



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA

***EVOLUCIÓN PALEOLIMNOLÓGICA DEL LAGO DE
CHAPALA (JALISCO MÉXICO) DURANTE ÚLTIMO
INTERGLACIAR Y GLACIAR.***

T E S I S

Que para obtener el grado de:
MAESTRA EN CIENCIAS

Con especialidad en:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:
Ing. Paulina Sarai Flores Villanueva

ASESORA:
Dra. Isabel Israde Alcántara

INDICE

RESUMEN	8
ABSTRACT	9
CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN	10
1.1. Cuencas lacustres en el centro de México	12
1.2. Objetovos	12
1.2.1. Objetivo General	12
1.2.2. Objetivos Específicos	13
1.3. Justificación	13
1.4. Hipótesis.	13
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO	14
2.1. Geología del área	14
2.2. Cobertura Vegetal	18
CAPÍTULO III.- ANTECEDENTES	19
3.1. Pleistoceno Tardío-Holoceno en México	19
3.2. Trabajos realizados en el Lago de Chapala	20
CAPÍTULO IV.- METODOLOGÍA	24
4.1. Análisis de Difracción Rayos X (DRX)	24
4.2. Análisis de Espectroscopia Infrarroja Transformada de Furier (EIRTF)	26
4.3. Análisis Carbono Orgánico e Inorgánico (CIT-COT)	27
4.4. Análisis de Susceptibilidad Magnética (χ_{FL})	29
4.5. Espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento Inductivo (ICP-MS).	30
CAPÍTULO V.- RESULTADOS	32
5.1. Resultados de Estratigrafía	32
5.1.1. Zona I (40 - 24.60m)	33
5.1.2. Zona II (24.60 - 9.90 m)	34
5.1.3. Zona III (9.90 - 5.70 m)	36
5.1.4. Zona IV (5.70 - 1m)	37
5.1.5. Zona V (1 - 0 m)	39
5.2. Resultados de análisis de Difracción de Rayos X	39
5.3. Resultados de Espectroscopia Infrarroja Transformada de Furier	44
5.4. Resultados de Carbono Orgánico e Inorgánico (COT- CIT)	47
5.5. Resultados de Análisis de Susceptibilidad Magnética (χ_{LF})	48
5.6. Resultados de (ICP-MS)	49

CAPITULO VI.- DISCUSIÓN	53
6.1. Comparación con los registros observados a nivel Global y Regional.	58
CAPÍTULO VII- CONCLUSIONES	65
CAPÍTULO XIII. - BIBLIOGRAFÍA	66
CAPITULO IX. ñ ANEXOS	74
9.1. Tabla de CIT y COT	74
9.2. Tabla de susceptibilidad magnética	77
9.3. Tabla de ICEP de Masas	80

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Se muestra el último interglaciario con subestadios fríos y cálidos del Pleistoceno superior desde 128, 000 al 74.000 años (Imbrie, <i>et al.</i> , 1992).	11
Figura 2. Dinámica de las placas tectónicas que producen un punto triple (PTJ) conformado por brazos Graben de Colima, Graben de Tepic-Zacoalco y el Graben de Chapala. Se localiza el Lago de Chapala, (Tomado de Méndez, 2009; Israde-Alcántara <i>et al.</i> , 2010 y Zárate y Simoneit, 2005).17	17
Figura 3. Mapa geológico que muestra los diferentes grupos que constituyen el área de estudio (Modificado de Méndez, 2009).....	17
Figura 4. Foto del Equipo de Difracción de Rayos X (SIEMENS D5000)	26
Figura 5. Espectrómetro de infrarrojo (Tensor 27)	27
Figura 6. Imagen del Coulometro	29
Figura 7. Imagen del aparato de susceptibilidad magnética.....	30
Figura 8. Imagen del ICP-MS	31
Figura 9. Columna estratigráfica del Lago de Chapala.....	32
Figura 10. Zona I del núcleo de Chapala	34
Figura 11. Zona II del núcleo de Chapala.....	35
Figura 12. Zona III del núcleo de Chapala.....	37
Figura 13. Zona IV del núcleo de Chapala.	38
Figura 14. Zona V del núcleo de Chapala.	39
Figura 15. Patrones de DRX de la muestra 38.40 m. del núcleo de Chapala.	40
Figura 16. Patrones de DRX de la muestra 24.10 m. del núcleo de Chapala.	40
Figura 17. Patrones de DRX de la muestra 14.40 m. del núcleo de Chapala.	41
Figura 18. Difractograma que indica los patrones de DRX de la muestra 9.20 m del núcleo de Chapala.....	41
Figura 19. Patrones de DRX de las muestras 8.60 m. del núcleo de Chapala.....	42
Figura 20. Patrones de DRX de la muestra 4.10 m. del núcleo de Chapala.	42
Figura 21. Patrones de difracción de rayos X de la muestra 3 m.	43

Figura 22. Patrones de DRX de la muestra 1.20 m. del núcleo de Chapala.	43
Figura 23. Patrones de DRX de la muestra .40 m. del núcleo de Chapala.	44
Figura 24. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 38.40 m. del núcleo de Chapala.....	45
Figura 25. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 14.40 m. del núcleo Chapala.....	45
Figura 26. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 8.60 m. del núcleo de Chapala.	46
Figura 27. Espectro que muestra las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a 1.20 m. del núcleo de Chapala.	46
Figura 28. Análisis de Carbón Inorgánico (CIT) y Carbón Orgánico (COT) y Susceptibilidad magnética.....	48
Figura 31. Columna estratigráfica mostrando los valores de DRX, IR, CIT y COT. Las franjas verdes marcan las fases húmedas mientras que las amarillas se asocian a fases secas.	61
Figura 32. Representación de las fases que experimentó el lago de Chapala durante el Cuaternario superior-Holoceno. 1. Fase húmeda; 2. Fase seca; 4. Fase húmeda; 5. Fase seca.....	63
Figura 33. Gráfico de Proxies mas característicos, COT, CIT, susceptibilidad magnética, Fe, Al, K, Mg, Ca y Sr	64

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Asignación de las bandas de absorción en los espectros IR de Montmorillonita y CaCO_3 . (Modificado de Ostrooumov, 2005)	47
Tabla 2. Datos geoquímicos del núcleo de Chapala.	51
Tabla 3. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona I	54
Tabla 4. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona II	55
Tabla 5. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona III.....	56
Tabla 6. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona IV	57
Tabla 7. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona V	58
Tabla 8. Tendencias ambientales del lago de Chapala en el Pleistoceno tardío-Holoceno	62

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo, especialmente al Instituto de Investigaciones Metalúrgicas donde realicé el proyecto de investigación. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante el período de dos años 2010-2012.

A la Dra. Isabel Israde Alcántara del Instituto de Metalurgia de la U.M.S.N.H., el haberme dado la oportunidad y privilegio de trabajar en su proyecto y bajo su asesoría. A mis sinodales Dra. Gabriela Domínguez, Dra. Erna López Granados, Dra. Bertha Oliva Aguilar Reyes, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y Dr. José Luis Macías Vázquez. A mis profesores del posgrado por compartir conmigo sus conocimientos para contribuir a mi formación. Al MC. Neftalí Razo Pérez, MC. Remedios Cisneros, Tec. Victoria Luke, por la disponibilidad y ayuda para el procesamiento de muestras.

A mis Padres Teresa Villanueva y Efraín Flores por acompañarme en las tristezas, alegrías, por formar a la persona que soy ahora, por sus desvelos, preocupaciones y seguir pasó a pasó en conjunto conmigo en este camino. Gracias Papis los quiero mucho. A mis hermanos Rosa, Ma. Guadalupe y Efraín. A mi abuelita Cleofás Quevedo Osornio, aunque ya no estés a mi lado fuiste el pilar más importante, siempre me llevaré tus consejos y sabiduría, por nunca dejarme caer.

A mis amigos y compañeros del posgrado. Pero muy especialmente a Ana Gabriela Carranza Rivera, Jorge Alberto Aguilar Hernández y a Edgardo Castro Ornelas por estar en los momentos más difíciles.

A TODOS GRACIAS

PAULINA SARAI

RESUMEN

El lago de Chapala forma parte del brazo Oeste del punto triple de Tepic-Colima. Se extrajo un núcleo con 40 m de longitud de la Rivera Sur del lago, este núcleo brinda la oportunidad de analizar un registro completo del Pleistoceno superior-Holoceno en el Occidente de México

Un estudio multiproxy de 125 muestras del núcleo incluyó el análisis de COT (Carbono Orgánico Total) y CIT (Carbono Inorgánico Total), DRX (Difracción de Rayos X) y EIRTF (Espectroscopía de InfraRojo por Transformada de Fourier) e ICP de masas. Estos marcadores geoquímicos y mineralógicos en conjunto permiten entender la evolución paleoambiental del lago de Chapala durante la transición I Pleistoceno superior-Holoceno.

Los análisis de los sedimentos del lago de Chapala están compuestos por dos componentes: El primero corresponde a material terrígeno que se erosionó de la cuenca de drenaje teniendo una composición andesítica. Ya que el Aluminio es un elemento conservativo, su abundancia representa la cantidad de materiales lixiviados derivados de las andesitas. El segundo componente corresponde a minerales autigénicos producidos durante fases de alta concentración iónica que precipitaron en el lago por evaporación y que se reflejan entre otros parámetros por altos niveles de CIT (Carbono Inorgánico Total).

La integración y correlación de los *proxies* sugieren que el lago de Chapala registró cinco episodios paleoambientales a lo largo del Pleistoceno superior-Holoceno los cuales se detallan como zonas. Cabe mencionar que dentro de las fases húmedas se observaron algunos períodos secos y viceversa.

Episodio húmedo en la Zona I (40 a 24.60 m), determinado por el predominio de las arcillas del tipo montmorillonita, ferrihidrita así como altos valores de χ_{LF} ($0.39 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), Fe (0.89%); y de COT (2% en peso) y bajos valores de Mg y Carbono inorgánico. Fase seca en la Zona II (24.60 a 9.90 m.), sedimentos limosos y limo arenosos caracterizan este episodio lacustre en donde se detectó la presencia de calcita y mezcla de diamagnéticos con ferrihidrita, cuarzo y altos valores de CaCO_3 , CIT y consistentes con los valores de Mg, Ca y Sr. Fase con fluctuaciones de humedad se determinaron en la Zona III (9.90-5.70m.), es característica la montmorillonita, presentando los más altos valores de COT (4.5 % en peso), así como ferrihidrita y algunas intercalaciones de carbonatos. Se observa una relación directa entre los valores de χ_{LF} , Fe, Al y K que se asocia a un aporte terrígeno. Fase seca en la Zona IV (5.70-1m), caracterizada por facies arcillosas a limo arcillosas, dominando la montmorillonita mezclada con carbonatos abundante calcita y alto contenido de CIT (4% en peso), interrumpido por episodios volcánicos. Fase seca en la Zona V (1-0 m), constituida por limos, con abundante calcita y alto contenido de CIT, además de valores altos de Mg, Ca y Sr. Las condiciones de humedad en general se observan en la base del núcleo 40 y en su zona central 25 y 9.90 y 5.70 m., en donde se determina un lago estable. Condiciones de sequía se detectan a partir del centro del núcleo 24, 22, 17, 8.80, 8.40, 7.40, 6.30 y 1 m.

Están en proceso las edades radiométricas de los primeros metros. Para niveles más profundos la presencia de cenizas volcánicas ofrecerá la posibilidad de establecer una cronología para la correlación de eventos a nivel regional e interhemisférico durante el último Interglacial y Glacial (últimos 128,000 años).

ABSTRACT

The paleoenvironmental study becomes important to provide the opportunity for a complete record of the Quaternary in western Mexico, which is one of the longest core of Mexico, Lake Chapala is part of the western arm of the triple point of Tepic-Colima. Core was extracted with 40 m length of the south shore of the lake.

While 125 samples were taken for analysis core TOC (Total Organic Carbon) and CIT (Total Inorganic Carbon), XRD (X-Ray Diffraction) and EIRTF (Spectroscopy Fourier Transform Infrared) and ICP mass together allow us to understand the evolution of Lake Chapala paleoenvironmental during the Quaternary.

Analyses of sediments from Lake Chapala are composed of 2 components: The first is that terrigenous material eroded from the drainage basin of andesitic composition. Since aluminum is a conservative element, its abundance represents the amount of leachate materials derived from andesite. The second component corresponds to authigenic mineral phases produced during high ionic concentration in the lake precipitated by evaporation and reflected among other parameters by high levels of CIT (Total Organic Carbon). The integration and correlation of the proxies suggest that Lake Chapala paleoenvironmental recorded five episodes along the upper Pleistocene-Holocene, which are described as zones. It should be mentioned that within the wet phases were observed some dry periods and vice versa.

Episode wet. Zone I (40 to 24.60 m). Determined by the predominance of the montmorillonite type clays, as well as values χ_{LF} (0.39×10^{-6} m³/kg), Fe (0.89%) and TOC (2 wt%) high ferrohídrita and low values χ_{LF} of Mg and inorganic carbon. Dry phase. Zone II (24.60 to 9.90 m.). Silt loam and sandy sediments characterized this episode lakeside in which detected the presence of calcite and diamagnetic mixed with ferrohídrita, quartz and high values χ_{LF} of CaCO₃, CIT and consistent with the values χ_{LF} of Mg, Ca and Mr. phase with fluctuating humidity. Zone III (9.90-5.70m.). Montmorillonite is characteristic presenting the highest values χ_{LF} of TOC (4.5 wt%), and ferrohídrita and some interbedded carbonates. There is a direct, Fe, Al and K which is associated relationship between the values χ_{LF} of LF with an input terrígeno. Dry phase, Zone IV (5.70-1m). Characterized by clayey silt clay facies, dominate montmorillonite carbonates mixed with abundant calcite and high-CIT (4 wt%), interrupted by volcanic episodes. Dry phase, Zone V (1-0 m). Slime constituted with abundant high calcite content of CIT and also high values χ_{LF} of Mg, Ca and humidity Sr. Las generally observed at the base of core 40 and its central area 25 and 9.90 and 5.70 m. wherein establishing a stable lake. Drought conditions are detected from the center of the core 24, 22, 17, 8.80, 8.40, 7.40, 6.30 and 1 m. Are underway radiometric ages of the first meters. For deeper levels the presence of volcanic ash will offer the possibility to establish a timeline for event correlation and interhemispheric regional level during the last interglacial and glacial (last 128,000 years).

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN

Los estudios paleoclimáticos y paleoambientales en las cuencas lacustres se han basado en análisis multidisciplinarios que al integrarse permiten detallar su evolución (Dansgaard *et al.*, 1993, Björck *et al.*, 1996, Bischoff *et al.*, 1997). A lo largo del mundo se ha observado que existe una estrecha relación entre eventos asociados a los ciclos de orbitales de la tierra entorno al sol (Prokopenko *et al.*, 2001). Este último estudio es uno de los más completos por la longitud del registro abarcado hasta el límite Brunhes/Matuyama y comprueba la teoría de Milankovitch (1930) quien postuló una explicación para los cambios climáticos terrestres. Él calculó la influencia combinada de la excentricidad es decir un ciclo de 100 ka años y 413 ka años (ka= a miles de años), la oblicuidad (ciclo de 41 ka años) y la precesión de los equinoccios (ciclo de 23 ka años). Estos ciclos podrían ser la causa de los periodos de glaciaciones e interglaciaciones. (Lambeck *et al.*, 2003).

Durante el periodo Cuaternario el Pleistoceno se caracteriza por fluctuaciones climáticas de gran intensidad reconocidas como glaciaciones con una periodicidad 100 ka años, mientras tanto las interglaciaciones se presentan una sola vez cada 100 ka años con una duración de 10 ka años y se caracterizan por un clima cálido (Dansgaard *et al.* 1993).

El Pleistoceno Superior se inicia con el Último Interglaciario, correspondiente al estadio isotópico 5 y que abarca un intervalo entre los 128 ka y los 74 ka años aproximadamente (Figura 1). En el Último Interglaciario se reconocen distintos periodos de calentamiento y enfriamiento global asociados a diferentes subestadios isotópicos. Concretamente se han reconocido 2 subestadios fríos y 3 cálidos (Valdeolmillos Rodríguez., 2004).

Una de las técnicas para identificar eventos con diferentes características climáticas son los registros de isótopos estables de oxígeno en testigos de sedimentos marinos y lacustres donde las variaciones del O^{18}/O^{16} permiten conocer las fluctuaciones de la temperatura (Zachos *et al.* 2001).

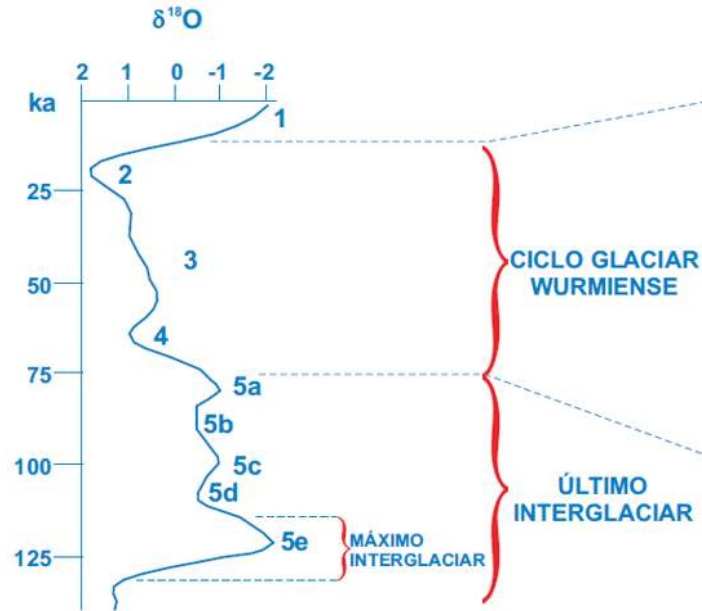


Figura 1. Se muestra el último interglaciario con subestadios fríos y cálidos del Pleistoceno superior desde 128, 000 al 74.000 años (Imbrie, et al., 1992).

El subestadio 5e, entre 127-117 ka años marca el máximo interglaciario y se le denomina Eemiense. Está caracterizado por un calentamiento global generalizado que, según refleja el registro isotópico, dio lugar a una reducción importante del casquete glaciar de la Antártida y a la desaparición de parte del casquete glaciar de Groenlandia (figura 2) (Shackleton, 1969)

El subestadio 5d, entre 117 y 105 ka años, representa un periodo de enfriamiento global que dio lugar a una gran acumulación de hielo. Durante el subestadio 5c (105-93 ka años) tiene lugar otro periodo de calentamiento, menor que el 5e, pero en el que se produce un fuerte retroceso de los glaciares. El subestadio 5b (93-85 ka años) representa otro periodo de enfriamiento, pero parece ser menos acusado que en el 5d. Por último, el subestadio 5a es una nueva fase de calentamiento global, también de menor intensidad que el 5e, según el registro isotópico.

Los estadios 4, 3 y 2 (Shackleton, 1969), corresponden al ciclo glaciar Würmiense o Wisconsinense, última glaciación del Cuaternario, que se inicia hace 74

ka años y termina hace 10 ka años. Entre el final del subestadio 5a y el principio del estadio isotópico 4 (74-59 Ka), se registra un periodo bien definido de acumulación glacial. Hay registro de una rápida glaciación con fuerte acumulación de hielo en el Hemisferio Norte debido a una baja insolación en verano y alta insolación en invierno que favorecen el crecimiento de los casquetes glaciares.

1.1. Cuencas lacustres en el centro de México

Las cuencas lacustres del centro de México resultan de gran importancia para realizar estudios paleoambientales ya que ellas funcionaron durante el Cuaternario como cuerpos de agua con cierta estabilidad para contener un registro completo (Israde *et al.*, 2010), y por lo tanto han registrado los cambios paleoclimáticos y paleoambientales experimentados en esta región.

En la actualidad se cuenta con el análisis de cuatro núcleos largos en el centro de México, el de Chalco con 26.5 m, el de Cuitzeo con 27m, Acambay con 22 m. y el núcleo de Chapala que es propósito de este estudio, con una longitud de 40 m (Caballero, *et al.*, 1997; Israde-Alcántara, *et al.*, 2010).

La importancia de un núcleo tan largo como el obtenido del Lago de Chapala, es el de tener acceso a un registro paleoambiental completo del Cuaternario en el occidente de México que sea posible relacionar con eventos de circulación atmosférica para este sector del continente.

Este estudio fue el de caracterizar la geoquímica del núcleo con el fin de detectar las fluctuaciones paleoambientales ocurridas en el área durante el Cuaternario.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Determinar la evolución paleoambiental de los sedimentos depositados durante el último Interglacial y Glacial (últimos 128,000 años) registrados en

sedimentos del lago Chapala, Jalisco México, a través de estudios multiproxys en un núcleo de sedimentos de 40 metros de longitud.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Detallar la estratigrafía y geoquímica del núcleo para entender los eventos paleoclimáticos y paleoambientales registrados en un ciclo Interglacial y Glacial.
2. Identificar las fases de humedad y sequía que ha experimentado el lago a través del análisis de carbón orgánico e inorgánico.
3. Identificar las fases de erosión que ha experimentado el lago y determinar en conjunto con los demás proxys (Estratigrafía, DRX, EIRTF y CIT-COT si son eventos cíclicos o aleatorios).

1.3. Justificación

No existen referencias, dentro del contexto de cambio climático global, de cómo han variado los patrones de humedad en este sector del centro de México y la mayoría de los registros del centro de México están incompletos. El núcleo de Chapala brinda una oportunidad para estudiar las variaciones de clima a partir del Último Interglacial, lo que permitirá compararlo con otros estudios en diferentes regiones de México, que se integre a la evolución climática continental.

1.4. Hipótesis.

El lago se mantuvo constante a pesar de la actividad tectónica y volcánica, con grandes cambios en su profundidad ocasionada por las transgresiones y regresiones asociadas a cambios climáticos ocurridos regionalmente.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología del área

El Lago de Chapala forma parte del sistema de avenamiento del río Lerma-lago de Chapala- río Santiago. Se piensa que el cauce se formó al Oeste directamente al océano Pacífico, al suceder el bloqueo debido al levantamiento, fue así que se estableció el lecho actual del río Santiago (Linds *et al.*, 1992). El lago de Chapala es el destino final del río Lerma (Hansen 1992).

El Lago está localizado entre las coordenadas 20°07'N, 102°40.75'W a 103°25.5'W, a 1500 msnm, se encuentra inmerso dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano que conforma una extensa cadena volcánica de composición calciocalina originada en el Cenozoico (Mioceno al Cuaternario). El Cinturón Volcánico cubre la región central de la República Mexicana en una franja Este Oeste. Dentro del CVTM en su porción más occidental se configura el Bloque Jalisco (Garduño-Monroy y Tibaldi 1991, Spinnler *et al.*, 2000). Los límites de este bloque al Noroeste-Sureste son el el rift de Tepic-Zacoalco, al sureste el rift de Colima y al este el rift de Citlala-Chapala, estos tres rifts convergen hacia el punto tripe de Jalisco (Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Michaud *et al.*, 2000) y están constituidos por rifts continentales asociados a bloques cuyos saltos de falla alcanzan los 900 metros en promedio. Es importante resaltar la presencia del volcán de Colima al SW del lago, sus cenizas emitidas en sus dos penúltimos ciclos eruptivos han sido observadas en los depósitos más superficiales del lago (Michaud *et al.*, 2000).

Este autor sugiere que el *rift* de Chapala se formó como respuesta al reacomodo de los esfuerzos generados pasivamente por la geometría de la subducción entre las placas de Cocos y Ribera con la placa de Norteamérica (figura 3). Dentro del área, los *rifts* activos son los de Colima y Tepic, mientras que el de Chapala ha sido interpretado como un probable aulacógeno (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994). Los tres *rifts* se unen al sur de la ciudad de Guadalajara formando lo que se ha interpretado como un punto triple activo *rift-rift-rift* (Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

La secuencia estratigráfica del área de estudio comprende Rocas Volcánicas de once unidades iniciando en la base con Rocas volcánicas no diferenciadas del Mioceno-Pleistoceno (RVND) que incluyen andesitas y basaltos de una edad Mio-Plioceno (6.3 Ma a 4.5 Ma), (Delgado, 1992). En la base se logra distinguir el grupo de Tizapán lo integran andesitas y basaltos con edades que van entre 10.1 Ma y 4.4 Ma. Las rocas volcánicas y del grupo de Tizapán están conformadas por volcanes monogenéticos y en escudo, así como conos cineríticos, domos y derrames de lava (Delgado Granados, 1992).

Le sobreyace el grupo Chapala que comprende rocas volcánicas de composición ácida (relacionada con los grandes centros volcánicos) además de depósitos de caída y flujos piroclásticos (con edades que van de 6.7 a 4.2 Ma), que se intercalan con sedimentos lacustres. La base del grupo cubre concordantemente las rocas del grupo de Tizapán y RVND. Estos eventos se llevaron a cabo durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano y también coincidieron con la actividad volcánica del grupo Tizapán. El vulcanismo bimodal caracteriza esta época intercalándose depósitos volcanoclásticos con lacustres. La secuencia vulcano-sedimentaria presenta de 800 a 1000 m de espesor (Formación Arroyo Hondo; FAH). Se infiere que el depósito de estas formaciones se llevó a cabo en un lago poco profundo con una baja tasa de sedimentación (Delgado Granados, 1992).

Sobreyaciendo al grupo Chapala aparece el grupo Treviño, que consiste de basaltos y andesitas cuyas edades abarcan de 4.0 a 4.3 Ma) y son muy similares en composición a las rocas volcánicas del grupo de Tizapán. Las rocas del grupo Treviño cubren e intrusionan unidades vulcano-sedimentarias del grupo de Chapala. Lavas del grupo Treviño muestran estructuras de almohadilla, lo que sugiere que estas fluyeron dentro de las cuencas sedimentarias que conformaban cuerpos de agua dulce. Resaltan brechas volcánicas principalmente distribuidas al norte del lago de Chapala. Estas brechas han sido fechadas entre 4.0 y 2.7 Ma (Delgado Granados, 1992).

La actividad volcánica vuelve a manifestarse de 2.7 a 1.4 Ma (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano) conformando los grupos Grande, Palo Verde y Zacoalco, que consisten de varias unidades de andesitas y basaltos que conforman volcanes

en escudo, domos y conos de lava, cuya morfología se preserva, aunque algunos edificios volcánicos son cortados por fallas. Mineralógicamente y químicamente estas rocas son muy similares a las del grupo Tizapán y Treviño (Delgado, 1992).

Los grupos La Zapotera, Santa Cruz y Sahuayo consisten en basaltos y andesitas integrados por volcanes escudo, domos y conos de lava, lo que sugiere una continuación de la actividad volcánica monogenética. La actividad volcánica del grupo Santa Cruz se extiende de 1.4 a 0.65 Ma (Pleistoceno temprano-Pleistoceno medio) (Delgado, 1992).

El grupo La Zapotera es correlacionable con el grupo Santa Cruz y el grupo Acatlán de la región de Chapala y con las rocas volcánicas de la cadena volcánica del sur de Guadalajara (CVSG) de Luhr y Lazaar (1985), con una edad entre 1.4 y 1.8 Ma (Gilbert *et al.*, 1985). Los años del grupo Sahuayo son entre 1.3 y 1.9 Ma (Delgado Granados, 1992).

El grupo de Acatlán consiste principalmente de depósitos piroclásticos y lavas de composición dacítica y riolítica, integrando domos de lava y conos asociados además de fisuras tectónicas. El vulcanismo de estos grupos es de la misma edad que el vulcanismo basáltico y andesítico del grupo Santa Cruz (de 1.07 ± 0.21 a 0.65 ± 0.22 Ma) (Delgado Granados, 1992) (Figura 2).

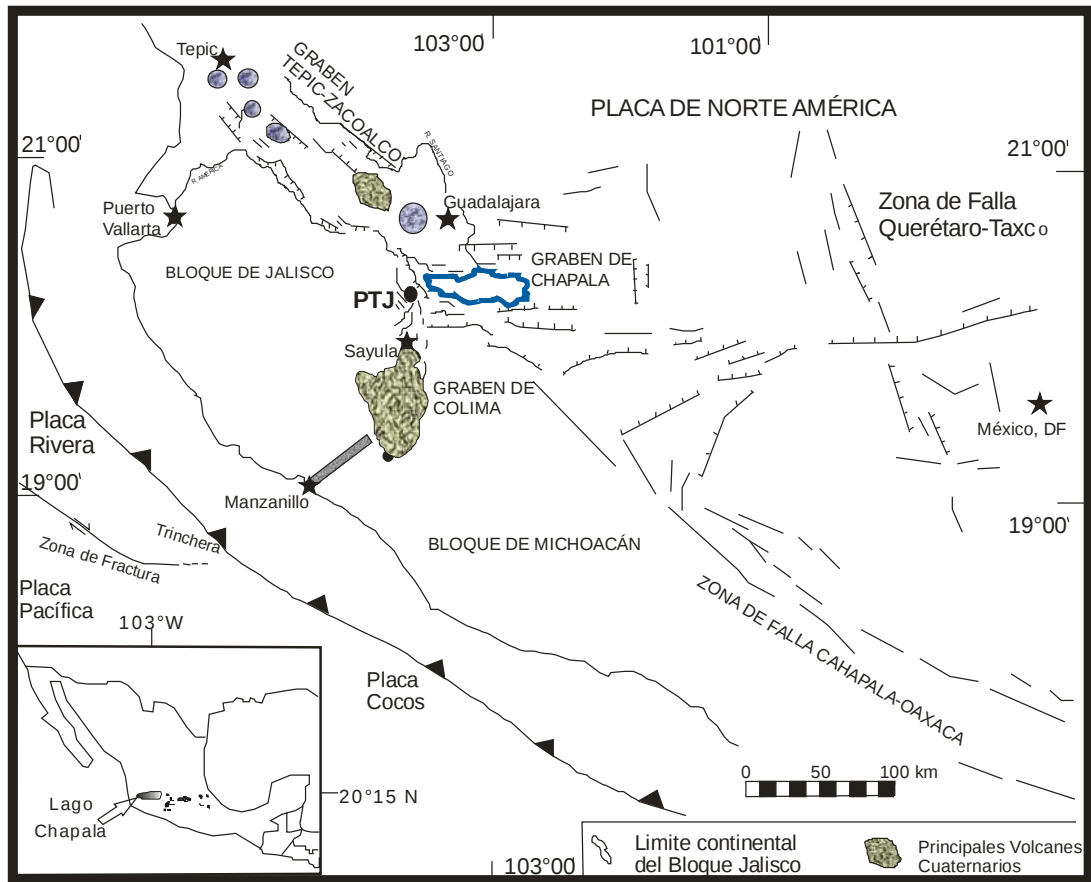


Figura 2. Dinámica de las placas tectónicas que producen un punto triple (PTJ) conformado por brazos Graben de Colima, Graben de Tepic-Zacoalco y el Graben de Chapala. Se localiza el Lago de Chapala, (Tomado de Méndez, 2009; Israde-Alcántara *et al.*, 2010 y Zárate y Simoneit, 2005)

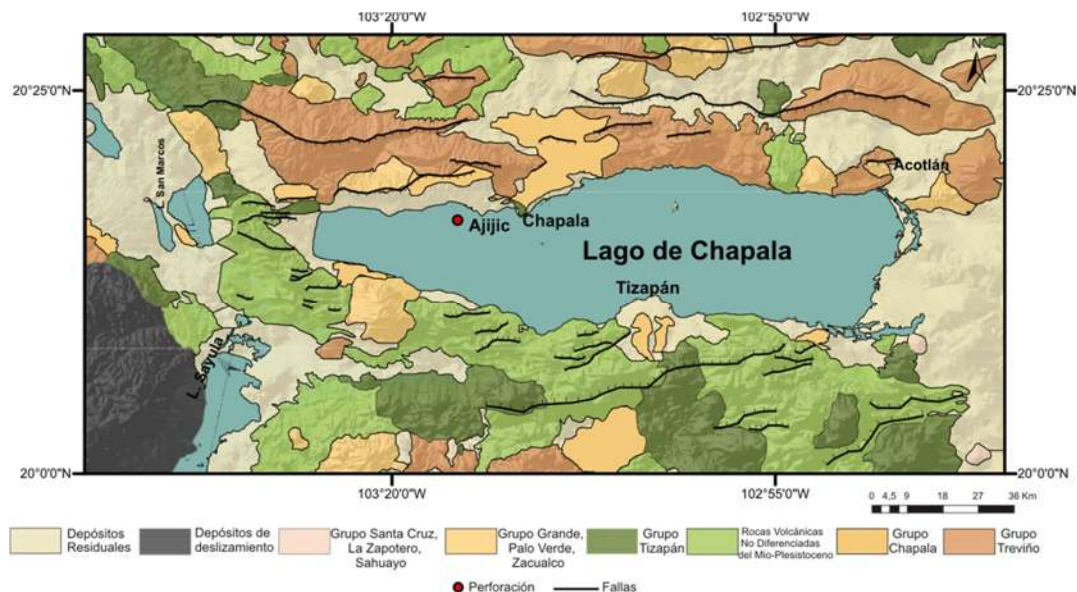


Figura 3. Mapa geológico que muestra los diferentes grupos que constituyen el área de estudio (Modificado de Méndez, 2009)

Dentro del contexto geomorfológico al norte del lago se extiende la Sierra Treviño y Chapala, al este una zona plana con depósitos residuales, al sur y oeste se aprecia las Sierras de Tizapán y Rocas Volcánicas no Indiferenciadas

Los drenajes al norte se aprecian de carácter dendrítico y radial, respecto al Sur donde el drenaje es más paralelo y en algunas zonas se aprecia radial. Al Este y Oeste se caracteriza por un drenaje dendrítico.

2.2. Cobertura Vegetal

La cobertura vegetal y el uso de suelo que caracteriza la cuenca Lerma-Chapala son muy diversos. En términos de cobertura vegetal se distinguen los bosques de coníferas, mesófilo de montaña, matorral de tipo xerófilo, vegetación hidrófila, selvas caducifolias y sudcaducifolias, así como una extensión de cultivos agrícolas, asentamientos humanos e importantes cuerpos de agua. Esta variedad de cobertura vegetal y uso del suelo corresponde a una alta heterogeneidad del territorio en términos del relieve, suelo y clima. El sistema agrícola altamente mecanizado, ocasiona problemas de degradación del suelo, cerca del 73% de los suelos de la cuenca presentan algún tipo de degradación (Priego A. *et al*, 2004).

La perspectiva del manejo de cuencas también ha cambiado, hoy no sólo se refiere al conocimiento, análisis y protección de los recursos hídricos; sino que involucra la capacidad de los suelos, la vegetación, el impacto de la población y la infraestructura civil para la producción de bienes. De esta manera la cuenca se convierte en unidades lógicas para la planeación y gestión de los recursos naturales. Esta cuenca es la de mayor interés en la División Hidrográfica del país por el impacto ambiental que ha sufrido, así como por la cantidad de población que concentra: 17 041 453 habitantes (17% del total nacional) habitando 25 259 localidades de diversos tamaños (Priego A. *et al*, 2004).

CAPÍTULO III.-ANTECEDENTES

3.1. Pleistoceno Tardío-Holoceno en México

Existen varios trabajos Paleolimnológicos del Pleistoceno y Holoceno en la parte centro-oeste de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) de las cuencas lacustres, por mencionar algunas como Texcoco, Chalco, Pátzcuaro, Cuitzeo y Zirahuén (Caballero, *et al.*, 2010).

El Pleistoceno en el centro de México se caracteriza por cuatro registros Glaciales que son: Glacial Temprano entre los 25-22 ka años, el último Máximo Glacial de 22-18 ka años, el Glacial Tardío entre 18-15 ka años y Glacial Terminal que abarca de los 15 a 12 ka años (Caballero, *et al.*, 2010).

Los distintos registros paleoecológicos, geomorfológicos y sedimentológicos sugieren que durante el Último Máximo Glacial en México la temperatura media anual era de 6°C. (Lachniet, y Vázquez Selem. 2005). Las lluvias en verano debieron disminuir a causa de la baja temperatura, como consecuencia se redujo la evaporación y precipitación pluvial. (Guilderson *et al.* 1994; Caballero Miranda *et al.* 2002). Por ende los lagos de México presentaron niveles bajos.

Durante el Último Máximo Glacial en el lago de Texcoco dominaba un clima árido-frío (Lozano, 1989), similar al de Chalco con tendencias a niveles bajos del lago, a diferencia de un intervalo a los 23 ka que registra un nivel lacustre alto (Caballero, *et al.*, 1997). En el lago de Cuitzeo se observan también bajos niveles lacustres (Israde-Alcántara, *et al.*, 2010), mientras que en el Lago de Pátzcuaro se identifican fases profundas y condiciones frías (Bradbury, 2000).

El Glacial tardío se destaca por un aumento gradual de la temperatura y precipitación, interrumpido por fases cortas frías (Caballero *et al.*, 2010). El lago de Texcoco sigue con el patrón de condiciones frías (Lozano, 1989), mientras tanto en Chalco el nivel lacustre bajó volviéndose un pantano (Caballero, *et al.*, 1997). En Cuitzeo y Zirahuén los niveles disminuyeron, este último con un aumento en el nivel

lacustre y expansión litoral entre los 14 y 8.18 ka (Israde, *et al.* 2010; Vázquez, *et al.*, 2010). En Zacapu se sugieren condiciones relativamente secas (Metcalf, 1992 y 1995; Ortega *et al.*, 2002)

La transición del Pleistoceno-Holoceno está marcada por un periodo frío llamado Younger Dryas que ocurrió entre los 13.5 y 11.5 ka, durante el transcurso de éste las condiciones climáticas fueron similares a las del Último Glacial. (Caballero y Ortega, 2011).

En el Holoceno las temperaturas se elevaron, la atmósfera y los océanos hicieron que la Franja Intertropical de Convergencia se desplazara al Norte, por consecuencia las lluvias en verano aumentaron. Los vientos del Oeste dejaron de llegar al Norte del país, aunado a esto la carente precipitación de verano no permitió sostener los niveles altos de humedad, como consecuencia se reflejan las condiciones de aridez en el Norte del país. En esta época destacan las sequías del Holoceno medio alrededor de los 6 ka (Lozano García y Vázquez Selem 2005; Metcalf *et al.* 2000; Metcalf 2006).

Evidencias de las condiciones climáticas de esta etapa se registran en Zacapu con condiciones secas que prevalecen hasta después de 4.5 ka (Caballero y Ortega, 2011), sin embargo en Pátzcuaro las evidencias sugieren niveles bajos a partir de los 9 ka, llegando a niveles someros y condiciones eutróficas hacia finales de los 5 ka (Bradbury, 2000; Metcalf *et al.*, 2007). Cuitzeo se mantiene como lago somero (Israde *et al.*, 2010), en cambio en Zirahuén a los 3.9 ka se marca un intenso aporte terrígeno, originado del efecto erosivo de fuertes precipitaciones sobre un terreno con poca cobertura vegetal (Vázquez, *et al.*, 2010).

3.2. Trabajos realizados en el Lago de Chapala

El Lago de Chapala ha sido estudiado desde el punto de vista limnológico (Dávalos-Lind y Limón. 1992), en donde se determinaron entre 1983-1984 años los factores que controlan la producción de fitoplancton, clorofila, la concentración de nutrientes y la turbidez, observando que la producción primaria de fitoplancton en el lago fue de 80 gC m⁻² en promedio. Los muestreos de 1989-1990 años indicaron un

aumento de nutrientes e incremento de fitoplancton en 100 gC m^{-2} , se atribuye a un aumento de la turbidez que es la limitante para producción de clorofila.

Hansen (1992), realiza estudios de metales pesados (plomo, cadmio, cromo y zinc) en el sistema Lerma-Chapala y realiza un modelado geoquímico que permite conocer la dinámica de las interacciones de los contaminantes con los diferentes componentes del sistema Lerma-Chapala. Observa que los sedimentos finos del lago actúan como trampa para la remoción de los metales pesados tóxicos en las columnas de agua.

Estudios relativos a biomarcadores de petróleo han sido realizados por Zárate *et al.*, (2005), con apoyo de técnicas de cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (GC-MS) caracterizan el asfalto (petróleo hidrotermal) de la Isleta Columba en el Lago de Chapala. Sugieren que el petróleo hidrotermal consiste en una mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados, así como de biomarcadores maduros derivados de una microbiota lacustre, donde el agua caliente circulante altera la materia orgánica en sistemas hidrotermales.

Mendez y Benammi.(2007) refinaron la edad de la secuencia basal en la cuenca del Lago Chapala, a través de determinaciones magnetoestratigráficas con apoyo de fechamientos relativos en fósiles de roedores, complementados con fechamientos de U-Pb en columnas estratigráficas. Con el resultado de los análisis se concluyó que la secuencia estratigráfica estudiada tiene una edad de Plioceno temprano

Ramírez *et al.*,(2007), se enfocan en la disolución de sílice biogénica en los sedimentos del lago, observan que en el lago existen pH con rangos que van de 7.20 a 9.45, así como altas concentraciones de nitrógeno orgánico (1.57 mg/l), nitrógeno amoniacal (0.48 mg/l), nitratos (0.18 mg/l), fósforo orgánico (0.16 mg/l), ortofosfatos (0.40 mg/l), fósforo total (0.57 mg/l) y conductividad (867.53 mg/l) lo que indica altas concentraciones de sales, saturación de CaCO_3 con dureza total y cálcica de 221.35 y 142.67 mg/l respectivamente; alcalinidad total y cálcica de 307.29 y 29.90 mg/l. Estos valores dan lugar a la disolución de diatomeas y fitolitos que están representados como debris de sílice amorfo. Los fenómenos de disolución de sílice en diatomeas y fitolitos se asocian al incremento del pH, salinidad,

alcalinidad y conductividad, mientras que la disolución de los restos silíceos se asocia a un pH elevado, salinidad excesiva y actividad de biomasas en los suelos.

El cálculo en las tasas de sedimentación en el lago de Chapala establecen una problemática para inferir con detalle la cronología del depósito en el lago, lo que está asociado al efecto que juega la tectónica en el registro, (Fernex *et al.*, 2001). Ramírez, *et al.*, (2009) realizaron fechamientos en núcleos del lago de Chapala, llegando a la conclusión de que la incorporación de partículas de detritos con carbón antiguo dentro de la columna sedimentaria del lago ocurre por la mezcla de petróleo hidrotermal. Las edades de ^{14}C de los sedimentos poco profundos son de mayor magnitud en comparación con las edades determinadas por ^{210}Pb , esto se atribuye a la mezcla de los sedimentos lo que no permite obtener fechamientos continuos y se asocia a efectos de la circulación ciclónica en el sector norte del lago y circulación anticiclónica en la zona sur.

De acuerdo con los datos biológicos de los proxies de los últimos 600 años AP, el paleoclima en el Lago de Chapala ha cambiado de sub-húmedo a seco y la eutrofización ha aumentado en los últimos 100 años debido al incremento de las actividades agrícolas (Ramírez, *et al.*, 2009).

Para periodos más antiguos que incluyen el origen y evolución del lago de Chapala destacan las investigaciones de Michaud F. (2000), quien realiza numerosas secciones de sedimentos lacustres del Plio-Cuaternario, sugiriendo que la cuenca, en conjunto con la del rift de Zacoalco puede representar la prolongación de una estructura de rift asociado a la apertura del Golfo de California. A partir de la correlación de secciones, sugieren un desmembramiento del lago de Chapala ocurrido en el Plioceno temprano.

Israde-Alcántara *et al.*, (2010) determinan el significado paleoambiental de diatomeas y vertebrados fósiles del Cenozoico tardío en cuencas tectónicas en el centro-oeste de México. Sugieren que durante el Mioceno tardío e inicios del Plioceno se formaron las cuencas del centro de México como es Chapala, Cuitzeo, Chincua, Acambay e Ixtlahuaca. Los autores determinan que el Plioceno es un periodo de altos niveles lacustres en varios sectores de México, mientras que en el

Pleistoceno se presenta una fragmentación de los lagos por efectos de la tectónica y el vulcanismo, además de un cambio climático hacia condiciones más secas.

CAPÍTULO IV.- METODOLOGÍA

Este estudio se realiza apoyado en la obtención de un pozo localizado en las coordenadas del municipio de Chapala (figura 2); esta perforación tuvo como objetivo el obtener una columna de sedimentos continua de más de 20 m, con la finalidad de estudiar los registros geológicos ambientales y antropológicos registrados por esta pila de sedimentos. Este pozo estuvo dentro de un proyecto de CONACYT para obtener por vez primera en México el registro de grandes eventos geológicos (erupciones volcánicas, sismos, derrumbes) y entender la evolución paleoambiental del lago. Durante la perforación se llevó el registro de la litología y de la presencia de elementos paleobiológicos. La columna litológica de 40 m de profundidad se describió estratigráficamente basado en cambios del registro sedimentario como son: color, textura, contenido de organismos y minerales, la columna se conformó de un logueo litológico. El muestreo para los análisis se realizó a cada 10 cm los primeros 10 m, mientras que de los 40 a 10 m. la toma de muestras se llevó a cabo cada metro. A continuación se describen las técnicas utilizadas para el análisis de dicho núcleo: en total se estudiaron 125 muestras

4.1. Análisis de Difracción Rayos X (DRX)

Se utilizó para determinar las fases minerales presentes en los sedimentos lacustres, adicionalmente se realizó la determinación de minerales incluyendo y tipo de arcilla (montmorillonitas, limonitas, esmectitas, etc).

La Difracción de rayos X es una técnica no destructiva que se utiliza para identificar los componentes de una amplia gama de minerales. El principio de funcionamiento de la técnica se basa en la difracción de un haz de rayos X que es una forma de radiación electromagnética de elevada energía y pequeña longitud de onda. Al incidir un haz de rayos X sobre un material terrígeno parte del haz se dispersa y se refracta desde los planos atómicos de la red cristalina. Los rayos X son producidos por la excitación de los elementos más cercanos al núcleo del átomo al ser bombardeado. Cuando los electrones que se bombardean tienen suficiente energía, pueden llegar a golpear a los electrones cercanos al núcleo y expulsarlos

del átomo. Las vacancias que quedan de los electrones expulsados, llevan al átomo a un estado de excitación. Esto provoca que electrones de capas más lejanas al núcleo traten de llenar estas vacancias saltando a las capas más cercanas. En sus saltos los electrones liberan energía en forma de radiación electromagnética dentro del intervalo de rayos X y dependiendo de la capa donde saltan, liberan energía que está definida como K, L y M.

La difracción se lleva a cabo cuando se encuentra una disposición ordenada de los átomos y si es cumplida la ley de Bragg que relaciona la longitud de onda de los rayos X y la distancia interatómica con el ángulo de incidencia del haz refractado. Este ángulo y su relación con la intensidad de la señal del haz, determinará un patrón característico que al compararse con patrones de difracción ya conocidos, permitirá identificar los minerales en la muestra a través de su comparación con estándares.

La medida de la radiación electromagnética emitida se midió a través de un difractómetro Siemens 5000 de radiación monocromática de $\text{Cu K}\alpha$ ($\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$) a 30 kV y 25 mA, con una constante $t = 0.6 \text{ a } 1.0 \text{ s}$ y un ángulo de 0.02° para 2θ . La preparación de la muestra se llevó a cabo moliendo las muestras con un mortero de ágata hasta obtener una consistencia de polvo fino (aproximadamente $50 \mu\text{m}$), para posteriormente ser homogenizadas. Se debe tener cuidado en la colocación del polvo dentro del portamuestra sin presionar para no provocar una orientación preferencial ni deformación de los cristales.

Se obtuvo un difractograma o patrón de difracción que se comparó con patrones de difracción de minerales conocidos

Este tipo de análisis, en conjunto con otros proxies, permite corroborar fases de sequía, a través de las fases cristalinas asociadas tales como yeso, carbonatos, sulfatos etc, o bien de humedad donde se pueden presentar arcillas características.



Figura 4. Foto del Equipo de Difracción de Rayos X (SIEMENS D5000)

4.2. Análisis de Espectroscopia Infrarroja Transformada de Furier (EIRTF)

Las técnicas espectrométricas son muy utilizadas para la determinación de compuestos inorgánicos y orgánicos. Se fundamentan en la interacción de la materia con la radiación. Esta interacción involucra la absorción o la difusión. Cuando una molécula absorbe o emite un fotón, su estado energético cambia. Este cambio se manifiesta como un salto en la energía de transición de una molécula y como un cambio en su estado electrónico, vibracional o rotacional. Como las energías asociadas a cada uno de estos cambios son muy diferentes, cada uno de estos procesos se puede tratar de manera independiente. Consecuentemente, los procesos de absorción y emisión sólo pueden darse a determinadas frecuencias de las imágenes, el conjunto de frecuencias a las que se producen estos procesos es propio de cada molécula y por lo tanto, su espectro de absorción/emisión constituye una huella digital de la misma (Ostrooumov, 2005).

Con las muestras previamente molidas se procedió a preparar una pastilla con bromuro de potasio, se pesaron 0.3 gramos de este compuesto a los cuales se les agregó 0.003 gramos de muestra (relación 1:100), una vez mezclados se

homogenizan para posteriormente llevarla a una prensa en donde se le aplicó una presión de 5 toneladas durante 2 minutos y obtener una pastilla de pocas micras de espesor. Se extrajo la pastilla cuidadosamente para posteriormente llevarla al equipo. Los espectros obtenidos se comparan con estándares de muestras características.



Figura 5. Espectrómetro de infrarrojo (Tensor 27)

4.3. Análisis Carbono Orgánico e Inorgánico (CIT-COT)

El análisis de carbono orgánico permite la identificación de los posibles periodos húmedos debido a la alta productividad de materia orgánica. El análisis de Carbono inorgánico, pueden presentar alta concentración iónica, lo que aporta evidencias, en conjunto con otros proxies de condiciones secas.

Para realizar este análisis se utilizó un Coulómetro modelo UIC-5014. El principio del funcionamiento del equipo consiste de 2 electrodos inmersos en una solución ácida de sulfato de cobre. Al pasar la corriente se genera una deposición de los materiales que son medidos a través de un electrodo. Las concentraciones de CIT y COT, se producen después de la titulación de una solución donde se ha absorbido CO_2 como producto de la calcinación de material analizado o bien por la descomposición de los carbonatos de la muestra al ser atacada con un ácido.

La titulación usa un sistema de corriente constante, para determinar la concentración iónica de una solución. Esta corriente se aplica hasta que todo el material es oxidado a un nuevo estado. Una vez realizada la reacción el electrodo mide una diferencia de potencial, esta representa la magnitud y duración de la corriente, que al final es utilizado para determinar la molaridad de la solución. Es conocido que el número atómico del carbono puro es 12, conociendo este número atómico se usa como estándar para compararlo con otros elementos.

Mientras que se lleva a cabo la titulación de la muestra, la solución en la celda cambia de color permitiendo el paso de un haz de luz a través de ella. La intensidad del haz atravesando la celda es convertida a una medición de transmitancia con la que a su vez se obtendrá la concentración de carbono en la muestra. Esta es reportada en porcentaje en peso o en microgramos de carbono (Johnson, 1995).

La muestra fue previamente secada (24 horas) y molida (a una consistencia de talco, 50 μm), se pesan 0.02 grs de muestra para realizar los análisis.

La muestra se calcinó a 900 °C con la combinación de oxígeno para formar CO_2 , el cual es titulado en el Coulómetro determinándose el porcentaje de carbono total.

Para la determinación del carbono inorgánico la muestra se mezcló con agua destilada para ser llevada a acidificación en el equipo UIC CM5130, el cual por medio de ácido perclórico se hacen reaccionar los carbonatos presentes en la muestra para formar CO_2 que posteriormente es titulado por el coulómetro dando el porcentaje en peso de CIT.

La determinación de COT se realiza por medio de la sustracción del CIT al CT, debido a que el CT es la suma del COT y CIT (véase fórmula siguiente).

$$\text{COT (Carbón orgánico)} = \text{CT (Carbón total)} - \text{CIT (Carbón inorgánico)}$$



Figura 6. Imagen del Coulometro

4.4. Análisis de Susceptibilidad Magnética (χ_{FL})

La susceptibilidad magnética es la facilidad con la que un material se magnetiza, ya que los materiales ambientales (suelos, rocas, sedimentos, partículas atmosféricas y materiales biológicos) contienen minerales magnéticos, es posible medir sus propiedades magnéticas. La susceptibilidad magnética de un material ambiental es la suma de las susceptibilidades de los minerales Ferrimagnéticos, antiferromagnéticos y paramagnéticos, así como de los elementos diamagnéticos presentes (Tauxe, 2005; Chaparro *et al.*, 2003; Butler, 1998).

La susceptibilidad magnética (medida (k) en unidades de volumen o χ en unidades de masa específica) engloba la presencia de minerales ferrimagnéticos P_f (Ti-magnetitas, Ti-maghemitas, pirrotita), paramagnéticos P_p (destacando minerales tales como piroxenos, anfíboles, olivinos, biotitas, pirita, siderita) y minerales diamagnéticos P_d (entre los que destacan cuarzo, calcita, feldespatos) y se ha utilizado como una forma de medida de los minerales ferrimagnéticos

En la mayoría de los ambientes sedimentarios el mineral dominante es la magnetita o la titanomagnetita, en ambientes reductores se forman sulfuros como pirrotita y greigita (Méndez, 2005). En muchos casos esto es función de la profundidad y/o la cantidad de oxígeno del medio lacustre y podrá además definir los intervalos de aporte del material detrítico alóctono, resultado de la erosión de suelos y sustratos en la cuenca de drenaje (Oldfield *et al.*, 1978).

Las muestras de sedimentos se secan al aire libre, sin exposición a corrientes fuertes de aire, ni a la luz del sol. Posteriormente se toman muestras discretas en cubos de plástico de 11 cm³ adecuadas para mediciones magnéticas. Para las mediciones de susceptibilidad a baja frecuencia (χ_{lf}) se utilizó un susceptibilómetro Kappabridge AGICO MFK1-B.



Figura 7. Imagen del aparato de susceptibilidad magnética

4.5. Espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento Inductivo (ICP-MS).

Es una técnica cuantitativa de análisis químico elemental que es capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos en un rango de 8 órdenes de magnitud (ng/1-mg/1), es utilizada para realizar análisis de agua, lixiviados de rocas y minerales, analiza la mayoría de los elementos, a diferencias de otros análisis, posee alta precisión y bajos límites de detección. Se basa en la disgregación de los compuestos analizados para formar iones elementales, los cuales en base a campos electromagnéticos son separados por sus masas atómicas y cuantificados, la técnica es ideal para el análisis de elementos traza o tierras raras (Rollinson, 1998 y Fernández *et al.*, 2004).

Caracterizará todos los elementos presentes y sus porcentajes dando concentraciones de ciertos elementos para definir periodos húmedos / secos y poder inferir el tirante de agua.

Las muestras fueron procesadas con ácidos (ácido nítrico, clorhídrico, fluorhídrico, hipercloreico y en algunos casos peróxido de hidrogeno) con la finalidad de ser digestadas. Una vez digestadas las muestras se llevaron a dilución con agua desionizada, tridestilada y ácido nítrico al 2%, para poderla introducir al equipo. Los resultados se obtuvieron en cuestión de minutos hasta para 25 elementos.

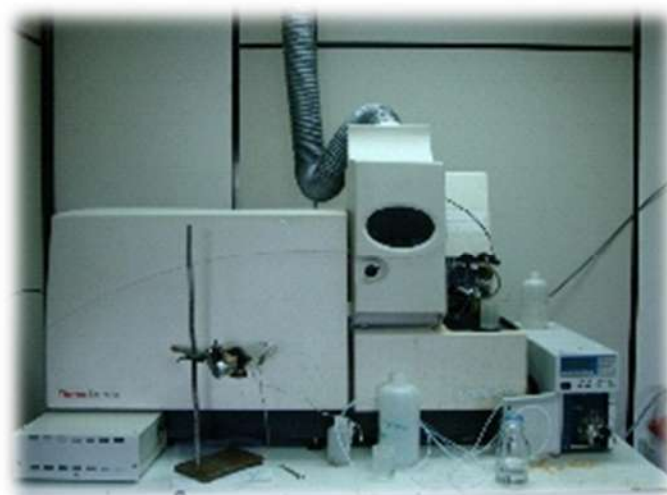


Figura 8. Imagen del ICP-MS

CAPÍTULO V.- RESULTADOS

5.1. Resultados de Estratigrafía

La columna sedimentaria está constituida de un paquete de 40 m, dividida en cinco grandes zonas. La litología dominante consiste principalmente en intercalaciones de arcilla con limo-arcilloso. A continuación se describen las zonas partiendo de la base (figura 10).

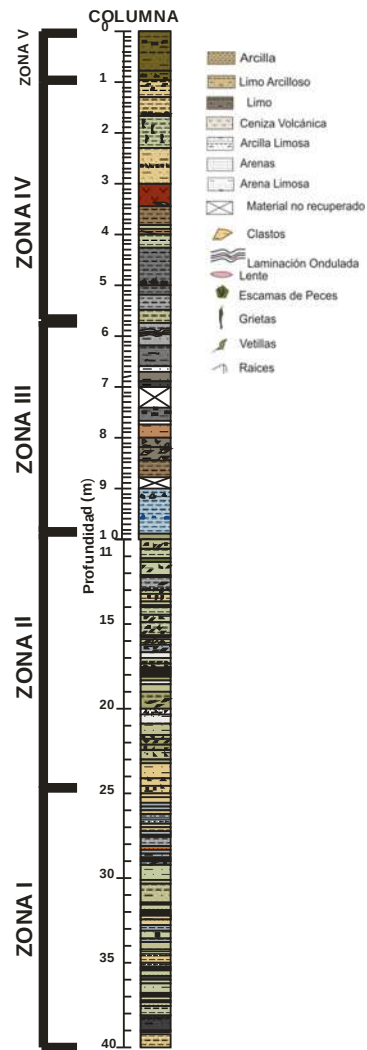


Figura 9. Columna estratigráfica del Lago de Chapala

5.1.1. Zona I (40 - 24.60m)

La litología consiste de una sucesión de intercalaciones de arcillas-limos-arenas, hacia la cima, dichas intercalaciones presentan una ciclicidad a lo largo de la zona.

De la base a los 38.70 m. está constituida por una arcilla masiva muy plástica. Le sobreyace una alternancia de arcillas limosas de color negro y café. Los espesores de estos estratos son de ca. 8 cm. Pasa transicionalmente entre 38.30 y 37.60 m. a una arcilla muy plástica homogénea con niveles laminares de arena la cual se hace masiva hacia la cima. Se observa un cambio transicional a un limo compacto de los 37.60 ñ 36.80 m que se hace ligeramente más arenoso hacia la cima. Este nivel arenoso es más arenoso a los 36.80 a los 6.70 m donde el material es muy homogéneo y deleznable, Hacia la cima (36.80 ñ 35.90 m) pasa transicionalmente a un limo arcilloso que se estratifica con intercalaciones de arena muy fina que de nuevo a los 35.60 m se vuelve limoarcillosa. Este material es sobreyacido entre los 34.90 a los 32.50 m por un estrato de 5 cm de arena limosa que pasa en forma transicional a una arcilla muy homogénea que es sobreyacida por una arena limosa seguida de un limo arcilloso en el centro de esta zona. Esta sucesión se torna laminada de los 33.80 m. a los 32.50 donde resalta una intercalación de arcilla y arena limosa, sobreyacida por un limo arenoso color verde olivo, seguido por intercalaciones de arena con limo. De los 30.80 a los 27 m. se distinguen 2 paquetes: el primero de 1.70 m. y el segundo de 2.10 m. La base de estos paquetes consiste de arena de granulometría gruesa a fina que pasa transicionalmente a un limo arenoso para culminar con una arcilla. Los últimos 2.40 m. de esta zona (de 27 a 24.60 m.) consisten de intercalaciones de limo arcilloso y arena limosa.

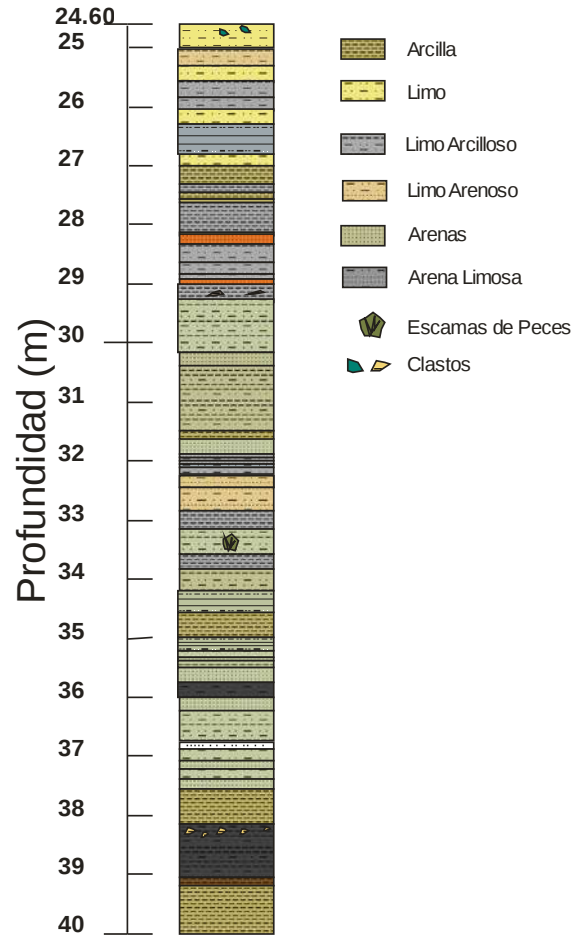


Figura 10. Zona I del núcleo de Chapala .

5.1.2. Zona II (24.60 - 9.90 m)

Consiste de dos paquetes caracterizados en la base por facies limosas para culminar en niveles arcillosos.

En el primer paquete (24.6 a los 18.40 m.) se aprecia un limo en la base y hacia la cima el limo pasa transicionalmente a una sucesión arcillosa. Clastos de carbonatos se observan a los 22.40, 21.70 y 20.40 m. Entre los 20.40-18.40 m. se distinguen algunas manchas de carbonatos que se mezclan con los sedimentos preexistentes.

El segundo paquete (18.40 a los 12.10 m.) se caracteriza por intercalaciones de limo arcilloso con arcilla siendo comunes clastos de carbonatos con diámetros

máximos de 1.5 cm. Se observan dos niveles de ceniza de 10 cm. de espesor con tonalidades de color gris. Uno caracterizado por ceniza muy fina a los 18.40 m. y el otro a los 15.80 m. donde la ceniza se observa poco compacta, en contacto transicional sobre esta unidad entre los 18.20 y 17 m. se distingue un nivel con litología similar pero que presenta bioturbación por la presencia de un contacto brusco a los 12.60 m. se aprecia un lente de ceniza deleznable de color gris. Posterior a este depósito, entre los 14 y 13.30 m se observan clastos calcáreos muy redondeados, distinguiéndose un lente de ceniza deleznable de color gris a los 12.60 m.

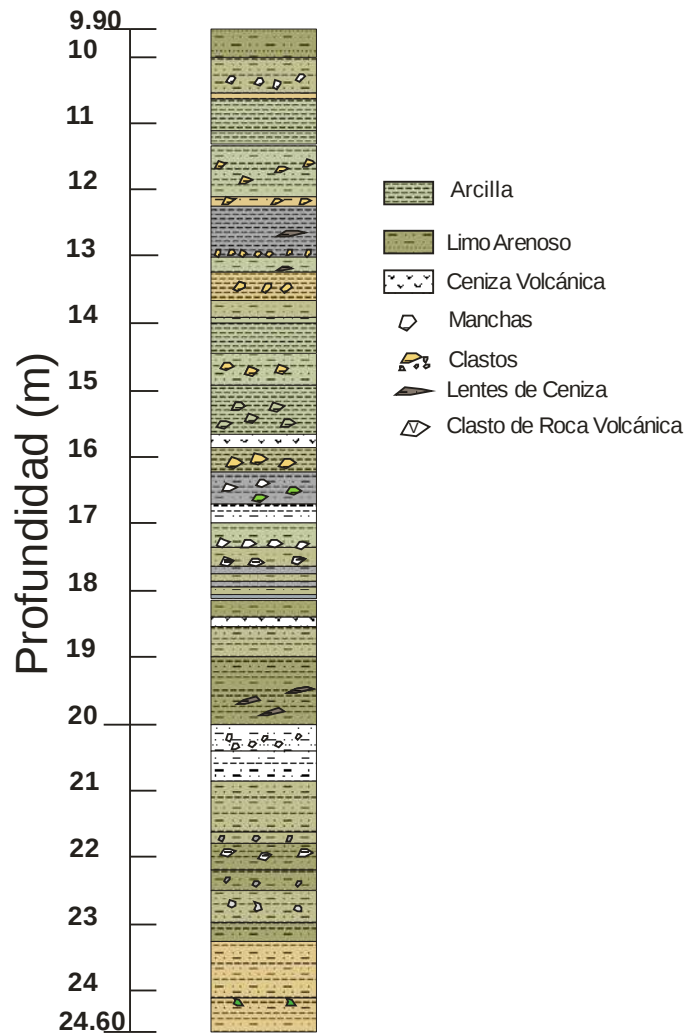


Figura 11. Zona II del núcleo de Chapala.

5.1.3. Zona III (9.90 - 5.70 m)

Consiste en tres paquetes, caracterizado en la base por arcillas que pasan transicionalmente a limos, culminando con niveles arcillosos.

El primer paquete (9.90 a los 4.45 m.) está constituido de arcilla que se alterna con tonalidades azulosas y cafés. A los 9.60 m. se aprecia un clasto de 12 cm del mismo material arcilloso que pasa en forma transicional a una arcilla plástica compacta, masiva que presenta bioturbaciones. Pasa a un paquete limoso con diferentes tonalidades de color café, negro y gris que comprende de los 8.45 a los 6.20 m. De los 7.75 a los 7.40 m. se observan clastos de rocas volcánicas color gris claro inmersos en los limos. Hacia la cima el limo se vuelve laminar con delgadas bandas blancas y grises, presentando bioturbación y concreciones de carbonato.

El tercer paquete en contacto transicional con el anterior se observa de los 6.20 a los 5.70 m. y está constituido de arcilla que hacia la cima se presenta ligeramente laminar con escasas intercalaciones de lentes de arena.

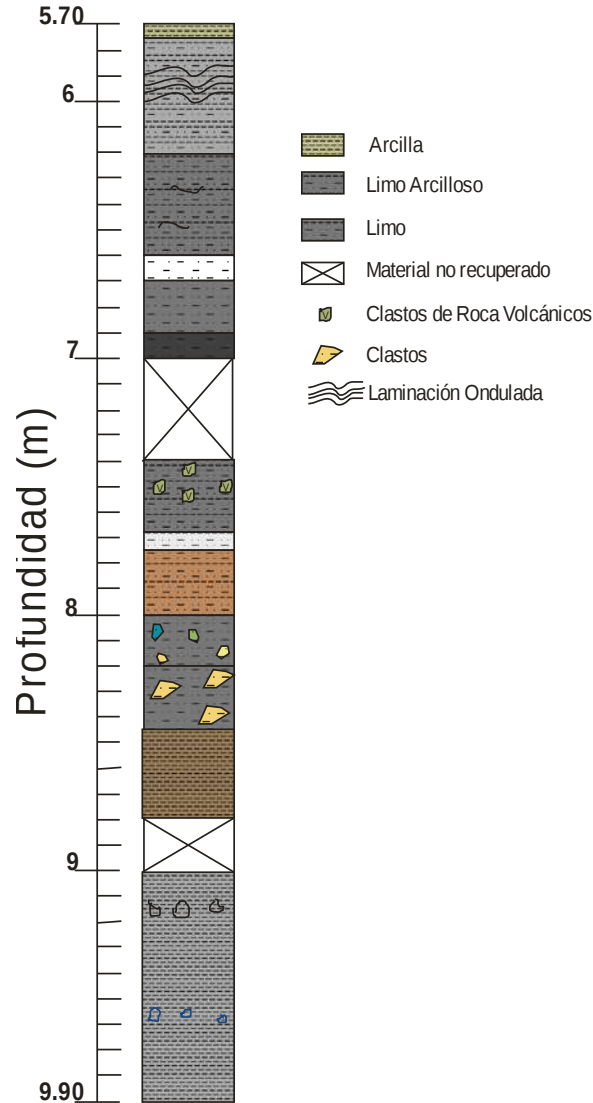


Figura 12. Zona III del núcleo de Chapala.

5.1.4. Zona IV (5.70 - 1m)

Consiste de tres paquetes, caracterizado en la base por arcillas que pasan transicionalmente a un limo arcilloso, culminando con niveles arcillosos.

El primer paquete de 5.70 a los 3.50 m. está constituido por arcilla que se aprecia ligeramente estratificada entre los 5.70 y 5 m. presentando una discordancia con un ángulo de 35°. A los 4.80 m. se observan restos de quitina y escamas de peces que están englobados en arcillas que muestran estructuras laminares, pasando transicionalmente a una arcilla masiva a una arcilla con estructuras

nodulares. Resalta a los 3m un nivel de ceniza volcánica, pumicítica con mica y vidrio acompañantes.

El segundo paquete de 3 a los 2.30 m. se distingue un limo arcilloso color beige homogéneo que pasa transicionalmente a un limo más granular hacia la cima.

El tercer paquete se mantiene en contacto transicional con el anterior y abarca de 2.3 a 1 m distinguiéndose una arcilla plástica uniforme de tonalidad beige, ligeramente granular con pequeñas grietas rellenas de material arcilloso, color verde.



Figura 13. Zona IV del núcleo de Chapala.

5.1.5. Zona V (1 - 0 m)

Esta zona está constituida por una arcilla color beige en la base y culmina con un limo-arcilloso verde pardo que presenta unas manchas de color café (a 20 cm) y gris (a 97 cm).

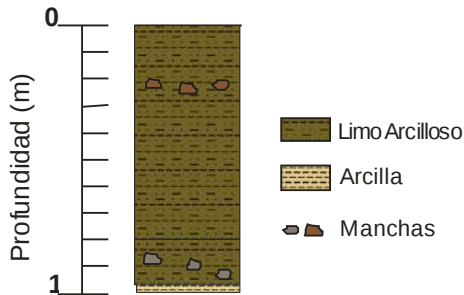


Figura 14. Zona V del núcleo de Chapala.

5.2. Resultados de análisis de Difracción de Rayos X

El análisis por difracción de rayos-X mostró la naturaleza de las fases cristalinas presentes en el núcleo de Chapala. Los minerales fundamentales obtenidos en los difractogramas son: óxidos de Silicio (SiO_2), Carbonatos de Calcio y Minerales Arcillosos.

- En los óxidos de silicio, se obtuvieron 2 estructuras: la Cristobalita (que es la fase típica de las diatomitas y es producida por eventos volcánicos) y la Tridimita (son minerales abundantes en las rocas volcánicas).
- Los carbonatos de Calcio, donde se identificó la Calcita (abundante en la corteza terrestre, ya que se producen por la precipitación en soluciones derivadas de cualquier tipo de roca).
- En los minerales arcillosos se distinguen dos tipos, Montmorillonita y la Halosita, esta última ayuda, junto con otros proxies, a inferir fases húmedas.

En la Zona I los análisis de DRX revelan en la base una abundancia de Cuarzo y en menores proporciones de Montmorillonita, Cristobalita y Calcita, (figura 16). Hacia la cima se aprecia abundancia de Calcita y menor proporción Montmorillonita y Cristobalita (figura 17)

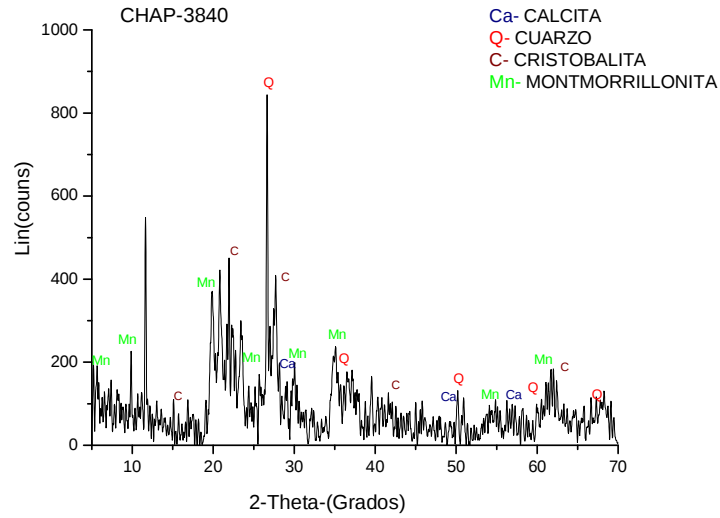


Figura 15. Patrones de DRX de la muestra 38.40 m. del núcleo de Chapala.

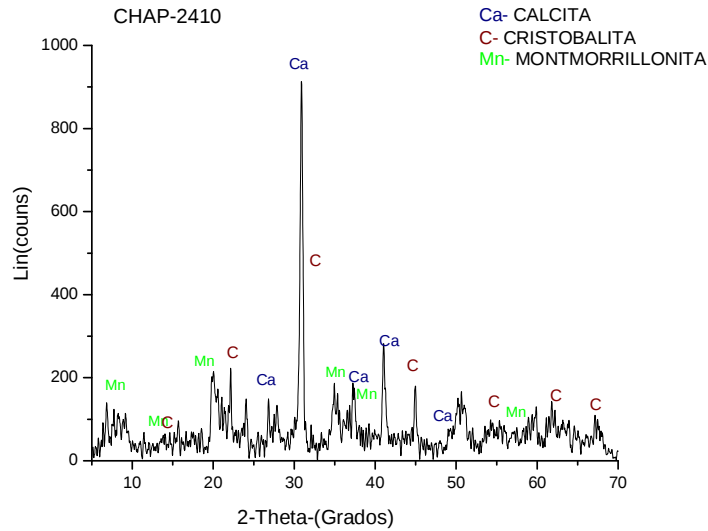


Figura 16. Patrones de DRX de la muestra 24.10 m. del núcleo de Chapala.

La Zona II se caracteriza por la abundancia de Cuarzo y en menor proporción Montmorillonita, Cristobalita y Calcita en la base (figura 18). Hacia la cima domina la Montmorillonita y en menor proporción Calcita, Cuarzo y Tridimita, por lo que se puede asociarse a fluctuaciones de humedad (figura 19)

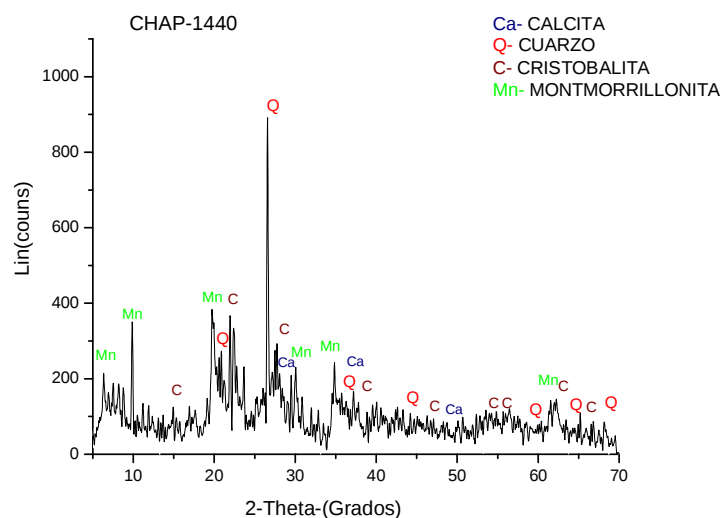


Figura 17. Patrones de DRX de la muestra 14.40 m. del núcleo de Chapala.

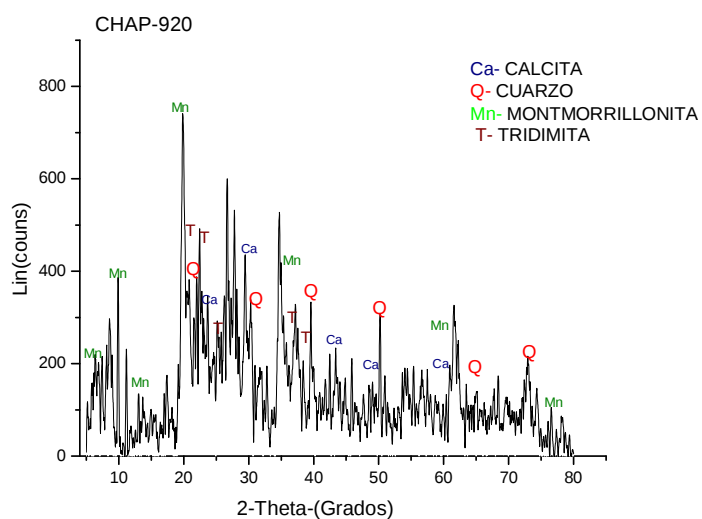


Figura 18. Difactrograma que indica los patrones de DRX de la muestra 9.20 m del núcleo de Chapala.

La Zona III se caracteriza por la abundancia de la fase mineral Calcita de en toda la zona lo que indicaría la existencia de periodos secos, en menores proporciones las fases minerales de Montmorillonita y Cristobalita (Figuras 20 y 21).

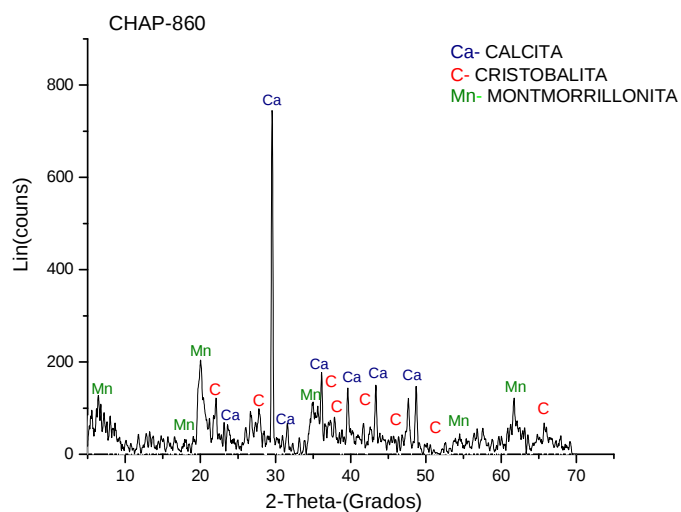


Figura 19. Patrones de DRX de la muestras 8.60 m. del núcleo de Chapala.

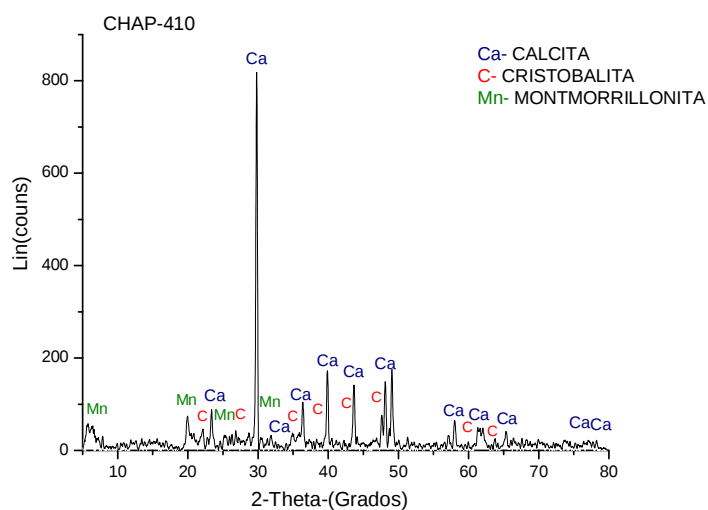


Figura 20. Patrones de DRX de la muestra 4.10 m. del núcleo de Chapala.

En la Zona IV en la base se distingue la abundancia de la fase mineral Calcita por lo que se infiere un ambiente seco. Se identifica un patrón de un mineral amorfo en la figura 22, lo que corresponde con la ceniza volcánica identificada a los 3 m (figura 23).

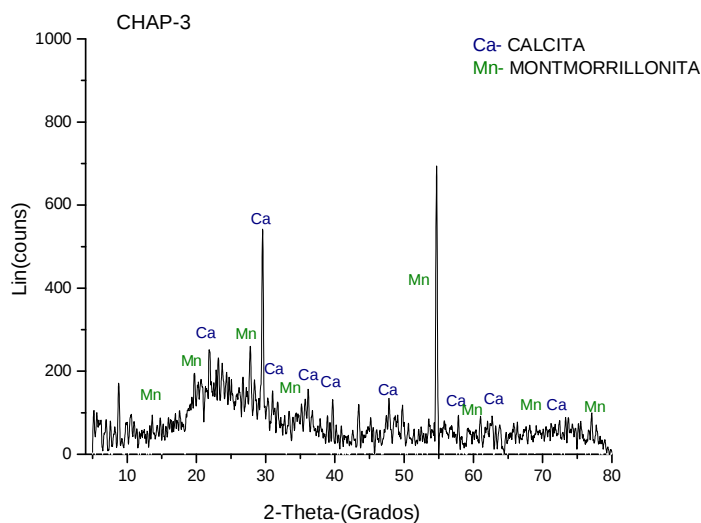


Figura 21. Patrones de difracción de rayos X de la muestra 3 m.

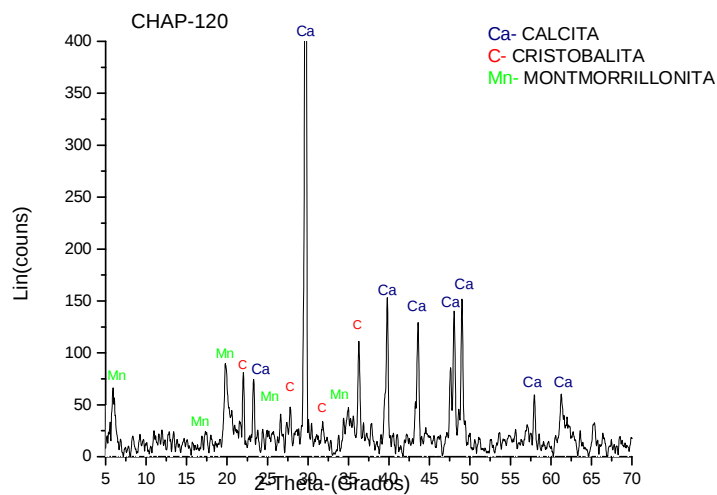


Figura 22. Patrones de DRX de la muestra 1.20 m. del núcleo de Chapala.

La Zona V se caracteriza por la abundancia de la fase mineral de Calcita lo que permite suponer un ambiente seco (figura 24).

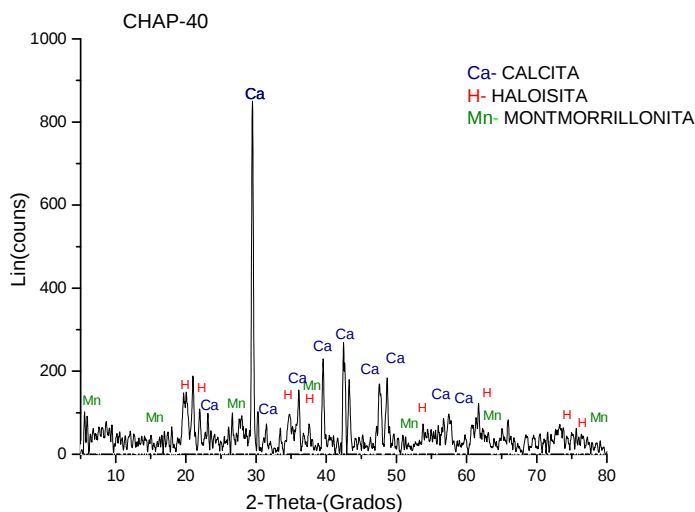


Figura 23. Patrones de DRX de la muestra .40 m. del núcleo de Chapala.

5.3. Resultados de Espectroscopia Infrarroja Transformada de Furier

Se eligieron las muestras más definidas para tener una representatividad de los análisis. Cabe señalar que el núcleo es muy homogéneo y no se observan cambios bruscos en las fases minerales. Los resultados confirman la presencia de Montmorillonita que se identificó en todos los espectros así como carbonatos que se relacionan con los carbonatos de calcio y se obtuvieron en la zona VI.

Mediante el análisis por espectrometría infrarroja de las muestras del núcleo de Chapala se identificaron los campos de absorción de los siguientes espectros.

Los espectros IR de las muestras de 38.40 y 14.40 m. presentan las bandas de Si-O-Si (468.51 y 1036.45 cm^{-1}), Si-O-Al (521.08 cm^{-1}), Si-O (797.39 cm^{-1}), OH (1633.37 cm^{-1}), H-O-H (3431.64 cm^{-1}) y Al-OH (3627.97 cm^{-1}). Estas bandas son características de la especie mineral Montmorillonita.

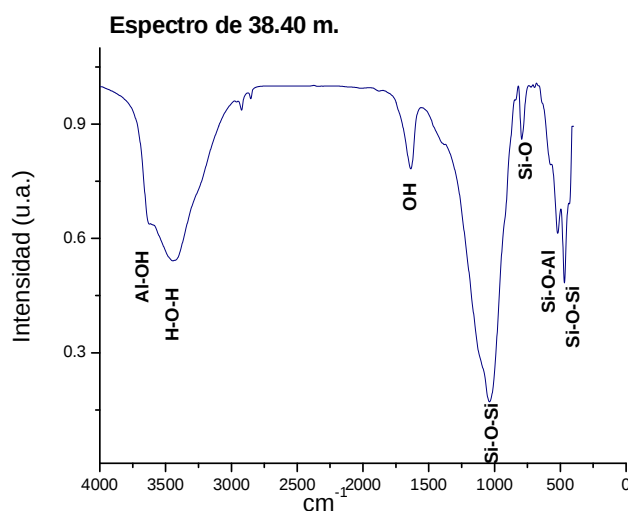


Figura 24. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 38.40 m. del núcleo de Chapala.

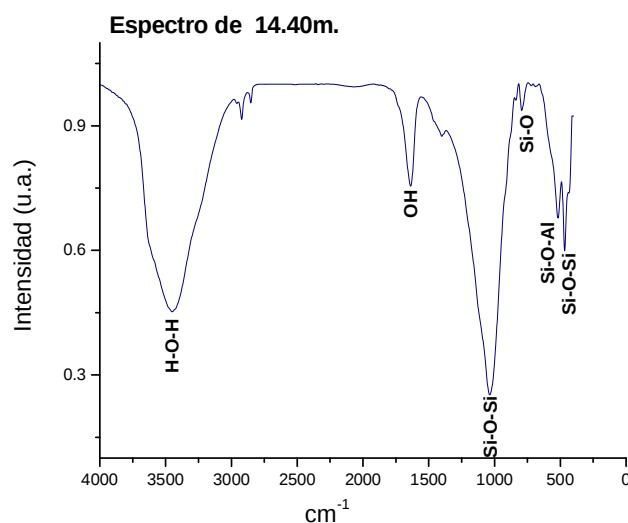


Figura 25. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 14.40 m. del núcleo Chapala.

Los espectros IR de las muestras de 8.60 y 1.20 m. presentan las fases identificadas de Si-O-Si (468.51 y 1036.45 cm^{-1}), Si-O-Al (521.08 cm^{-1}), Si-O (797.39 cm^{-1}), OH (1633.37 cm^{-1}), H-O-H (3431.64 cm^{-1}) y Al-OH (3627.97 cm^{-1}). Características de la especie mineral Montmorillonita, adicionalmente de las bandas de CO_3 (715.56 , 873.60 y 1426.00 cm^{-1}), que caracterizan a los carbonatos.

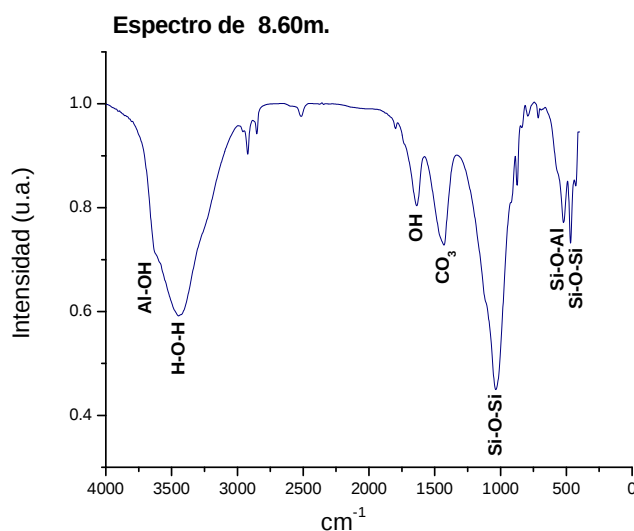


Figura 26. Espectro que muestran las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a los 8.60 m. del núcleo de Chapala.

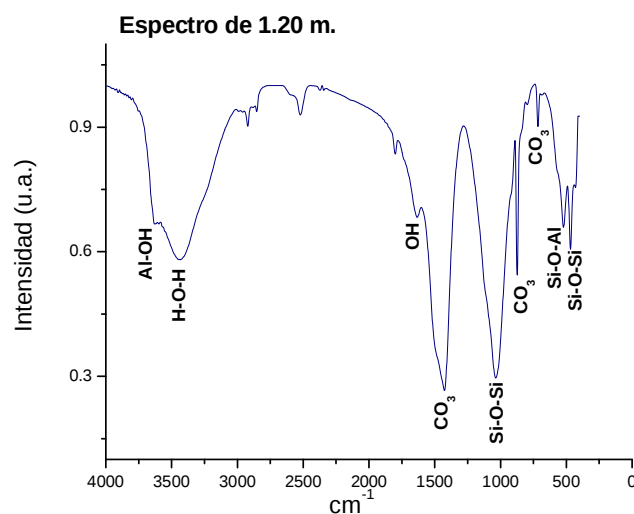


Figura 27. Espectro que muestra las principales bandas características de absorción, para los grupos funcionales presentes a 1.20 m. del núcleo de Chapala.

En la siguiente tabla se muestran los principales campos de absorción de los espectros obtenidos por IR.

Mineral	Bandas de Absorción	Unidades Cristaloquímicas
Montmorillonita	3642	(Mg, Al)--O-H (v as)
	3624	Al--O-H (v as)
	3420	H-O-H (v as)
	3225	H-O-H (!! s)
	1630	H-O-H (!! b)
	1168, 1115, 1090	Si-O (!! as)
	1038-1026	Si-O-Si (!! as)
	915	Al - - O-H (!! s)
	845-835	(Al,Mg) - - O-H (!! as)
	695	Si-O-Al (!! as)
	522	Si-O-Al (!! s)
	623, 578	Al - - O-H (!! b)
	474,426	Si-O (!! b)
(CaCO ₃)	715	CO ₃
	877	CO ₃
	1430	CO ₃

Tabla 1. Asignación de las bandas de absorción en los espectros IR de Montmorillonita y CaCO₃. (Modificado de Ostrooumov, 2005)

5.4. Resultados de Carbono Orgánico e Inorgánico (COT- CIT)

La gráfica de los resultados de COT y CIT se observa en la fig 28. Se muestran bajos los porcentajes en Carbón Orgánico (COT), sin embargo se observan 11 picos altos: a los 40 m, a los 38 m, 25 m, 17 m, 13 m, 9.5 m, 8.10 m, 6.5 m, 4.7 m, 4.3 m y a los 2 m.

El Carbono Inorgánico (CIT) muestra en general valores altos. Se aprecian dentro del núcleo 16 picos altos, a los 35 m, a los 28 m, a los 22 m, a los 17 m y a los 12 m. En valores considerados altos, estos alcanzan hasta los 6.2 % en peso y se pueden identificar las siguientes profundidades: a los 9.9 m, a los 8.8 m, a los 8.5 m, a los 8.2 m, a los 6 m, a los 4.5 m, a los 2.6 m, a los 1.8 m, a los 1.4 m, a los 0.5 m y a los 0.1 m (4. (Figura 29, tablas 3 a 7)

Siguientes profundidades: a los 9.9 m (2.1%), a los 8.8 m (4.3%), a los 8.5 m (4.4%), a los 8.2 m (4.2%), a los 6 m (4.6%), a los 4.5 m (6.1%), a los 2.6 m (5.6%), a los 1.8 m (6.2%), a los 1.4 m (4.8%), a los 0.5 m (5.9%) y 0.1 m (4.2%) (Figura 29).

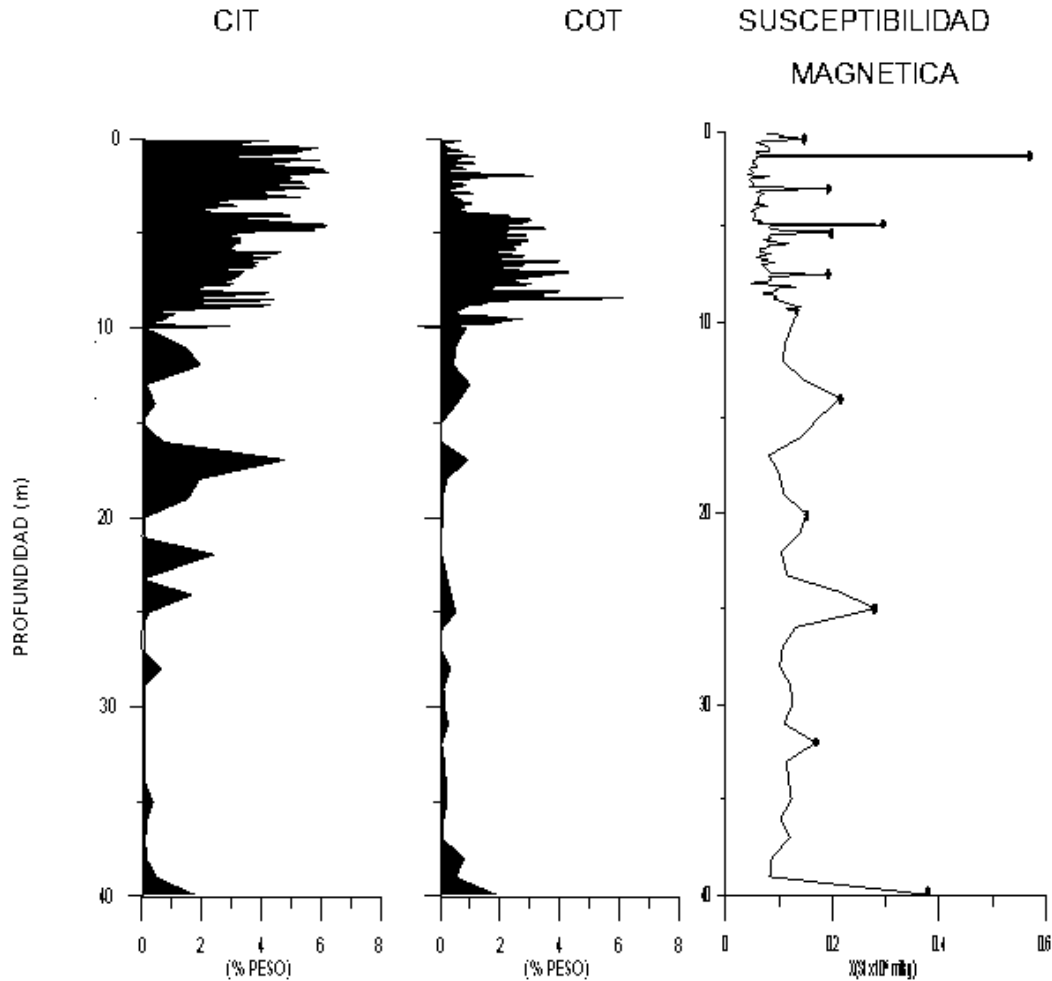


Figura 28. Análisis de Carbón Inorgánico (CIT) y Carbón Orgánico (COT) y Susceptibilidad magnética.

5.5. Resultados de Análisis de Susceptibilidad Magnética (χ_{LF})

Se observan 7 picos máximos de susceptibilidad magnética (fig 28.). Resaltan aquellos representados en la base del núcleo. ($0.39 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), a los 25 m. ($0.28 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) y en la cima a 1.3 m ($0.56 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). A partir de los 10 m se observan sucesivos incrementos. Los valores más bajos llegan hasta los $0.04 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Analizando por estratos, entre los 40 y los 30 m. de profundidad, se tiene coincidencia con valores muy bajos tanto de CIT como de χ con un contenido de Fe mayor a 38 m.

Entre los 30 y 20 m. se tiene máximo de la χ a los 30, 25 y 20 m. No coincide con mínimos de CIT y presenta valores altos en Fe. Probablemente se trate de la presencia de minerales magnéticos en forma de granos superparamagnéticos. Hay que recordar que se detectó material muy fino.

Entre los 20 y 10 m. no coinciden los máximos χ con los valores máximos de Fe, sobre todo a los 17 m. (donde se tiene alto contenido en Fe y se esperaría alta χ). Se tiene probablemente dilución magnética debido a que los diamagnéticos bajan los valores de la χ .

Finalmente entre los 10 y 0 cm. Se observan altos niveles y abundante CIT y se tienen los valores más altos de la χ y de contenido de Fe. En este caso no se tiene dilución magnética y la χ realmente representa una concentración de minerales magnéticos que pueden provenir de la erosión.

5.6. Resultados de (ICP-MS)

A través del análisis por ICP-MS se determinaron los siguientes cationes: Aluminio (Al), Sodio (Na), Potasio (K), Magnesio (Mg), Titanio (Ti), Hierro (Fe), Calcio (Ca), Estroncio (Sr) y Níquel (Ni).

Los resultados se expresan en porcentajes (Al, Na, K, Mg, Ti Fe y Ca) y en partes por millón (Sr y Ni). No se realizó el análisis de sílice por limitación del equipo, sin embargo los elementos mayores son los considerados más importantes junto con otros proxies para la interpretación paleoambiental, y en la determinación del clima en una cuenca. Los datos generados fueron correlacionados para inferir fases de erosión, de enriquecimiento iónico, o bien fases húmedas.

El Fe, junto con el Ti y la susceptibilidad magnética y la variabilidad entre el CIT o COT nos indican aporte de detritos del entorno de la cuenca. El Titanio, en particular es un elemento conservativo y no experimenta reacciones al paso del tiempo y por lo tanto su presencia es indicadora de la cantidad y tipo de aporte en la cuenca. La concentración de elementos alcalinotérreos, en este caso el Carbonato de calcio y Magnesio (fig. Mg-CaCo₃) junto con la determinación de CIT, evidencia fases secas del cuerpo de agua

La tabla 2 presenta un resumen de resultados, donde se observa en general composiciones con promedio de concentraciones para cada elemento, únicamente elementos como Ca, Mg y Ti, presentan variaciones considerables y por ello se utiliza como principales marcadores para entender la evolución del lago.

Bajos valores en general para los elementos alcalinos (menor a la unidad de porcentaje), así como la tendencia del sodio a disminuir conforme se acerca a la cima del núcleo; mientras que el potasio y el hierro presentan concentraciones variantes a lo largo del núcleo.

Elemento	Al	Na	K	Mg	Ti	Fe	Ca	Sr	Ni
Método	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B	ICP14 B
Detección	0.01	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.5	1
Unidades	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm
Chap-38	0.84	0.5	0.48	0.56	0.0001	1.03	0.93	145	15
Chap-34	0.63	0.4	0.48	0.36	0.01	0.5	0.52	84.8	7
Chap-33	0.68	0.4	0.47	0.42	0.0001	0.49	0.53	87.5	6
Chap-27	0.7	0.4	0.52	0.5	0.0001	0.46	0.33	60.3	8
Chap-24.10	0.81	0.3	0.59	2.14	0.01	0.55	4.1	625	13
Chap-21	0.85	0.3	0.74	0.56	0.01	0.55	0.26	55.3	13
Chap-19	0.87	0.3	0.56	0.75	0.0001	0.45	5.97	873	8
Chap-17	0.74	0.3	0.45	5.48	0.0001	0.84	10.3	1070	6
Chap-14	0.81	0.3	0.91	0.52	0.02	0.6	0.89	136	14
Chap-13	0.79	0.3	0.65	0.62	0.01	0.79	0.92	94.1	12
Chap-9.20	0.95	0.3	1.06	0.78	0.01	0.86	1	171	27
Chap-8.60	0.9	0.2	0.55	0.83	0.01	0.64	7.14	912	8
Chap-6.40	0.85	0.2	0.47	1.01	0.01	1.01	7.88	1220	36

Chap-6	0.71	0.2	0.45	4.52	0.01	0.76	10.9	1370	12
Chap-4.60	0.51	0.1	0.25	1.01	0.001	0.47	18	1820	11
Chap-4.10	0.59	0.1	0.27	1.35	0.0001	0.5	18	1240	20
Chap-3	0.48	0.1	0.26	0.54	0.02	0.43	5.83	295	11
Chap-1.90	0.79	0.1	0.39	1.35	0.01	0.4	18	1150	9
Chap-0.40	0.84	0.1	0.54	0.93	0.02	0.68	12.6	1170	13

Tabla 2. Datos geoquímicos del núcleo de Chapala.

El Carbono inorgánico total está directamente relacionado con concentraciones de sales y su relación es un referente de las condiciones de evaporación en un lago.

Se observa que a lo largo del Pleistoceno Holoceno existe una tendencia del lago de Chapala a presentar fases de alta concentración iónica, sobre todo de 18 a los 20 y de 6 a 10 m. figura CaCO₃-Mg.

El otro componente conservativo y constante es el aluminio, que en conjunto con el Na, K, y seguramente el sílice, nos indica la continua lixiviación de los aluminosilicatos para convertir el material en elementos limo arcillosos.

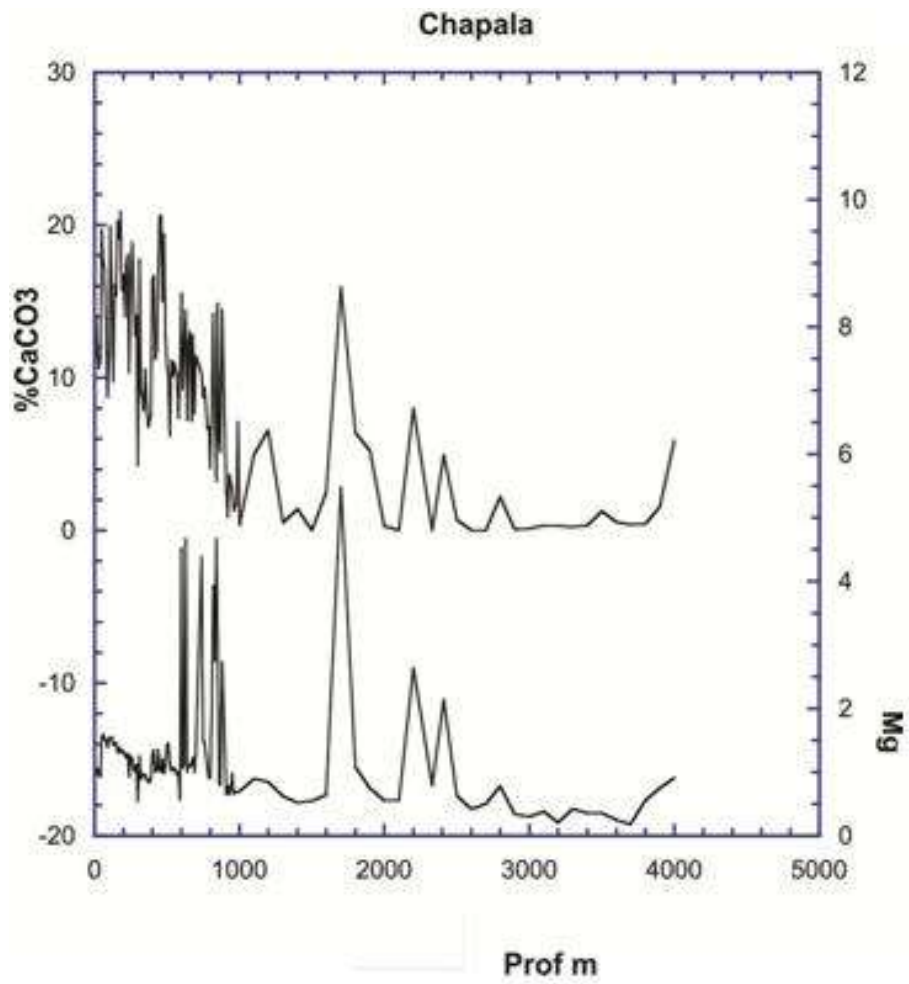


Figura 29. Muestra una relación entre el CaCo₃ y Mg

CAPITULO VI.- DISCUSIÓN

En este capítulo se presenta la integración de los distintos proxies analizados que en conjunto permiten interpretar las distintas fases que experimentó el lago a través de su historia. El núcleo como se mencionó anteriormente fue dividido en cinco zonas diferentes.

Zona I (40 - 24.60 m.)

La constituye una sucesión de arcilla-limo-arena. La DRX muestra abundancia en Cuarzo y en menor proporción montmorillonita, cristobalita y calcita. En el análisis de EIRTF se identificó la montmorillonita. El CIT muestra en promedio 1% en peso, mientras el COT muestra en promedio un 2% en peso (figura 31). Se identificó aporte terrígeno con las gráficas de Hierro y de susceptibilidad magnética. Resaltan los incrementos a los 40 m, a los 32 m, y a los 25 m. Destaca la presencia de óxidos de hierro (Ferrihidrita) asociada a valores altos de COT y Fe, mientras que a los 38 y 34 m. el hierro oscila entre 1.03% y 0.50%. Los datos geoquímicos en esta zona reflejan una relación directa entre los valores de χ_{FL} , Fe, Al y K. lo que indica el ingreso de material terrígeno, ya que estos elementos provienen de fuentes detríticas y comúnmente son utilizados como proxies del aporte terrígeno (Piper y Dean, 2002; Dean, 2006; Pérez-Cruz, 2000; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010). Además se aprecia una relación entre Mg, Ca, Sr y CIT lo que puede indicar cortos episodios de aridez.

Al correlacionar los datos anteriores se infiere que esta zona experimentó una fase húmeda con algunos periodos cortos de sequía (figura 33). En coincidencia con las fases húmedas donde domina una sedimentación arcillosa se observan valores bajos de Hierro en correspondencia con granos superparamagnéticos lo que puede indicar una posible transgresión.

PROF.(m)	(χ_{FL})	Fe, Al, K	CIT (%)	COT(%)	DRX	OTROS	INTERPRETACIÓN
40	0.39x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.89% Al 0.92 % K 0.41%	1,765%	1.8845%	Cuarzo Montmorillonita		FASE HUMEDAD
38	0.08x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 1.03% Al 0.84% K 0.48%	0.127	0.785		Ferrohídrita	
34	0.11x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.50% Al 0.63% K 0.48%	0.098	0.152		Ferrohídrita	
32	0.16x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.32% Al 0.36% K 0.29%	0.093%	0.016 %			
25	0.28x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.72 % Al 0.91% K 0.79%	0.212%	0.488%			

Tabla 3. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona I

Zona II (24.60 - 9.90 m)

La zona II está conformada en la base por facies limosas y culmina en facies arcillosas, resalta una granulometría más gruesa en el centro de esta zona. Los análisis de DRX muestran una abundancia de cuarzo y en menor proporción de cristobalita, calcita y montmorillonita. Esta última también identificada a través del análisis de EIRTF.

El CIT muestra un promedio de 3% en peso, mientras el COT presenta un promedio de 1.5% peso (figura 31). Se identificaron dos niveles de aporte terrígeno a los 20 m y a los 14 m.

Para la identificación de diamagnéticos se utilizaron las gráficas de susceptibilidad magnética y CIT. Los diamagnéticos identificados (cuarzo y carbonatos de Calcio) se aprecian en 3 intervalos: a) entre los 24 a los 21 m. con valores bajos de χ_{FL} y con aumento en la concentración de CIT. b) Entre 19 y 15 m con valores altos de CIT y susceptibilidad magnética). De 12 a 11 m con valores altos de CIT. Se aprecia la presencia de óxidos de hierro a los 17 m. donde se mezclan con diamagnéticos. Se puede inferir por la presencia de cuarzo, aumento en CIT, de minerales diamagnéticos, terrígeno y aumento entre los elementos de Mg, Ca y Sr que son los formadores de carbonatos, que al disminuir la humedad se

precipitan incrementando el contenido de CIT indicando la existencia de un ambiente seco (Eugster y Hardie, 1978). Posiblemente se tiene disolución magnética debido a que los diamagnéticos producen un descenso de los valores χ .

Estos resultados son consistentes con el ingreso de aporte indicando facies fluviales con una posible regresión.

PROF.(m)	(χ_{FL})	Fe, Al, K	CIT (%)	COT(%)	DRX	OTROS	INTERPRETACIÓN
24 a 21	0.12x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.5% Al 0.8 % K 0.6%	2.4	0	Cuarzo Montmorillonita Calcita	Diamagnéticos	FASE SECA
20	0.15x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 52% Al 0.8% K 0.71%	0.08	0.06			
19 a 15	0.13x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.5% A 0.76% K 0.05%	2	0.152		Diamagnéticos	
14	0.21x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.81% Al 0.91% K 0.60%	0.4	0.5			
12 a 11	0.10x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.6% Al 0.8% K 0.79%	1.9	0.4		Diamagnéticos	

Tabla 4. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona II

Zona III (9.90 - 5.70 m)

La zona III se caracteriza en la base por arcillas que pasan transicionalmente a limo, hacia la cima se reconocen los niveles arcillosos, que a su vez vienen cubiertas por facies más arcillosas indicando la estabilización del lago.

El análisis de DRX a 5.70 m. muestra una abundancia de montmorillonita y en menores proporciones cuarzo, calcita y tridimita, mientras que a los 9.90 m. la abundancia de calcita aumenta. En general en el análisis de EIRTF se muestra una mezcla de montmorillonita con carbonatos. El CIT presenta un promedio de 3% en peso, al contrario del COT que muestra un promedio de 4.5% peso (figura 31). Se identificaron tres fases de material terrígeno: a) a los 9.20 m, a los 8.10 m, a los 7.50 m. Los óxidos de hierro se resaltan a los 9.30 m. y 8.40 m (Figura 32). Por la

abundancia en montmorillonita, COT alto, la presencia de óxidos de hierro y aumento en Ca y Sr, se sugiere un ambiente húmedo, con algunos episodios secos en los que destacan los iones de Mg, Ca y Sr. Estos valores también se asocian a incrementos en la susceptibilidad y Fe sugiriendo cortas fases de erosión (figura 33).

PROF.(m)	(χ_{FL})	Fe, Al, K	CIT (%)	COT(%)	DRX	OTROS	INTERPRETACIÓN
9.30	0.11x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.77% Al 0.79% K 0.84%	1.0	0.4	Montmorillonita Calcita		FASE HUMEDAD
9.20	0.14x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.86% Al 0.95% K 0.1.0%	0.2	0.4		Ferrohídrita	
8.40	0.08x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.83% Al 0.59% K 0.34%	0.9	6.0		Ferrohídrita	
8.10	0.12x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 1.20% Al 0.95% K 0.49%	2.4	4.0			
7.50	0.18x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 85 % Al 0.73% K 0.45%	2.6%	1.9%			

Tabla 5. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona III

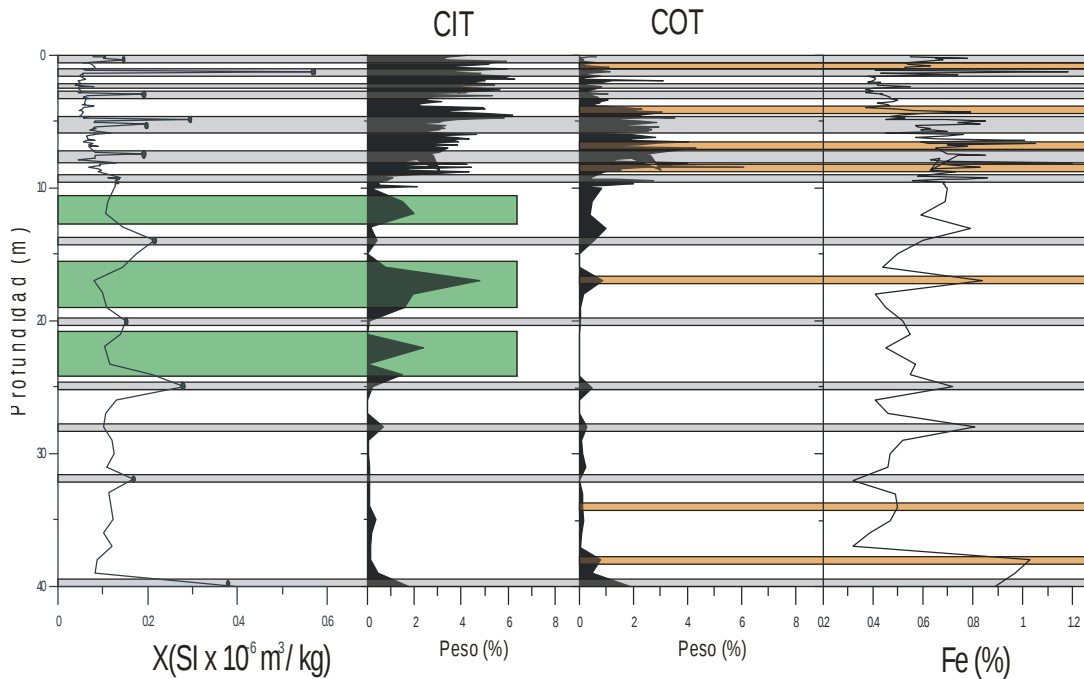


Figura 3029. Resultados del análisis de susceptibilidad magnética, CIT, COT y Fierro. Destaca el aporte terrígeno con franjas de color gris, las concentraciones de diamagnéticos con color verde y los óxidos de hierro de color naranja.

Zona IV (5.70 - 1m)

La Zona IV, está constituida principalmente de arcilla que pasa transicionalmente a un limo arcilloso y culmina con niveles arcillosos. El DRX refleja abundante calcita y en menor proporción montmorillonita y cristobalita. El análisis de EIRTF detecta una mezcla de montmorillonita y carbonatos, mientras que el CIT muestra un promedio de 4% peso, al contrario del COT que muestra 2% peso. Se reconocen seis niveles de aporte terrígeno: a los 5.30 m., a los 4.90 m., a los 3 m. donde destaca una ceniza volcánica, a los 2.40 m, a los 1.80 m y a los 1.30 m.

Por la presencia de la montmorillonita mezclada con carbonatos, alto contenido de CIT y por la relación de Fe, Al y K, se infiere una fase seca. Pero se aprecia un intervalo de óxidos de hierro, lo que posiblemente indique la presencia de un corto episodio de humedad (figura 33). Se distingue la presencia de minerales por los altos valores χ y Fe, donde se puede inferir que no hubo una disolución de minerales magnéticos.

PROF.(m)	(X_L)	Fe, Al, K	CIT (%)	COT(%)	DRX	OTROS	INTERPRETACIÓN
5.30	0.19x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.57% Al 0.8% K 0.35%	3.3	1.1	Calcita		FASE SECA
4.90	0.29x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.69% Al 1.0% K 0.4%	3.8	0.9		Carbonatos	
3	0.19x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.43% Al 0.4% K 0.2%	01.2	0.3			
2.40	0.08x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.55% Al 0.77% K 0.34%	3.1	0.8			
1.80	0.06x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.41% Al 0.7% K 0.3%	6.2	0.1			
1.30	0.56x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 1.18% Al 0.9% K 0.4%	2.9	1.1			

Tabla 6. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona IV

Zona V (1- 0 m)

La zona V (1-0 m) está constituida en la base por arcilla y pasa transicionalmente a un limo arcilloso. EL DRX muestra que el mineral abundante es calcita y en menor proporción montmorillonita y halloisita. El análisis de CIT muestra un promedio de 3% en peso en comparación del COT que muestra un 0.5% en peso (figura 31). Se identificó un nivel de material terrígeno a los 0.20 m. consistente con altos valores de susceptibilidad magnética y Fe, este último también presente a los 0.40 m. alcanzando valores de hasta 0.68% (Figura 32).

Correlacionando los distintos proxies incluyendo el aumento de calcita, CIT y Mg, Ca y Sr, se infiere una fase seca con un episodio posible de una fase humedad, por la presencia de óxidos de fierro (figura 33), que en conjunto se asocian a una posible transgresión.

PROF.(m)	(χ_{FL})	Fe, Al, K	CIT (%)	COT(%)	DRX	INTERPRETACIÓN
0.20	0.10x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.78% Al 0.89% K 0.84%	3.5	0.3	Calcita	FASE SECA
0.40	0.14x10 ⁶ m ³ /kg	Fe 0.78% A 0.89% K 0.54%	3.3	0.18		

Tabla 7. Muestra los valores de χ_{FL} , CIT, COT, DRX y elementos de la Zona V

6.1. Comparación con los registros observados a nivel Global y Regional.

Los afloramientos del margen norte del lago de Chapala, sugieren que durante el Plioceno temprano el lago se comportó como un cuerpo profundo previo a su fragmentación (Michaud *et al.*, 2000).

Durante el Pleistoceno cuando el lago ya estaba establecido en su posición actual se registran fases de humedad que se detectan en este núcleo analizado.

Al no existir fechamientos de este núcleo, solo es posible realizar una correlación con núcleos obtenidos en zonas limítrofes que alcanzan profundidades semejantes.

El registro más cercano corresponde al lago de Cuitzeo, ubicado el mismo sector de depresiones E-O, y a pesar de que no se conocen las tasas de sedimentación, se observa una similitud entre el registro estratigráfico del lago de Cuitzeo y el lago de Chapala.

En particular se ha inferido que la base del núcleo de Cuitzeo (Israde-Alcantara, *et al.*, 2010), corresponde al estadio 5, asociado al Último Interglacial, que es caracterizado por condiciones cálidas y húmedas.

Se observa a nivel global un evento seco reportado por Shackleton, (1969) que se asocia a los estadios isotópicos 4 a 2 (ciclo glacial Würmense) entre 75 a 13 ky, pasando por el último glacial máximo hace 18,000 años. El núcleo de Chapala se asemeja a este estadio isotópicos (zona II) con condiciones secas observadas a nivel interhemisférico en Sudamérica (Blasi *et al.* 2010). Otros estudios a nivel regional que pueden ser correlacionados en este núcleo corresponden al lago de Texcoco donde en este mismo periodo se registró un clima árido y frío (Lozano, 1989), condiciones similares se observan en Chalco y Cuitzeo con niveles bajos (Caballero, *et al.*, 1997 y Israde-Alcantara, *et al.*, 2010), sin embargo Pátzcuaro registró condiciones frías (Bradbury, 2000).

Se observa una relación entre las zona III con la parte del final del estadio isotópico 2 e inicios del 1. En este momento de la evolución del lago se empieza a observar un mejoramiento climático donde se mantiene como un lago estable.

Las condiciones más secas de todo el núcleo se reportan en la zona IV aumentando la concentración iónica, con ligeras fluctuaciones sugeridas por la presencia de Ferrihidrita. Las condiciones secas son similares a las que se observan en Cuitzeo a esa misma profundidad (entre 6.8 y 2.45 m. correspondientes al Glacial Tardío) donde se establece vegetación halófila y las diatomeas reportadas son de condiciones más concentradas en sales (Israde *et al.*, 2010).

En este mismo periodo los lagos de Pátzcuaro, Texcoco registran condiciones frías (Lozano, 1989 y Bradbury, 2000). En Chalco y Cuitzeo los niveles lacustres descienden en el mismo periodo (Caballero, *et al.*, 1997 y Israde-Alcantara, *et al.*, 2010). El en lago de Zirahuén se registra un aumento en el nivel lacustre y expansión litoral entre los 14 y 8.18 ka (Vázquez, *et al.*., 2010).

De 1 a 0 m. del núcleo, hacia periodos históricos se observa un ligero mejoramiento en las condiciones del lago, a diferencia del lago de Cuitzeo donde la flora de diatomeas características de ambientes concentrados en sales y los iones dominantes muestran una tendencia a ir aumentando.

En el lago de Chapala no se observa un brusco incremento en sales debido a la presencia de más aportes fluviales provenientes del Río Lerma y Río Santiago.

Es importante resaltar que las condiciones en el lago de Chapala no fueron tan salinas para establecerse niveles de yeso en la secuencia, ni siquiera en la Zona IV que fue el periodo más seco que ha experimentado el lago.

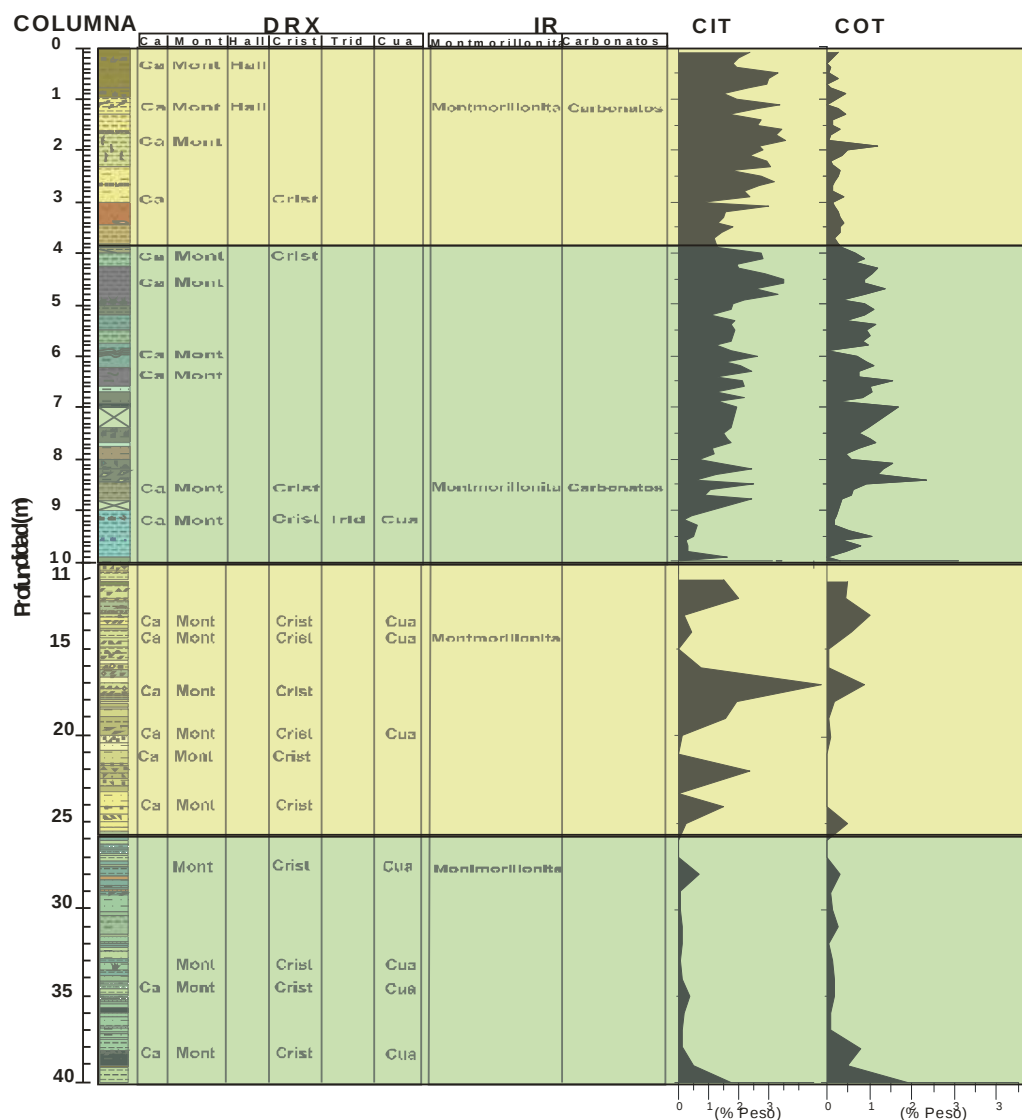


Figura 30. Columna estratigráfica mostrando los valores de DRX, IR, CIT y COT. Las franjas verdes marcan las fases húmedas mientras que las amarillas se asocian a fases secas.

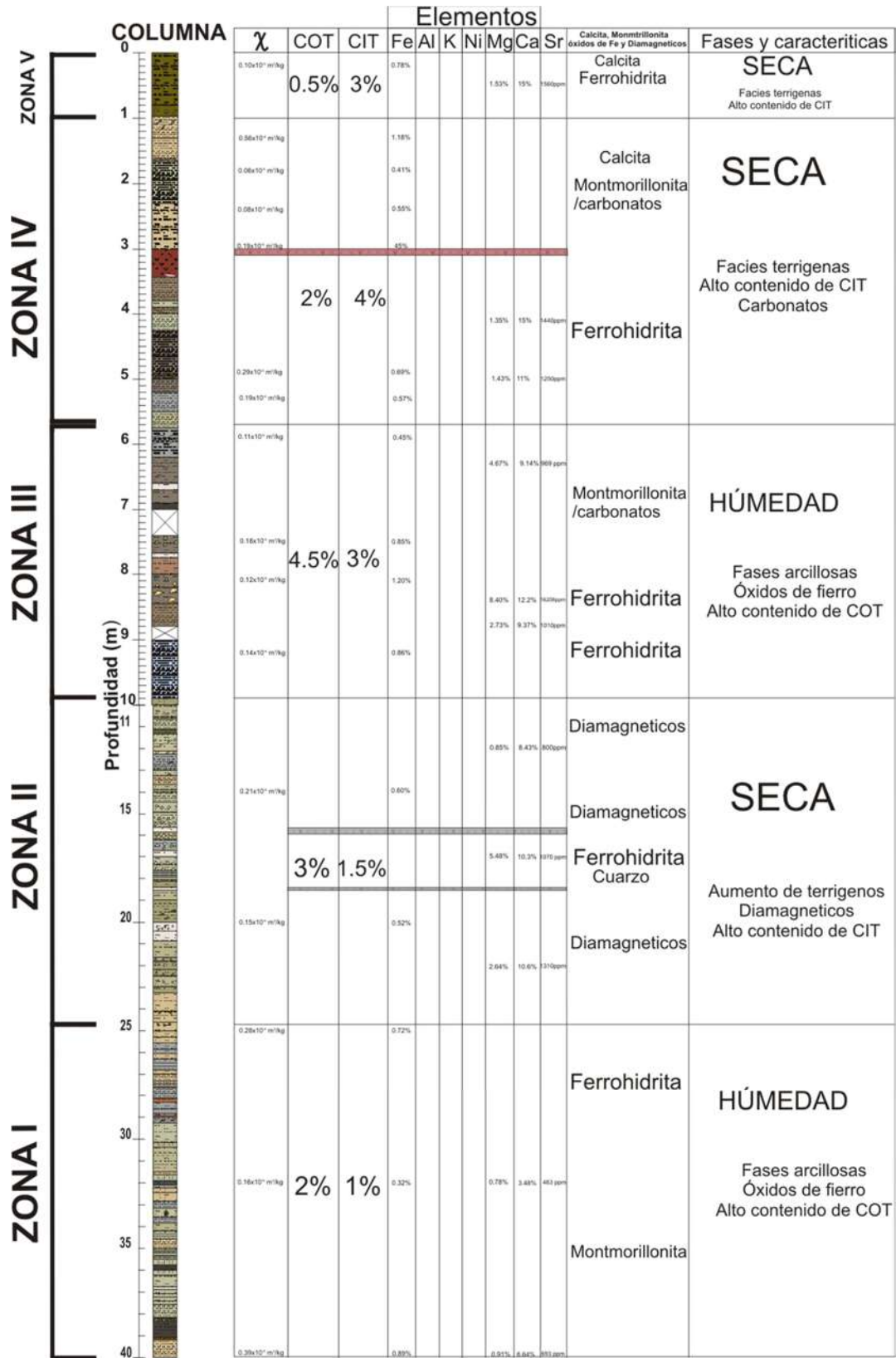


Tabla 8. Tendencias ambientales del lago de Chapala en el Pleistoceno tardío-Holoceno

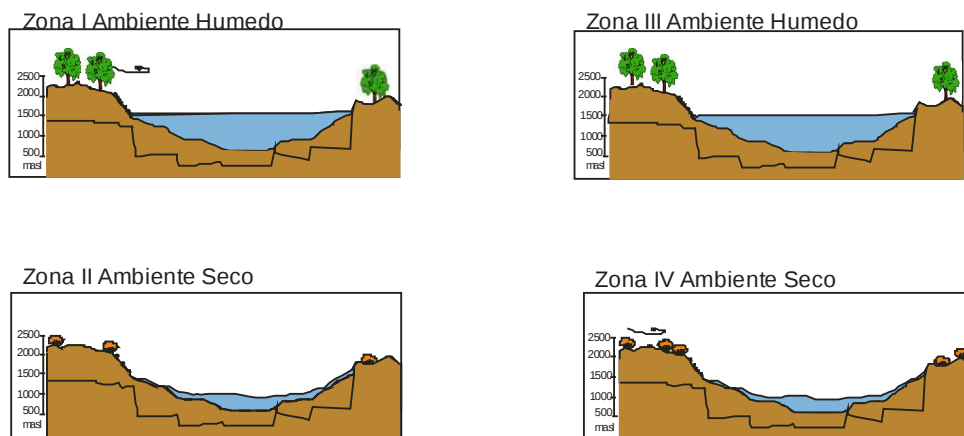
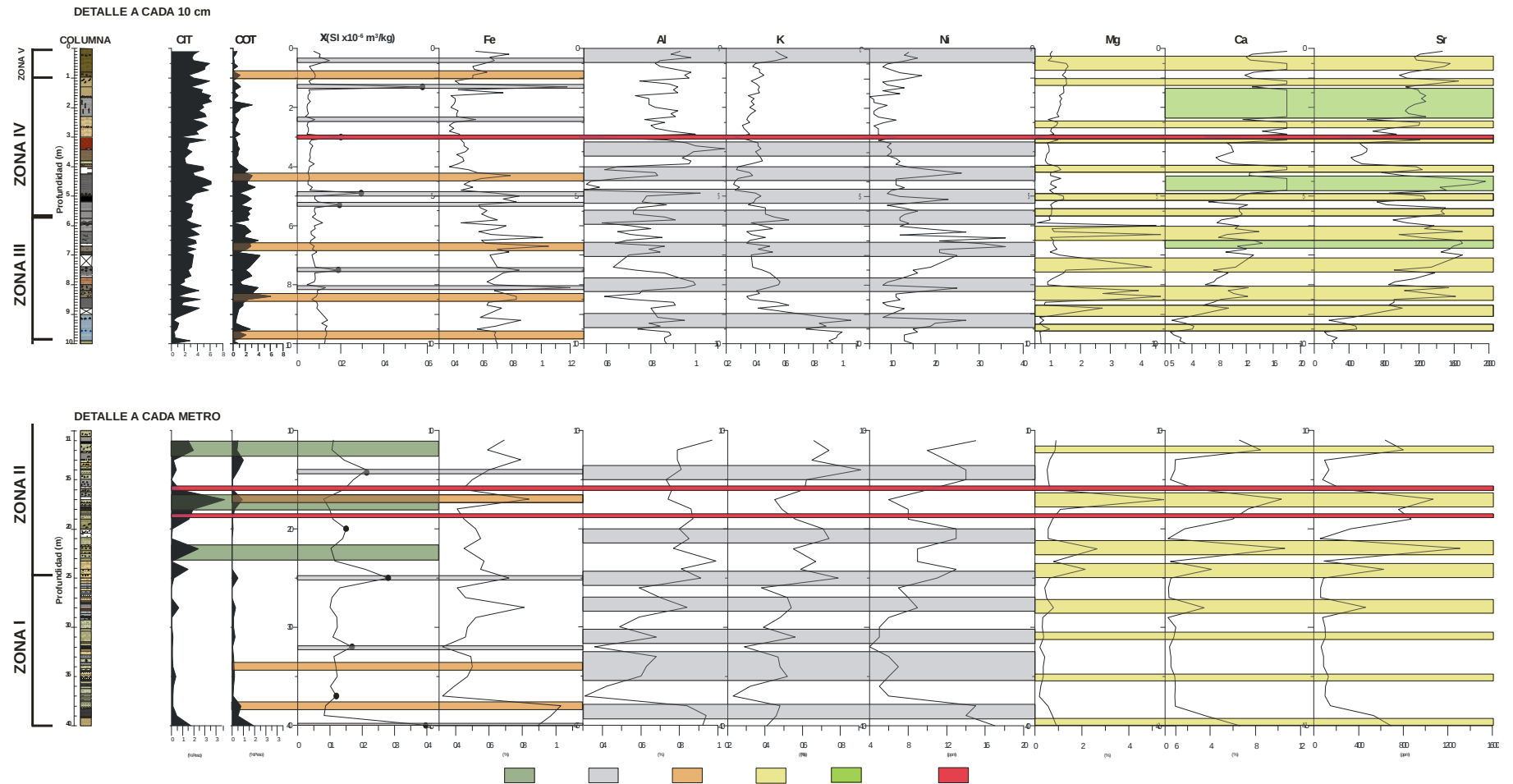


Figura 31. Representación de las fases que experimentó el lago de Chapala durante el Cuaternario superior-Holoceno. 1. Fase húmeda; 2. Fase seca; 4. Fase húmeda; 5. Fase seca



CAPÍTULO VII- CONCLUSIONES

El Lago de Chapala ha pasado por cuatro episodios ambientales bien definidos que sugieren un comportamiento cíclico pasando de seco a húmedo.

1. La primera de ellas es una fase humedad que de acuerdo a la columna estratigráfica abarca de los 40 a los 24.60 m. y está representada por la presencia de óxidos de fierro, escaso ingreso de terrígenos y sobre todo un alto contenido de COT. Esta fase se puede relacionar con el último Interglacial donde se infiere la presencia de condiciones húmedas.
2. Ocurrió un cambio en el lago pasó de una fase húmeda a una fase seca de los 24.60 - 9.90 m. evidencias de este evento se puede sustentar con la presencia de los diamagnéticos, alto contenido de CIT y iones tales como Ca y Mg, así como el aumento de aporte terrígeno.
3. Se identificó una fase humedad a los 9.90 - 5.70 m, donde se observa escaso ingreso de material terrígeno, alta concentración de COT, la presencia de óxidos de Fierro y un dominio de sedimentos arcillosos, por lo que se infiere un tirante de agua alto.
4. Por último una fase seca de los 5.70 - 0 m. que está representada por un aumento en el aporte terrígeno, incremento en el contenido de CIT, presencia de la mezcla de carbonatos.

Fue posible encontrar que al igual que lo reportado para el lago de Chapala durante el Pleistoceno medio-superior, este se mantuvo activo durante el periodo siguiente -Pleistoceno superior-Holoceno, con niveles más bajos que durante el Pleistoceno. No se observan discontinuidades erosivas ni cambios abruptos.

CAPÍTULO XIII. - BIBLIOGRAFÍA

1. Björk, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T.L., Wohlfarth, B., Hammer, U., Spurk, M., 1996. Synchronized terrestrial-atmospheric records around the North Atlantic. *Science* 274, 1155-1160.
2. Bischoff J.L., Menking K.M., Fitts J.P. and Fitzpatrick J.A. 1997. Climatic oscillations 10,000-155,000 yr B.P. at Owens Lake, California Reflected in Glacial Rock Flour Abundance and Lake Salinity in core OL-92. *Quaternary Research*. 48, 313-325
3. ANÁLISIS QUÍMICOS POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X., <http://www.ipen.gob.pe/site/publicaciones/presentaciones/frx.pdf>., Revisado 02/06/2011.
4. Blasi A., Castiniera Latorre, De Puerto L, Prieto R., Fuks E., De Francesco C., Hanson P., Garcia Rodriguez F., Huarte R., Carbonari J., Young A., 2010. Paleoambientes de la Cuenca media del Río Luján (Buenos Aires Argentina) durante el Último periodo Glacial (EIO 4-2). *Latin American Journal of sedimentology and basin analysis*. 7 num 2-
5. Bradbury, J. P. 2000. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48 000 years: impacts of climate and man, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, pp. 69-95.
6. Butler R. (1998) *Paleomagnetism: Magnetic Domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific Publications.
7. Caballero Miranda Margarita E., Reconstrucción Paleolimnológica del Lago de Chalco, México, Durante el Último Máximo Glacial. 2010. El Registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A.P., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 91-100.

8. Caballero Miranda, M., B. Ortega Guerrero, F. Valadez, S. Metcalfe, J.L. Macías, Sugiura. 2002. Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the upper Lerma basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186 : 217-235.
9. Caballero Margarita., Lozano-García Socorro., Vázquez-Selem Lorenzo., Ortega Beatriz .2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el Último Máximo Glacial., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62(3), 359-377.,
10. Caballero Margarita y Ortega Guerrero Beatriz. Escenarios de los cambios climáticos: Registros del Cuaternario en América Latina I., Universidad Nacional Autónoma de México, 2011
11. Chaparro M. A. E., Bidegain J. C., Sinito A. M., Gogorza C.S.G, Jurado S. (2003) Preliminary results of magnetic measurements on stream sediments from Buenos Aires Province, Argentina, *Studia Geophys. Geod.* 47, 121-145.
11. Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Stenensen, J.P., Svendsen, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
12. Dean W. E., 2006. The geochemical record of the last 17, 000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*. 232:87-98.
13. Delgado Granados Hugo., 1992. Tectonics of the Chapala region, Mexico., Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Coyoacán 04510, México, D.F..
15. Eugster. H. P. y L. A. Hardie., 1978 . *Saline Lakes* en A. Lerman (comp.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, Springer-Verlag, New York, pp. 237-294.

16. Fernández R. R. and Bermúdez V. 2004, *Determination of Li and Nb in congruent lithium niobate by ICP-MS*, Chem. Mat. 2004, 16, 3593-3596
17. Fernex F., Zárate del Valle P.F., Ramírez Sánchez H.E., Michaud F., Parron C., Dalmaso J., Barci-Funel G., Guzmán-Arroyo M., 2001. Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico): possible active tectonic control. Chem Geology, 177, 213-228
18. Garduño Monroy, V. H. and A. Tibaldi. 1991. Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt, C R Acad Sci Paris, Série II, 135-142
19. González Mora B. y J. Sierro F., 2007. Caracterización geoquímica de las capas ricas en materia orgánica registradas durante el estadio isotópico marino 7 en el Mar de Alborán (Mediterráneo occidental). GEOGACETA, 43.
20. Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks y J.L. Rubenstone. 1994. Tropical temperatures variations since 20 000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science* 263 : 663-665.
21. Hansen M. Anne., 1992. Materiales pesados en el sistema Lerma-Chapala: distribución y migración., Ingeniería Hidráulica de México.
22. Imbrie J. Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy A., Howard W. R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Molfino B., Moyler J. J., Peterson L. C., Pisias N. G., Prell W. L., Raymo M. E., Shackleton N. J., Toggweiler J. R. 1992. On The Structure and origin of major glaciation cycles. I. linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography* 7, 701-738
23. Israde Alcántara I., Velázquez Durán R., Lozano García M.S., Bischoff J, Domínguez Vázquez G. y Garduño Monroy V H. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno Holoceno., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62 (3): 345-357.
24. Israde Alcántara., W.E. Miller., V.H. Garduño Monroy., Barron J, M.A. Rodriguez Pascua. 2010. Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils

from Late Cenozoic tectonic basins in West-Central México: A review.,, *Quaternary International* 219. 79-94.

25. Johnson, K. M., A. G. Dickson, G. Eischeid, C. Goyet, P. Guenther, R. M. Key, F. J. Millero, D. Purkerson, C. L. Sabine, R. G. Schott, D. W. L. Wallace, R. J. Wilke, and C. D. Winn. 1998. Coulometric total carbon dioxide analysis for marine studies: assessment of the quality of total inorganic carbon measurements made during the US Indian Ocean CO Survey 1994-1996. *Marine Chemistry* 63: 21-37.

26. Lachniet, M.S., y L. Vázquez Selem. 2005. Last glacial equilibrium lines altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International* 138-139 : 129-144.

27. Lambeck, K. and Chappell, J., 2001. Sea Level Change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.

28. Lozano García S. 1989. Palinología y Paleoambientes Pleistocénicos de la Cuenca de México., *Geof. Int.*, Vol 28-2. 335-362.

29. Lozano García, M.S. y L. Vázquez-Selem. 2005. A high elevation pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *The Holocene* **15** : 329-338.

30. Mackay A, W. 2007. The paleoclimatology of Lake Baikal: a diatom synthesis and prospectus- *Earth Science Reviews*, 82 (3-4). pp. 181-215. ISSN 00128252 DOI: 11144.

31. Mendez Cardenas, D. L.; Benammi, M. 2007. Preliminary results of high resolution magneto-biostratigraphy of continental sequences in Chapala Basin, Southwestern Mexico American Geophysical Union, Spring Meeting, abstract #B41A-02.

32. Metcalfe Sarah E., O'Hara Sarah L., Caballero Margarita., Davies Sarah J. 2000 Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico, *Quaternary Science Reviews* 19. 699-72.

33. Metcalfe S., S. J Davies J. D. Braisby, M. J. Leng, A. J. Newton, N. L. Terrot, S. L. O'Hara. 2007. Long and short-term change in the Patzcuaro Basin, central México. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247: 272-295.
34. Metcalfe S. 2006. Late Quaternary environments in the Northern Desert and Central Transvolcanic Belt in Mexico. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 93 : 258-273.
35. Metcalfe S. E. 1995. Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom-based record, *The Holocene*, 5, pp. 196-208.
36. Metcalfe S. E. 1992. Changing environments of the Zacapu basin, Central Mexico: a diatom-based history spanning the last 30 000 year, Research Paper N. 48, School of Geography, University of Oxford, Oxford.
37. Michaud F., Gasse F., Bourgois J., Quintero O. 2000. Tectonic control lake distribution in the Jalisco Block area (Western Mexico) from Pliocene to present *Geological Society of America Special Papers*, 334, 99-110.
38. Moreno A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Goni, M.F., Shackleton, N. y Sierro, F.J. 2005. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
39. Oldfield F., J. A. 1978. Dearing, R. Thompson and Garret-Jones. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rate. *Poliskies Archivum Hydrobiologii*, 25, 321-331.
40. Ostrooumov M. 2005, *Avances Recientes de Espectrometría Infrarroja en la Mineralogía Avanzada.*, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo Instituto de Investigaciones Metalúrgicas., Morelia.
41. Ortega B., R. Thompson y J. Urrutia. 2002. Magnetic properties of lake sediments from lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications, *Journal of Quaternary Science*, 15, 127-140.

42. Pérez Cruz, L. L. 2006. Climate and ocean variability during middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*. 65:401-410.
43. Pérez Cruz, L. L. y J. Urrutia Fucugauchi., 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: Geochemical. Mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. 25:989-1000.
44. Piper D. Z. y W. E. Dean. 2002. Trace-Element Deposition in the Cariaco Basin, Venezuela. Sherf, under Sulfate-Reducing Conditions-A History of the Local Hydrography and Global Climate, 20 ka to the Present. U.S. Geological Survey Professional Paper 1670. 1-26.
45. Priego Angel, Cotler Helena, Fregoso Alejandra, Luna Noemí, Guadarrama Carlos E. 2004. La Dinámica Ambiental De La Cuenca Lerma-Chapala, Gaceta Ecológica, Marzo-junio, número 071, Instituto Nacional de Ecología, Distrito Federal, México, 23-38.
46. Ramírez Hermes U, Zárate del V. Pedro F., García G. Mario E., De la Torre V. Odila, Israde A. Isabel, Meulenert Peña Ángel R. 2007. Disolución de sílice biogénica en sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de la calidad del agua., e-Gnosis, año/vol.5., Universidad de Guadalajara, México.
47. Rosas Elguera, J., Ferrari, L., Lopez Martinez, M. y Urrutia Fucugauchi, U. 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and Triple-Junction area, western México: *International Geology Review*, 39, 125-140.
48. Rollinson, H. 1998. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Essex, England, Longman Geochemistry Series, 352 p.
49. Sinha, R. W. Smykatz-Klos, D. Stüben, S.P. Harrison, Z. Berner, U. Kramar. 2006. Late Quaternary palaeoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233. 252-270.

50. Spinnler J., Garduño Monroy V.H. y Ceragioli E. 2000. Stratigraphic and structural relations between the trans-Mexican Volcanic Belt and the Sierra Madre Occidental in the Guadalajara region, Jalisco, México. *Geological Society of America Special Paper 334*.
51. Sanchez Vidal, A., Collier, R., Calafat, A., Fabres, J. y Canals, M. 2005. Marine Chemistry, 93, 105-118.
52. Shackleton, N.J. 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society B174*, 135-154.
53. Tauxe L. (2005) Lectures in Paleomagnetism, <http://earthref.org/MAGIC/books>.
54. Urrutia Fucugauchi, J. y Rosas Elguera, J. 1994, Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala lake and implications for the tectonics of west-central Mexico: *Tectonophysics*, 239, 61-71.
55. Valdeolmillos Rodríguez Ana. 2004. Registro paleoclimático y Paleoambiental de los últimos 350.000 años en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel (CIUDAD Real)., Memoria que para optar al grado de doctor por la Universidad de Alcalá.
56. Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.
57. Zarate del Valle, Bernd R. T. Simonet, 2006. La Generación de petróleo hidrotermal en sedimentos del lago Chapala y su relación con la actividad Geotérmica del Rift Citala en el Estado de Jalisco, México., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol.22, número 003. Universidad Nacional Autónoma de México. Querétaro, México, 358-370.
58. Zárate del Valle Pedro F., Ramírez Sánchez Hermes U., Fernex Francois., Simoneit Bernd R. T., Israde-Alcántara I. 2010. Radiocarbon age inversions and

progression: source and causes in Late Holocene sediments from Lake Chapala, western Mexico., Environ Earth Sci.

CAPITULO IX. ñ ANEXOS

9.1. Tabla de CIT y COT

PROFUNDIDAD (m)	CARBONO TOTAL	CIT	COT
0,10	4,8886	4,2337	0,6549
0,20	3,9073	3,5319	0,3754
0,30	3,18	3,18	0
0,40	3,5814	3,3921	0,1893
0,50	6,0466	5,9112	0,1354
0,60	6,0128	5,2965	0,7163
0,70	5,2062	5,1606	0,0456
0,80	4,3799	4,1348	0,2451
0,90	3,7514	2,6235	1,1279
1,0	4,0073	3,4644	0,5429
1,1	6,02	5,973	0,047
1,2	5,3282	4,6165	0,7117
1,3	4,0775	2,9252	1,1523
1,4	5,1753	4,8276	0,3477
1,5	4,9199	4,6189	0,301
1,6	6,8905	6,0719	0,8186
1,7	5,9671	5,7422	0,2249
1,8	6,3834	6,2698	0,1136
1,9	7,8211	4,7234	3,0977
2,0	6,2492	5,0221	1,2271
2,1	5,1357	4,2052	0,9305
2,2	5,4314	5,2084	0,223
2,3	5,7182	5,4163	0,3019
2,4	3,9511	3,1062	0,8449
2,5	5,582	4,8602	0,7218
2,6	6,1437	5,6484	0,4953
2,7	5,0192	4,716	0,3032
2,8	4,1537	3,8338	0,3199
2,9	5,307	4,2224	1,0846
3,0	1,6084	1,2829	0,3255
3,1	5,8027	5,3258	0,4769
3,2	3,4481	2,7506	0,6975
3,3	3,3594	2,6056	0,7538
3,4	3,411	2,3524	1,0586
3,5	3,9597	3,1678	0,7919
3,6	3,2713	2,4917	0,7796

3,7	2,5139	2,0322	0,4817
3,8	2,8298	2,1417	0,6881
3,9	3,1996	2,2822	0,9174
4,0	6,5946	4,9157	1,6789
4,1	7,3489	5,0073	2,3416
4,2	5,0825	3,3694	1,7131
4,3	6,6301	3,5545	3,0756
4,4	7,8655	5,1138	2,7517
4,5	8,4575	6,1873	2,2702
4,6	8,454	6,1712	2,2828
4,7	8,0555	4,5059	3,5496
4,8	8,0932	5,8182	2,275
4,9	4,7393	3,8264	0,9129
5,0	5,4781	3,2402	2,2379
5,1	5,9065	3,0267	2,8798
5,2	4,1002	1,8666	2,2336
5,3	4,5226	3,3444	1,1782
5,4	5,9925	3,0337	2,9588
5,5	5,7034	3,302	2,4014
5,6	5,8292	3,1425	2,6867
5,7	5,2527	3,0494	2,2033
5,8	4,7604	2,2127	2,5477
5,9	3,1	3,1	0
6,0	6,5391	4,6576	1,8815
6,1	5,1366	2,776	2,3606
6,2	6,5144	3,6848	2,8296
6,3	6,2652	4,323	1,9422
6,4	4,0813	2,1731	1,9082
6,5	7,7399	3,7039	4,036
6,6	6,5884	3,9044	2,684
6,7	4,9483	2,1526	2,7957
6,8	6,0386	3,8401	2,1985
6,9	3,0392	2,3088	0,7304
7,0	7,7409	3,4274	4,3135
7,4	5,6549	3,089	2,5659
7,5	4,5738	2,6127	1,9611
7,6	5,4318	2,8064	2,6254
7,7	6,0863	3,0628	3,0235
7,8	3,9246	2,0027	1,9219
7,9	3,1642	2,0348	1,1294
8,0	2,668	1,2229	1,4451
8,1	6,4712	2,4668	4,0044
8,2	7,7158	4,265	3,4508
8,3	5,3431	2,2353	3,1078
8,4	7,058	0,967	6,091

8,5	6,9009	4,4551	2,4458
8,6	3,381	1,815	1,566
8,7	3,0848	1,5417	1,5431
8,8	5,3041	4,3441	0,96
9,1	1,3595	0,7951	0,5644
9,2	0,7188	0,2703	0,4485
9,3	1,5289	1,0965	0,4324
9,4	2,3507	0,9339	1,4168
9,5	3,5561	0,8009	2,7552
9,6	1,272	0,385	0,887
9,7	2,5	0,4834	2,0166
9,8	1,7043	0,5068	1,1975
9,9	2,1302	2,1302	0
10	0,9411	0,108565	0,832535
11	1,9849	1,4885	0,4964
12	2,3857	1,9734	0,4123
13	1,1488	0,1503	0,9985
14	0,9685	0,421	0,5475
15	0,015659	0	0,015659
16	0,7816	0,7493	0,0323
17	5,6771	4,7873	0,8898
18	2,1093	1,922	0,1873
19	1,6049	1,5673	0,0376
20	0,1537	0,084244	0,069456
21	0	0	0
22	2,4	2,4	0
23	0	0	0
24	1,485	1,485	0
25	0,7008	0,2127	0,4881
26	0	0	0
27	0	0	0
28	0,9656	0,6623	0,3033
29	0,119334	0,020123	0,099211
30	0,1577	0,03522	0,12248
31	0,3339	0,097979	0,235921
32	0,109698	0,093298	0,0164
33	0,1953	0,0682	0,1271
34	0,2505	0,098326	0,152174
35	0,5633	0,3791	0,1842
36	0,264	0,1652	0,0988
37	0,1827	0,11719	0,06551
38	0,9128	0,127134	0,785666
39	0,9511	0,466	0,4851
40	3,6502	1,7657	1,8845

9.2. Tabla de susceptibilidad magnética

Profundidad (m)	SI x10 ¹¹ (-6) ml ⁺ (3)/kg
0,1	0,07728
0,2	0,10621
0,3	0,1008
0,4	0,14837
0,5	0,10296
0,6	0,05653
0,7	0,06605
0,8	0,07535
0,9	0,08286
1	0,08022
1,1	0,05453
1,2	0,06173
1,3	0,56785
1,4	0,05472
1,5	0,05734
1,6	0,04897
1,7	0,04983
1,8	0,06048
1,9	0,04627
2	0,04415
2,1	0,0477
2,2	0,0522
2,3	0,03832
2,4	0,08026
2,5	0,04816
2,6	0,04416
2,7	0,05066
2,8	0,05028
2,9	0,04401
3	0,19003
3,1	0,06604
3,2	0,05703
3,3	0,07117
3,4	0,06278
3,5	0,06041
3,6	0,05833
3,7	0,06117
3,8	0,05389
3,9	0,07914
4,0	0,05613

4,1	0,05444
4,2	0,04835
4,3	0,0527
4,4	0,05599
4,5	0,05015
4,6	0,04845
4,7	0,0685
4,8	0,05729
4,9	0,29486
5	0,08146
5,1	0,08097
5,2	0,09758
5,3	0,19495
5,4	0,08149
5,5	0,07842
5,6	0,08488
5,7	0,07037
5,8	0,08991
5,9	0,11776
6	0,07962
6,1	0,08189
6,2	0,06229
6,3	0,06504
6,4	0,08314
6,5	0,0636
6,6	0,05718
6,7	0,07829
6,8	0,06869
6,9	0,09054
7	0,06813
7,4	0,0836
7,5	0,18937
7,6	0,08139
7,8	0,08276
7,9	0,07834
8	0,04527
8,1	0,12998
8,2	0,09278
8,3	0,09377
8,4	0,08764
8,5	0,06794
8,6	0,09059
8,7	0,0949
8,8	0,08975
9,1	0,12815

9,2	0,14041
9,3	0,11187
9,4	0,13745
9,5	0,12725
9,6	0,1359
9,7	0,13391
9,8	0,12726
9,9	0,12821
10	0,12582
11	0,1111
12	0,1056
13	0,14458
14	0,2139
15	0,17356
16	0,14344
17	0,08015
18	0,09878
19	0,10927
20	0,1502
21	0,1389
22	0,10327
23,3	0,11486
24,1	0,2097
25	0,2804
26	0,12998
27	0,10573
28	0,10037
29	0,12097
30	0,12337
31	0,10911
32	0,16888
33	0,11293
34	0,11762
35	0,12214
36	0,10189
37	0,12012
38	0,08596
39	0,08245
40	0,39603

9.3. Tabla de ICEP de Masas

Profundidad (m)	Al (%)	Na (%)	K (%)	Mg (%)	Ti (%)	Fe (%)	Ca (%)	Sr (ppm)	Ni (ppm)
0,10	0,93	0,1	0,54	1,07	0,02	0,55	18	1470	14
0,20	0,89	0,1	0,57	1	0,02	0,78	12,9	1210	13
0,30	0,98	0,1	0,62	1,04	0,02	0,65	12	1150	16
0,40	0,84	0,1	0,54	0,93	0,02	0,68	12,6	1170	13
0,50	0,82	0,1	0,4	1,53	0,01	0,61	18	1560	9
0,60	0,84	0,1	0,38	1,59	0,01	0,53	18	1490	8
0,70	0,91	0,1	0,43	1,52	0,01	0,54	18	1300	10
0,80	0,98	0,1	0,43	1,5	0,01	0,63	13,1	1100	12
0,90	0,95	0,1	0,46	1,4	0,01	0,53	11,8	976	17
1	0,97	0,1	0,42	1,54	0,01	0,53	12,9	1060	13
1,10	0,75	0,1	0,37	1,54	0,01	0,41	18	1650	8
1,20	0,88	0,1	0,41	1,55	0,01	0,44	18	1350	9
1,30	0,92	0,1	0,43	1,43	0,01	1,18	12,9	1050	13
1,40	0,9	0,0001	0,42	1,46	0,01	0,43	18	1190	8
1,50	0,92	0,1	0,43	1,46	0,01	0,74	18	1210	12
1,60	0,73	0,1	0,35	1,31	0,01	0,38	18	1280	5
1,70	0,79	0,1	0,39	1,38	0,01	0,41	18	1230	6
1,80	0,79	0,1	0,37	1,32	0,01	0,41	18	1280	6
1,90	0,79	0,1	0,39	1,35	0,01	0,4	18	1150	9
2	0,82	0,1	0,36	1,3	0,01	0,38	18	1080	7
2,10	0,92	0,1	0,4	1,28	0,01	0,43	18	1040	6
2,20	0,89	0,0001	0,37	1,23	0,01	0,42	18	1080	6
2,30	0,91	0,1	0,35	1,29	0,01	0,42	18	1280	7
2,40	0,77	0,1	0,34	0,93	0,01	0,55	11,5	606	11
2,50	0,86	0,1	0,36	1,25	0,01	0,4	18	1210	8
2,60	0,8	0,1	0,31	1,21	0,01	0,37	18	1200	6
2,70	0,82	0,1	0,32	1,04	0,01	0,4	18	864	7
2,80	0,89	0,1	0,34	1,02	0,01	0,37	14,4	671	7
2,90	1	0,1	0,36	1,12	0,01	0,44	18	940	7
3	0,48	0,1	0,26	0,54	0,02	0,43	5,83	295	11
3,10	0,87	0,1	0,35	1,25	0,01	0,45	18	1210	7
3,20	0,96	0,2	0,42	0,9	0,01	0,47	9,11	514	10
3,30	1	0,1	0,42	0,95	0,01	0,47	9,76	555	9
3,40	1,13	0,2	0,44	0,97	0,01	0,5	9,91	605	10
3,50	0,99	0,1	0,4	0,96	0,01	0,48	10,1	599	10
3,60	0,97	0,1	0,42	0,89	0,01	0,42	8,83	546	9
3,70	0,94	0,1	0,44	0,86	0,01	0,46	7,52	423	11
3,80	0,98	0,1	0,45	0,84	0,01	0,47	8,08	463	12
3,90	0,97	0,1	0,37	0,91	0,01	0,43	9,88	552	11

4	0,65	0,1	0,28	1,26	0,01	0,37	18	1170	14
4,10	0,59	0,1	0,27	1,35	0,01	0,5	18	1240	20
4,20	0,82	0,1	0,36	1,01	0,01	0,56	12,5	771	26
4,30	0,83	0,2	0,38	1,02	0,01	0,79	12,4	1030	19
4,40	0,65	0,2	0,28	1,35	0,01	0,59	18	1600	11
4,50	0,53	0,1	0,26	1,04	0,01	0,51	18	1960	11
4,60	0,51	0,1	0,25	1,01	0,001	0,47	18	1820	11
4,70	0,57	0,1	0,29	1,21	0,01	0,53	18	1440	13
4,80	0,5	0,1	0,26	0,98	0,01	0,45	18	1510	10
4,90	1,02	0,2	0,4	1,11	0,02	0,69	12,6	859	9
5	0,78	0,2	0,44	1,43	0,01	0,85	11	1250	12
5,10	0,77	0,2	0,4	1,46	0,01	0,74	10,3	1270	23
5,20	0,76	0,2	0,39	1,14	0,01	0,83	6,47	715	16
5,30	0,87	0,2	0,35	1,02	0,01	0,57	12,2	829	9
5,40	0,74	0,2	0,47	1,07	0,01	0,58	10,9	1500	13
5,50	0,72	0,2	0,47	1,04	0,01	0,63	11	1450	16
5,60	0,72	0,2	0,47	1,04	0,01	0,59	11,4	1490	13
5,70	0,86	0,2	0,53	0,96	0,02	0,64	10,7	1160	12
5,80	0,91	0,2	0,63	0,99	0,02	0,7	8,31	901	12
5,90	0,58	0,2	0,37	0,57	0,01	0,45	7,67	1060	14
6	0,71	0,2	0,45	4,52	0,01	0,76	10,9	1370	12
6,10	0,8	0,2	0,52	1,07	0,01	0,7	10,3	1260	19
6,20	0,65	0,2	0,34	1,13	0,01	0,57	13,9	1700	27
6,30	0,71	0,2	0,37	4,67	0,01	0,66	9,14	969	12
6,40	0,85	0,2	0,47	1,01	0,01	1,01	7,88	1220	36
6,50	0,69	0,2	0,36	1,11	0,01	0,59	13,1	1670	21
6,60	0,64	0,2	0,34	1,1	0,01	0,62	14,4	1700	31
6,70	0,86	0,2	0,5	1,14	0,01	1,05	10,7	1590	36
6,80	0,79	0,2	0,42	1,23	0,01	0,7	12	1550	21
6,90	0,84	0,2	0,52	1	0,01	0,78	8,99	1450	21
7	0,7	0,2	0,37	1,31	0,01	0,65	13,1	1700	25
7,40	0,63	0,2	0,38	4,38	0,01	0,7	10,4	1340	19
7,50	0,73	0,2	0,45	1,51	0,01	0,85	7,14	912	15
7,60	0,86	0,2	0,5	1,45	0,01	0,74	9,31	1380	16
7,80	0,94	0,2	0,55	1,07	0,01	0,67	7,62	1140	12
7,90	0,99	0,2	0,57	0,91	0,01	0,63	7,2	924	9
8	1	0,2	0,56	0,91	0,01	0,68	5,9	853	8
8,10	0,95	0,3	0,49	2	0,01	1,2	12,3	1540	25
8,20	0,76	0,2	0,41	3,93	0,01	0,68	9,33	1030	18
8,30	0,75	0,2	0,43	2,75	0,01	0,75	10,1	1330	11
8,40	0,59	0,2	0,34	4,67	0,01	0,83	12,2	1620	11
8,50	0,71	0,2	0,36	3,12	0,01	0,83	8,21	912	12
8,60	0,9	0,2	0,55	0,83	0,01	0,64	7,14	912	8
8,70	0,91	0,2	0,63	0,8	0,01	0,63	5,65	854	9
8,80	0,8	0,2	0,42	2,73	0,01	0,73	9,37	1010	13

9,10	0,83	0,3	0,89	0,65	0,02	0,58	3,01	439	8
9,20	0,95	0,3	1,06	0,78	0,01	0,86	1	171	27
9,30	0,79	0,3	0,84	0,66	0,01	0,77	3,07	351	20
9,40	0,84	0,3	0,89	0,77	0,01	0,69	4,3	478	19
9,50	0,74	0,2	0,75	0,98	0,01	0,56	4,07	486	15
9,60	0,88	0,3	1	0,66	0,01	0,69	0,83	120	16
9,70	0,89	0,3	0,97	0,68	0,01	0,68	1,34	154	13
9,80	0,86	0,3	0,96	0,69	0,01	0,69	2,39	267	13
9,90	0,86	0,3	0,91	0,69	0,01	0,69	2,19	208	13
10	0,87	0,3	0,94	0,7	0,01	0,7	3,13	237	15
11	0,97	0,3	0,66	0,9	0,01	0,69	6,57	638	15
12	0,79	0,3	0,74	0,85	0,01	0,59	8,43	800	10
13	0,79	0,3	0,65	0,62	0,01	0,79	0,92	94,1	12
14	0,81	0,3	0,91	0,52	0,02	0,6	0,89	136	14
15	0,73	0,4	0,62	0,55	0,01	0,5	0,46	76	14
16	0,76	0,3	0,61	0,64	0,01	0,44	2,83	256	10
17	0,74	0,3	0,45	5,48	0,01	0,84	10,3	1070	6
18	0,86	0,3	0,49	1,08	0,01	0,41	7,34	758	8
19	0,87	0,3	0,56	0,75	0,01	0,45	5,97	873	8
20	0,8	0,2	0,71	0,56	0,02	0,52	1,74	328	13
21	0,85	0,3	0,74	0,56	0,01	0,55	0,26	55,3	13
22	0,77	0,3	0,55	2,64	0,01	0,45	10,6	1310	9
23,3	0,99	0,4	0,67	0,79	0,01	0,57	0,47	91,7	9
24,1	0,81	0,3	0,59	2,14	0,01	0,55	4,1	625	13
25	0,91	0,5	0,79	0,63	0,01	0,72	0,53	84,1	11
26	0,59	0,3	0,38	0,42	0,01	0,41	0,32	60,2	7
27	0,7	0,4	0,52	0,5	0,01	0,46	0,33	60,3	8
28	0,84	0,5	0,54	0,78	0,01	0,81	3,48	463	9
29	0,59	0,4	0,48	0,34	0,01	0,52	0,28	77,7	6
30	0,49	0,3	0,39	0,3	0,01	0,47	0,94	98,5	5
31	0,68	0,5	0,56	0,38	0,01	0,46	0,78	101	5
32	0,36	0,2	0,29	0,21	0,01	0,32	0,38	64,4	4
33	0,68	0,4	0,47	0,42	0,01	0,49	0,53	87,5	6
34	0,63	0,4	0,48	0,36	0,01	0,5	0,52	84,8	7
35	0,6	0,4	0,52	0,36	0,01	0,47	0,89	129	6
36	0,42	0,3	0,32	0,25	0,01	0,39	0,9	103	5
37	0,31	0,2	0,23	0,18	0,01	0,32	0,88	98	6
38	0,84	0,5	0,48	0,56	0,01	1,03	0,93	145	15
39	0,94	0,5	0,46	0,75	0,01	0,97	3,64	534	14
40	0,92	0,5	0,41	0,91	0,01	0,89	6,64	693	17