se ha planteado como del Mioceno Medio Tardío al Plioceno Superior (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

Formación El Refugio. Está compuesta por areniscas de grano medio a grueso, interestratificada con lodolita y limolita, su espesor de sedimentos no excede los 380 m. Su edad se ha datado para el Plioceno; lo que la convierte en la unidad marina más joven que aflora en el centro de la Cuenca San José del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

Formación Los Barriles. Está conformada por depósitos de areniscas de grano medio a grueso y conglomerados, los que se acumularon en un abanico aluvial de alto gradiente (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Arreguín-Rodríguez, 2010). Se encuentra principalmente hacia el norte de la cuenca y su espesor es de aproximadamente

1650 m en el arroyo Buenos Aires. Su edad es del Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), aunque otros autores le asignan una edad del Plioceno (Arreguín-Rodríguez, 2010).

Formación El Chorro. Se originó en un ambiente de abanico aluvial, constituida por areniscas de grano grueso y conglomerado de origen continental. Su espesor no excede los 150 m y aflora a todo lo largo de la cuenca sobre las anteriores formaciones. Su edad fue propuesta para el Pleistoceno Superior a Holoceno inferior por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997). Pero según Arreguín-Rodríguez(2010) inició la acumulación probablemente en el Plioceno o principios del Pleistoceno y culmina durante el Pleistoceno.

2.3 Clima en la Península de Baja California Sur

La península presenta un clima fundamentalmente desértico semiseco, siendo caluroso en verano y templado en invierno. La temperatura anual promedio es de 24 °C, con escasas precipitaciones anuales. La temporada de lluvias se extiende desde el mes de junio hasta octubre. Las precipitaciones ocurren fundamentalmente en verano, relacionadas a ciclones tropicales, y en menor proporción en invierno (Ivanova y Gámez, 2013). La precipitación del estado de Baja California Sur es una de las más bajas del país (**Figura 6**). El municipio de Los Cabos presenta la zona de máximas precipitaciones de la región, las que varían anualmente entre 400 y 55 mm en zonas costeras, para un promedio anual de 200 mm. Los procesos climáticos regionales (ciclones tropicales e inundaciones) son de gran relevancia, para el comportamiento hidrodinámico de la zona (Ivanova y Gámez, 2013).

La estación meteorológica Santiago (3062), la cual tiene la mayor cantidad de registros y se encuentra a aproximadamente 25 km de Puna Arena, tiene observaciones continuas de las variaciones climatológicas desde el año de 1937 hasta el 2008. Las precipitaciones para este intervalo, han presentado fluctuaciones más marcadas (**Figura 6**). El promedio de precipitaciones es de 319 mm, con una tendencia al

aumento de 1.5 mm/año hacia el presente. Los años en los cuales se han registrado mayores precipitaciones son 1949 y 1998, el valor más bajo se reporta para 1969.

Las temperaturas (**Figura 7**) en estos 72 años no han variado significativamente, como promedio para este período de tiempo 19.7°C. La tendencia es a disminuir 0.05 °C/año hacia el presente. Sin embargo, la temperatura más baja registrada fue en 1938.

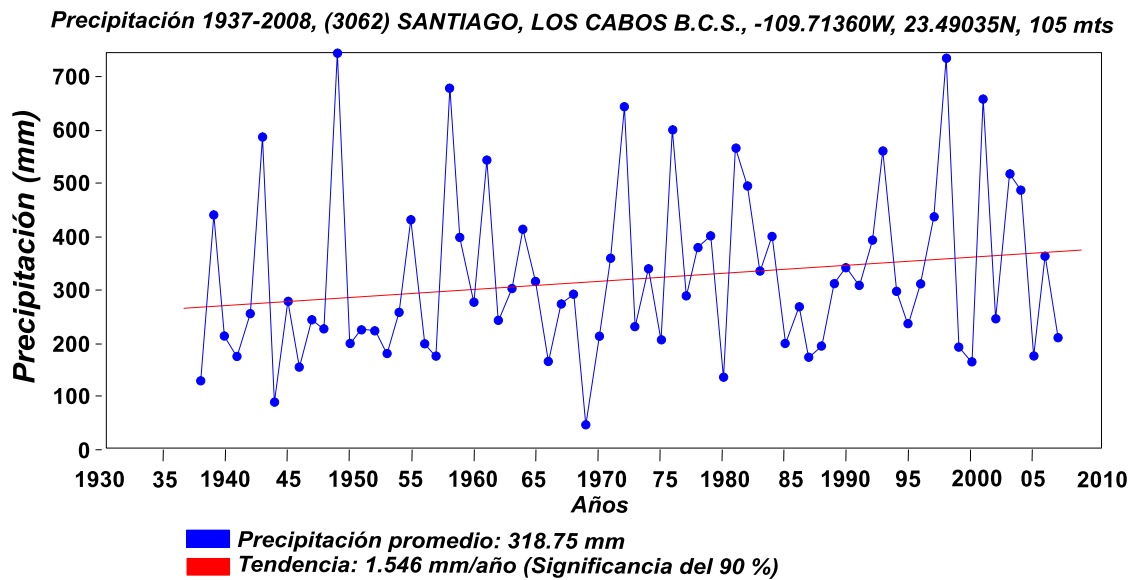


Figura 6 Precipitaciones anuales reportadas por la estación meteorológica (3062) Santiago, Los Cabos (BCS) desde 1937-2008. Datos: <http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php>

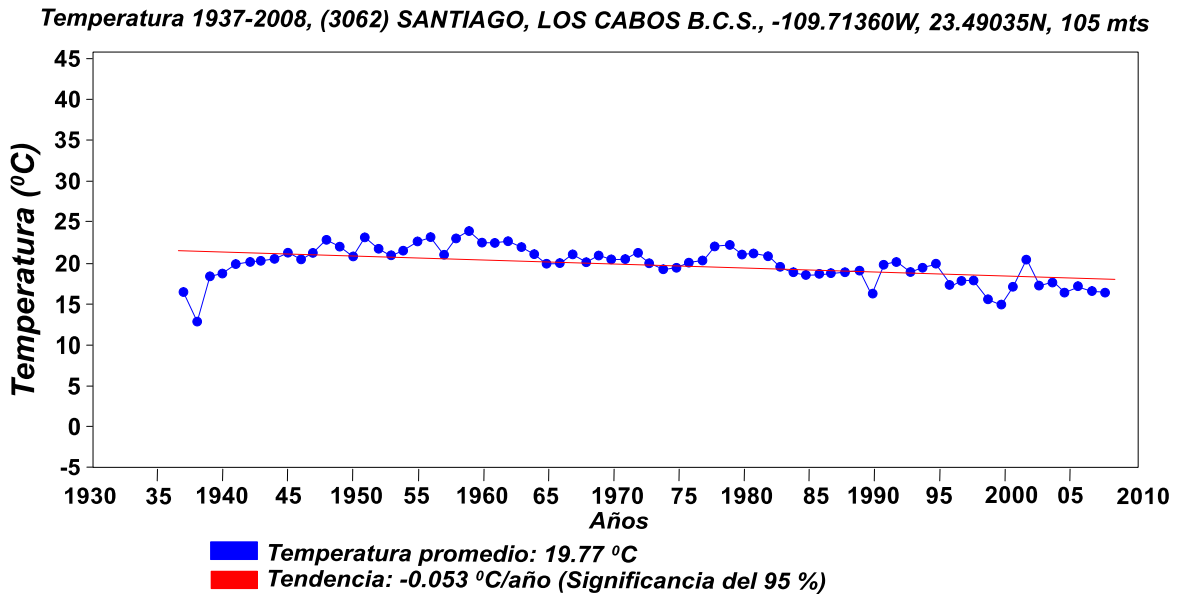


Figura 7 Temperaturas anuales reportadas por la estación meteorológica Santiago (3062) en Los Cabos (BCS) desde 1937 al 2008. Datos: <http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php>.

2.4 Relieve

El extremo sur de la península la integran zonas accidentadas semiplanas y planas. Las primeras se localizan en la Sierra de la Laguna y San Lázaro, compuestas por rocas intrusivas del Mesozoico. El gradiente topográfico se reduce significativamente hacia la costa (zonas planas), conformadas por arenas, gravas, limos y depósitos aluviales del Pleistoceno. La provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz se compone fundamentalmente por sierras y cuencas. El Bloque Tectónico de Los Cabos está constituido por sierras (La Victoria, La Trinidad y La Laguna) que forman parte del batolito peninsular, integrado por rocas ígneas y metamórficas. La Cuenca San José del Cabo y la falla de igual nombre, limitan al bloque por el oriente. La porción occidental de la provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, se caracteriza por una disminución en las elevaciones y la formación de una planicie hacia el Océano Pacífico. Una gran variedad de rocas conforman la geología del estado de Baja California Sur, siendo las más importantes en cuanto a abundancia, las de origen ígneo (sobresalen

las intrusivas, generalmente félsico-intermedio y en menor medida las volcánicas bimodal), las sedimentarias y metamórficas siguen en este orden (INEGI, 2019).

2.5 Hidrología de la Cuenca San José del Cabo (CSJC)

La CSJC cuenta con un arroyo de caudal permanente que corresponde al Río San José, el cual drena la región de Los Cabos de norte a sur. Este río tiene su origen en el poblado de Miraflores; siendo su afluente principal el Río San Lázaro. La parte más alta del Río San José se caracteriza por un flujo estacional, restringido a la estación de lluvias ciclónicas. Su curso inferior transporta un flujo constante inferior a 0.5 m³/s en los años de mayor sequía. Anualmente su escurrimiento medio es de 20 millones de m³ y el área superficial que ocupa su cuenca es de 1,680 km² (Tamayo, 1962). Los principales cauces han sido desarrollados por corrientes epicontinentales reducidas, permaneciendo secos la mayor parte del año. Las trayectorias de de los ríos San José (norte a sur) y Santiago (sur a norte), dividen en dos a la Cuenca San José del Cabo, transportando los sedimentos provenientes de la Sierra de La Laguna (**Figura 8**). Por lo que los sedimentos que llegarán a la zona de estudio, procederán del sector oriental de la cuenca.

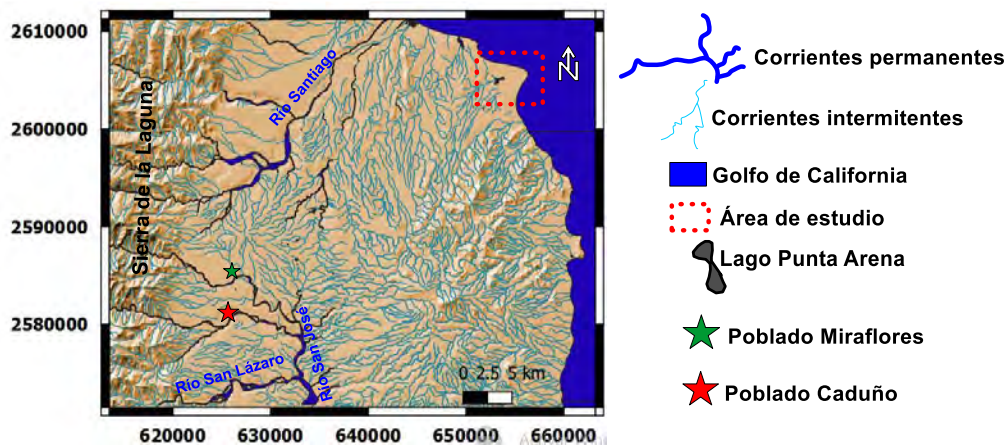


Figura 8 Corrientes superficiales presentes en los alrededores de la zona estudiada. Datos INEGI, 2019.

CAPITULO 3 COMPORTAMIENTO CLIMATICO EN EL HOLOCENO

En este capítulo se describen los principales eventos climatológicos acontecidos en el Holoceno, con la finalidad de comprender el comportamiento del clima hacia el presente. Se describen los forzamientos climáticos que afectan la región noroccidental de México, específicamente sobre Baja California Sur. Estos forzamientos se correlacionarán con los datos obtenidos en la presente investigación a fin de conocer cuál ha regido las variaciones climatológicas y la dinámica superficial en los últimos 5 Ka en la región de los Cabos.

3.1 Óptimo Climático del Holoceno (OCH)

El OCH ocurre entre los 8 y los 4 ka AP (**Figura 9**), se caracterizó por ser relativamente estable y cálido, con un aumento de las temperaturas entre 4 °C y 9°C como promedio con respecto a la temperatura actual global (Dansgaard *et al.*, 1969; Schönwiese y Bayer, 1995). Sin embargo, este aumento de las temperaturas no fue homogéneo en todo el planeta. Las regiones en el hemisferio sur, fueron afectadas por un enfriamiento, mientras en Norteamérica se incrementó la insolación de verano; lo que provocó que las capas de hielo ubicadas en latitudes medias se derritieran, y generaran una transgresión marina conocida como Flandriana ó Transgresión Marina del Cuaternario tardío (Fairbridge, 1992). Sirkin *et al* (1994) plantean que las condiciones climatológicas para el Holoceno temprano eran más frías que las actuales, las cuales se tornan a los 9 Ka AP cálido-seco, alcanzando un máximo entre 5 y 4 Ka AP. En general la temperatura era cálida, con períodos extremos de enfriamientos (**Figura 9**).

3.2 Pequeña Edad de Hielo (PEH)

Al finalizar el Óptimo Climático Medieval, las temperaturas descienden significativamente, lo que da lugar a la Pequeña Edad del Hielo (PEH) entre 1550 y 1900 d.C (deMenocal, 2001), (**Figura 9**). Este evento afectó principalmente el hemisferio norte. Los factores que provocan la PEH no están del todo claros. Se plantean dos causas más probables: (1) disminución de la actividad solar y (2) aumento de la actividad volcánica en la zona ecuatorial. La actividad volcánica arroja grandes cantidades de gases y cenizas que oscurecen la atmósfera e impiden el paso de los rayos solares, lo que provoca la disminución de las temperaturas (deMenocal, 2001). El fin de esta pequeña glaciación entre los años 1870 y 1900 d.C se asocia al comienzo de la Revolución Industrial a finales de los años 1700 d.C, cuando se comienza a utilizar el petróleo como combustible. El surgimiento de numerosas industrias trae consigo la emisión de enormes cantidades de gases de efecto invernadero hacia la atmósfera, aumentando paulatinamente las temperaturas hasta la actualidad.

La PEH en México ocurre entre principios del siglo XVI y mediados del XIX, aconteciendo una disminución de las temperaturas según Richey *et al* (2009) entre 2 y 3 °C para el Golfo de México y el Mar Caribe.; registrándose una disminución notable de las precipitaciones. Se puede decir que para México la década de 1550 fue la más irregular, caracterizada en sus primeros años por fuertes sequía y heladas que preceden a grandes precipitaciones en 1556. En el siglo XVII de 1632 a 1635 se caracteriza por ser un periodo seco, al igual que de 1638 a 1641. Para el siglo XIX, al término del mínimo Dalton, entre 1840 y 1880 fueron bastante secas (Garza-Merodio, 2014).

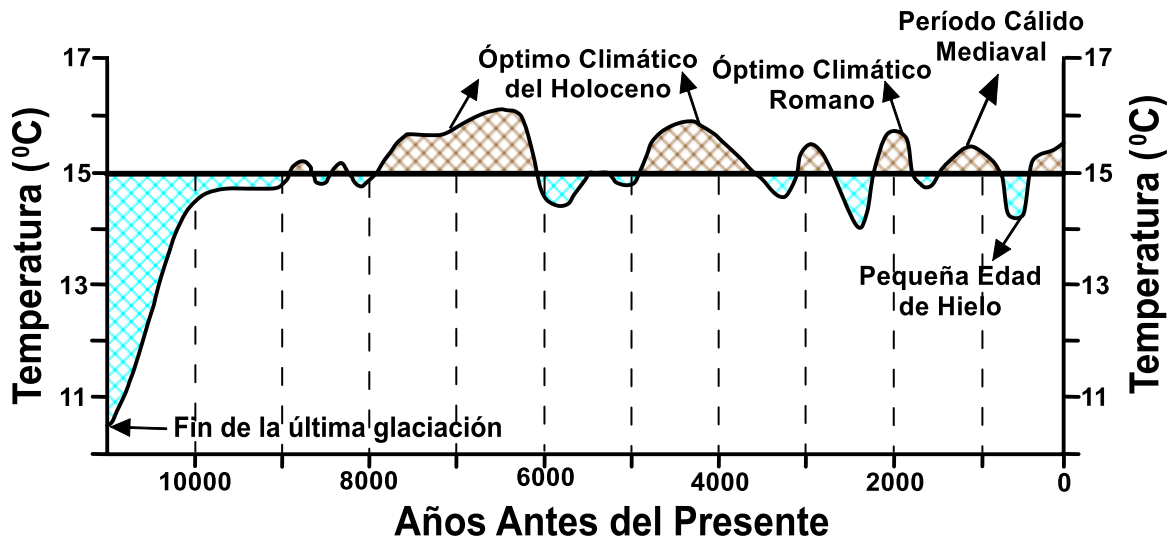


Figura 9 Variación de las temperaturas medias de la superficie para el Hemisferio Norte durante 11 ka AP, según Dansgaard *et al.*, 1969; Schönwiese y Bayer, 1995.

3.3 Controles climatológicos predominantes en el sector estudiado.

3.3.1 Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)

La ITCZ rodea el planeta en forma de un cinturón que varía anualmente su posición relativa. Los sensores de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), han permitido determinar dos zonas de convergencias, una al sur (en invierno) y otra al norte (en verano), donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur (**Figura 10**).

La ITCZ del Pacífico cambia su posición con los intervalos del fenómeno denominado en inglés *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) a escalas interanuales (Deser y Wallace, 1990). Esto es validado nuevamente por Higgins *et al* (2004) y Barron *et al* (2012), quienes argumentan que las precipitaciones asociadas al Monzón de Norteamérica (NAM siglas en inglés), son favorecidas por la migración de la ITCZ hacia el norte, la cual transporta la humedad atmosférica proveniente de las fuentes oceánicas como el Mar de Cortés y el Golfo de México.

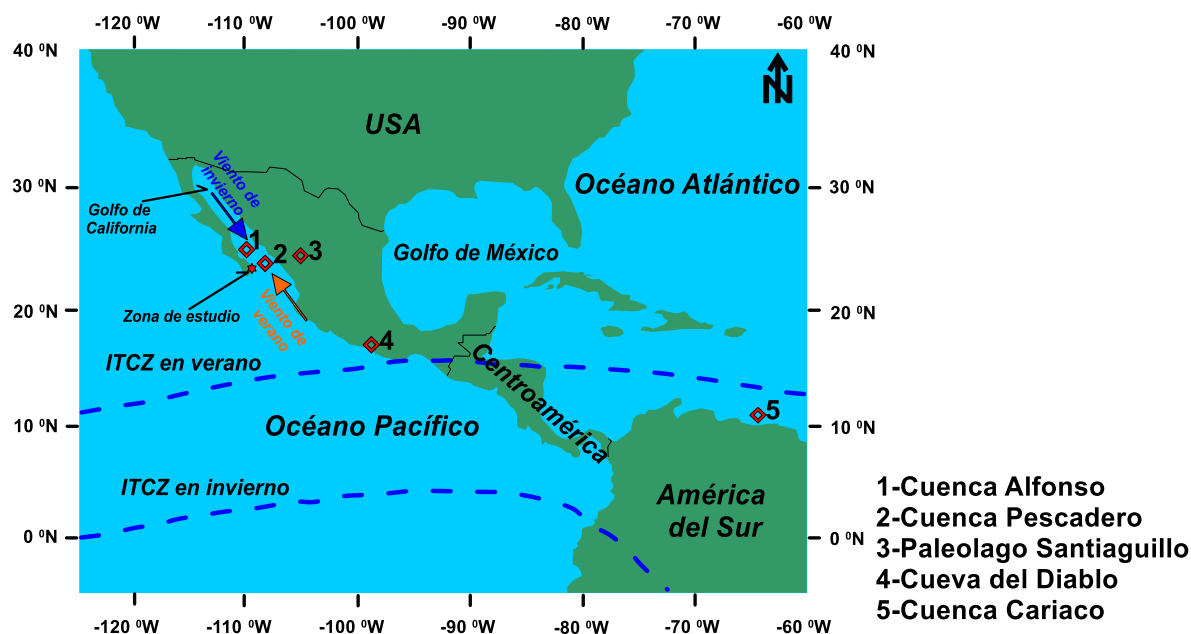


Figura 10 Ubicación relativa de la Zona de Convergencia Intertropical. Basado en Pérez-Cruz (2013). Se muestra el sector estudiado, así como otras cinco zonas en las cuales se ha estudiado el registro paleoclimático.

3.3.2 Monzón

El Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) se origina por cambios estacionales en la dirección de los vientos cálidos y húmedos, lo que ocasiona la caída de abundantes precipitaciones en el NW de territorio mexicano. Es un fenómeno de carácter anual, que ocurre entre junio y julio y en algunos casos se extiende hasta septiembre. La superficie continental se calienta más rápidamente que el agua de mar, esta diferencia genera un centro de baja presión sobre la tierra y uno de alta presión en el mar. Los vientos que soplan desde el mar cargados de humedad hacia tierras cálidas, causan grandes precipitaciones, pero de corta duración (Barron *et al.*, 2012).

El inicio del monzón moderno en el Golfo de California (GC) ocurrió ~5.4 Ka AP (Barron *et al.*, 2012). Las condiciones climáticas para el GC presentan dos etapas, una fría y seca correspondiente al invierno, y una cálida y lluviosa en verano. Estas dos etapas pueden variar en duración e intensidad, en función de los patrones climáticos creados

por la interacción entre las altitudes medias tropicales y los procesos entre la atmósfera y los océanos (Reyes, 2001 y Douglas *et al.*, 2007). En los meses de junio a septiembre el NAM aporta fundamentalmente la mayor parte de las precipitaciones en las regiones semiáridas de Baja California, pudiendo causar inundaciones (Gao *et al.*, 2003).

3.3.3 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

La Oscilación del Sur y el Evento de El Niño fueron propuestos por Bjerknes en 1969. Así surge el término ENSO, para referirse a este sistema entre la atmósfera y el océano. Steig (1999) sugiere que debido a la periódica oscilación de El Niño hacia el sur y los datos recopilados sobre las tormentas, se podrían relacionar este Evento en el Holoceno Medio. Por su parte, Sun (2000) argumenta la posible existencia de dos regímenes en el Océano Pacífico oriental con escalas de miles de años; ocurriendo uno cálido y otro frío, alternando entre El Niño y La Niña.

La Niña se caracteriza por mayores precipitaciones en el Océano Pacífico Occidental, siendo mayores en el Océano Pacífico Oriental al encontrarse en la fase de El Niño. Durante el Eoceno y Plioceno tempranos han sido argumentadas las posibles condiciones permanentes tipo El Niño, siendo contradictorias para el último glacial las evidencias del Niño o la Niña. Solo después del Holoceno (~6.6 Ka AP) es que las condiciones de este Evento presentan su frecuencia actual (Martínez, 2009). Freund *et al* (2019) reconstruyen la actividad de El Niño en el Pacífico Central y Oriental para los últimos 400 años; plantean que los eventos de El Niño en el pasado siglo (XX) ocurrieron frecuentemente entre 1-6, por intervalos de 30 años. Sin embargo, a finales del siglo (XX) y comienzos del (XXI) ha ocurrido un aumento sin precedentes de los eventos en el Pacífico Central, disminuyendo en el Oriental.

3.3.4 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

Otro fenómeno presente en el Océano Pacífico es la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés). Este término fue introducido por el oceanógrafo Steven Hare en 1996 y es considerado por autores como Mantua *et al* (1997) como un fenómeno de El Niño extendido. Puede dividirse en dos fases: una positiva (cálida) y otra negativa (fría), con lo cual se generan condiciones muy parecidas a El Niño y La Niña respectivamente (Gershunov y Barnett, 1998). Las fases extremas de la PDO se clasifican en cálidas o frías, dependiendo de las anomalías de la temperatura superficial del mar. Cuando en el Pacífico norte estas anomalías de la temperatura superficial del mar son irregularmente frías y a lo largo de las costas del Pacífico cálidas; y simultáneamente las presiones sobre el nivel del mar son inferiores al promedio, entonces a la PDO se le asigna un valor positivo (Mantua, 1999). Si se invierten las condiciones y la temperatura superficial del mar se tornan cálidas hacia el interior del Pacífico y frías en la costa de América del Norte, con presiones sobre el nivel del mar mayor al promedio en el Pacífico Norte; entonces su valor será negativo (Mantua, 1999). La variabilidad de los escurrimientos en el noroeste del territorio mexicano pueden correlacionarse con la presencia de la PDO (Brito *et al.*, 2003). Mientras Méndez *et al.* (2010) identificaron como la fase positiva de PDO favorece las precipitaciones y viceversa la negativa, generando sequías al Norte del territorio mexicano.

Los estudios realizados por Bello (2018) muestran como la PDO influye regionalmente sobre el extremo sur de la Península de Baja California, identificando que mientras la PDO se encuentra en su fase negativa 3 de cada 10 sistemas tropicales impactan la península y en su fase positiva 2 de cada 10. .

CAPITULO 4 METODOLOGIA

La metodología de la presente investigación constó de dos fases: el trabajo de campo y los análisis de laboratorio. Los datos se obtuvieron basados en una trinchera (**Figura 11**) sobre el lago de Punta Arena. Se escoge este lago por la aparente edad de sus depósitos (Holoceno tardío) y su preservación, lo cual lo convierte en un excelente registro paleoclimático. Cada uno de los pasos se describe en los apartados siguientes.

4.1 Trabajo de campo y muestreo

Se cavó una trinchera hasta alcanzar el nivel freático a los 80 cm de profundidad (**Figura 11**). La trinchera se muestreó sobre la cara sur, un perfil sedimentario por intervalos de 2 cm, siendo bastante homogéneo el corte; la descripción detallada se aborda en el capítulo siguiente. Las muestras extraídas para el análisis de la luminiscencia se tomaron siguiendo el protocolo planteado por Muñoz-Salinas *et al* (2011), en tubos de PVC de ~3 cm de longitud y ~1.5 cm de diámetro. Durante la extracción se removieron los granos que pudieran haber sido afectados por la luz solar en el momento del destape de la trinchera, posteriormente las muestras fueron envueltas en papel aluminio para su traslado al laboratorio. En bolsas de plástico se colectaron ~300 g de material para analizar los elementos mayores y la susceptibilidad magnética. En la base (80 cm) y a los 40 cm de profundidad se tomaron muestras para fechado por Radiocarbono (AMS¹⁴C).



Figura 11 Trinchera de 80 cm de profundidad en la cual se tomaron las muestras para análisis de OSL, susceptibilidad magnética, geoquímica multielemental y datado por Radiocarbono ($AMS^{14}C$).

4.2 Análisis de Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

Los granos estimulados son principalmente los feldespatos y los cuarzos, en el espectro electromagnético del infrarrojo (IRSL) y azul (BLSL) respectivamente (Aitken, 1998). El patrón de luminiscencia que se obtiene se representa en gráficos conocidos como curvas de brillo (relación entre luminiscencia y tiempo de estimulación). Esta información se obtiene empleando un lector de OSL portátil, el cual es más simple que los instrumentos convencionales empleados para fechar con esta técnica (Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011 y 2012; Munyikwa *et al.*, 2012).

Los análisis de luminiscencia (**Anexo 1**) fueron realizados en el Laboratorio Geocron-Q de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) del Instituto de Geología, perteneciente al

Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM). Las muestras fueron estimuladas por diodos en las longitudes de onda del azul (BLSL) y del rojo (IRSL) por 60 segundos, donde un fotomultiplicador cuenta los electrones emitidos. Este lector portátil (PPSL o lector de OSL portátil, desarrollado por el Centro de Investigaciones Ambientales de Universidades Escocesas) no puede ser empleado para datar sedimentos, al carecer de una fuente de irradiación y un sistema de calentamiento. No obstante, permite analizar un mayor volumen de sedimento sin tener que ser tratados mecánicamente (tamizado para selección del tamaño), ni químicamente (para separación de minerales).

4.3 Datación por radiocarbono (^{14}C)

El uso de los controles geocronológicos para paleoclimatología permiten determinar el orden y la escala temporal en que ocurrieron cambios ambientales. En este sentido, la datación por radiocarbono es uno de los métodos más empleados para la generación de cronologías del Holoceno y el Pleistoceno tardío (Hajdas, 2009; Bernal *et al.*, 2010). La datación por radiocarbono fue desarrollada por científicos de la Universidad de Chicago en 1940 dirigidos Willard F. Libby. La formación del isótopo ^{14}C se origina producto del bombardeo de partículas subatómicas sobre la Tierra, las que reaccionan con los átomos de (^{14}N) presentes en la atmósfera y producen el Radiocarbono. Una parte de este isótopo es absorbido por las plantas en forma de $^{14}\text{CO}_2$ y posteriormente por los animales que se alimentan de estas, formando el ciclo del carbono. Mientras el organismo (vegetal o animal) se encuentra con vida, las proporciones de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ son estables. Al finalizar su vida, las cantidades de ^{14}C por inestabilidad se reducen al no haber más incorporación de $^{14}\text{CO}_2$. El ^{14}C se transforma en ^{14}N sin ser remplazado por un nuevo aporte de ^{14}C y por ende comienza el reloj radiométrico. La datación se basa en las relaciones entre $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ presentes en el organismo tras perecer.

Para calcular la edad de la muestra en años se emplea la **Ecuación 6**, donde: t = a la edad de la muestra en años; A_m = a la concentración de ^{14}C de la muestra; A_0 = a la Actividad inicial (al perecer el organismo y en equilibrio con la atmósfera) que, por

convención, es equivalente a la concentración de ^{14}C atmosférico de 1950; y 8033 es el inverso de la constante de decaimiento ($\ln 2/T$, donde $T = 5568$ años, tiempo de vida media propuesto por Libby, (1955).

Ecuación 6 Calculo de la edad por ^{14}C .

$$t = -8033 \ln(A_m/A_0)$$

Las plantas asimilan el ^{14}C a través de la fotosíntesis, adquiriendo el $^{14}\text{CO}_2$ con igual proporción al contenido en la atmósfera. Sin embargo, la fotosíntesis genera un fraccionamiento isotópico, provocando que la concentración de ^{14}C en las plantas diverja de la concentración atmosférica, lo que provoca que sea necesaria una corrección. Las edades obtenidas según la **Ecuación 6**, y corregidas por fraccionamiento isotópico se denominan edades convencionales, expresándose en años antes del presente (AP, acordándose como el presente el 1950). Las edades convencionales no corresponden a la verdadera edad de la muestra; esto se debe a las fluctuaciones en las concentraciones de ^{14}C en la atmósfera y a que la vida media más confiable (5730 ± 40 años, propuesta por Godwin, (1962) es un tanto mayor a la de Libby (1955). Por ende, es necesario realizar una calibración de la edad convencional, la cual consiste en comparar la edad convencional de la muestra con una curva de calibración construida con muestras de edad conocida. Una vez realizada la calibración es que se obtiene la edad de la muestra en términos absolutos (Bernal *et al.*, 2010).

La determinación del ^{14}C se obtiene partiendo de tres técnicas: (1) El conteo Proporcional de Gases, (2) la Espectrometría de Centelleo Líquido (LSC, por sus siglas en inglés); las cuales se denominan técnicas radiométricas, al determinar el decaimiento radioactivo del ^{14}C de la muestra relativo a la cantidad de carbono total y (3) la Espectrometría de Aceleración de Masas (AMS, por sus siglas en inglés). Esta última técnica cuenta directamente el número relativo de átomos de ^{14}C presentes en la muestra, para lo cual utiliza un acelerador de partículas (Bernal *et al.*, 2010).

La técnica AMS se comienza a utilizar a fines de los años 70, para emplear este método se requiere que: (1) A lo largo del tiempo la producción de ^{14}C se mantenga constante (lo cual no es cierto, por lo que se aplican correcciones), (2) que en las diferentes reservas de ^{14}C se deberá producir una rápida y total mezcla y (3) los niveles naturales de ^{14}C deben de poder ser medidos con precisión y exactitud.

4.3.1 Análisis de laboratorio

Las muestras (sedimento orgánico, tomada a los 80 y 40 cm de profundidad) se enviaron al laboratorio Beta-529920, donde se obtuvieron las edades por AMS ^{14}C . Se realizó por parte del laboratorio un lavado previo de las muestras con ácido, con el cual se eliminó la fracción de carbono correspondiente a los carbonatos.

Los resultados de los materiales de referencia (control de calidad, **Tabla 1A**) utilizados para validar los análisis de Radiocarbono se informan como valores esperados V/s valores medidos. Los valores informados se calculan en relación con NIST SRM-4990B y se corrigen para el fraccionamiento isotópico. Los resultados se informan utilizando la media analítica directa del porcentaje de carbono moderno (pMC) con una desviación estándar relativa.

La edad obtenida (**Tabla 1B**) es absoluta; no obstante, presenta una variabilidad inherente, la cual puede ser minimizada pero no eliminada totalmente. Por tanto, su precisión y exactitud no es el valor puntual obtenido del cálculo, sino un intervalo. Este intervalo y su probabilidad, se basan en una distribución normal, la cual se centra en la media aritmética (μ) y la desviación típica estándar (σ). Esta desviación es calculada a partir de todas las fuentes de incertidumbres, reportándose en 95.4%.

La edad de radiocarbono (**Tabla 1B**) convencional fue corregida por los efectos del fraccionamiento total. La calibración de las edades se realizó utilizando las bases de datos del 2013 (IntCal13. ^{14}C , de Reimer *et al.* (2013)). Las edades y sigmas de radiocarbono convencionales se redondearon a los 10 años más cercanos según las

convenciones de la Conferencia Internacional de Radiocarbono de 1977. Los valores de $d^{13}\text{C}$ fueron medidos por separados en un espectrómetro de masas con relación de isótopos (IRMS, por sus siglas en inglés). El valor puntual de la edad calibrada antes del presente (**Figura 13**) se determinó como la edad más probable dentro del modelo.

4.4 Análisis de susceptibilidad magnética (k)

La susceptibilidad magnética se define como la capacidad que posee un material de ser magnetizado frente a un campo magnético exterior (Butler, 1998). Puede expresarse en unidades de volumen (k) y/o de masa (x). Se calcula despejando la siguiente ecuación:

Ecuación 7: Magnetización inducida:

$$J_i = X_m H \text{ Despejando } X_m = J_i/H$$

Donde: J_i Magnetización inducida; X_m susceptibilidad magnética y H Campo magnético. Como J_i y H tiene iguales unidades de medida X_m es adimensional.

Las corrientes eléctricas pueden generar un campo magnético; que pueden incluirlas pequeñas corrientes producidas a nivel atómico por el movimiento de electrones alrededor del átomo y sobre su eje (*spin*). Para el llenado de orbitales electrónicos se debe cumplir con cuatro reglas básicas:

- 1- El Principio de exclusión de Pauli plantea que dos electrones de un átomo no pueden tener iguales números cuánticos.
- 2- Según se va incrementando la energía, son llenados los orbitales.
- 3- Regla de llenado de orbitales de Hund: cuanto mayor sea el número de *spins* paralelos, mayor será la estabilidad de los electrones en los subniveles de energía.
- 4- Mientras más espines sin aparear presente un elemento químico mayores serán sus propiedades paramagnéticas (**Figura 12**).

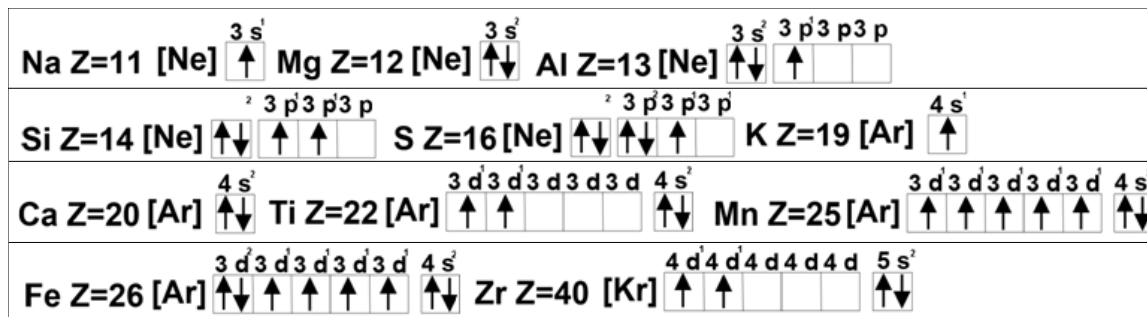


Figura 12 Ejemplos de estructuras atómicas en notación simplificada.

Las propiedades magnéticas de los materiales se pueden clasificar en: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos. Los diamagnéticos presentan una susceptibilidad magnética negativa, por ejemplo los cuarzos, feldespatos, calcita. El olivino, anfíbol, piroxeno, granate, biotita, carbonatos de hierro y magnesio, se incluyen dentro de los minerales paramagnéticos. Una susceptibilidad positiva y grande es característica de materiales ferromagnéticos, (Thompson y Oldfieldm, 1986), ejemplo: magnetita, titanomagnetita, goethita y hematita.

Los parámetros magnéticos no proporcionan información directa del clima debido a la amplia cantidad de procesos ambientales que afectan el depósito y su mineralogía magnética. Por tanto, se deben interrelacionar indicadores geoquímicos con el magnetismo presente en los sedimentos. No obstante, este parámetro es ampliamente utilizado en reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales, indicando el aporte de detritos ferromagnéticos y paramagnéticos hacia la cuenca (e.g., Thomson y Oldfield, 1986; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000).

Los valores de la susceptibilidad magnética (**Anexo 2**) se obtuvieron en el Laboratorio Geocron-Q de la Estación Regional del Noroeste (ERNO). Las muestras se secaron en un horno por 24 horas a 60 °C. Posteriormente, se utilizó un equipo *Bartington* con sensor MS2G, empleado para medir la susceptibilidad magnética de muestras muy pequeñas de material homogéneo de grano fino.

4.5 Fluorescencia de rayos X (XRF)

En 1913 Henry Moseley demostró que: $1/\lambda = k(Z-1)^2$, con la cual es posible identificar los diferentes elementos químicos de la tabla periódica. Esta técnica analítica (XRF por sus siglas en inglés) tiene sus bases en la detección de emisiones secundarias generadas por los elementos químicos al ser excitados por una fuente de rayos X. Estos rayos al incidir sobre el material a estudiar, expulsan electrones de las capas interiores del átomo, lo que trae consigo que los electrones de capas más externas ocupen los lugares disponibles. Cada elemento químico tiene una longitud de onda (λ) característica, la cual depende de la energía entre los orbitales electrónicos implicados. Por tanto, se puede interpretar el espectro y con ello determinar el elemento químico.

Las muestras se secaron en un horno a 110 °C por 24 horas, se molieron en un mortero de ágata y homogenizaron en el Laboratorio Geocron-Q de la (ERNO). La concentración de los elementos químicos (preliminar) se obtuvo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, perteneciente al (LANGEM). El equipo utilizado fue un Niton XL3T Gold, en modo de análisis de suelo. Los estándares empleados fueron: RTS-3, 2710-a y b, siendo el error analítico $\leq 5\%$; con lo cual se obtuvo una primera aproximación del comportamiento de los elementos.

Posteriormente las muestras fueron analizadas en un espectrómetro Rigaku Primus II en dicho laboratorio. Los elementos (**Anexo 3**) se obtuvieron a partir de perlas preparadas con 10% de muestra y 90% de tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) como fundente. La pérdida por calcinación (PXC) se obtuvo calentando 1g de muestra en base seca a 950°C durante 1 hora, y después midiendo la diferencia de masa expresada en por ciento. La trazabilidad del método se determinó con el material de referencia IGLa-1 al inicio y al final de las mediciones.

4.6 Carbono Inorgánico Total (TIC)

EL TIC se determinó calculando la pérdida por calcinación, en inglés *Loss on ignition* (LOI). Esta metodología se utiliza en la determinación del contenido de materia orgánica (MO) y carbonatos en suelos y sedimentos; implica la destrucción de toda la MO mediante la calcinación de una determinada cantidad de muestra conocida. Primeramente se oxida la MO entre 500-550 °C, generando la emisión de CO₂ (g). Entre 900-1000 °C se produce la emisión de CO₂ (g) perteneciente a los carbonatos. La pérdida de peso por liberación de CO₂ (g) se relaciona con el contenido de MO y carbonatos contenidos en el sedimento (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986).

Es un método considerado simple, no obstante se deben de tener en consideración un conjunto de factores metodológicos para garantizar los mejores resultados posibles. Los factores son: 1) el tiempo de calcinación, 2) el tamaño de la muestra y 3) la posición de las muestras dentro del horno o mufla (Heiri *et al.*, 2001). El sedimento en las primeras 2 a 2.5 horas de ser sometido a calentamiento pierde masa bruscamente. Si el tiempo de calentamiento es muy largo el sedimento pierde masa hasta alcanzar un valor relativamente constante. Sin embargo, Heiri *et al* (2001) argumentan como la existencia de procesos como: la pérdida de agua contenida en las estructuras de diferentes minerales, la pérdida de sales volátiles, y/o carbono inorgánico pueden continuar disminuyendo ligeramente el peso de la muestra continuamente. Por otra parte Ball (1964) argumenta como las arcillas pueden deshidratarse al ser sometidas a temperaturas de 500 °C, disminuyendo hasta un 20% de su peso. Además Weliky *et al.* (1983) plantean como minerales como la siderita (FeCO₃), magnesita (MgCO₃), rodocrosita (MnCO₃) y dolomita [CaMg(CO₃)₂] al ser sometidos a temperaturas entre 425 y 520 °C pueden perder carbono inorgánico. Dean (1974) y, Bengtsson y Enell (1986), proponen someter las muestras a calcinación por un período de 1-2 horas para la eliminación de la MO. Este intervalo de tiempo pudiera no ser suficiente para muestras grandes y ricas en MO. No obstante, a 950 °C por 2 horas se libera todo el carbono perteneciente a los carbonatos en muestras grandes (Luque-Martín, 2003). El tamaño de las muestras (peso y/o cantidad) influye sobre los resultados del LOI a

550 °C, las más pequeñas perderán más rápidamente peso en comparación con las mayores. Sin embargo, las diferencias son tolerables al ser sometidas a pocas horas de calcinación. Al aumentar el tiempo de calentamiento la pérdida del agua asociada a las estructuras de minerales arcillosos, de las sales volátiles, y/o carbono inorgánico, favorecen las diferencias en los resultados de las muestras de distintos tamaños (Luque-Martín, 2003). La posición de las muestras dentro de la mufla influye sobre los resultados finales a 550 °C, siendo mayor el LOI hacia el centro de la mufla donde son más altas las temperaturas. Estas diferencias pueden ser mayores a tiempos prolongados de calcinación. La pérdida de peso puede ser también mayor en el centro de la mufla a 950 °C. Sin embargo, las diferencias de pesos entre las muestras que se colocan hacia el centro de la mufla y las que se colocan hacia los exteriores por lo general es muy pequeña (Luque-Martín, 2003). Heiri *et al.* (2001), plantea que el contenido de carbono inorgánico (carbonatos) será menos afectado por todos los factores antes mencionados que el contenido de MO. Aunque los resultados del LOI a 950 °C se verán influenciados por la medición del LOI a 550 °C (Luque-Martín, 2003).

Entonces para calcular el LOI se puede utilizar las siguientes ecuaciones:

Ecuación 8 Destrucción de la materia orgánica a 550°C

$$LOI_{(550)} = [(P_o \text{ 110 } ^\circ\text{C} - P_1 \text{ 550 } ^\circ\text{C}) / P_o \text{ 110 } ^\circ\text{C}] * 100$$

Ecuación 9 Destrucción de los carbonatos a 950°C

$$LOI_{(950)} = [(P_1 \text{ 550 } ^\circ\text{C} - P_2 \text{ 950 } ^\circ\text{C}) / P_o \text{ 110 } ^\circ\text{C}] * 100$$

Donde: $LOI_{(550)}$ = LOI a 550 °C en por ciento

$P_o \text{ 110 } ^\circ\text{C}$ = peso seco de la muestra antes de la combustión

$P_1 \text{ 550 } ^\circ\text{C}$: peso seco de la muestra después de la combustión a 550 °C

$P_2 \text{ 950 } ^\circ\text{C}$ = peso seco de la muestra después de la combustión a 950 °C. Todos los pesos de las muestras se trabajan en gramos.

Dean (1974) evalúa el método LOI, concluyendo que su aplicación aporta información precisa, económica y rápida sobre los contenidos de MO y carbonatos, al ser comparado con otros métodos químicos más sofisticados. Por lo que las pérdidas de peso deben ser proporcionales a la cantidad de carbono orgánico e inorgánico contenido en las muestras. Este mismo autor mostró una elevada correlación entre el carbono orgánico obtenido por LOI a 550 °C (TOC) y el obtenido por métodos cromatográficos en sedimentos lacustres.

Si se mide el peso del CO₂ como la sumatoria de los pesos atómicos del C⁴⁺ y los dos O²⁻, su peso sería de 44 g/mol y para los (CO₃)²⁻ de 60 g/mol. Entonces para obtener el valor de los carbonatos presentes en la muestra, la pérdida de peso por calcinación LOI a 950 °C, se multiplica por el peso atómico del (CO₃)²⁻, dividido por el peso atómico del CO₂ en g/mol. Este valor será aproximadamente 1.36 (factor de conversión). En teoría esta multiplicación (**Ecuación 10**) será igual al peso del (CO₃)²⁻ presente en la muestra original (Bengtsson y Enell, 1986).

Ecuación 10 Peso del carbonato presente en la muestra original.

$$\text{CO}_3 = 1.36 * \text{LOI}_{(950)}$$

El carbono inorgánico total (TIC) se determina semicuantitativamente (**Anexo 4**) utilizando el método LOI, para lo cual se empleó una mufla que alcanza los 1100 °C y una microbalanza con 4 cifras decimales. La metodología empleada fue similar a la utilizada por Luque-Martín (2003) en su tesis doctoral para sedimentos lacustres.

Las muestras se secaron a peso constante (1 gramo) a 110°C por 24 horas. Seguidamente se calentaron 0.5 gramos a 550 °C por 6 horas. Al sacar las muestras de la mufla se dejaron enfriar y se les adicionó una pequeña cantidad de agua destilada para equilibrar la posible pérdida de agua contenida en las estructuras cristalinas de minerales arcillosos (Ball, 1964). La cantidad de agua adicionada pudiera exceder a la requerida; por ende, las muestras fueron secadas en una estufa a 60 °C por 14 horas, enfriándose posteriormente en un desecador a temperatura ambiente, con lo cual se elimina el excedente. Finalmente se pesan las muestras y utilizando la **Ecuación 8** se

obtiene el carbono orgánico. Con el nuevo peso de las muestras después de ser calcinadas a 550 °C se repite el proceso, en este caso calcinando las muestras a 950 °C por 2 horas. Se sustituyen los valores en la **Ecuación 9** y se obtiene el carbono inorgánico.

Aunque se tratan de minimizar todos los posibles errores propios del método, pudo perderse alguna cantidad de carbonato inorgánico entre 425 y 520 °C (Weliky *et al.* 1983). Sin embargo, no se apreciaron capas de carbonatos en la descripción de campo y la mayoría de los carbonatos comienzan a calcinarse a temperaturas superiores a 700 °C. La abundancia de carbonatos (**Anexo 4**) se obtiene utilizando la **Ecuación 10** de Bengtsson y Enell (1986).

CAPITULO 5 RESULTADOS

5.1 Estratigrafía

El perfil sedimentario (**Figura 11**) contiene 3 capas con diferentes características texturales y de color. De 80 a 44 cm de profundidad se compone de un material limo-arcilloso masivo de color gris oscuro, con alta presencia de materia orgánica. Según la clasificación de facies fluviales de Miall (2006) correspondiente a Fsm, interpretada como un depósito de marisma. De 44 a 4 cm de profundidad, el material se torna limo-arenoso con laminación fina de color pardo rojizo claro, con menor presencia de materia orgánica; clasificándose como FI e interpretada como planicie de inundación o depósitos de inundación menguantes. La parte superior del corte (últimos 4 cm de profundidad) está constituida por material areno-limoso masivo de color pardo rojizo oscuro, clasificándose como Fr e interpretado como suelo. A los 26 cm de profundidad comienza a observarse la presencia de capas de sales, las que desaparecen aproximadamente a los 38 cm de profundidad.

5.2 Modelo de edad-profundidad

Los resultados del control de calidad y datos de AMS ^{14}C para los sedimentos a granel del lago de Punta Arena se describen en la (**Tabla 1**). Las tasas de sedimentación (**Figura 13**) se calcularon entre las dos edades obtenidas por AMS ^{14}C , y asumiendo que los sedimentos de la superficie corresponden al año en curso (2019). No obstante, esta interpretación pudiera no ser del todo correcta ya que la cuenca actualmente se mantiene seca por períodos prolongados de tiempo cada año; por lo que la actividad eólica genera erosión (deflación) de los sedimentos superficiales, provocando que los sedimentos de la superficie no representen el día del presente.

Tabla 1 Control de calidad reportado por el Laboratorio Beta-529920 (A) y datos de AMS ¹⁴C para los sedimentos a granel del lago de Punta Arena (B).

Código del Laboratorio Beta-529920				
A)				
Referencia 1 (80 cm de profundidad)		Referencia 2 (80 cm de profundidad)		Referencia 3 (80 cm de profundidad)
Valor esperado	0.42 +/- 0.04pMC	96.69 +/- 0.50 pMC	129.41 +/- 0.06 pMC	
Valor medido	0.42 +/- 0.03 pMC	96.58 +/- 0.28 pMC	129.46 +/- 0.34 pMC	
Acuerdo	Acceptado	Acceptado	Acceptado	
Referencia 1 (40 cm de profundidad)		Referencia 2 (40 cm de profundidad)		Referencia 3 (40 cm de profundidad)
Valor esperado	0.42 +/- 0.04pMC	129.41 +/- 0.06 pMC	96.69 +/- 0.50 pMC	
Valor medido	0.43 +/- 0.03 pMC	130.09 +/- 0.37 pMC	96.62 +/- 0.28 pMC	
Acuerdo	Acceptado	Acceptado	Acceptado	
B)				
Profundidad (cm)	AMS ¹⁴C Edad (AP) (convencional)	2σ-Rango de Edad Calibrada (AP)	Edad Calibrada (AP) (mediana)	IRMS δ ¹³C (‰)
40	2370 +/- 30	2488-2337	2411	-21.0
80	4280 +/- 30	4882-4821	4849	-23.1

El modelo de edad-profundidad (**Figura 13**) se obtuvo a partir de las edades obtenidas en las profundidades de 80 y 40 cm por AMS ¹⁴C, empleando el módulo BACON de Blaauw y Christen, (2011) escrito para el software libre R. Las edades se calibraron utilizando la curva IntCal13 ¹⁴C. En el modelo se representan las edades correspondientes al rango calibrado, con incertidumbres de 61-151 años. El valor puntual se toma como la edad más probable dentro del modelo.

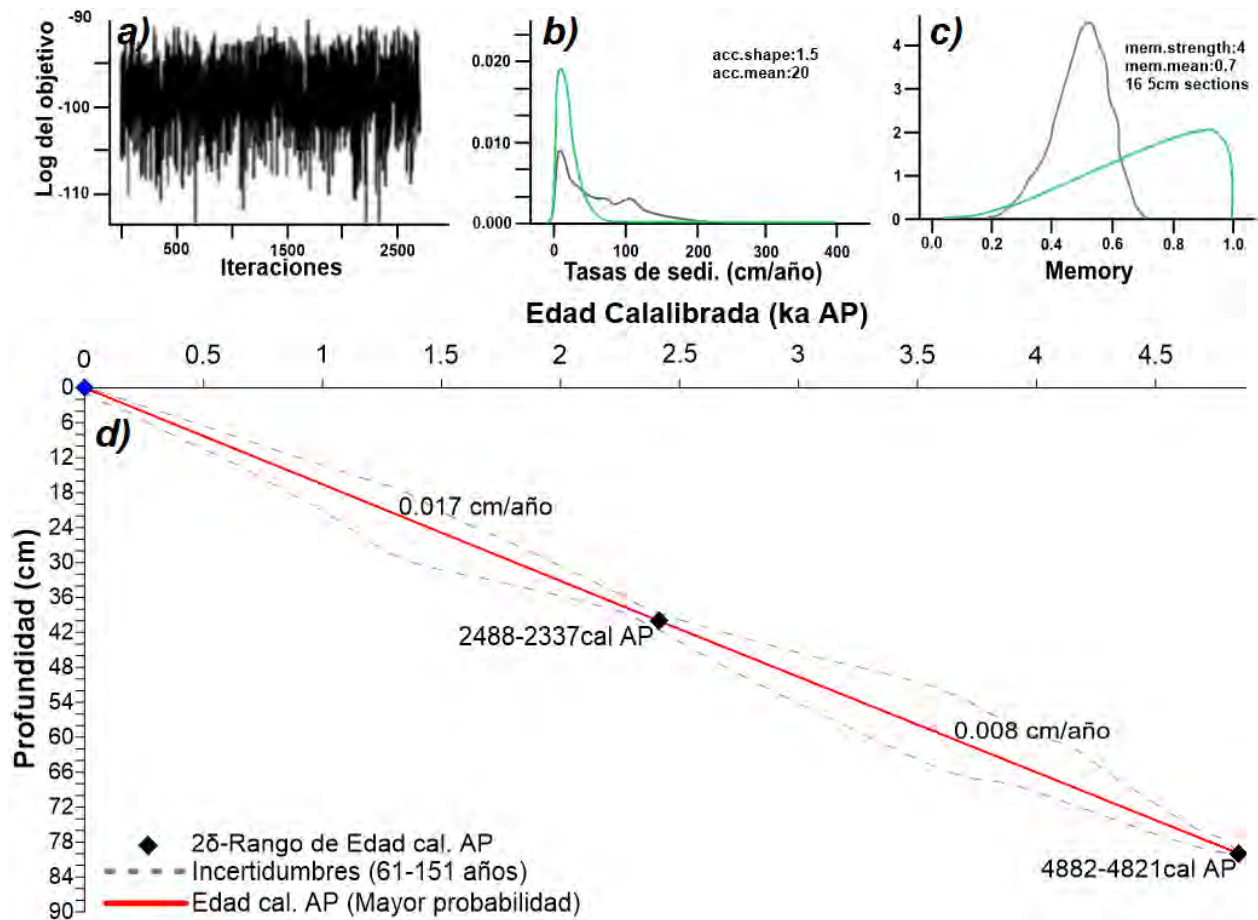


Figura 13 a) Iteraciones; b) Tasas de sedimentación, c) Número de secciones en que fue dividido el perfil sedimentario para obtener el modelo de edad; y d) Modelo de edad (línea roja) reconstruido a partir de dos edades AMS ^{14}C calibradas (IntCal13. ^{14}C) utilizando el código BACON-v2.3.9.1 (Blaauw y Christen, 2011) en el software libre R. Las líneas punteadas indican las incertidumbres y edades calendario asociadas con el modelo, con intervalos de confianza del 95 %. La línea de color rojo indica la edad más probable ente los rangos de las edades calibradas.

5.3 Comportamiento de la OSL en los sedimentos del lago Punta Arena

La proporción de variación de la variable dependiente explicada por la variable independiente (coeficiente de determinación, R^2), entre las variables IRSL y BLSL es de 0.9; al igual que la asociación lineal (coeficiente de correlación lineal de Pearson r , (**Figura 14**)). Se utiliza una correlación de 0.1-0.4 como baja, de 0.5 a 0.7 media y de 0.8 a 1 como alta (fuerte).

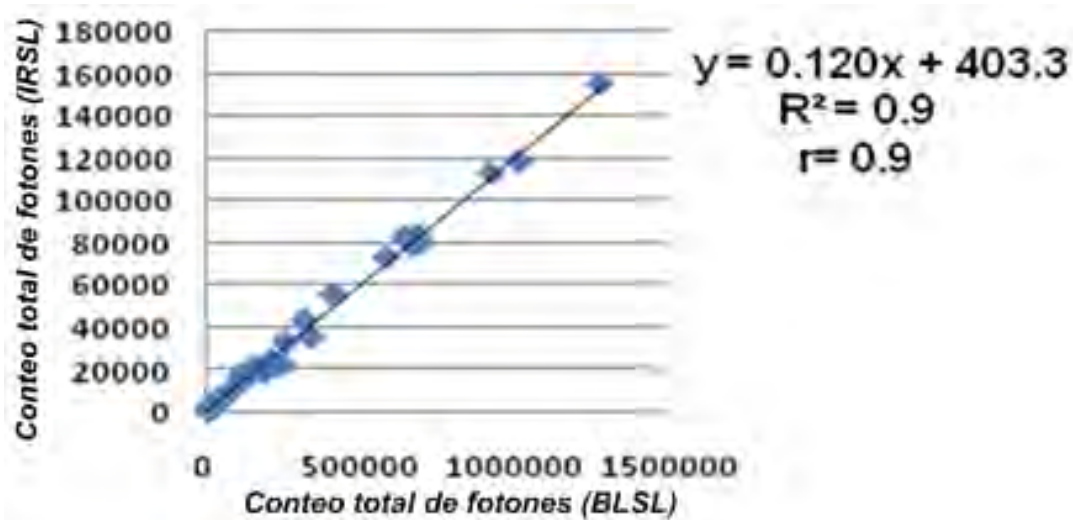


Figura 14 Coeficientes de determinación (R^2) y correlación lineal de Pearson (r) para las variables IRSL y BLSL.

Los valores de BLSL e IRSL (**Figura 15 y 16**) se correlacionaron con la profundidad, presentando un Coeficientes de determinación $R^2=0.76$ y 0.70 respectivamente. Los valores de luminiscencia son proporcionales a la profundidad, indicado que la sedimentación fue más o menos continua. A los 34 cm de profundidad aparece un pequeño pico de luminiscencia. Para los 46 cm los valores de luminiscencia fluctúan hasta la base del perfil. EL comportamiento irregular sugiere cambios en la sedimentación y en el medio de transporte de los sedimentos.

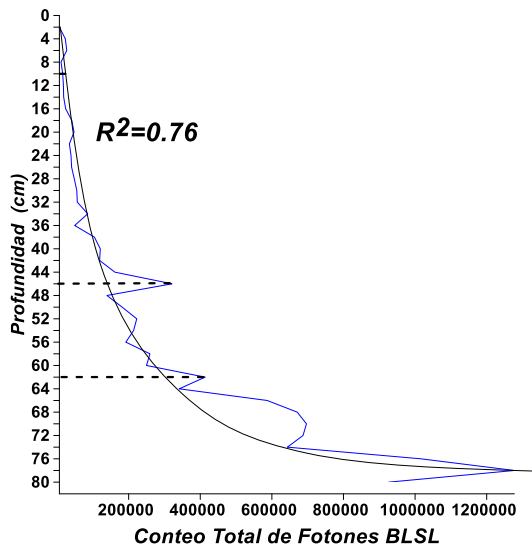


Figura 15 Variación de los valores de BLSL respecto a la profundidad.

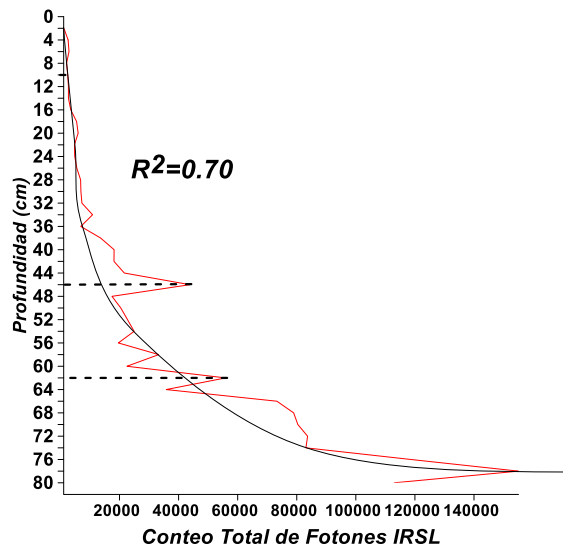


Figura 16 Variación de los valores de IRSL respecto a la profundidad.

5.4 Susceptibilidad magnética (k) en los sedimentos del lago Punta Arena

Las concentraciones de minerales magnéticos aportados hacia la cuenca por escorrentía y/o actividad eólica, se asocian a las variaciones ambientales que afectaron el sector estudiado. El perfil sedimentario se fraccionó en 4 intervalos (**Figura 17**), de 80 hasta 62 cm de profundidad los valores de susceptibilidad magnética (k) estandarizados son bajos y menores al valor medio; lo cual está relacionado a un aporte continuo (bajo) de detritos hacia la cuenca. De 60 a 46 cm de profundidad la k aumenta continuamente por encima de la media, indicando un aporte elevado de detritos en este intervalo. De 44 a 10 cm de profundidad ocurre una disminución continua (k menor a la media) del aporte de detritos, por lo que la erosión disminuye notablemente en este intervalo. En los restantes 8 cm, aumentan los valores de k por encima del valor medio (máximo en el perfil), indicando aumento en los procesos erosivos. En el Capítulo V, se compara la susceptibilidad magnética con indicadores geoquímicos para poder determinar qué proceso(s) (escorrentías o actividad eólica)

transporta preferentemente en cada intervalo los detritos con alta susceptibilidad magnética.

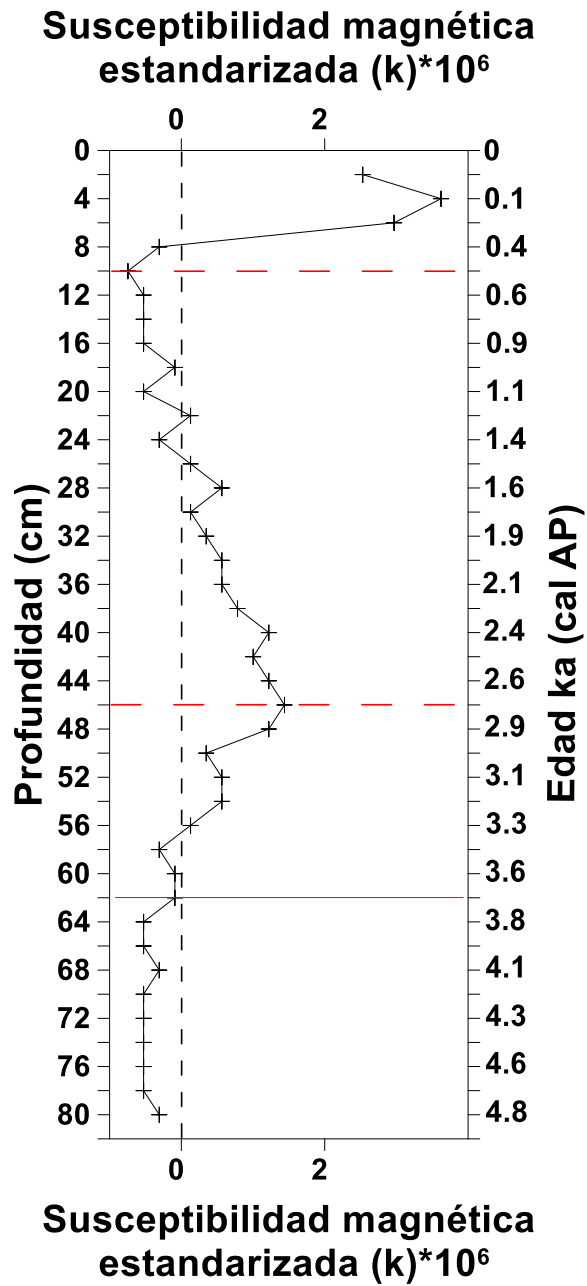


Figura 17 Susceptibilidad magnética estandarizada para los sedimentos del lago de Punta Arena.

5.5 Geoquímica multielemental en los sedimentos del lago Punta Arena.

Se obtuvo la composición elemental del sedimento a granel para un total de 11 elementos (**Anexo 3**). Se diferencia el comportamiento de cada elemento de acuerdo a su origen más probable y se extrae la información paleoclimatológica (indirecta).

El Si^{4+} , Ti^{4+} , K^+ , Fe^{3+} y Al^{3+} provienen de la erosión de minerales como silicatos, óxidos y arcillas presentes en los sedimentos que llevan del sistema fluvial hacia la zona del lago y formación de las barras. Las concentraciones mayores de Si^{4+} y Al^{3+} respecto a Ti^{4+} , Fe^{3+} y K^+ (**Tabla 2**) se deben a que los sedimentos del lago contienen plagioclasas y cuarzo en mayor proporción que minerales de arcillas y óxidos.

Tabla 2 Promedio (% masa) para los diferentes valores de los óxidos medidos en los sedimentos del lago de Punta Arena.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
51.1	0.41	13.67	3.4	3.4	22.9	2.24	2.6	0.12

Las proporciones elementales y el carácter (autigénico ó alóctono) de los distintos indicadores empleados están influenciados por la comunicación del lago con el Mar de Cortés. Ello se debe a que previo al bloqueo total del drenaje, hubo un momento en que existió una intercomunicación entre el lago, las barras costeras y el Mar de Cortés. Por lo tanto, el balance en la sedimentación, es decir las pérdidas y ganancias, están controlados por las variaciones de la precipitación y condiciones ambientales que generan un cambio en los procesos geomorfológicos operantes así como en las tasas de sedimentación en el lago.

El Si^{4+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} y Na^+ proceden de dos fuentes (autigénicos y alóctonos). Para diferenciar la fracción alóctona procedente de la meteorización de las rocas que están presentes en los sedimentos que llevan fueron correlacionados con el Al^{3+} (fracción alóctona). La fracción de Si^{4+} autigénico se relaciona con la actividad de organismos

marinos con contenido silícico. El Ca^{2+} y Sr^{2+} autigénicos se asocian a los carbonatos (CaCO_3 calcita y SrCO_3 estroncianita) y el Na^+ autigénico al cloruro de sodio (NaCl) presente en el agua de mar. El Ti^{4+} y el Al^{3+} se correlacionan fuertemente, al igual que el Al^{3+} y el K^+ a lo largo de todo el perfil (**Tabla 3**); por lo que se infiere que estos elementos son alóctonos.

El Al^{3+} y el Na^+ presentan baja correlación y dependencia lineal de 80 a 62 cm e inversa de 60 a 46 cm de profundidad, esto debido a la procedencia del Na^+ ; el cual en este intervalo es mayoritariamente autigénico. Para el resto del perfil el comportamiento del Na^+ es similar al Al^{3+} , presentando alta correlación (**Tabla 3**). El Al^{3+} y el Ca^{2+} se correlacionan inversamente en todo el perfil, al igual que el Ca^{2+} y el Na^+ ; asociándose el Ca^{2+} con un origen autigénico (**Tabla 3**).

El Ti^{4+} y el Zr^{4+} presentan una correlación media y dependencia línea baja de 80 a 46 cm de profundidad, lo cual indica que una parte de este Zr^{4+} llegó a la cuenca por escorrentía junto al Ti^{4+} . De 44 a 10 cm de profundidad la relación entre el Ti^{4+} y el Zr^{4+} es alta (**Tabla 3**), este último llega a la cuenca por aporte pluvial y de 8 cm a la superficie la relación es inversa, por lo que el Zr^{4+} no llega a la cuenca junto con el Ti^{4+} . El Ti^{4+} y el Fe^{2+} presentan una alta correlación y dependencia lineal para todo el perfil (**Tabla 3**), indicando el carácter alóctono del Fe^{2+} .

El Si^{4+} y el Al^{3+} presentan una correlación negativa de 80 a 62 cm y baja de 60 a 46 cm de profundidad; por lo que en este intervalo el Si^{4+} es de origen autigénico. Para el resto del perfil la correlación y dependencia lineal es alta (**Tabla 3**), por lo que ambos elementos son alóctonos.

El Ti^{4+} y el Sr^{2+} de 80 a 62 cm de profundidad y de 8 cm a la superficie, se correlacionan bajamente, presentando correlación inversa de 60 a 10 cm de profundidad, lo que indica que el Sr^{2+} no es aportado por escorrentías y es autigénico.

La relación entre los valores de los carbonatos y el Ti^{4+} es baja de 80 a 62 cm de profundidad e inversa para los restantes 60 cm, por lo que períodos secos favorece la precipitación de carbonatos y viceversa. La baja correlación sugiere que fueron depositados mayor cantidad de detritos ricos en Ti^{4+} durante los períodos de menor precipitación de carbonatos. El Sr^{2+} y el carbonato se correlacionan negativamente de 80 a 62 cm y de 8 cm a la superficie, presentando una fuerte correlación positiva de 60 a 10 cm de profundidad, por lo que en este intervalo el Sr^{2+} es autigénico.

La concentración de Ti^{4+} insoluble en sedimentos marinos y lacustres del Pleistoceno tardío y Holoceno, ha sido validada como un indicador para inferir la erosión en la cuenca, la escorrentía y las precipitaciones regionales (e.g., Peterson y Haug, 2006; Metcalfe *et al.*, 2010; Sosa-Najera *et al.*, 2010). Por ende el Ti^{4+} se empleará como indicador de paleoprecipitaciones, mientras el Al^{3+} como aporte de minerales detríticos hacia la cuenca por escorrentías. El Ca^{2+} y los valores de carbonatos se correlacionan fuertemente en todo el perfil (**Tabla 3**), lo cual confirma el carácter autigénico del Ca^{2+} . Esta alta correlación sugiere que los valores de Ca^{2+} autigénico representan períodos de mayor abundancia de carbonatos biogénicos y condiciones más cálidas. Por lo que, al no existir rocas de este tipo en los alrededores de la cuenca, la abundancia de carbonatos se emplea como indicador para inferir la salinidad del agua del lago y su relación con períodos secos. Los intervalos en que aumentan las concentraciones de minerales máficos/minerales félsicos acarreados de la cuenca de captación hacia el lago, se representan con la relación Ti/Al . El Zr^{4+} aportado por la actividad eólica se infiere de la relación Zr/Ti . La proporción Si/Ti se emplea como indicador del sílice de origen biogénico (e.g., Brown *et al* 2007).

Tabla 3 Coeficientes de correlación lineal (r) y de determinación (R²) entre los elementos analizados.

Profundidad (cm)	Coeficiente de Correlación (r)					Coeficiente de Correlación (R ²)				
	80-0	80-62	60-46	44-10	8-0	80-0	80-62	60-46	44-10	8-0
Al-Ti	0.89	0.70	0.90	0.93	0.97	0.79	0.50	0.81	0.87	0.93
Al-K	0.97	0.93	0.87	0.95	1.00	0.94	0.86	0.76	0.90	1.00
Al-Na	0.62	0.37	-0.05	0.88	0.76	0.39	0.14	0.00	0.78	0.58
Al-Ca	-0.78	-0.31	-0.86	-0.98	-1.00	0.61	0.10	0.75	0.95	0.99
Ca-Na	-0.85	-0.65	-0.28	-0.93	-0.81	0.72	0.43	0.08	0.86	0.65
Ti-Zr	0.35	0.46	0.66	0.86	-0.23	0.12	0.21	0.44	0.74	0.05
Ti-Fe	0.83	0.90	0.95	0.94	0.95	0.69	0.81	0.89	0.89	0.91
Si-Al	0.62	-0.24	0.27	0.96	1.00	0.38	0.06	0.07	0.93	1.00
Ti-Sr	-0.35	0.22	-0.60	-0.86	0.37	0.12	0.05	0.36	0.73	0.14
CO3-Ti	-0.45	0.23	-0.59	-0.97	-0.97	0.20	0.05	0.34	0.95	0.94
CO3-Sr	0.36	-0.49	0.97	0.83	-0.58	0.13	0.24	0.95	0.69	0.33
CO3-Ca	0.92	0.98	0.98	0.85	0.78	1.00	0.97	0.97	0.73	0.84

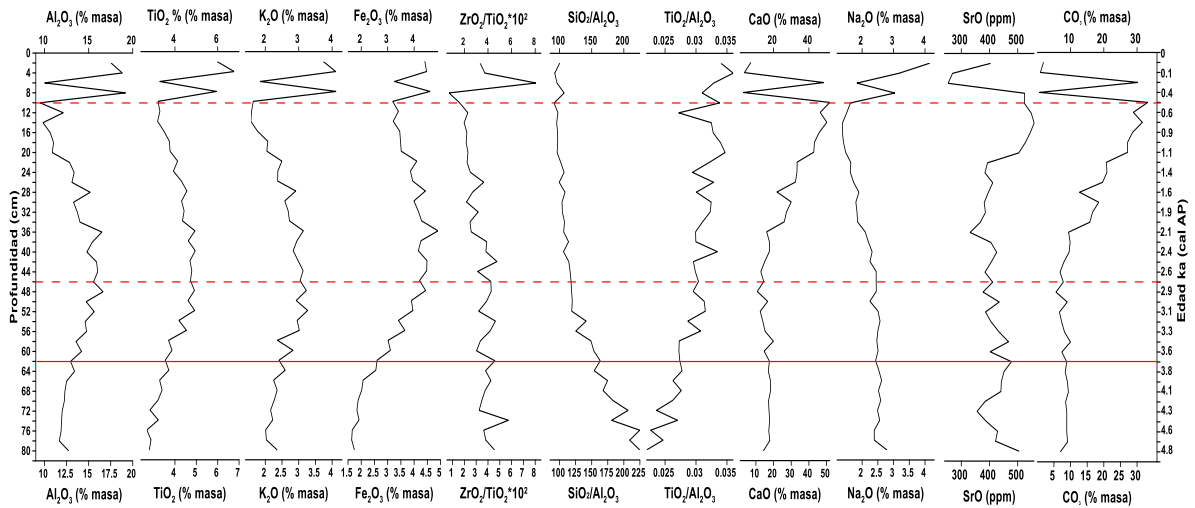


Figura 18 Comportamiento de los diferentes indicadores utilizados respecto a la profundidad.

5.5.1 Diagramas A-CN-K y A-C-N

Los valores de CIA y PIA (**Anexo 5**) son similares entre sí, por lo que se descarta que exista metasomatismo de potasio (transformación de caolinita a illita en el caso de las arcillas y de plagioclasa a feldespatos potásicos en las areniscas), reafirmado por la única tendencia de las muestras. Los valores de CIA oscilan entre 51-70 y los de PIA entre 51-77, lo que representa condiciones que van desde un intemperismo químico insipiente a intermedio (Fedo *et al.*, 1995).

El diagrama A-CN-K (**Figura 19A**) de Nesbitt y Young (1984; 1989) se emplea para identificar las tendencias del intemperismo químico así como la(s) posible(s) roca(s) fuente de los sedimentos del lago de Punta Arena. Todas las muestras se ubican sobre una línea paralela a A-CN (**Figura 19A**), lo que sugiere una única fuente de aporte.

El diagrama A-C-N de Fedo *et al.* (1995) se utiliza para detectar las tendencias a la meteorización química de las plagioclasas (**Figura 19B**). Las muestras se dividen en dos grupos, uno enriquecido en albita y otro de composición intermedia entre la albita y la anortita (material parental). Al aumentar los valores de PIA disminuyen los valores de CaO^* , lo cual apunta a que la erosión de las plagioclasas genera un agotamiento de anortita (rica en Ca^{2+}).

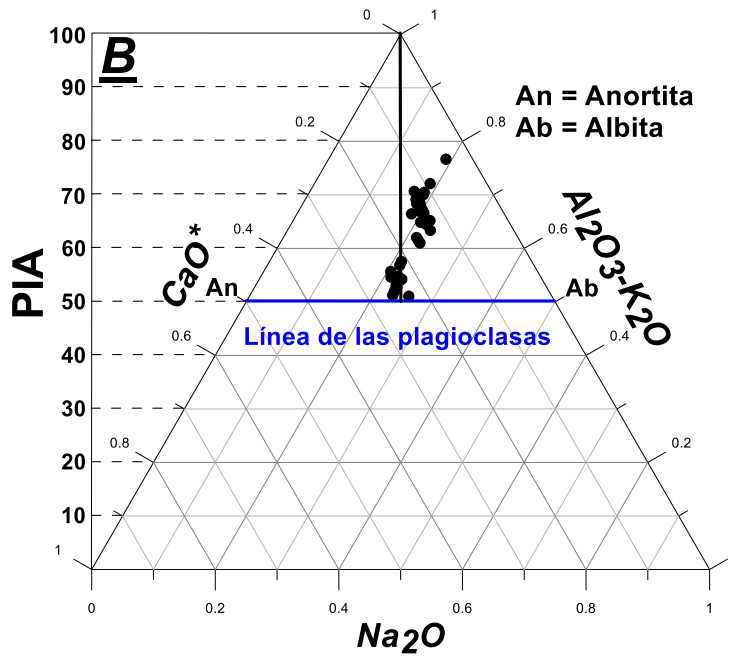
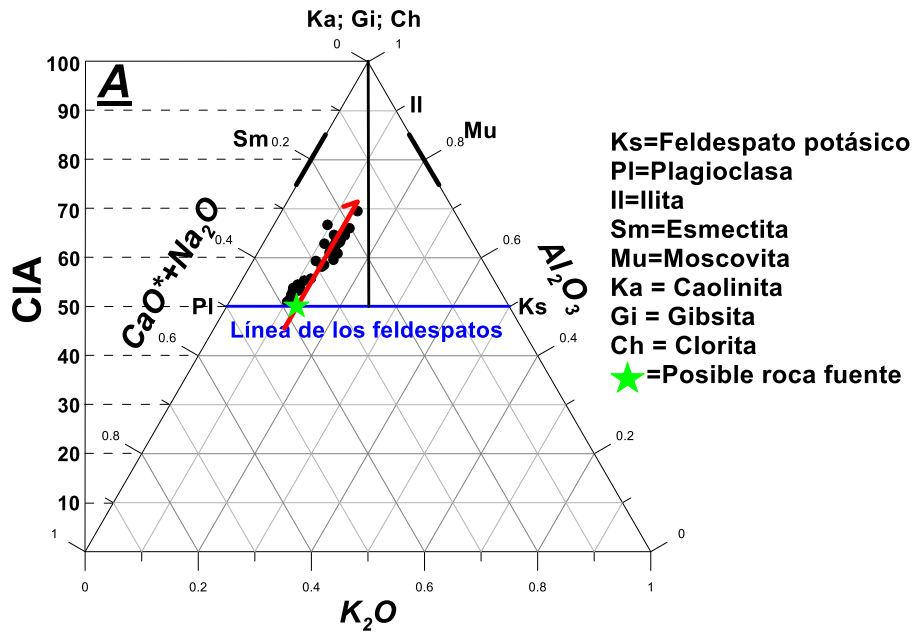


Figura 19 Índice químico de alteración de los feldspatos CIA y posible fuente de aporte A) e Índice químico de alteración de las plagioclasas PIA B) para los sedimentos del lago de Punta Arena.

CAPITULO 6 RECONSTRUCCION DE LA DINAMICA SUPERFICIAL EN EL LAGO DE PUNTA ARENA

En este capítulo se discuten e integran los datos obtenidos, a fin de entender la relación existente entre la dinámica superficial, las precipitaciones, la actividad eólica y la salinidad del lago. Además se comparan los resultados obtenidos con investigaciones similares, con lo cual se propone el forzamiento climático más probable causante de las variaciones climáticas en el sector estudiado para el Holoceno tardío. Se evalúa de forma indirecta la interacción entre el lago de Punta Arena y el Mar de Cortés. Se define la procedencia de los sedimentos siliciclásticos.

6.1 Paleoprecipitaciones, actividad eólica y salinidad del lago

Los registros de los indicadores paleohidrológicos fueron estandarizados con los criterios detritos en Kirby *et al.*, (2010) y Roy *et al.*, (2014), para lo cual se resta el valor medio y se divide por la desviación estándar de la distribución de los valores del indicador. Esta transformación permite resaltar los intervalos con diferentes comportamientos climatológicos, respecto al valor medio de los datos. Los valores positivos representan una concentración mayor al promedio, y los negativos una concentración por debajo del valor medio (**Figura 20**).

Las precipitaciones favorecen los procesos de meteorización química y erosión de las rocas y los suelos, lo que genera una mayor cantidad de detritos que son transportados por las escorrentías del sistema fluvial hacia el lago. La reconstrucción paleohidrológica para los 4.8 ka cal AP (80 cm) se realizó con base en los registros de indicadores de escorrentía superficial (Ti^{4+}) y aporte de detritos a la cuenca (Al^{3+}). La actividad eólica (relación Zr/Ti) se ve favorecida por la disminución de las precipitaciones, al igual que el aumento de sales (CO_3) por evaporación (**Figura 20**). El aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones atmosféricas, favorece la precipitación de carbonatos biogénicos por pérdida de CO_2 (g). Generalmente esto sucede en condiciones áridas a semiáridas, lo que incrementa la salinidad y el pH del lago.

El perfil sedimentario se fraccionó en 4 intervalos, basados en el comportamiento de los indicadores estudiados (**Figura 20**):

1. De 4.8 a 3.7 ka cal AP (80 a 62 cm de profundidad), se caracteriza por el aumento de las precipitaciones por debajo de la media y aumenta la actividad eólica por encima al valor medio. Los valores de carbonatos son bajos y menores a la media, por lo que la salinidad del lago se mantiene baja.
2. De 3.6 a 2.7 ka cal AP (60 a 46 cm de profundidad), las precipitaciones aumentan por encima del valor medio al igual que la actividad eólica. La salinidad del lago se mantiene prácticamente sin variar con respecto al periodo precedente; aparecen pequeños picos positivos a los 58 y 50 cm de profundidad (3.5 y 3.0 ka cal AP), los que indican un aumento en la salinidad del agua del lago, relacionados a variaciones negativas de las precipitaciones y el aumento de la actividad eólica.
3. De 2.6 a 0.5 ka cal AP (44 a 10 cm), las precipitaciones disminuyen continuamente por debajo de la media, al igual que la actividad eólica. Los valores para los carbonatos aumentan de forma continua y los valores son superiores a la media; lo que indica condiciones de estrés hídrico (sequía) y un posible aumento de las temperaturas.
4. Los restantes 0.4 ka cal AP (8 cm), las precipitaciones fluctúan por encima de la media, coincidiendo con el incremento de la actividad eólica. La salinidad del lago fluctúa inversamente a las precipitaciones (dilución).

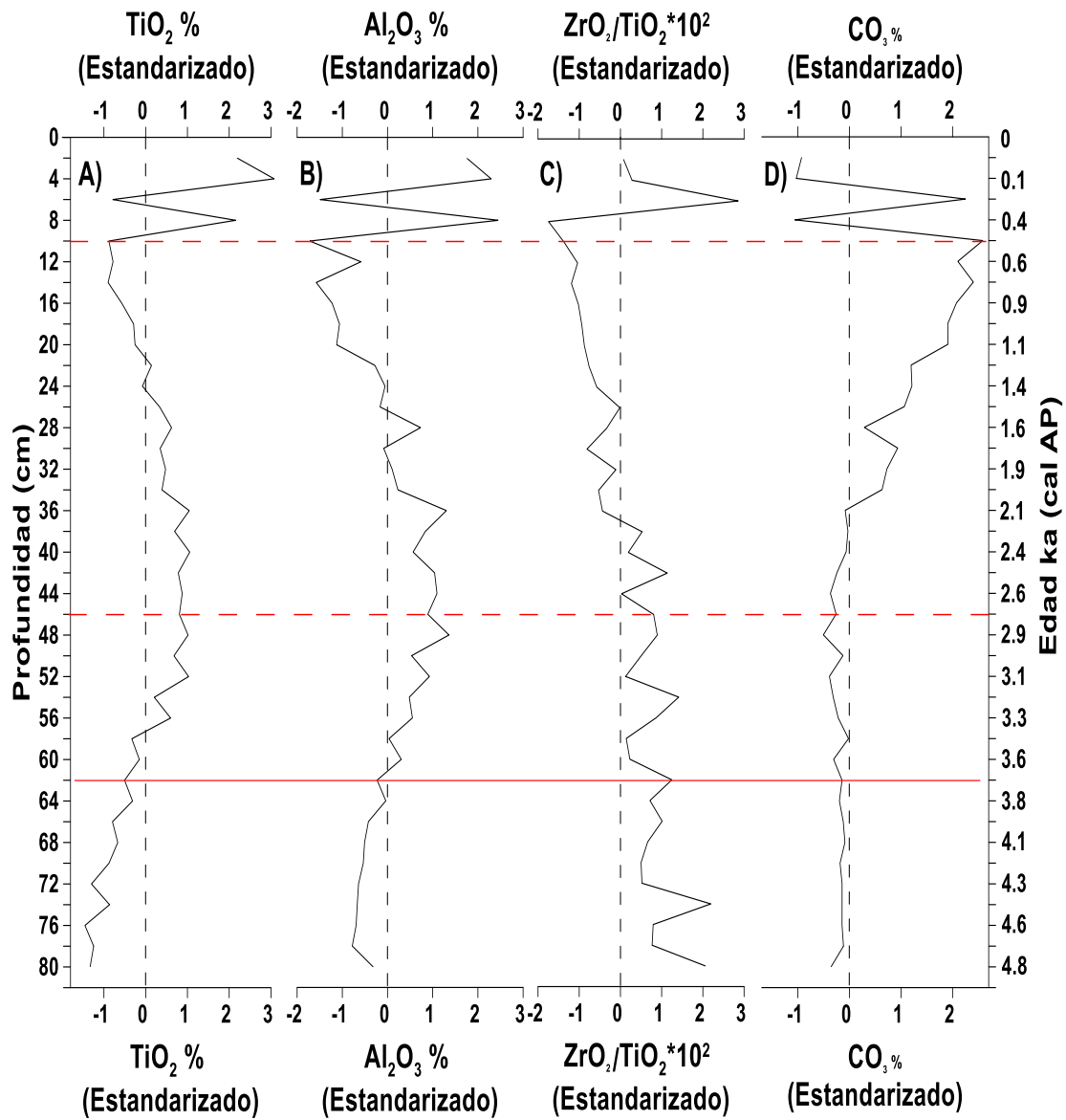


Figura 20 Valores estandarizados para el Ti, Al, Zr/Ti y CO_3 , los valores positivos corresponden a los períodos mayores a la media y viceversa los negativos. **A)** Representa las precipitaciones, **B)** el aporte de minerales detríticos por escorrentía, **C)** la actividad eólica y **D)** la salinidad del lago.

6.2 Comparación con otras investigaciones

Los resultados obtenidos en esta investigación se compararon con otros estudios en el norte de México y de carácter regional con base en los criterios siguientes:

- Proximidad al área estudiada (**Figura 10**, *Cuenca Alfonso y Pescadero*).
- Similitud en longitud (**Figura 10**, *Paleolago Santiaguillo*).
- Correlación con el SW del territorio mexicano (**Figura 10**, *Cueva del Diablo*).
- Contextualización regional de la zona subtropical (**Figura 10**, *Cuenca Cariaco, Venezuela*).

El contexto local de estas investigaciones es variable, no obstante, todas se localizan dentro del área de influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (**Figura 10**), del ENSO y del NAM. Las características geoquímicas (proxies) y las escalas de tiempo utilizados en cada una de estas investigaciones son diferentes (e.g., se emplea el K^+ , Si^{4+} , $\delta^{18}O$ y Ti^{4+}); sin embargo, según las características y concentraciones en el material muestreado se puede emplear uno u otro indicador para caracterizar las precipitaciones. Todos los estudios se desarrollan en el Holoceno, aunque aquí sólo se consideran los últimos 5 ka cal AP ya que es el periodo del cual se obtuvo la información de lago. Lo que se pretende comprender con la distribución de los cambios en los indicadores es detectar la relación que hay entre los resultados del presente estudio con (1) el movimiento relativo de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el sur; (2) el ENSO y la posible influencia del (3) Monzón Norteamericano.

Haug *et al* (2001) reconstruyen las precipitaciones mediante el uso del Ti^{4+} como proxy en la cuenca Cariaco en Venezuela (**Figura 21B**). Aunque las áreas estudiadas están bastante distantes, el intervalo de 1 ka cal AP se comporta de manera similar, e indican un decremento en las precipitaciones; las cuales las vinculan al movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el sur.

Bernal *et al* (2011), reconstruyen las precipitaciones basados en los valores de $\delta^{18}O$ de una estalagmita (**Figura 21C**) en la Cueva del Diablo ($18^{\circ}11'N$, $99^{\circ}55' W$), a 150 km al

norte del puerto de Acapulco en el estado de Guerrero. Sus datos muestran similitud con los resultados obtenidos en esta investigación. Considérese que el $\delta^{18}\text{O}$ se enriquece con la disminución de las precipitaciones atmosféricas (tiende a ser más positivo), y ocurre lo contrario con un aumento de las precipitaciones derivadas de la condensación del vapor de agua, las que estarán marcadas por un empobrecimiento en los isótopos pesados $\delta^{18}\text{O}$ (tendencia hacia valores más negativos). Con base en el proceso descrito se aprecia como las precipitaciones de 5 a 3 ka cal AP tienden a aumentar, disminuyendo hacia los 1 ka cal AP.

Nava-Fernández (2012) estudia los sedimentos marinos acumulados en la Cuenca Pescadero, utiliza el Si^{4+} como indicador para delimitar los intervalos de mayores y menores precipitaciones (**Figura 21D**). Dada la cercanía a la zona estudiada en este escrito y los intervalos de tiempo analizados, es de esperar que los períodos secos y húmedos entre ambas investigaciones sean similares. Sin embargo, no se aprecia una clara relación entre estas. Es probable que el Si^{4+} “total” analizado por Nava-Fernández (2012) no sea completamente alóctono y que una fracción sea de origen autigénico (no especificado en su investigación), lo que dificultaría la interpretación. No obstante, tanto en este estudio como en el de Nava-Fernández (2012), existe tendencia a la disminución de las precipitaciones hacia el presente.

Roy *et al* (2014), reconstruyen las escorrentías mediante el K^+ estandarizado como indicador (**Figura 21E**) para el Paleolago Santiaguillo al norte de México. Sus datos muestran una tendencia desde los 5 a 2.5 ka cal AP a aumentar las precipitaciones; y con una inversión en el comportamiento de 2.5 a 0.5 ka cal AP. La respuesta de la escorrentía en estos intervalos coincide de forma estrecha con el patrón descritos en la presente investigación (**Figura 21A**).

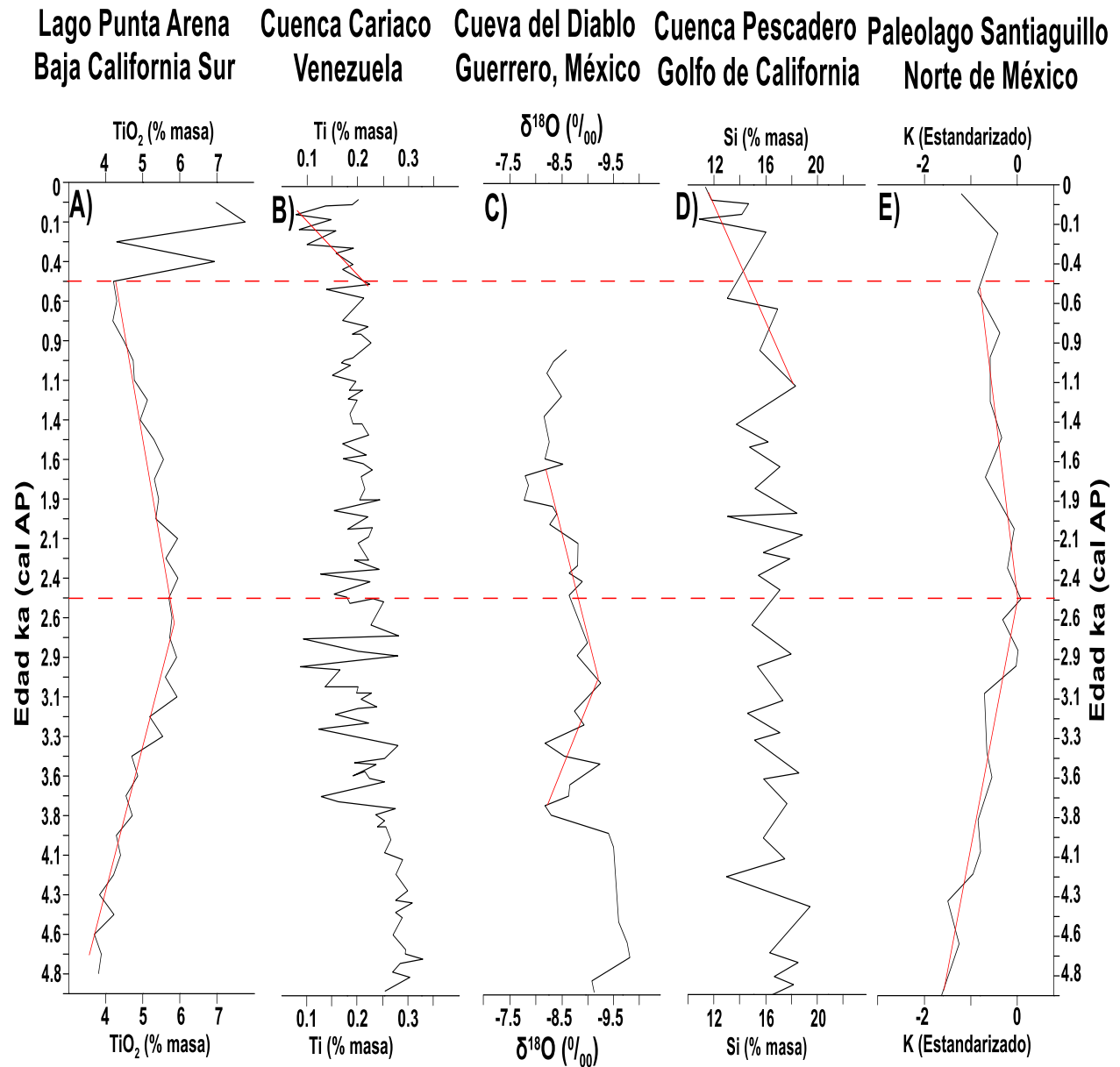


Figura 21 Comparación regional y global de las precipitaciones basada en diferentes proxies: A) Lago Punta Arena, presente investigación. B) Cuenca Cariaco, Venezuela; Haug *et al.*, 2001). C) Cueva del Diablo, Guerrero, México; Bernal *et al.* 2011).D) Cuenca Pescadero, Golfo de California, México; Nava-Fernández., 2012). E) Paleolago Santiaguillo, Norte de México; Roy *et al.*, 2014

6.2.1 Mecanismos de cambio en la dinámica superficial (forzamiento climático)

A partir de los datos obtenidos en la trinchera del lago de Punta Arena, se infiere que los procesos geomorfológicos que controlan la dinámica superficial han variado como consecuencia de cambios (forzamientos) en las condiciones climáticas. Tal condición explica la variabilidad paleohidrológica en el noroeste de México (Los Cabos, Baja California Sur), la cual se evaluó (**Figura 22**) con la comparación del registro sedimentario del lago de Punta Arena con los de la cuenca Alfonso de González-Yajimovich *et al* (2005) y Pérez-Cruz (2013). Ambos investigadores asocian las variaciones paleoclimáticas de los pasados 5 ka cal AP en esta región al fortalecimiento y disminución del Monzón de Norteamérica (NAM). Además se comparan con los resultados de Miao *et al.*, (2007) y Zhang *et al* (2014) para regiones sensibles a la frecuencia y magnitud de El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

El monzón de verano incrementa el aporte de terrígenos por escorrentía; mientras el aporte de sedimentos por actividad eólica prevalece en condiciones secas durante el monzón de invierno, debido a la migración latitudinal hacia el sur de la ZCIT, (González-Yajimovich *et al.*, 2005, **Figura 22E**). Pérez-Cruz (2013) sugiere para el periodo de 5 a 2.4 ka cal AP las precipitaciones de verano aumentan debido al fortalecimiento del NAM y en condiciones de sequías reporta un aumento en la actividad eólica (**Figura 22D**), lo cual es consistente con los datos obtenidos en el presente estudio (**Figura 22C**).

Los intervalos de precipitaciones descritos en esta investigación (**Figura 22A**), coinciden en totalidad con los datos de Pérez-Cruz (2013), (**Figura 22B**); en cuanto a aumento y disminución de las precipitaciones. Sin embargo, los valores mayores o menores a la media de los datos concuerdan en un 50%. La actividad eólica para ambas investigaciones se asemeja en 83%, para períodos fluctuantes y bajos; mientras los valores mayores o menores a la media coinciden en 33%. La tasa de sedimentación de González-Yajimovich *et al* (2005), (**Figura 22E**), se correlacionan en 83% con los datos de precipitaciones propuestos en esta tesis (**Figura 22A**), y en 16% sí se utiliza sólo el valor medio de los datos.

La frecuencia y magnitud del ENSO (**Figura 22F, G**) de 5 a 3.3 ka cal AP era débil (Miao *et al.*, 2007 y Zhang *et al* 2014), lo cual provoca que las lluvias de invierno se intensifiquen y las de verano sean menores sobre la porción norte del territorio mexicano. En este intervalo se observó que para el área de estudio existe un aumento en las precipitaciones, sin embargo, son menores a la media de los datos (**Figura 22A**); dicho periodo también fue observado por Pérez-Cruz (2013) quien lo asoció a un fortalecimiento del NAM. Para los restantes 3.3 ka cal AP la frecuencia y magnitud de ENSO es particularmente fuerte (Miao *et al.*, 2007 y Zhang *et al.*, 2014), disminuye la influencia del monzón de Norteamérica (Pérez-Cruz, 2013) y se produce el movimiento hacia el sur de la ZCIT (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

Al comparar el comportamiento de las precipitaciones, períodos secos y actividad eólica descritos en la presente investigación con los resultados obtenidos por los autores mencionados; se advierte que en los años en los cuales la actividad ENSO es mayor el monzón Norteamericano es más débil, ello produce que exista menos descarga en el sistema fluvial y por lo tanto menor aporte de sedimentos en la zona del lago de Punta Arena. Cabe mencionar que si bien las correlación de los procesos de mayor humedad y sequía coinciden con los controles climáticos (**Figura 22**) para la zona de estudio, los resultados para Punta Arena son preliminares ya que es necesario ampliar el control geocronológico en el perfil del lago, analizar otros indicadores como es polen y presencia de diatomeas para con ello confirmar con datos independientes los cambios en las condiciones ambientales. No obstante lo anterior, las épocas lluviosas y secas propuestas, pueden deberse principalmente al fortalecimiento o disminución del NAM, en alternancia con el ENSO (**Figura 22**).

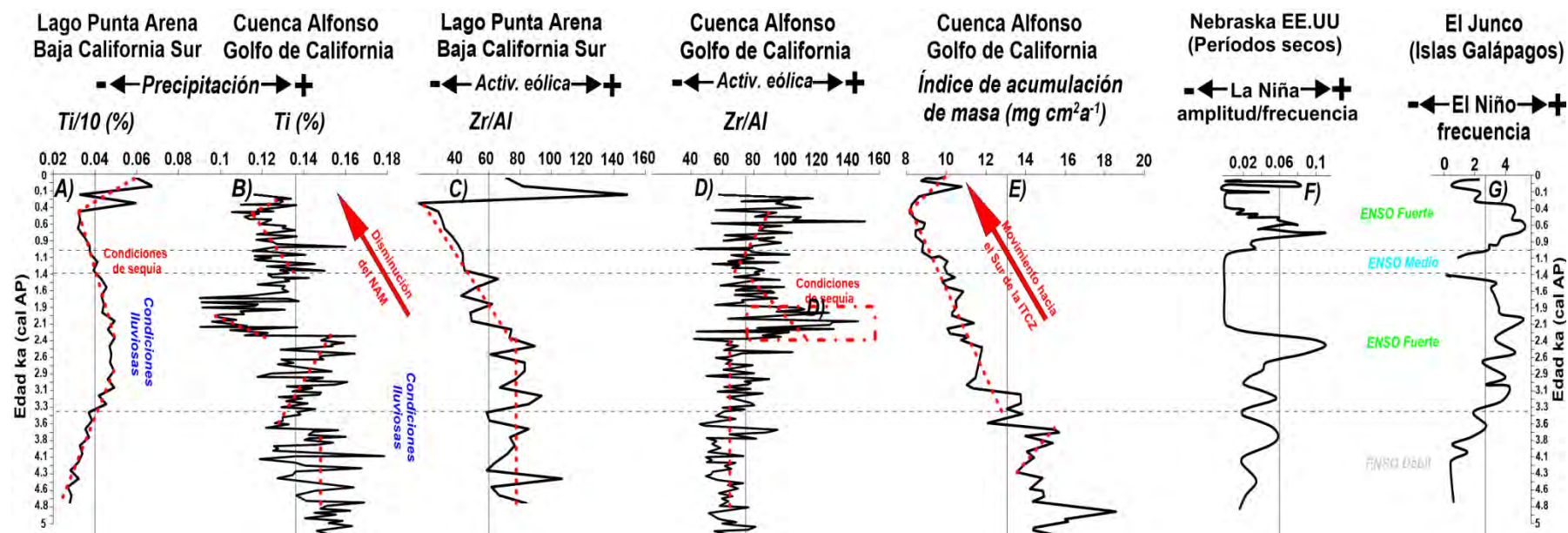


Figura 22 Comparación de: **A)** registro de Ti de la presente investigación; **B)** registro de Ti en la Cuenca Alfonso, Golfo de California de Pérez-Cruz (2013); **C)** relación Zr/Al de la presente investigación; **D)** relación Zr/Al de Pérez-Cruz (2013); **E)** tasa de sedimentación para el núcleo NH01-15 en la Cuenca Alfonso, de González-Yajimovich *et al* (2005), **F)** amplitud y frecuencia de la Niña (sequías) en las Grandes Llanuras Centrales de América del Norte, de Miao *et al* (2007) y **G)** frecuencia de El Niño en El Junco, Islas Galápagos, de Zhang *et al* (2014).

6.3 Interacción entre el lago de Punta Arena y el Mar de Cortés

Por su ubicación y proximidad al mar, las lagunas costeras son afectadas por varios procesos, como son los marinos, continentales y atmosféricos (Mee, 1978). Dentro de estos los de mayor relevancia son las mareas, el oleaje, las precipitaciones pluviales, el viento, la evaporación y las descargas de los ríos, tanto de agua como de sedimentos (Mee, 1978). Todos estos procesos dificultan el poder determinar los intervalos en los que predomina el aporte de sedimentos hacia el lago de origen marino o pluvial. Sin embargo, la geoquímica ofrece indicadores indirectos, con los cuales es posible inferir el origen de determinados elementos (Si^{4+} y Na^+), y así establecer la relación entre el ambiente marino y lacustre. Las variaciones de agua dulce en lagunas costeras están influenciadas por: precipitaciones, descargas de afluentes y la evaporación. Para las lagunas estuarinas el factor preponderante son las descargas provenientes de los afluentes. En las no-estuarinas, al carecer de ríos afluentes y en las regiones en que son escasas las precipitaciones, la única variación de agua dulce es causada por la evaporación (Farreras, 2006). Con base en lo anterior se infiere que de 4.8 a 2.7 ka cal AP (80 a 46 cm de profundidad) el lago de Punta Arena mantenía una comunicación directa con el Mar de Cortés, encontrándose la línea de costa más hacia el interior del continente al no existir las barras actuales (**Figura 23**). Esta suposición se basa en los altos contenidos de Si^{4+} de origen biogénico y la alta concentración de Na^+ autigénico (relaciones inversas con el Ti^{4+} y Al^{3+} ; **Tabla 3**) relacionado con el NaCl presente en el agua de mar.

Las precipitaciones son altas en este intervalo, lo que posiblemente acarreo una gran cantidad de detritos y agua dulce a la cuenca por las descargas de los ríos. La salinidad del lago se mantuvo baja y sin variaciones, producto de la disolución de las sales. La laguna se comportó entonces como un ambiente estuarino en el que prevalece el aporte fluvial (Farreras, 2006).

Las barras costeras (**Figura 23**) se originan por el arrastre de materiales generados en las playas próximas y son transportados por corrientes de retorno que al acumularse

forman fondos elevados, inicialmente sumergidos (Sunamura, 1989). Con el aumento del aporte de materiales las barras llegan a emerger y se acrecionan hasta formar un delta (**Figura 23**), el cual cierra la comunicación entre un lago y el mar (Sunamura, 1989); o mantiene una abertura que permita cierta interrelación (grao). Las barras localizadas al borde del lago en dirección al Mar de Cortés fueron fechadas por medio de OSL en 1755 ± 20 años AD por Castillo *et al* (2020). La edad de acuerdo con estos investigadores es bastante reciente, por lo que la línea de costa (**Figura 23**) tuvo una migración rápida debido a altas tasas de sedimentación.

Los datos obtenidos en esta investigación sugieren que el bloqueo del lago con respecto al Mar de Cortés, ocurrió hace 2.6 ka cal AP (44 cm de profundidad), lo cual se infiere por el aumento del Si^{4+} y Na^+ detrítico y la disminución del Si^{4+} y Na^+ autigénico. A partir de ese momento (44 cm de profundidad) el lago presenta características propias de un ambiente netamente lacustre. Al encontrarse el lago aislado y disminuir las precipitaciones, el aporte de sedimentos y de agua dulce proveniente de los ríos disminuye de forma significativa, ya que el aporte principal proviene de la red fluvial que drena hacia el lago y que forman un nivel de base local. En tal condición y al existir un estrés hídrico, comienzan a actuar otros procesos como los eólicos. Para el caso del lago de Punta Arena es posible que al aumentar la actividad eólica, disminuir las precipitaciones y no haber intercambio aparente con el Mar de Cortés; la evaporación del agua concentrase las sales disueltas en el lago, lo que produjo un incremento de la salinidad y generasen el depósitos de las capas de sales estimadas en una edad de 2.1 a 1.6 ka cal AP (36 a 28 cm de profundidad).

Previo a los 2.1 ka cal AP los resultado obtenidos de los análisis geoquímicos indican que existía una dinámica distinta en las condiciones de deposición de los sedimentos. En este sentido es muy probable que el aporte marino haya sido importante. Sin embargo, los resultados indican que el aporte de sedimentos está asociado a la esorrentía, es decir, a los procesos fluviales. En todo el perfil no se encontró evidencia de organismos marinos que pudieran tolerar variaciones extremas de salinidad como son las ostras y crustáceos. Tampoco se encontraron evidencias de invertebrados no

marinos (bivalvos y gasterópodos) o restos de plantas terrestres, que permitieran ver claramente como se comportó la interrelación entre los ambientes marino y lacustre; al menos no macroscópicamente. Lo anterior sugiere que el control climático juega un papel importante en la dinámica superficial y la sedimentación, ya que controla las tasas de sedimentación tanto en el lago como en el sistema de barras (Castillo *et al.*, 2020).

Por otra parte los eventos climatológicos extremos impactan la región de los Cabos con cierta frecuencia. El oleaje producido por la intensidad de los vientos genera fuertes olas, las cuales pueden modificar la línea de costa. Este tipo de evento debió ser el responsable de la desaparición de las antiguas barras costeras. La presencia de las barras desde 1755 \pm 20 años AD, sugiere que las condiciones climáticas y tectónicas hasta la actualidad han permanecido estables. Sin embargo, los datos obtenidos en el presente estudio sugieren que las barras actuales se formaron \sim 2 ka AP antes de lo propuesto por Castillo *et al.*, 2020. La diferencia de edades se debe a los métodos empleados en ambas investigaciones; cabe resaltar que en este estudio no se fecharon las barras, asumiendo como el inicio de su formación mediante la interpretación del comportamiento de diferentes indicadores geoquímicos.

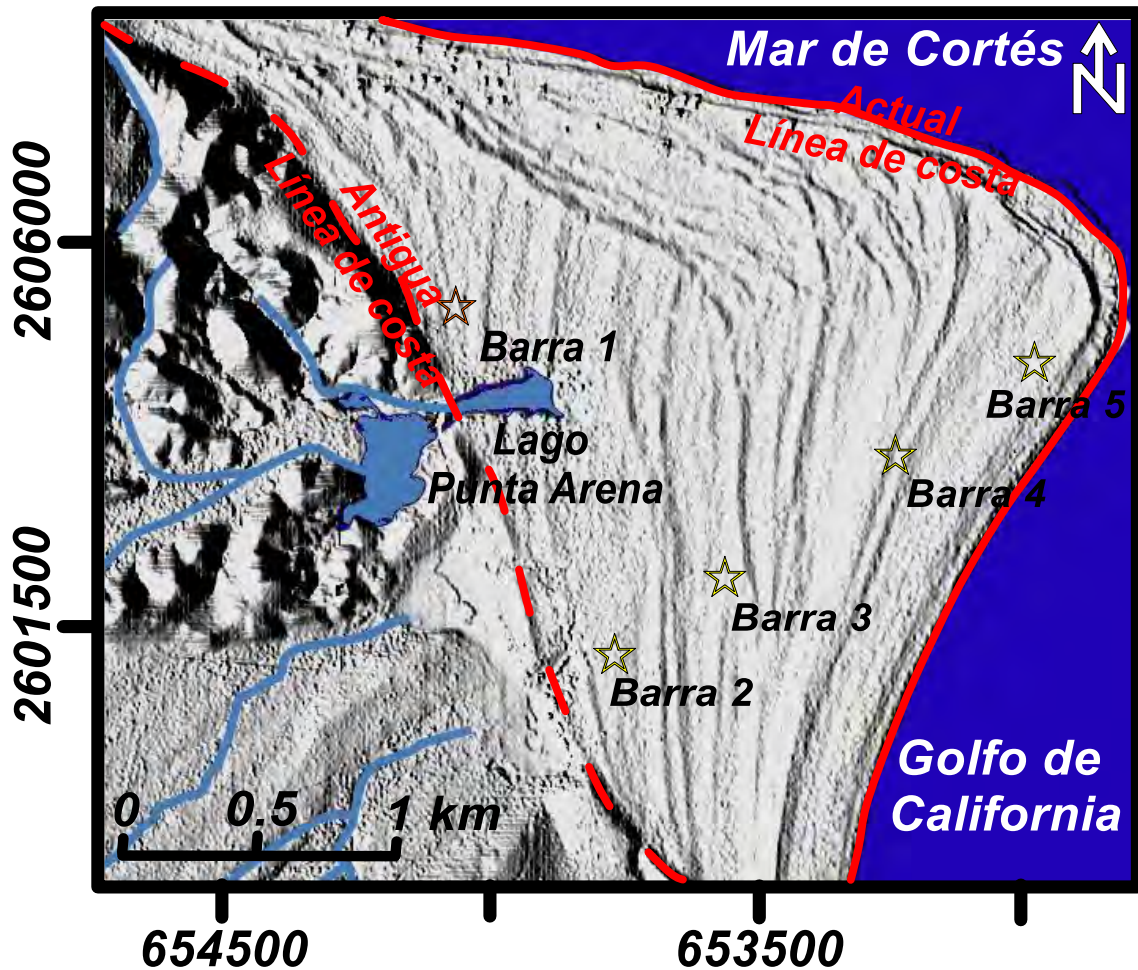


Figura 23 Interacción entre el lago de Punta Arena y el Mar de Cortés, evolución de las barras costeras.

6.4 Procedencia de los sedimentos siliciclásticos

La susceptibilidad magnética se correlaciona con la relación Zr/Ti y con el Ti^{4+} (**Figura 24**) para determinar los períodos en que prevalece el transporte de sedimentos con alta susceptibilidad magnética acareados hacia la cuenca por procesos pluviales y/o actividad eólica. En el primer intervalo, de 80 a 62 cm de profundidad, no es posible determinar que medio de transporte predomina. De 60 a 46 cm de profundidad, el aporte de detritos por escorrentía prevalece. De 44 a 10 cm de profundidad los

procesos erosivos causados por las escorrentías transportan una cantidad mayor de detritos en comparación con la actividad eólica. Para el último intervalo de 8 cm de profundidad a la superficie, predomina el aporte de detritos ricos en minerales con elevada susceptibilidad magnética por actividad eólica.

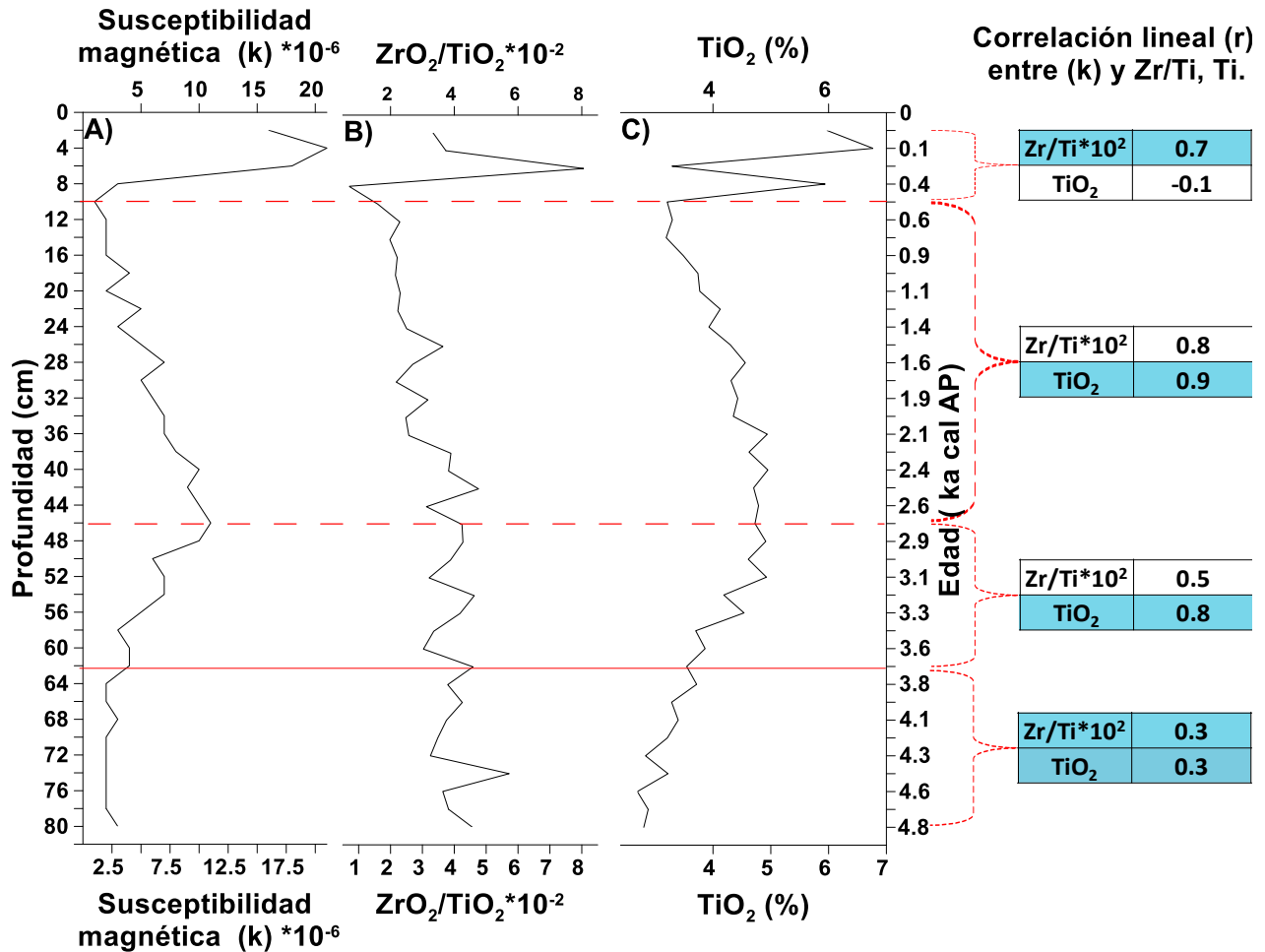


Figura 24 Comparación de la susceptibilidad magnética A) con la relación ZrO₂/TiO₂ (actividad eólica) B) y TiO₂ (escorrentía) C).

Como se comentó anteriormente, la intensidad de la luminiscencia aumenta en función de la profundidad (Huntley *et al.*, 1985). Sin embargo, esto no siempre sucede así, pudiendo existir granos a menor profundidad con una mayor luminiscencia. Por ejemplo, los picos de luminiscencia en la **Figura 15 y 16**, de 80 a 46 cm de profundidad; donde muestras someras presentan mayores valores de luminiscencia que las que se encuentran más abajo en el perfil. Este comportamiento (irregular) se explica por el

medio en el cual haya sido transportado el sedimento, aire, flujo laminar o turbulento, el tiempo que demore el grano en ser trasladado y la distancia recorrida hasta la cuenca (Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011, 2012; Munyikwa *et al.*, 2012).

El comportamiento de la luminiscencia para el primer intervalo de 4.8 a 3.7 ka cal AP (80 a 62 cm de profundidad) es irregular, (**Figura 15 y 16**); lo que sugiere que los sedimentos debieron ser transportados por flujos turbulentos con elevada concentración de sedimentos en suspensión y de rápido acarreo. Los intervalos caracterizados por una rápida erosión (picos de luminiscencia) coinciden con los períodos de altas precipitaciones atmosféricas y escorrentías estimadas para la cuenca. Estos picos máximos ocurren a los 4.7 y 3.7 ka cal AP (78 y 62 cm, **Figura 15 y 16**). Se infiere por este comportamiento de la luminiscencia que la sedimentación no se comportó de manera estable y continua, lo que se interpreta como la posible intercomunicación del lago con el medio marino. En el segundo intervalo de 3.6 a 2.7 ka cal AP (60 a 46 cm de profundidad) la luminiscencia se mantiene irregular, lo cual indica que el transporte para los sedimentos ocurrió posiblemente por flujos turbulentos con elevada concentración de sedimentos en suspensión y de rápido acarreo (Muñoz-Salinas *et al.*, 2011, 2012). Es posible que no todos los sedimentos que integran el perfil de 4.8 a 2.7 ka cal AP (80 a 46 cm de profundidad) procedan de la erosión continental. En este período el lago mantenía comunicación con el Mar de Cortés. La interacción entre ambos ambientes (marino y lacustre), permite que las corrientes marinas, el oleaje y las mareas, transporten sedimentos con luminiscencia heredada y los re-depositen dentro del lago. Lo cual puede ocasionar la irregularidad de la luminiscencia en este período. Para el tercer intervalo de 2.6 a 0.5 ka cal AP (44 a 10 cm de profundidad), la interacción del lago con el Mar de Cortés desaparece; por lo que se infiere que los sedimentos proceden solamente de la erosión continental. Para este período, la luminiscencia es proporcional a la profundidad, solo con pequeños picos irregulares a 36 y 34 cm de profundidad. No es posible precisar con OSL si prevalece el aporte de detritos por escorrentía o por actividad eólica. Sin embargo, el patrón de luminiscencia indica un correcto reseteo de los granos minerales, lo que sugiere un transporte en flujos con poca turbulencia o de tipo laminar. El último intervalo, los restantes últimos 0.4 ka cal AP (de 8 cm de profundidad a la superficie), la luminiscencia aumenta

proporcionalmente con la profundidad. Para este período, no es posible precisar utilizando la luminiscencia si prevalece el aporte de detritos por escorrentía o por actividad eólica. No obstante, ocurre un amento de la actividad eólica, pudiendo transportar una mayor cantidad de partículas bien reseteadas. Cabe destacar que este último intervalo coincide con la edad de formación de las barras (1755 ± 20 años AD) propuesta por Castillo *et al* (2020). Por ende, estas barras recientes corresponderían a un evento asociado a altas tasas de erosión eólica (condiciones secas) y la edad de cierre del lago propuesta en esta tesis (intervalo de las evaporitas) es la edad en que el lago se aísla del Mar de Cortés, correspondiente a la primera formación de las barras de Punta Arena.

Al aumentar las precipitaciones por intemperismo químico el Al^{3+} se concentra en minerales arcillosos y lixivia el Na^+ . Este comportamiento provoca que los valores de CIA y PIA en los sedimentos del lago (incipiente a intermedio) se acrecienten. Los períodos lluviosos como de 4.8 a 3.5 ka cal AP (80 a 58 cm de profundidad) se caracterizan por valores de CIA y PIA bajos; mientras que los períodos donde las precipitaciones son mayores a la media (3.3 a 1.4 ka cal AP, 56 a 24 cm de profundidad), aumentan considerable. Sin embargo, de 1.3 a 0.5 ka cal AP (22 a 10 cm de profundidad) las precipitaciones disminuyen y CIA y PIA fluctúan sin disminuir. Para los restantes años los valores de CIA y PIA fluctúan proporcionalmente a las precipitaciones.

La intersección de la línea de tendencia que une los sedimentos del lago de Punta Arena con la línea de los feldespatos (**Figura 19A**), indica que los sedimentos siliciclásticos proceden de la erosión de rocas granodioríticas y/o graníticas. Estas rocas afloran al occidente y oriente de la Cuenca San José del Cabo en el Ensamble plutónico; no se puede definir con claridad de cuál de las dos rocas proceden específicamente, ya que la línea de tendencia pasa entre ambas rocas. Sin embargo, la granodiorita presenta una composición intermedia; donde aproximadamente entre el 65-90% de los feldespatos es plagioclasa enriquecida en Na^+ y Ca^{2+} ; y en menores proporciones micas, anfíbol y piroxeno. Por lo general los anfíboles y la biotita se encuentran en mayores proporciones que en los granitos. Otros minerales que se

pueden encontrar en cantidades bajas son la ilmenita (FeTiO_3) y la ulvöespinela (TiFe_2O_4), ambos fuentes de Ti^{4+} (Ríos, 2016). Por su parte, el granito se encuentra enriquecido en cuarzo y feldespatos alcalinos, con elementos como: Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ y Fr^+ , siendo menos abundantes en su composición las micas, plagioclasas y las hornblendas (Pérez del Villar *et al.*, 1989). Las granodioritas tienen mayor abundancia de minerales máficos que los granitos, además de Ti^{4+} . Basados en estas diferencias composicionales y en la resistencia al intemperismo químico, ante la cual el granito es más resistente; es más probable que la mayor parte de estos sedimentos provengan de la meteorización de las granodioritas. Otra herramienta que apoya esta suposición es la relación Ti/Al (**Figura 18**), la cual tiende al aumento; los valores más altos se explican por la mayor concentración de componentes máficos (Ti^{4+}) en relación a félsicos (Al^{3+}) (Anderson *et al.*, 2004).

Conclusiones

Se aportan nuevos datos paleoclimatológicos para la reconstrucción de la dinámica superficial en el Holoceno tardío, modelada por pulsos climáticos en el extremo SE de la Península de Baja California. Para una mejor interpretación el perfil sedimentario se fraccionó en 4 intervalos: de 4.8 a 3.7 ka cal AP (80 a 62 cm de profundidad) las precipitaciones son menores a la media, y se comportaron de manera similar la erosión hídrica y eólica. De 3.6 a 2.7 ka cal AP (60 a 46 cm de profundidad), las precipitaciones aumenta por encima del valor medio, prevaleció la erosión hídrica sobre la eólica. Para los 2.6 a 0.5 ka cal AP (44 a 10 cm de profundidad), las precipitaciones disminuyeron por debajo de la media, se mantuvo una erosión hídrica alta. Los restantes 0.4 ka cal AP (8 cm) se caracterizan por valores fluctuantes, tanto para las precipitaciones como para la actividad eólica, siendo mayor esta última.

El aumento de la salinidad del lago, mayor a la media de 2.7 a 0.5 ka cal AP (46 a 10 cm de profundidad), se debe a períodos secos y al cierre de la comunicación entre el lago y el Mar de Cortés por las barras costeras. Dichas barras, propiciaron

la evaporación y concentración de las sales disueltas en el lago de Punta Arena. Las variaciones en las precipitaciones y en la actividad eólica, se asocian al fortalecimiento y disminución del Monzón de Norteamérica (NAM), en alternancia con los eventos de El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Los sedimentos que componen el lago de Punta Arena proceden de la erosión de rocas granodioríticas y/o graníticas presentes en el Ensamble Plutónico, el cual aflora al occidente y oriente de la Cuenca San José del Cabo. Los sedimentos acareados hacia el lago fueron transportados fundamentalmente, de 60 a 10 cm de profundidad por escorrentías y para los últimos 8 cm por actividad eólica, como lo indican las características geoquímicas y los valores de luminiscencia. De 80 a 62 cm de profundidad no es posible definir un medio de transporte predominante, mediante los métodos empleados.

Recomendaciones

Para investigaciones futuras sería de gran utilidad incorporar la información climática registrada en los anillos de crecimiento de los pinos presentes en la Sierra de la Laguna, a la aportada por los registros de OSL, geoquímicos y susceptibilidad magnética. Aplicando la dendrocronología tendríamos resoluciones anuales y se podría completar los años más recientes, que por los métodos utilizados en este trabajo no es posible abarcar a detalle. Otro estudio que debiera agregarse son análisis micropaleontológicos, para detectar microorganismos marinos y así poder tener una mayor claridad del tiempo en que permaneció el intercambio entre el lago y el Mar de Cortés.

Referencias

- Aitken, M., 1995: Thermoluminescence dating: past progress and future trends. *Nuclear Tracks*, p. 3-6.
- Aitken, M., 1998: An introduction to Optical Dating. *The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence*. Oxford University Press, p. 267.
- Amador, J.A., Alfaro, E.J., Lizano, O.G., Magaña, V.O., 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography* 69, p. 101–142.
- Andersson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M and Flint, S., 2004: Provenance evolution and chemostratigraphy of a Paleozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine Pet. Geol.* 21, p. 555–577.
- Arreguín-Rodríguez, G., 2010: Evolución estratigráfica en el margen occidental de la cuenca San José del Cabo, arroyo San Dionisio, Baja California Sur: La Paz, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur.
- Arreguín-Rodríguez, GySchwennicke, T., 2013: Estratigrafía de la margen occidental de la cuenca San José del Cabo, Baja California Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, p. 65.
- Ball, D. F., 1964: Loss on ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *J. Soil Sci.* 15,p. 84-92.
- Barron, J.A., Metcalfe, S.E and Addison, J.A., 2012: Response of the North America monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography* 27, PA3206.
- Bengtsson, L. and M. Enell, 1986: Chemical analysis. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley y Sons Ltd., Chichester, p. 423-451.
- Bernal, J. P., Lachniet, M., McCulloch, M., Mortimer, G., Morales, Pand Cienfuegos, E., 2011: A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 75 (1). University of Washington, p.104-113.

- Bjerknes, J. 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Montly Weather Rev.* 115, p. 51-74.
- Blaauw, M. y Christen, J. A., 2011: Flexible paleoclimate agedepth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis.* 6, p. 457-474.
- Bello-Jiménez, B,L., 2018: Evaluación de la influencia de la Oscilación Decadal del Pacífico en la lluvia de verano y la incidencia de Sistemas Tropicales en Baja California Sur, bajo el efecto del Cambio Climático. Tesis de Maestría.
- Brito-Castillo, L., Díaz-Castro, S., Salina-Zavala, C. A and Douglas, A.V., 2003: Reconstruction of long-term winter streamflow in the Gulf of California continental watershed. *Journal of Hydrology.* 278, p. 39-50.
- Brown, E.T., Johnson, T.C., Scholz, C.A., Cohen, A.S and King, J.W., 2007: Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55,000 years. *Geophysics Research Letters*, p. 34.
- Brutsaert W.H., 1982: The evaporation in to the atmosphere, Reidel Pub. Co., Dordrecht, p. 299.
- Busch, M., Arrowsmith, J., Umhoefer, P., Coyan, J., Maloney, Sand Martínez-Gutiérrez, G., 2011: Geometry and evolution of riftmargin, normal fault bounded basins from gravity and geology, La Paz, Los Cabos región, Baja California Sur, México. *Lithosphere*, p. 110-127.
- Butler R., 1998: Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terraines. Blackwell Scientific Publications.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., and Correa-Metrio, A., 2018: Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last 40,000 years. *Quaternary Science Reviews.* 205, p. 62-75.
- Carreño, A., 1992: Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana*, 59, parte 1, p. 1-37.

- Carreño, A and Smith, J., 2007: Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Península, México. *Bulletin of American Paleontology*, 371, p. 97-104.
- Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Arce, J. L and Roy, P.D, 2017: Early Holocene to present landscape dynamics of the tectonic. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, p. 120-180.
- Cerano P., J., Villanueva D., J. G. Arreola A., I. Sánchez C., R. D. Valdez C., y G. Herrera H, 2009: Reconstrucción de 350 años de precipitación para el suroeste de Chihuahua, México. *Madera y Bosques* 15(2): 27-44.
- CONAGUA., 2011: Comisión Nacional del Agua.
- Corella, J., Brauer, A., Manguili, C., Rull, V., Venegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M and Valero-Garcés, B., 2012: The 1.2-Ka varved record of Lake Montcortés (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78, p. 323-332.
- Cornell, R.M and Schwertmann, H., 2003: *The Iron Oxides Structures, Properties, Reactions, Occurences, and Uses*. Cambridge, England, Wiley-VCH,p. 664.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Møller, J., Langway, C. C., 1969: One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science*, 166, p. 377-380.
- Dean, W. E. Jr., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44, p. 242-248.
- Deser, Cand Wallace, J.M., 1990: Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate* 3, p. 1254-1281.
- Díaz-Ramírez, B., Villanueva-Díaz, J y Cerano-Paredes, J., 2016: Reconstrucción de la precipitación estacional con anillos de crecimiento para la región hidrológica Presidio-San Pedro. *Madera y bosques*. 22.
- Douglas, R. G., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vázquez, Jand Staines-Urias, F., 2007: Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, p. 115-129.

- Duller, G., 2008: Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating, *Boreas*, 37, p. 589-612.
- Durham, J and Allison, E., 1960: The geology history of Baja California and its marine faunas. *Systematic Zoology* 9, p. 47-91.
- Espinoza, A., 2011: Orígenes de la Península de Baja California, México.
- Fairbridge, W., 1992: Holocene Marine Coastal Evolution of the United States. *Quaternary Coasts of the United States*. Special publications No 48.
- Farreras, S.F., 2006: Hidrodinámica de lagunas costeras. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, Hand Young, G. M., 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, p. 921-924.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Duque-Trujillo, J y Cerca-Martínez, M., 2010: Extensión y magmatismo durante la ruptura continental en el Golfo de California: Origen del Golfo de California como una zona extensional retroarco del Mioceno Medio. *Geos*, 30 (1), SE, p. 4-14.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M y Bryan, S., 2005: Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII (3), p. 343-378.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013: Late Oligocene to middle Miocene rifting and syn-extensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: the beginning of the Gulf of California rift: *Geosphere*, 9, p.1161-1200.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Lopez-Martinez, M., Silva-Fragoso, A., 2018: Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: *Earth-Science Reviews*, 183, p. 115-152.
- Fierstine, H. L., Applegate, S. P., González-Barba, G., Schwennicke, Tand Espinosa-Arrubarrena, L., 2001: A fossil blue marlin (*Makaira nigricans* Lacépède) from the Middle

- Facies of the Trinidad Formation (Upper Miocene to Upper Pliocene), San José del Cabo Basin, Baja California Sur, México.- Bull. Southern California Acad. Sci. 100, p. 59-73.
- Fletcher, J. M., Kohn, B. P., Foster, D. A and Gleadow, A. J., 2000: Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology. *Geology*, p. 107-110.
- Fletcher, J.M., Pérez-Venzor, J.A., González-Barba, Gand Aranda-Gómez, J.J., 2003: Ridge-trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate — New insight from the southern gulf extensional province, *en* Geologic Transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting: Instituto de Geología, UNAM, Publicación Especial 1, p. 13-31.
- Freund, M.B., Henley, B.J., Karoly, D.J., McGregor, H.V., Abram, N.Jand Dommenges, D., 2019: Higher frequency of Central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries. *Nature Geoscience*, volume 12, p. 450-455.
- Funk, J.A., von Dobeneck, T and Reitz, A., 2004: Integrated Rock Magnetic and Geochemical Quantification of Redoxomorphic Iron Mineral Diagenesis in Late Quaternary Sediments from the Equatorial Atlantic. Dordrecht, Holland, Springer, p. 237-260.
- Gans, P.B., 1997: Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora, implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics* 16, p.388-408.
- Gao X., Soroshian S., Li J. and Xu J., 2003: SST Data Improve Modeling of North American Monsoon Rainfall. *EOS*. 84 (43)..
- Garza-Merodio, G.G., 2014: Caracterización de la Pequeña Edad de Hielo en el México central a través de fuentes documentales. *Invest. Geog*, 85.
- Gershunov, Aand T. Barnett., 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin American Meteorological Society*, 79, p. 2715-2726.
- Godfrey-Smith, D. L., Huntley, D. J., y Chen, W. H., 1988: Optically dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, 7, p. 373–380.

- González-Yajimovich, O., Douglas, R.G and Gorsline, D.S., 2005: The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association*, 116, p. 315-330.
- Gutiérrez-García, G y Martin Ricker 2019: Influencia del clima en el crecimiento radial en cuatro especies de coníferas en la sierra de San Antonio Peña Nevada (Nuevo León, México). (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).
- Harnois, L., 1988: The CIW index: A new chemical index of weathering: *Sedimentary Geology*, 55, p. 319-322.
- Haug, G. H., Hughen, K. a, Sigman, D. M., Peterson, L. C and Röhl, U., 2001: Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* (New York, N.Y.), 293.
- Heiri, O., Lotter A. F and Lemcke, G., 2001: Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, p. 101-110.
- Hernández, J. A.; Ascanio, G. M. O.; Morales, D. M.; Bojórquez, S. J. I.; García, C. M. E. y García, P. J. D., 2008: El suelo: Fundamentos sobre su formación, los cambios globales y su manejo. Universidad Autónoma de Nayarit, México, p. 264.
- Hertlein, L., 1966: Pliocene fossils from the Rancho El Refugio, Baja California, and Cerralvo Island, Mexico. *California Academy of Science Proceedings*, 30 (14), p. 265-284.
- Hertlein, L., 1925: Pectens from the Tertiary of Lower California, California. *Proceedings of the Academy of Science*, 14 (1), p. 1-35.
- Higgins, R. W., Shi, W. and Hain, C., 2004: Relationships between Gulf of California Moisture Surges and Precipitation in the Southwestern United States. Climate Prediction Center, NOAA/NWS/NCEP, Washington, D.C.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I and Thewalt, M. L., 1985: Optical dating of sediments. *Nature*.
- Huntley, D., Godfrey-Smith, D and Thewalt, M., 1985: Optical dating of sediments. *Nature*, 313, p. 105-107.

- Ibaraki, M., 1997: Planktonic foraminifera from the Trinidad Formation in Baja California and their Paleooceanographic Implications. Reports of the Faculty of Science, Universidad de Shizuoka.
- INEGI., 2001: Síntesis de Información geográfica del estado de Baja California. México.
- Ivanova, A y Gámez, A. E., 2013: Baja California Sur ante el cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y mitigación. ISBN: 978-607-7777-32-8.
- Jouve, G., Francus, P., Lamoureux, S., Provencher-Nolet, L., Hahn, A., Haberzettl, T., Fortin, D and Nuttin, L., 2013: Microsedimentological characterization using image analysis and XRF as indicators of sedimentary processes and climate changes during Late glacial at Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. Quaternary Science Reviews, 71, p. 191-204.
- Kappelle, M., 2009: Erosión de suelos. Fundación Global Democracia y Desarrollo (FUNGLODE). Diccionario enciclopédico dominicano de medio ambiente.
- Kirby, M. E., Lund, S. P., Patterson, W. P., Anderson, M. A., Bird, B. W., Ivanovici, L., Monarrez, P and Nielsen, S. 2010: A Holocene record of Pacific decadal oscillation (PDO)-related hydrologic variability in southern California (Lake Elsinore, CA). Journal of Paleolimnology 44, p. 819-839.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Bard, E., 2009: ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific? Quaternary Research 72, p. 123–131.
- López, M.V., Arrúe, J.L y García, R., 2010: Control de la erosión eólica en suelos agrícolas. Departamento de Suelo y Agua Estación Experimental. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Lozano García, M., Roy, P. Dy Correa Metrio, Y. A., 2015: Reporte Mexicano de Cambio Climático. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D, Beramendi-Orosco, L and Caballero, M., 2015: Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest. Quaternary Research, 84, p. 262-271.

- Luque-Martín, J. A., 2003: El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6,000 años. Tesis Doctoral.
- Maher, B and Thompson, R., 1995: Paleorainfall reconstruction from pedogenic magnetic susceptibility variations in the chinese loess and paleosols. *Quaternary Research*, 44, p. 383-391.
- Mantua, N. J., Hare, S., Zhang, Y and Wallace, J. M., June 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(6), p. 1069-1079.
- Mantua, N.J. 1999: The Pacific Decadal Oscillation. A brief overview for non-specialists, to appear in the *Encyclopedia of Environmental Change*.
- Martínez-Gutiérrez, G and Sethi, P., 1997: Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico, en Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J., (eds.), *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, México*. Geological Society of America Special Paper 318. , p. 141-166.
- Martínez, G y Díaz J.J., 2011: Morfometría en la cuenca hidrológica de San José del Cabo, Baja California Sur, México. *Revista Geológica de América Central* 44, p. 83-100.
- Martínez, J. I., 2009: La Historia Cenozoica del fenómeno de el Niño. *Rev. Acad. Col. Cienc.* , p.491-511.
- Mason, B. and Moore, C. B., 1982: *Principles of Geochemistry*. John Wiley y Sons, New York, p. 352.
- McCloy, C., 1984: Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, México, en Frizzell, V. A. Jr., (ed.), *Geology of the Baja California Península*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 267-273.
- McTeague, M. S., 2006: *Marginal Strata of the East Central San José del Cabo basin, Baja California Sur, México*. Flagstaff, Northern Arizona University.
- McTeague, M., Umhoefer, P., Schwennicke, T and Ingle, J., 2005: Sedimentary record of Miocene rifting along the eastern side of the San Jose del Cabo Basin, Baja California

- Sur, México: critical early evidence of the proto Gulf of California, en Salt Lake City Annual Meeting, Geological Society of America, 311.
- MEE, L., 1978: Coastal Lagoons. Chemical Oceanography Academic Press In: J. Riley and R. Chester (Ed.), p. 440-490.
- Méndez-González, J., Ramírez A., Cornejo O.E., Zárata L. A y Cavazos T., 2010: Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, p. 57-70.
- Metcalfe, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, Aand MacKenzie, A. 2010: Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. The Holocene 20, p. 1195-1206.
- Miall A. D., 2006: The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology:Springer, p.1-582.
- Miao, X., Mason, J.A., Swinehart, J.B., Loope, D.B., Hanson, P.R., Goble, R.J., Liu, X., 2007: A 10000 year record of dune activity, dust storms, and sever drought in the central Great Plains. Geology 35, p. 119-122.
- Molina-Cruz, A., 1994: Bioestratigrafía y significado paleoceanográfico de los radiolarios de la protoboca del Golfo de California. Ciencias Marinas, 20 (4), p. 441-465.
- Munyikwa, K., Brown, S andKitabwalla, Z., 2012: Delineating stratigraphic breaks at the bases of postglacial eolian dunes in central Alberta, Canada using a portable OSL reader. Earth Surface Processes and Landforms, 37, p. 1603-1614.
- Muñoz-Salinas, E and Castillo-Rodríguez, M., 2014: Optically Stimulated Luminescence applied to fluvial sediments: an approach based on the interpretation of luminous signals. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, .66 no.2.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, E., Zamorano, J and Sanderson, D., 2012: Sedimentological processes in lahars: Insights from optically stimulated luminescence analysis. Geomorphology, 136, p. 106-113.

- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D and Zamorano, J., 2011: Interpreting luminescence data from a portable OSL reader: three case studies in fluvial settings. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, p. 651-660.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodriguez, M., Caballero, L and Lacan, P., 2017: Understanding landscape dynamics of the Sierra de Juárez, southern México: An exploratory approach using inherited luminescence signals. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, p. 208-217.
- Murray, A. SandWintle, A. G., 2000: Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single Aliquot Regenerative-Dose Protocol. *Radiation Measurements. Scientific Research*, p. 57-73.
- Murray, A. S. y Olley, J. M., 2002: Precision and accuracy in the Optically Stimulated Luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, p. 1-16.
- Nava-Fernández, C. E., 2012: Reconstrucción de las lluvias de verano en la región del Monzón Mexicano: registros de los últimos 6000 años.
- Negrete-Aranda, R., Contreras, J., Spelz, R.M., 2013: Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in south-central Baja California, Mexico: *Geosphere*, 9(6), p. 1714-1728.
- Nesbitt, H. Wand Young, G. M., 1982: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature*, 299, p. 715-717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, p.1523-1534.
- Nesbitt, H.WandWilson, R.E., 1992: Recent chemical weathering of basalts. *Am. J. Sci.* 292, p. 740-777.
- Oldeman, L.Rand van Lynden, G.W.J., 1998: Revisiting the Glasod Methodology. In: Lal, R., Blum, W.H., Valentine, C. and Stewart, B.A. (Eds.), *Methods for Assessment of Soil Degradation*. CRC Press, Boca Raton, London/ New York/ Washington DC, p. 432-440.

- Ortega Guerrero B., Thompson R and Urrutia Fucugauchi, J., 2000: Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 15, No. 2, p. 127-140.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., MoránZenteno D., Alaniz-Alvarez, S. Ay Nieto- Samaniego, A. F., 1992: Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana 5a. ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaria de Energía-Minas e Industria Paraestatal. Consejo de Recursos Minerales. Mapa con texto explicativo, escala 1: 2 000,000.
- Pantoja-Alor, J y Carrillo-Bravo, J., 1966: Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, Baja California. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 58, p. 1-14.
- Pérez-Cruz, L., 2013: Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, 79, p. 138-151.
- Pérez-Guzmán, A., 1985: Radiolarian biostratigraphy of the Late Miocene in Baja California and the Tres Marías Islands, México.. *Micropaleontology*, 31(4), p. 320-334.
- Peterson, L. C and Haug, G. H. 2006: Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, p. 97-113.
- Piña-Arce, M., 2010: Bioestratigrafía con nanofósiles calcáreos en el área del Rancho LosAlgodones, Baja California Sur, México: La Paz, México, Universidad Autónoma de Baja California Sur.
- Plumer, Band Popovich, N. 2017: How Global Warming Fueled Five Extreme Weather Events Sabag. *Biology Cabinet*.
- Poore, R.Z., Quinn, T.M and Verardo, S., 2004: Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters* 31, L12214.

- Poore, R.Z., Pavich, M.J and Grissino-Mayer, H.D., 2005: Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33 (3), p. 209-212.
- Porta, C. J. y A.L. M., 2006: Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Mundi Prensa.
- Prescott J, J.Rand Hutton, T., 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *ELSEVIER*, p. 497-500.
- Pérez del Villar, L y De la Cruz, C, B., 1989: Caracterización Mineralógica y Geoquímica del granito sano y alterado del Macizo de «El Berrocal» (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo). *Stvdia Geológica Salmanticensi*, XXVI, p. 47-80.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M and van der Plicht, J., 2013: IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, p. 1869-1887.
- Reyes-Coca, S., 2001: Introducción a la Meteorología. Universidad Autónoma de Baja California, 468.
- Richey, J., R. Poore, B. Flower, T. Quinn and D. Hollander., 2009: Regionally coherent Little Ice Age cooling in the Atlantic Warm Pool. *Geophysical Research Letters*, 36, Malden, p. 1-5.
- Ríos, B, P.A., 2016: Petrografía y Geoquímica de la Granodiorita de Ipapure y su relación con las rocas encajantes en la Alta Guajira-Colombia. Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias Bogotá, Colombia.
- Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R and Smykatz-Kloss, W., 2008: Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *ELSEVIER*, 68, p. 383-393.
- Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T and Israde. I., 2010: Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of

- paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, p. 586-596.
- Roy, P. D., Jonathan, M. P., Pérez Cruz, L. L., Sánchez-Córdova, M. M., QuirozJiménez, J. D andRomero, F. M., 2012: A millennial-scale late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic register from western Chihuahua Desert, México. *Boreas-An International Journal of Quaternary Research*, 41, p. 707-717.
- Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Chávez-Lara, C, Mand Sánchez-Savala, J. L., 2014: Humid Pleistocene–Holocene transition and early Holocene in sub-tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. *Boreas* 43 (3).
- Roy, P. D., Vera-Vera, G., Sánchez-Zavala, J.L., Shanahan, T.M., Quiroz-Jiménez, J.D., Curtis, J.H., Girón-García, P., Lemus-Neri, V. and Muthusankar, G., 2020: Depositional histories of vegetation and rainfall intensity in Sierra Madre Oriental Mountains (northeast Mexico) since the late Last Glacial. *Global and Planetary Change*.
- Sanderson, D and Murphy, S., 2010: Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. *Quaternary Geochronology*, 5, p. 299-305.
- Schaaf, P., Böhnelt, H. and Perez-Venzor, J.A., 2000: Pre-Miocene paleogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and paleomagnetic constraint.- *Tectonophysics*, p. 53-69.
- Schönwiese, Ch.D., Bayer, D., 1995: Some statistical aspects of anthropogenic and natural forced global temperature change. *Atmósfera*, 8, núm. 1, p. 3-22
- Schwennicke, T and Umhoefer, P., 2008: Evolución tectonoestratigráfica a lo largo del margen oriental de la cuenca de San José del Cabo (resumen), en Primer congreso sobre la evolución geológica y ecológica del Noroeste de México, Hermosillo, Sonora. 107.
- Sirkin, L., Pedrín Avilés, S., Díaz Rivero, E and Padilla-Arredondo, G., 1994: Holocene Vegetation and climate of Baja California Sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, p. 79-86.

- Smith, B. W., Rhodes, E. J., Stokes, S., Spooner, N. A., 1990: The optical dating of sediments using quartz. *Radiation Protection Dosimetry*, 34, p. 75-78.
- Smith, J., 1991: Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. En Dauphin, J. P. y Simoneit, B. R. T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47. , p. 637-666.
- Sosa-Najera, S., Lozano-García, S., Roy, P. D. y Caballero, M. 2010: Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del Lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62, p. 437-451.
- Steig, E., 1999: Mid-Holocene Climate Change. *Science*. 286 (5444), p.1485-1487.
- Stock, J and Hodges, K., 1989: Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, p. 99-115.
- Sun, D. Z., 2000: Global climate change and El Niño: A theoretical framework. In: H.F. Diaz, V. Markgraf (eds.) *El Niño and the Southern Oscillation*, Cambridge Univ. Press, p. 443-463.
- Sunamura, T and Takeda, I. (1984): Landward migration of inner bars. *Mar. Geol*, p. 63-78.
- Tamayo, J. L., 1962: *Geografía general de México*, Instituto Mexicano de Investigaciones Económicas.
- Thompson, Rand F. Oldfield., 1986: *Environmental magnetism*. Allen y Unwin (Publishers) Ltd. 225.
- Thomsen, K. J., 2004: Optically stimulated luminescence techniques in retrospective dosimetry using single grains of quartz extracted from unheated materials. Risø National Laboratory. Risø-PhD, No. 1(EN).
- Torres-Rodríguez, E., Lozano García, M., Roy, P.D., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, M and Caballero, M., 2015: Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *Journal of Quaternary Science*.
- Vega, T, P., 2008: Evaluación de la erosión hídrica superficial por parcelas experimentales en suelos desnudos de la región de Coquimbo. Talca Chile.

- Villanueva, J. D., Cerano, J.P; Olivares, N, B; Valles, M, P; Stahle, D,W; Cervantes, R,M; 2015: Respuesta climática del ciprés (*Hesperocyparis guadalupensis*) en Isla Guadalupe, Baja California, México. *Madera bosques* vol.21.
- Wang, X. L., Lu, Y. C. y Wintle, A. G., 2006: Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess. *Quaternary Geochronology*, 1, p. 89-100.
- Wiggins, T. A., 1960: *Molecular Spectroscopy*, 5.
- Yarincik, K. M., Murray, R. Wand Peterson, L. C. 2000: Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography* 15, p. 210-228.
- Zanchi, A., 1994: The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, México: from basin and range extension to transtensional tectonics. *Structural Geology*, 16, p. 1619-1639.
- Zazo, C., 2006: Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *C & G*, 20 (3-4), p. 115-130.
- Zhang, Z., Leduc, G., Sachs, J.P., 2014: El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, p. 420-434.

Anexos

Anexo 1 Valores de IRSL y BLSL para las muestras del lago en Punta Arena.

Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	IRSL (Fpt K)	+/-	BLSL (Qzo)	+/-		Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	IRSL (Fpt K)	+/-	BLSL (Qzo)	+/-
2.00	0.06	1177.00	46.00	6593.00	87.00		42.00	2.53	18125.00	138.00	118978.00	346.00
4.00	0.18	2605.00	60.00	23163.00	155.00		44.00	2.66	21622.00	150.00	161507.00	403.00
6.00	0.30	2897.00	62.00	27147.00	168.00		46.00	2.78	43818.00	212.00	321295.00	568.00
8.00	0.43	2077.00	55.00	11103.00	110.00		48.00	2.90	17453.00	136.00	139337.00	375.00
10.00	0.55	2458.00	58.00	15837.00	130.00		50.00	3.02	20440.00	146.00	181859.00	428.00
12.00	0.68	2709.00	61.00	17795.00	137.00		52.00	3.14	22704.00	154.00	222616.00	473.00
14.00	0.80	2706.00	61.00	18565.00	140.00		54.00	3.27	24950.00	161.00	213923.00	464.00
16.00	0.92	3500.00	67.00	24119.00	158.00		56.00	3.39	19617.00	143.00	192146.00	439.00
18.00	1.05	5473.00	80.00	41333.00	206.00		58.00	3.51	33282.00	185.00	259473.00	510.00
20.00	1.17	5991.00	83.00	47429.00	220.00		60.00	3.63	22510.00	153.00	249920.00	501.00
22.00	1.30	4741.00	76.00	34464.00	188.00		62.00	3.75	55923.00	239.00	413599.00	644.00
24.00	1.42	4836.00	76.00	39029.00	200.00		64.00	3.88	35795.00	192.00	341243.00	585.00
26.00	1.54	5550.00	81.00	40658.00	204.00		66.00	4.00	73293.00	272.00	586933.00	767.00
28.00	1.67	6828.00	88.00	48181.00	222.00		68.00	4.12	78949.00	283.00	670840.00	820.00
30.00	1.79	6935.00	89.00	55161.00	237.00		70.00	4.24	80370.00	285.00	696644.00	835.00
32.00	1.92	7271.00	91.00	56587.00	240.00		72.00	4.36	83662.00	291.00	687030.00	829.00
34.00	2.04	10875.00	109.00	85765.00	294.00		74.00	4.49	83113.00	290.00	643395.00	803.00
36.00	2.16	6897.00	89.00	49250.00	224.00		76.00	4.61	118643.00	346.00	1016441.00	1009.00
38.00	2.29	13637.00	121.00	104405.00	325.00		78.00	4.73	155082.00	395.00	1277331.00	1131.00
40.00	2.41	18166.00	138.00	120814.00	349.00		80.00	4.85	113016.00	338.00	926324.00	963.00

Anexo 2 Valores de susceptibilidad magnética de las muestras del lago en Punta Arena.

Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	Vol. Susc.Mag. *10 ⁻⁶	Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	Vol. Susc.Mag. *10 ⁻⁶
2.00	0.06	16.00	42.00	2.53	9.00
4.00	0.18	21.00	44.00	2.66	10.00
6.00	0.30	18.00	46.00	2.78	11.00
8.00	0.43	3.00	48.00	2.90	10.00
10.00	0.55	1.00	50.00	3.02	6.00
12.00	0.68	2.00	52.00	3.14	7.00
14.00	0.80	2.00	54.00	3.27	7.00
16.00	0.92	2.00	56.00	3.39	5.00
18.00	1.05	4.00	58.00	3.51	3.00
20.00	1.17	2.00	60.00	3.63	4.00
22.00	1.30	5.00	62.00	3.75	4.00
24.00	1.42	3.00	64.00	3.88	2.00
26.00	1.54	5.00	66.00	4.00	2.00
28.00	1.67	7.00	68.00	4.12	3.00
30.00	1.79	5.00	70.00	4.24	2.00
32.00	1.92	6.00	72.00	4.36	2.00
34.00	2.04	7.00	74.00	4.49	2.00
36.00	2.16	7.00	76.00	4.61	2.00
38.00	2.29	8.00	78.00	4.73	2.00
40.00	2.41	10.00	80.00	4.85	3.00

Anexo 3 Valores de los elementos analizados por XRF, ya corregidos por la pérdida por calcinación.

Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	SiO2 (% masa)	TiO2 (% masa)	Al2O3 (% masa)	Fe2O3 (% masa)	MgO (% masa)	CaO (% masa)	Na2O (% masa)	K2O (% masa)	P2O5 (% masa)	SrO (ppm)	ZrO2 (ppm)
2.00	0.06	59.78	0.60	17.55	4.41	2.88	7.05	4.14	3.74	0.19	124.74	476.60
4.00	0.18	62.67	0.68	18.80	4.47	1.99	3.49	3.18	4.11	0.18	153.53	318.11
6.00	0.30	31.61	0.33	10.02	3.26	2.15	48.37	1.84	1.85	0.17	149.27	299.44
8.00	0.43	63.65	0.59	19.17	4.60	2.01	2.97	3.04	4.12	0.17	28.77	619.90
10.00	0.55	29.37	0.32	9.48	3.19	2.18	51.83	1.63	1.64	0.14	26.23	619.03
12.00	0.68	32.13	0.33	12.11	3.41	2.35	46.41	1.51	1.59	0.14	36.43	648.00
14.00	0.80	30.48	0.32	9.82	3.21	2.28	50.16	1.38	1.57	0.15	31.06	660.10
16.00	0.92	33.79	0.35	10.64	3.46	2.49	45.92	1.37	1.77	0.14	39.10	643.14
18.00	1.05	36.32	0.37	11.02	3.48	2.38	43.14	1.41	2.07	0.11	44.69	622.33
20.00	1.17	36.29	0.38	10.87	3.51	2.34	42.77	1.48	2.05	0.12	47.13	595.68
22.00	1.30	42.02	0.41	12.83	4.10	3.05	33.34	1.64	2.50	0.13	55.68	464.83
24.00	1.42	42.08	0.39	13.35	3.86	3.23	33.25	1.62	2.37	0.14	59.51	453.90
26.00	1.54	42.78	0.43	13.10	3.95	3.44	32.38	1.73	2.37	0.15	86.35	486.53
28.00	1.67	49.45	0.46	15.17	4.43	3.89	21.90	1.90	2.91	0.15	78.60	467.95
30.00	1.79	44.77	0.43	13.28	3.99	3.25	29.98	1.80	2.58	0.12	56.28	450.91
32.00	1.92	46.23	0.44	13.72	4.15	3.55	27.36	1.84	2.69	0.13	85.19	455.97
34.00	2.04	46.86	0.44	14.01	4.28	3.41	26.04	1.85	2.72	0.12	67.54	434.04
36.00	2.16	52.55	0.49	16.50	4.90	3.97	16.08	2.10	3.14	0.13	80.82	391.67
38.00	2.29	52.69	0.46	15.42	4.26	4.21	17.65	2.20	2.95	0.16	114.78	478.72
40.00	2.41	52.53	0.49	14.79	4.16	4.72	17.60	2.32	2.83	0.17	108.29	503.06
42.00	2.53	53.79	0.47	15.90	4.49	4.45	14.99	2.25	2.98	0.17	142.00	479.96
44.00	2.66	55.76	0.48	16.02	4.48	4.42	12.76	2.45	3.13	0.16	97.86	454.01
46.00	2.78	55.70	0.47	15.55	4.21	3.68	14.43	2.45	3.04	0.13	128.99	486.23
48.00	2.90	58.34	0.49	16.63	4.44	3.72	10.77	2.45	3.23	0.12	137.91	446.30
50.00	3.02	55.23	0.46	14.72	3.90	3.33	16.65	2.25	2.93	0.14	113.53	513.91
52.00	3.14	58.56	0.49	15.63	3.95	3.03	12.43	2.51	3.27	0.11	104.91	456.34
54.00	3.27	59.20	0.42	14.60	3.41	2.96	13.91	2.57	2.95	0.10	136.66	479.73
56.00	3.39	56.81	0.45	14.76	3.65	3.03	15.18	2.50	3.02	0.11	126.20	512.68
58.00	3.51	55.10	0.37	13.56	3.02	3.20	19.90	2.47	2.36	0.11	79.33	552.76
60.00	3.63	59.23	0.39	14.19	3.10	2.95	14.65	2.51	2.83	0.09	85.79	475.70
62.00	3.75	57.88	0.35	12.95	2.60	3.19	17.63	2.43	2.41	0.09	110.55	564.85
64.00	3.88	57.21	0.37	13.39	2.55	4.03	17.02	2.54	2.60	0.09	98.49	533.88
66.00	4.00	57.37	0.33	12.50	2.07	4.57	18.28	2.62	2.25	0.09	95.62	522.62
68.00	4.12	56.97	0.34	12.30	2.02	4.68	18.28	2.52	2.36	0.09	88.42	520.89
70.00	4.24	58.73	0.32	12.24	1.88	4.72	17.13	2.59	2.27	0.07	78.97	454.69
72.00	4.36	58.49	0.28	11.99	1.84	5.02	17.43	2.49	2.16	0.07	70.21	421.05
74.00	4.49	58.33	0.32	11.93	1.92	4.71	17.77	2.56	2.22	0.07	127.21	458.94
76.00	4.61	60.48	0.27	11.87	1.66	3.98	17.29	2.39	2.01	0.07	73.16	506.79
78.00	4.73	60.21	0.29	11.67	1.64	4.06	17.84	2.39	2.03	0.07	77.66	498.43
80.00	4.85	63.03	0.28	12.74	1.74	2.33	14.31	2.79	2.35	0.08	107.35	596.20

Anexo 4 Valores de LOI a 950 °C y de carbonatos para los sedimentos del lago de Punta Arena.

Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	LOI a 950 °C (% masa)	CO ₃ (% masa)		Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	LOI a 950 °C (% masa)	CO ₃ (% masa)
2.00	0.06	1.80	1.85		42.00	2.53	7.00	7.97
4.00	0.18	0.83	0.93		44.00	2.66	5.83	6.84
6.00	0.30	24.27	30.21		46.00	2.78	6.72	7.82
8.00	0.43	0.63	0.69		48.00	2.90	4.82	5.62
10.00	0.55	26.43	33.21		50.00	3.02	7.88	9.01
12.00	0.68	23.67	28.90		52.00	3.14	5.69	6.67
14.00	0.80	25.62	31.58		54.00	3.27	6.33	7.33
16.00	0.92	23.45	28.66		56.00	3.39	6.99	8.19
18.00	1.05	22.02	27.15		58.00	3.51	8.97	9.97
20.00	1.17	21.82	27.17		60.00	3.63	6.42	7.39
22.00	1.30	16.87	20.80		62.00	3.75	7.84	8.85
24.00	1.42	17.10	20.94		64.00	3.88	7.52	8.39
26.00	1.54	16.25	19.63		66.00	4.00	8.19	9.06
28.00	1.67	10.91	12.70		68.00	4.12	8.34	9.35
30.00	1.79	15.03	18.48		70.00	4.24	7.62	8.51
32.00	1.92	13.63	16.62		72.00	4.36	7.88	8.86
34.00	2.04	12.95	15.78		74.00	4.49	7.91	8.86
36.00	2.16	7.74	9.40		76.00	4.61	7.81	8.85
38.00	2.29	8.44	9.87		78.00	4.73	8.09	9.10
40.00	2.41	8.36	9.56		80.00	4.85	5.97	6.95

Anexo 5 Valores de CIA y PIA para los sedimentos del lago de Punta Arena respecto a la profundidad.

Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	CIA	PIA		Profundidad (cm)	Edad ka (cal AP)	CIA	PIA
2.00	0.06	50.81	51.06		42.00	2.53	62.64	66.95
4.00	0.18	59.60	63.36		44.00	2.66	61.65	65.76
6.00	0.30	55.34	56.85		46.00	2.78	61.17	65.08
8.00	0.43	60.88	65.19		48.00	2.90	62.27	66.62
10.00	0.55	59.35	62.02		50.00	3.02	60.98	64.89
12.00	0.68	66.73	70.65		52.00	3.14	60.49	64.44
14.00	0.80	62.87	66.45		54.00	3.27	58.20	61.00
16.00	0.92	64.68	69.14		56.00	3.39	58.57	61.57
18.00	1.05	64.00	68.94		58.00	3.51	54.51	55.68
20.00	1.17	63.38	68.04		60.00	3.63	55.73	57.55
22.00	1.30	64.59	70.05		62.00	3.75	53.62	54.62
24.00	1.42	69.52	76.66		64.00	3.88	53.65	54.70
26.00	1.54	63.74	68.32		66.00	4.00	52.44	53.06
28.00	1.67	66.03	72.09		68.00	4.12	53.31	54.24
30.00	1.79	63.01	67.71		70.00	4.24	52.19	52.77
32.00	1.92	63.25	68.10		72.00	4.36	53.29	54.15
34.00	2.04	63.54	68.49		74.00	4.49	51.55	51.96
36.00	2.16	64.99	70.47		76.00	4.61	53.83	54.77
38.00	2.29	62.76	67.24		78.00	4.73	53.34	54.18
40.00	2.41	61.07	64.82		80.00	4.85	50.99	51.24