

PALINOLOGIA Y PALEOAMBIENTES PLEISTOCENICOS DE LA CUENCA DE MEXICO

S. LOZANO-GARCIA*

RESUMEN

Se analiza el contenido palinológico de un sondeo de 80 m del ex-lago de Texcoco, para establecer una palinoestratigrafía a través del análisis paleoecológico y paleoclimático.

Los cambios detectados a través del análisis palinológico están apoyados por los cambios geoquímicos registrados en los sedimentos lacustres. La secuencia palinoestratigráfica se explica en términos de variaciones climáticas, conjuntamente con las alteraciones que sobre la cubierta vegetal y los suelos produjo el volcanismo de la cuenca.

Basándose en la correlación litoestratigráfica y la tasa de depositación estimada, las arcillas lacustres del sondeo comprenden desde el final del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior. Se establecen tres zonas con base en el contenido palinológico y características geoquímicas de los sedimentos.

La zona A (Pleistoceno medio superior) está dominada por polen de bosque de pino y encino y está presente polen de bosque mesófilo; el clima era templado-húmedo. Las evidencias paleolimnológicas señalan la existencia de un lago de agua dulce durante este período.

La zona B (Pleistoceno medio superior) presenta variaciones importantes en el contenido palinológico, dominando el polen de comunidades herbáceas; se registra un enfriamiento importante que se correlaciona con la glaciación Tomicoxco. Hay gran aporte de material detrítico alóctono y los valores de Na y K se elevan, también hay un aumento considerable de la susceptibilidad magnética y se detecta una importante reducción del nivel lacustre. Hacia el final de la zona el nivel del lago aumenta, se empiezan a recuperar las comunidades boscosas y hay una retracción de las comunidades herbáceas.

* Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, México, D. F., MEXICO.

La zona C, que abarca el Pleistoceno superior, se caracteriza por la dominancia de polen arbóreo (*Pinus*, *Quercus*, *Alnus*). Se registran fluctuaciones paleoclimáticas; en las etapas húmedas, se registra polen de bosque mesófilo y en las etapas menos húmedas domina el polen de los bosques de pino y encino. En general se observa una tendencia moderada pero progresiva hacia la aridez. El lago que en la zona A era de agua dulce poco a poco se transforma en un lago salobre, debido posiblemente a una combinación de hidrotermalismo con un clima progresivamente más seco.

ABSTRACT

This palynological study is based on an 80 m core at Texcoco Lake. The aim of this work is to establish the palynostratigraphy by means of the paleoecologic and paleoclimatic analysis.

The changes observed through the palynological analysis are supported by the geochemical changes recorded in the lacustrine sediments. The palynostratigraphic sequence is explained in terms of the climatic variations as well as a result of the volcanic activity that caused alterations of soil and vegetation.

Based on the lithostratigraphic correlation and taking into account the sedimentation rate, the lacustrine clays of the core are encompassed between Middle and Upper Pleistocene. Three zones are established, according to the palynological content and the geochemical characteristics of the sediments.

Zone A (Upper Middle Pleistocene) dominated by pine and oak pollen and cloud forest pollen is also present. This assemblage seems to indicate that the climate was humid-temperate. The paleolimnological evidence exhibit the existence of a fresh-water lake during this period.

Zone B (Upper Middle-Pleistocene) presents important variations in the palynological content, with prevalence of pollen from herbaceous communities; there are signals of an important cooling correlated with the Tomicoxco glaciation. There is a great contribution of allochthonous detritic material and the values of Na and K rise. There is also a considerable increase of the magnetic susceptibility and an important lowering of the lake level. Towards the end of this zone the lake level increases, the woodlands are reestablished and the herbaceous communities retract.

Zone C (Upper Pleistocene) is characterized by the prevalence of arboreal pollen (*Pinus*, *Quercus*, *Alnus*). Paleoclimatic fluctuations are observed. In the wet stages, pollen of cloud forest is registered and in less humid stages woodlands of pine and oak prevail. In general, there is a moderate but progressive tendency towards aridity. The lake becomes progressively brackish, possibly due to a combination of hydrothermalism and a dryer climate.

INTRODUCCION

El presente trabajo se ha planteado como el inicio de las investigaciones sobre el Cuaternario en la cuenca de México, empleando como herramienta principal el análisis palinológico. Es necesario mencionar que, para estudiar el Cuaternario, se requiere enfrentar los problemas desde un punto de vista multidisciplinario ya que los fenómenos a entender son en general sumamente complejos, por lo que de ninguna manera se pretende que el análisis de palinomorfos sea el único método.

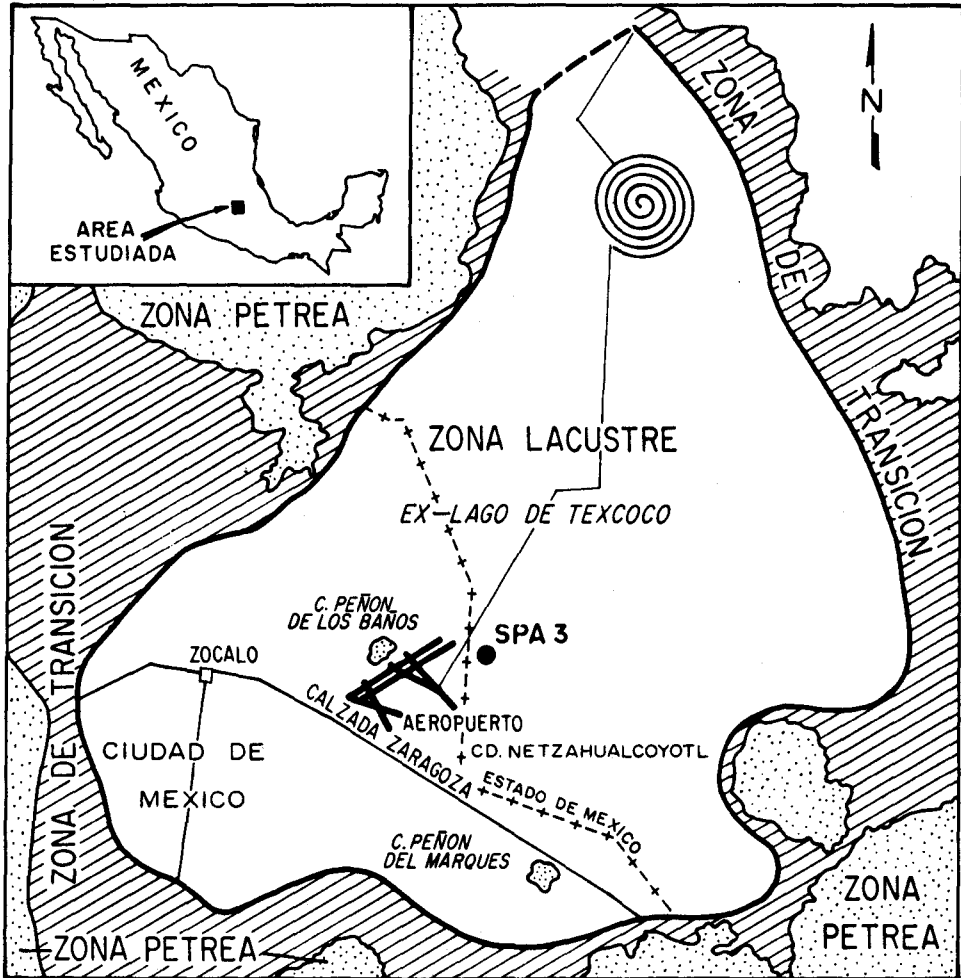


Fig. 1. Mapa de localización.

Los estudios de la geología de la cuenca demuestran que los depósitos presentes en la misma son directa o indirectamente de origen volcánico (Mooser *et al.*, 1986), lo cual limita seriamente los estudios paleontológicos en el área. Sin embargo, la existencia de una secuencia de varios cientos de metros de sedimentos lacustres en la cuenca de México, que abarca el Terciario superior y el Cuaternario, ofrece amplias posibilidades para el estudio de paleoclimas, paleofloras, paleolimnología y en general del medio ambiente de la zona.

Utilizando el análisis palinológico de sedimentos lacustres en un núcleo de 80 m de profundidad, localizado en la porción central del lago (figura 1), los objetivos de la investigación son: conocer la composición de la paleoflora y detectar cambios en ésta; establecer una palinoestratigrafía de las arcillas lacustres del centro de la cuenca (lago de Texcoco) para posteriormente realizar correlaciones locales; determinar cambios climáticos y/o tectónicos y sus posibles efectos en la flora a fin de contribuir a la comprensión del desarrollo en la cuenca.

MARCO GEOLOGICO

Si bien la mayor parte de los trabajos de la cuenca se han dirigido a mecánica de suelos, existen varias investigaciones que contribuyen al conocimiento sobre la evolución geológica de la cuenca. Entre éstos tenemos los de Schlaepfer (1968), los resultados de la perforación del pozo Texcoco I de Marsal y Graue (1969) y Gasca y Reyes (1974).

Los eventos volcánicos del Terciario medio y superior están representados por las Formaciones Las Cruces, Ajusco, Zempoala, Iztaccíhuatl y Tlaloc (Schlaepfer, *op. cit.*). Mooser (1970, 1974, 1978) propone que como resultado del volcanismo que se presentó en el Mioceno-Plioceno inferior, se forman los límites norte, este y oeste de la cuenca; de tal forma que es posible reconstruir para esa época, dos valles, uno de mayor tamaño drenando hacia el área de Cuernavaca y el menor, hacia Cuautla. Posteriormente, hacia finales del Plioceno y Cuaternario, el volcanismo se manifiesta en la formación de la Sierra de Chichinautzin, ésta última cerró la cuenca cambiando drásticamente el sistema hidrológico existente. De acuerdo con Mooser (1978) las erupciones de la Sierra de Chichinautzin se produjeron en los últimos 700 000 años. Las modificaciones que sufrió la cuenca fueron extraordinarias, ya que se formaron grandes abanicos de grava y arenas en las desembocaduras de los

ríos. De tal forma que la parte central, lejos de las márgenes, se fue rellenando de sedimentos limo-arenosos interestratificados con suelos y cenizas volcánicas provenientes de las erupciones de la zona sur. Se desarrollaron los lagos en las partes centrales: Texcoco, Xochimilco, Zumpango, Chalco y según Mooser (1978) durante las épocas glaciares de los últimos 100 000 años, por la abundante precipitación, se formaron cuerpos de agua importantes, los cuales variaban en extensión de acuerdo con el aporte de lluvia y con las condiciones climáticas imperantes. Los depósitos lacustres tienen espesores variables: de 70 a 80 m de profundidad al NW de Chimalhuacán, 60 m en el Zócalo y desaparecen al pie de las Lomas de Chapultepec.

Estratigrafía cuaternaria

El primer trabajo sobre la estratigrafía del Cuaternario es el de Bryan (1948) quien estudia paleosuelos en las márgenes de la cuenca y es el primero en establecer unidades estratigráficas empleando un criterio edafológico, basándose en su propia investigación y en los trabajos de Arellano (1953) y De Terra (1948):

Noche Buena: suelos de aluvión con restos de cerámica; Preclásico.

Totolsingo: suelos café.

Barrilaco: caliche; postglacial árido 4 500 - 7 500 ap.

Becerra: aluvión, presencia de *Elephas*, *Equus*, *Bison*; 10 000 ap Wisconsin 3.

Morales: caliche; intersticial W2/W3.

Tacubaya: aluvión compacto amarillo; Wisconsin 2.

Tarango: tobas y brecha volcánicas, pómez de origen fluvial depositadas en la base de las montañas que limitaban la cuenca hacia el occidente; pleistocénica.

La Formación Tarango, a la que Bryan asignó inicialmente una edad pleistocénica, actualmente se considera que comprende desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno inferior, ya que infrayace las lavas recientes de la Formación Chichinautzin. Su límite inferior se ha colocado en la parte superior de los últimos derrames traquiandesíticos del Plioceno superior, correspondiendo a una profundidad de 816 m en el Pozo Texcoco I, su límite superior no ha sido posible identificarlo en dicha columna. Sin embargo, posteriormente Mooser *et al.* (1986) establecen una secuencia estratigráfica para la zona de Las Lomas y otra para la planicie lacustre, que abarcan desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno. En estas secuencias se señala

que las denominadas arenas azules, producto de una de las erupciones del cerro San Miguel, localizado en el SW de la cuenca, ocurrió hace 170 000 años y representa la llamada Formación Tarango. Además, basándose en el conocimiento de los diversos eventos volcánicos, de la litología y de la geología climática, se establece una correlación entre ambas secuencias, proporcionando las edades de algunas unidades litológicas y precisando la ocurrencia de las dos últimas glaciaciones. Mooser *et al.* (1986) indican que resulta inadecuado el empleo de las formaciones Tacubaya, Becerra y Tarango, ya que a excepción de la última no se prolongan de Las Lomas al relleno aluvial.

Se ha obtenido una imagen de la extensión y profundidad de los sedimentos lacustres a partir de los extensos estudios realizados, con fines de mecánica de suelos, por Marsal y Mazari (1959), Marsal (1975), Marsal y Graue (1969) y de los sondeos analizados por Del Castillo (1978) en la zona urbana y por Murillo (1978) en el lago de Texcoco.

En los trabajos señalados y en la mayor parte de los estudios relacionados con mecánica de suelos, se emplea una terminología litoestratigráfica informal dada por Marsal y Mazari (1959) para definir los diferentes estratos que forman los sedimentos lacustres. Si bien los espesores de estos estratos varían dentro de la cuenca, según Murillo (1978), en el centro del Lago de Texcoco, siguiendo un perfil N-S, se identifican los estratos siguientes (figura 2):

- Manto superficial - Arcillas consolidadas por secado, arenas limosas y limos arcillosos, con un espesor medio de 1.5 m.
- Formación Arcillosa Superior (FAS) - Arcillas de origen volcánico-lacustre intercaladas con arenas, limo-arenas y vidrio volcánico. Tienen un espesor variable, alcanzan 17 m de profundidad en El Caracol y 40 m en el Bordo de Xochiaca.
- Capa Dura (CD) - Suelos limo-arenosos, arenosos y limosos, intercalados en ocasiones con materiales arcillosos. Con un espesor de 3 m en promedio, se localiza a 12 m de profundidad en El Caracol y a 30 - 33 m en el centro del lago.
- Formación Arcillosa Inferior (FAI) - Semejante a la FAS, aunque ésta presenta con más frecuencia lentes limo-arenosos y de vidrio volcánico. Se localiza en el centro del lago, a 33 m de profundidad y con un espesor de 20 m en el centro, que disminuye hacia la periferia del lago.

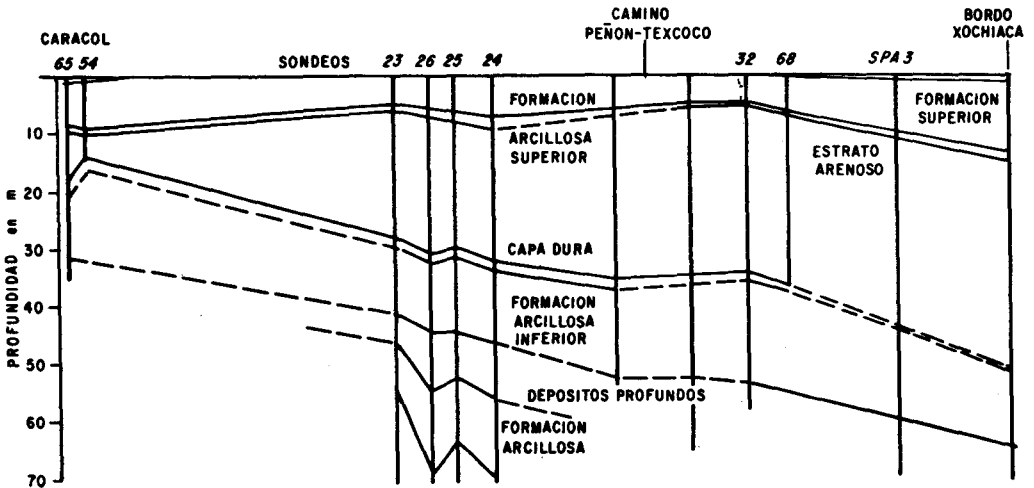


Fig. 2. Perfil del Lago de Texcoco. Dirección N-S (tomado de Murillo, 1978).

- Depósitos Profundos (DP) - Limos, arenas finas y limosas, se encuentran a 24 m en la zona oriente y a 64 m en el Bordo de Xochiaca.

Existen varios trabajos en los que se menciona la relación entre la estratigrafía de los sedimentos lacustres y la estratigrafía general de la cuenca. Bryan (1948) sugiere que sus formaciones o sus equivalentes existen en el centro de la cuenca. Posteriormente varios trabajos realizados en las márgenes del lago de Texcoco (Zeevaert, 1952, 1953; Foreman, 1955 y Bradbury, 1971), basándose en criterios litológicos, correlacionan los estratos estudiados con las formaciones de Bryan aunque sin emplear su nomenclatura.

En general, es apropiado el uso de la nomenclatura informal para la definición de los sedimentos lacustres y es muy recomendable que estos sean establecidos formalmente. En este estudio se definen los estratos del núcleo analizado de acuerdo con esta nomenclatura informal.

Edad de los sedimentos lacustres

En algunas investigaciones se ha discutido la posible edad de los sedimentos lacustres y las estimaciones existentes varían de manera notable. La mayor parte de los autores que han trabajado en la litoestratigrafía de los sedimentos lacustres, establecen la Formación Tarango a partir de los 33 m de profundidad hacia abajo, lo que, de acuerdo con la estratigrafía de Marsal y Mazari (*op. cit.*), incluiría la Capa Dura, la Formación Arcillosa Inferior y los Depósitos Profundos, asignándoles una edad Plio-Pleistocénica. Siguiendo el mismo criterio, los sedimentos que abarcan de los 3 a 30 m de profundidad son denominados como Formación Tacubaya y corresponden a la Formación arcillosa superior.

Según Marsal y Graue (1969) las arcillas lacustres se depositaron hace menos de un millón de años, durante el Pleistoceno superior; Marsal (1975) es más preciso y señala que se depositaron en los últimos 100 000 años y Mooser (1978) indica que durante las épocas glaciares de los últimos 100 000 años se formaron importantes cuerpos de agua, depositándose la parte superior de las arcillas lacustres. Posteriormente, Mooser *et al.* (1986) analizan una secuencia de los depósitos lacustres interpretándolos en términos de los cambios climáticos ocurridos durante los últimos 500 000 años.

De los trabajos sobre aspectos paleolimnológicos y paleopalinológicos que se han realizado en los sedimentos lacustres del lago de Texcoco, es posible obtener información confiable sobre las edades de la parte superior de las arcillas. Bradbury (1971) reporta edades de ^{14}C de un núcleo de la planicie lacustre, a los 9 m de profundidad se obtuvo una fecha de 27 000 años AP y a los 17 m 46 000 años AP; González Q. y Fuentes M. (1980) de un núcleo del centro del lago de Texcoco obtuvieron, para 2.2 m de profundidad, 11 680 años AP y a los 3.2 m una edad de 18 760 años AP. Los resultados de Lozano-G., Fritz y Aravarena (inédito) de un núcleo de 50 m de profundidad en la zona central del lago de Texcoco, localizado a 4.5 km al E del que se analiza, dan las siguientes edades: para 16.2 m una edad de $27\,100 \pm 250$ años AP; a los 10.6 m una edad de $24\,200 \pm 160$ y a los 5 m una edad de $22\,250 \pm 160$ años.

Tomando en cuenta los datos anteriores, es posible estimar una tasa de sedimentación promedio de 0.3 mm/año, por lo que para que se deposite un espesor de 35 m de sedimentos lacustres se requiere un intervalo aproximado de 100 000 años.

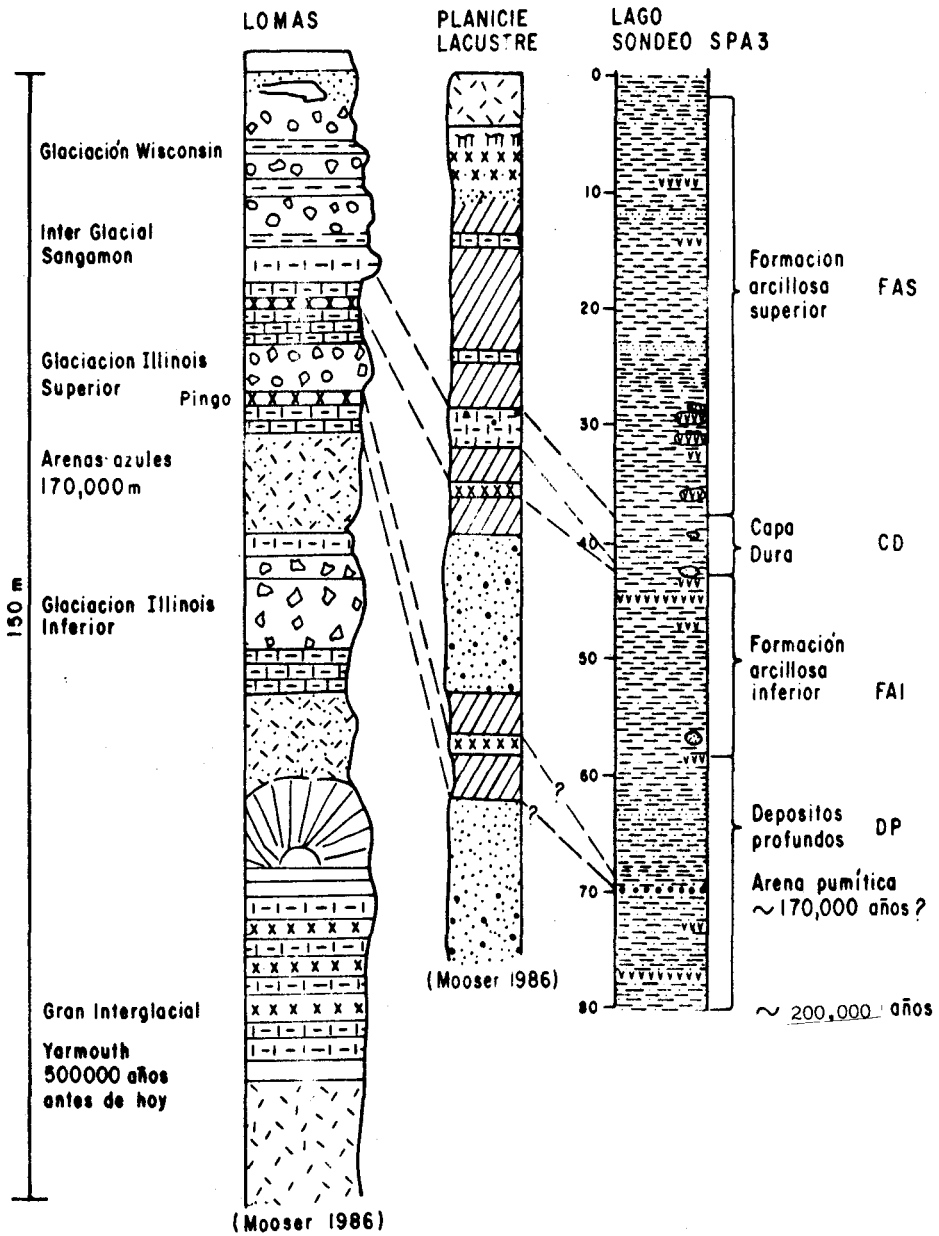


Fig. 3. Correlación de las secuencias estratigráficas.

Correlación

Con base en los conocimientos que se tienen de los estratos que conforman los sedimentos lacustres y en la composición litológica que presenta el núcleo a analizar, es posible establecer una correlación entre este sondeo y la secuencia estratigráfica de la planicie de la cuenca, elaborada por Mooser *et al.* (1986) (figura 3). Así, la denominada capa dura, que en la planicie lacustre se localiza a los 33 m de profundidad y se registra en el sondeo SPA3 de los 39.5 a los 42 m, está caracterizada por un cambio litológico de arcillas que conforman la FAS a limos-arcillosos, con lentes de arena. Por debajo de la CD se presenta en la cuenca un horizonte de pómez, situándose en la planicie a los 42 m, mientras que en el lago se localiza a los 45 m.

La capa dura, según Mooser *et al.*, representa el último interglacial (Sangamon) que, de acuerdo con la secuencia estratigráfica para la cuenca de México, abarca de los 132 000 a los 122 000 años AP. Durante este período el clima fue cálido, reduciéndose el lago, por lo que se puede observar una intercalación de suelos con las arcillas lacustres en las zonas marginales.

Otro evento volcánico útil en la correlación, es el denominado Pingo, que se encuentra subyaciendo los deslaves de la fase superior de la glaciación Illinois. Posiblemente este horizonte está representado en el lago por la arena pumítica que se encuentra a los 70.4 m de profundidad. Tomando en cuenta la estratigrafía de White (1987), esta fase glacial illinoiana, corresponde a la glaciación Tomicoxco, ocurrida en la cuenca de 180 000 a 120 000 años AP.

Según el esquema de las secciones, tomando en cuenta la tasa de depositación, las fechas disponibles para la parte superior de los sedimentos lacustres, y considerando la correlación que se presenta, se estima que en su base el sondeo SPA3 representa sedimentos depositados entre 200 000 y 250 000 años.

VEGETACION Y CLIMA ACTUAL

La cuenca de México se caracteriza por tener un clima subtropical de altura, sin embargo, dadas las características de la región, tales como altitud, topografía y régimen de vientos, se presenta una diversidad climática considerable. García (1968) realiza una subdivisión de la clasificación climática de Koeppen (1948) estableciendo nueve tipos climáticos, que van de semisecos templados en la zona central de Texcoco y la

Tabla 1
Clasificación de la vegetación en tipo Rzedowski (1975)

Tipo	Altitud msnm	Precipitación mm	Suelos	Distribución	Observaciones
Bosque de Oyamel	2700 - 3500	1000 - 1400	profundos, ricos en materia orgánica, húmedos todo el año	sierras del sur parte alta de la sierra de Pachuca y Cerro Xihuingo	perennifolio, especies dominantes: <i>Abies religiosa</i>
Bosque mesófilo de montaña.	2500 - 3000	poco más de 1000	profundos, ricos en materia orgánica, húmedos casi todo el año	2 km ² , partes bajas del Iztacchuatl y sierra de las Cruces	principalmente perennifolia, algunas especies caducifolias. Especies dominantes: <i>Clethra mexicana</i> , <i>Cornus disciflora</i> , <i>Ilex toluicana</i> .
Bosque de <i>Pinus</i>	2350 - 4000	700 - 1200	profundos o someros a veces rocosos	preferentemente en las sierras del sur	asociado con <i>Quercus</i> sp asociación casi pura
<i>P. leiophylla</i>	2350 - 2600				puro o asociado con <i>Abies firmifolia</i>
<i>P. montezumae</i>	2500 - 3100				puro y asociado
<i>P. hartwegii</i>	2900 - 4000				perennifolios o casi, puros y asociados.
<i>P. ruidis</i>	2700 - 3000			sierras del norte y este.	especie dominante <i>Juniperus deppcana</i> , <i>J. monticola</i> y <i>J. flaccida</i>
Bosque de <i>Quercus</i>	2350 - 3100	700 - 1200	profundos o someros	toda la cuenca	<i>Quercus frutescens</i>
Bosque de <i>Juniperus</i>	2450 - 2800	600 - 800	poco profundos	norte, noreste y este.	predominan las gramíneas 5 tipos <i>Hilaria cenchroides</i>
Matorral de <i>Quercus</i>	2350 - 3100	700 - 900	poco profundos	noreste principalmente, N, E y W.	<i>Buchloe dactyloides</i>
Pastizales	2250 - 4300	700 - 1200	de someros a profundos.	toda la cuenca	<i>Potentilla canadensis</i>
Matorrales xerófilos	2250 - 2700	400 - 700	someros o profundos	norte principalmente, centro y sur Pedregal	<i>Festuca</i> spp. <i>Opuntia</i> , <i>Zaluziana</i> y <i>Mimosa</i> <i>Shinus molle</i> , <i>Yucca filifera</i> <i>Senecio praecox</i> .
Vegetación halófila	menor de 2250		salinos y alcalinos.	Texcoco y Zumpango Xochimilco arroyos de zona montañosa	Dominan gramíneas: <i>Distichlis spicata</i> y <i>Eragrostis obtusiflora</i> . <i>Typha latifolia</i> <i>Lemna</i> spp. <i>Eichornia crassipes</i> <i>Juncus</i> spp.

mitad noreste de la ciudad, pasando por los subhúmedos en la zona de lomeríos, semifríos a partir de los 2 000 m de altitud, fríos a los 4 000 msnm a muy fríos en los picos más altos del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl.

La vegetación de la cuenca ha sido estudiada por Rzedowski (1975, 1979), quien señala que la gran diversidad de condiciones ecológicas en la cuenca tiene como reflejo la existencia de numerosas comunidades vegetales. Los tipos de vegetación y algunos de los factores que los caracterizan se presentan en la tabla 1:

PALINOLOGIA

Las muestras fueron seleccionadas con base en los cambios litológicos observados en la secuencia del sondeo SPA3. La técnica de extracción de los palinomorfos consistió en la eliminación de minerales y la acetolización de un volumen constante de sedimento lacustre. El residuo obtenido se incluyó en hidroxiacetilcelulosa, para la posterior elaboración de las laminillas. Para el registro de granos de polen se estableció un conteo de 500 especímenes por muestra, a fin de estimar la diversidad taxonómica presente. Sin embargo, hubo casos en los que se cuantificó todos los granos de polen presentes en la preparación sin alcanzarse esta cifra, puesto que la concentración de granos de polen en cada muestra es variable.

Los resultados del análisis palinológico se presentan en forma de diagramas de frecuencias relativas de los taxa más abundantes y de los de significación paleoecológica, excluyendo las especies acuáticas (figura 4).

Debido a la notable abundancia de *Botryococcus braunii* y *Pediastrum* spp. en las muestras se realizó un conteo de número de colonias de algas por unidad de área.

La lluvia de polen actual en diferentes partes de la cuenca varía según los tipos de vegetación. Los diagramas polínicos de bosques de coníferas y encino se caracterizan por frecuencias de entre el 5 y 20% de elementos no arbóreos, mientras que en el caso de pastizales o matorrales la frecuencia de elementos no arbóreos es del 40 al 70% (Palacios, 1977). En el páramo de altura, a pesar de ser éste el único elemento en la comunidad, su frecuencia oscila entre el 25 y el 40% (Tovar, 1987).

La relación polen arbóreo contra polen no arbóreo (PA/PNA), como se muestra

en el diagrama polínico (figura 4), está constituida por un porcentaje elevado de taxa arbóreos cuyos valores fluctúan entre el 70 y 80%, este conjunto está dominado por *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Hay que señalar que este mismo patrón, la presencia constante y dominante de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*, se presenta en diversos estudios palinológicos actuales y fósiles realizados en la cuenca de México (Sears y Clisby, 1955; González Quintero y Fuentes Mata, 1980; Palacios, 1977). Así como en regiones del eje Neovolcánico como el lago de Pátzcuaro (Hutchinson y Deevey, 1956; Watts y Bradbury, 1982) y la región de Puebla-Tlaxcala (Ohngemach, 1973, 1977).

Sin embargo, dado que el conteo fue lo suficientemente extenso, se detectó un conjunto de taxa arbóreos que, a pesar de estar presentes en número muy reducido, aportan información paleoecológica muy valiosa. Entre estos se registraron: *Alchornea*, *Bocconia*, *Acer*, *Juglans*, *Carya*, *Liquidambar*, *Engelhardtia*, *Ilex*, *Fagus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Podocarpus*, *Nyssa*. Estos conjuntos polínicos presentes en la porción inferior del sondeo (figura 4) y a los 57.2, 51.9, 49.3, 35.9 y 33.2 m indican la existencia de comunidades del tipo de bosque mesófilo de montaña. Si bien el número de granos registrados es escaso, el análisis de lluvia de polen actual en este tipo de comunidad se caracteriza por contener un número reducido de granos de polen de las especies diagnósticas del bosque mesófilo (Tejero *et al.*, 1988). Esta comunidad se encuentra actualmente en la cuenca, restringida a algunas cañadas abruptas, ocupando una área de 2 km² (Rzedowski, 1979), los resultados obtenidos indican que esta comunidad estuvo más extendida durante el Pleistoceno medio y superior, relicto de comunidades mesófilas que se desarrollaron en México durante el Terciario (Martínez-Hernández *et al.*, 1989).

En este trabajo resalta, por una parte, lo homogéneo del diagrama palinológico obtenido, en el que dominan en mayor o menor grado los mismos taxa y por otra, la reducida frecuencia de taxa que pueden ser tomados como especies indicadoras. Diversos autores han tomado el polen de *Alnus*, *Quercus* y *Abies* como indicador de humedad y el polen de *Pinus* spp., como indicador de condiciones menos húmedas en los estudios palinológicos de la cuenca de México o zonas similares (Sears y Clisby, 1955; Hutchinson, 1956).

En este estudio no se emplea este criterio, ya que en el diagrama de Texcoco la frecuencia de *Abies* es muy reducida, debido tal vez a un problema de preservación. En los espectros polínicos obtenidos a partir del análisis de lluvia de polen actual de bosques de *Abies* en la cuenca, se registran bajas frecuencias de esta taxón. (Palacios,

1977; Tovar, 1987). Tenemos que *Quercus* spp. sí presenta valores significativos en el diagrama de Texcoco; sin embargo, ocupa habitats similares a *Pinus* spp. y en el caso de *Alnus*, si bien hay especies que crecen a la orilla de riachuelos, también hay especies que forman comunidades sucesionales debido a la destrucción de otros bosques. Es por ésto que se toman como indicadores de humedad solamente los granos que forman parte del bosque mesófilo.

Los taxa arbóreos del diagrama son: gramíneas, *Cheno-Am.* y compuestas entre las más abundantes y las menos abundantes son: *Artemisia*, *Arenaria*, *Arceuthobium* y algunas esporas de Pteridofitas como *Sellaginella*, *Lycopodium* y *Cyathea*. En el espectro polínico obtenido se observa que en la mayor parte de las muestras el porcentaje de estos taxa rara vez es superior al 20%, a excepción de las muestras comprendidas entre los 62.4 y 54 m, en las que alcanza valores hasta de 45%.

Las especies acuáticas no contribuyen de manera significativa en el diagrama (figura 5). Lo anterior puede deberse a que el sondeo está localizado en la zona central del lago, por lo que la flora acuática está mejor representada palinológicamente cuando baja el tirante de agua. En estas fases el registro del polen de especies acuáticas aumenta a los 62.4, 60.9, 14 y 13.1 m de profundidad, en sincronía con aumentos en los valores de *Cheno-Am.* y gramíneas, expresión de la expansión de los pastizales que rodeaban al lago.

Comparando, en primer lugar, las proporciones obtenidas de PA/PNA del sondeo analizado, con el registro de la lluvia de polen actual en la misma zona (figura 4), se observa que en esta última el componente arbóreo alcanza solo el 30%, mientras que el componente no arbóreo, dominado por *Artiplex* sp. llega hasta el 72%. En segundo lugar, la diversidad registrada en la lluvia actual es notablemente menor que en el sondeo. Lo anterior indica una importante reducción de la existencia de bosques alrededor del lago de Texcoco, debido a cambios climáticos y sobre todo a la perturbación antropogénica existente.

GEOQUIMICA

La información paleoambiental obtenida a través del análisis palinológico y de macrorestos es una metodología frecuente en los estudios paleoecológicos. Pero el análisis de los sedimentos en los que están contenidos los microfósiles son, en general, poco estudiados a pesar de que ofrecen datos sobre la historia de la cuenca y/o el

desarrollo del lago (Engstrom y Wright, 1987). Si bien la estratigrafía geoquímica no ha alcanzado el nivel de análisis de rutina, sí es posible obtener información general sobre la historia ambiental de la cuenca estudiando los sedimentos y establecer paralelismos entre éstos y los cambios en la paleoflora.

Análisis elemental

Se realizó un análisis elemental de muestra total para determinar el contenido de P, Na y Ca en los sedimentos lacustres (el análisis fue realizado por las Quím. Irma Aguilera y Graciela Velásquez). La metodología empleada fue: fotometría de flama para el cálculo de Na y K; absorción atómica para el Mg y colorimetría para el P. Los resultados están expresados en porcentaje del elemento por gramo seco de sedimento, como se muestra en la figura 5.

El comportamiento de Na y K es interpretado de acuerdo con la hipótesis de MacKereth (1965, 1966), quien propone que la proporción de Na y K refleja cambios en el área de captación de la cuenca relacionados con las diferentes tasas de erosión y lixiviación del suelo. Como se observa en la figura 5, la proporción de Na y K es baja en la porción inferior del sondeo, mientras que entre los 69 y los 58.2 m de profundidad se presenta un notable incremento en sus porcentajes. El comportamiento de estos cationes coincide con los resultados palinológicos, los cuales señalan la ocurrencia de un clima frío y seco, con una importante retracción de las comunidades boscosas y con el consecuente aumento en las tasas de erosión.

Un comportamiento diferente de estos cationes se observa en la porción superior de la sección, se presentan fluctuaciones de los valores, y en la parte superior del sondeo se registra un aumento progresivo del Na donde se sugiere la existencia de un lago salobre, basándose en el registro de algas y ostrácodos. Se observa una clara tendencia del Na a aumentar progresivamente hasta alcanzar valores altos; sin embargo el comportamiento del K es diferente, manteniéndose más o menos constante. De acuerdo con los resultados palinológicos, no se observan cambios dramáticos en la paleoflora, sino solamente cambios en la composición de ésta, por lo que no existe concordancia entre los resultados palinológicos y el comportamiento del sodio. Hay que señalar que durante esta época se registra una tendencia a la aridez, lo cual se refleja en un aumento en la concentración de sales en el lago, iniciándose así el desarrollo de un lago salobre.

Algunas hipótesis se han propuesto para explicar el proceso de salinización del lago. El contenido de sales de las aguas intersticiales a diferentes profundidades en la zona de Texcoco (Hiriart y Graue, 1969) y el enriquecimiento del agua con cloruros y carbonatos de sodio es explicado por Marsal y Graue (1969) como el resultado de la actividad hidrotermal de la zona y la depositación de nubes de ceniza volcánica. El lago de Texcoco es topográficamente el más bajo de una serie de lagos que existieron en la cuenca, cuando el nivel de éstos era alto formaban un solo cuerpo de agua; progresivamente se fueron secando y el agua enriquecida de sales fue bajando de lago en lago (Del Castillo, 1978; Thomson, 1987).

Los resultados de investigaciones sobre perfiles de fósforo en diferentes lagos (Livingstone y Boykin, 1962; Mackereth, 1966) muestran que existen discrepancias entre las evidencias bióticas y la estratigrafía del fósforo. De la misma manera, en Texcoco se presentan estas diferencias. A los 79.9 m hay un alto valor de *Botyococcus braunii*, indicando una alta productividad; en cambio en la curva de P no se observa un aumento de éste. Por otra parte, a los 57.2 m el registro del fósforo alcanza un valor máximo, sin que se observe una alta productividad basándose en el registro de las algas.

Esta discrepancia es explicada por el hecho de que la curva de P representa condiciones de paleo-redox y no las de paleo-productividad (Engstrom y Wright, 1984). Así las condiciones reductoras se presentan de los 79.9 a los 70.7 m y de los 55.2 a los 8.9 en estas muestras es importante la presencia de pirita. En cambio las muestras de 62.4 a 58.2 m se caracterizan por la ausencia de pirita, indicando la existencia de condiciones oxidantes. Lo anterior concuerda con el alto valor de P a los 57.2 m ya que el P se puede movilizar hacia arriba, a partir de sedimentos reductores más profundos a lo largo de un gradiente de concentración generado por la precipitación del fósforo intersticial en la microzona oxidada, cuando el lago empieza a rellenarse. Tal proceso ha sido demostrado por varios autores (Tessenow, 1972; Darigan y Flett, 1981).

La curva de Mg no presenta variaciones importantes debido a que las rocas volcánicas de la cuenca tienen muy bajas proporciones de Mg.

Difracción de rayos X

Se efectuó una caracterización mineralógica de los sedimentos lacustres a través del

Lluvia de polen actual

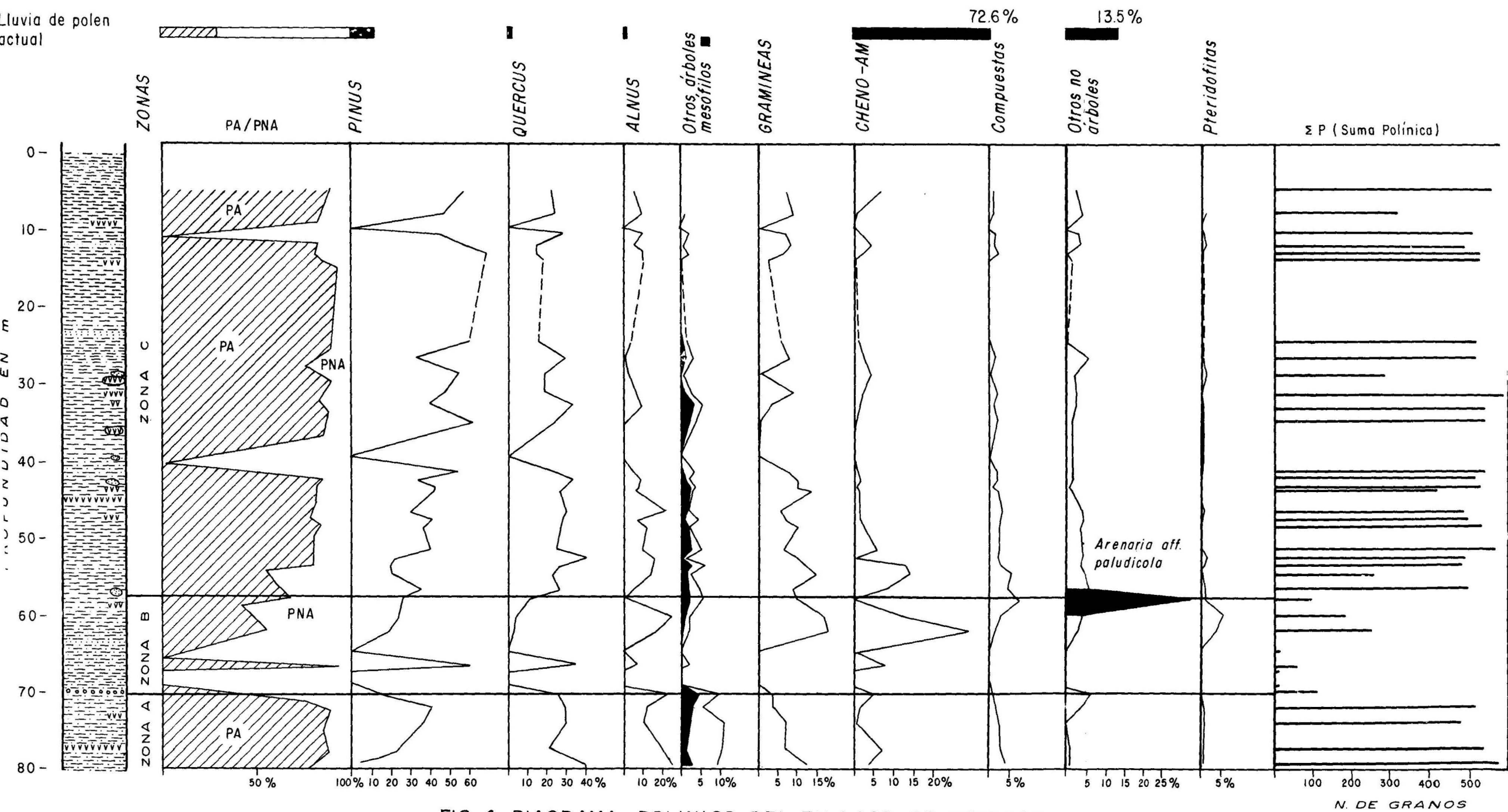


FIG. 4 - DIAGRAMA POLINICO DEL EX-LAGO DE TEXCOCO

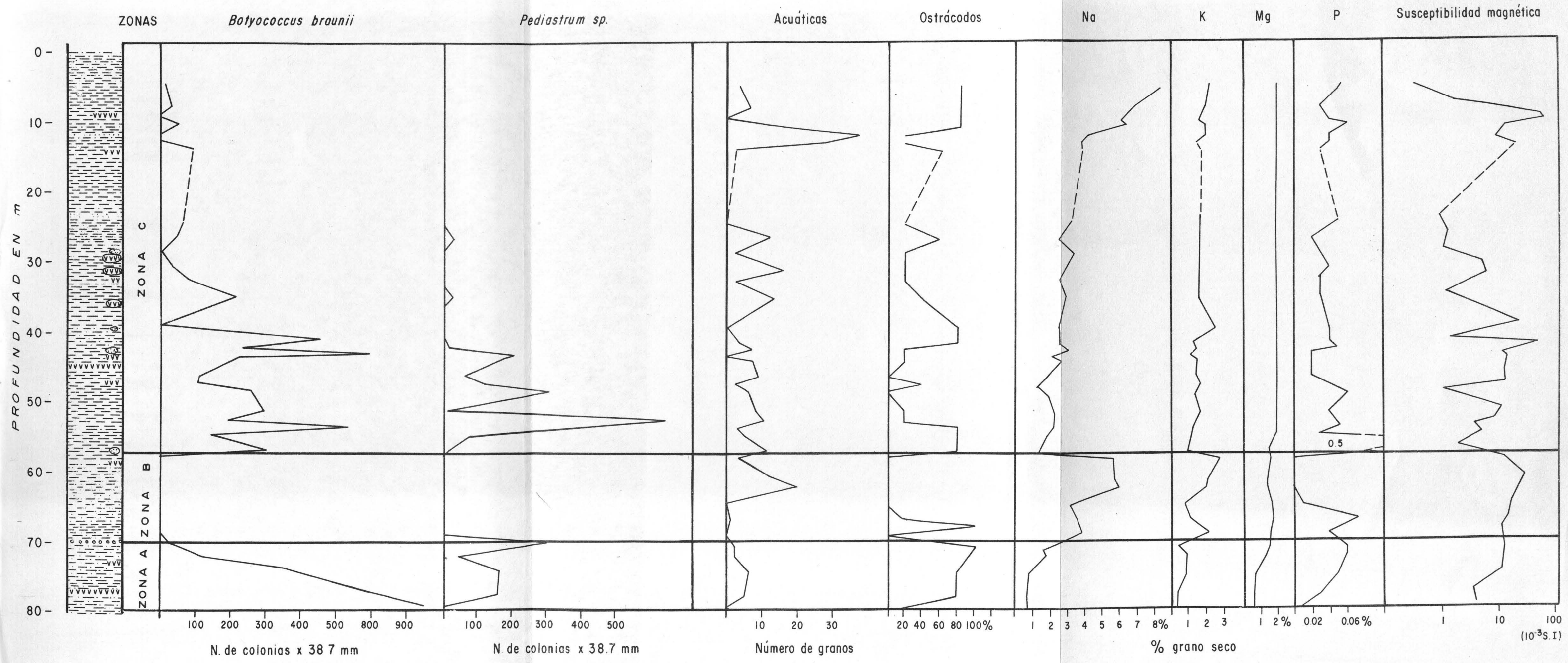


FIG. 5.-DIAGRAMA GEOQUIMICO Y LIMNOLOGICO DEL EX-LAGO DE TEXCOCO

método de Difracción de Rayos X con un Difractómetro Phillips con radiación de CuK y monocromador de grafito. El análisis estuvo a cargo del Ing. Rufino Lozano S. Los minerales identificados fueron: illita, smectita, caolinita, anfíboles, cristobalita, plagioclasa, cuarzo, calcita y una cantidad apreciable de material no cristalino.

Se detectaron variaciones en la abundancia relativa de los minerales según el método de Biscaye (1965). En la tabla 2 se presentan los porcentajes de mineral según cada rango de profundidad:

Tabla 2

Prof. (m)	smectita %	illita %	anfíboles %	caolinita %	plagiocl. %	cristob. %
31 - 55	15.7	18.8	6.2	11.8	8.2	38.7
58 - 67	11.7	8.6	18.9	5.8	9.4	45.0
70 - 80	6.9	20.6	7.5	16.1	9.5	38.9

Como se aprecia en los resultados semicuantitativos (figura 6), en la zona de profundidad de 58 - 67 m se registra un aumento considerable en los anfíboles y en la cristobalita, mientras que disminuyen la illita y la caolinita, apoyando la interpretación de un aumento en las tasas de erosión, así como menor estabilización en los suelos.

Paleomagnetismo

Como parte del análisis de los sedimentos, se midió la susceptibilidad magnética. Se ha demostrado que en muchos lagos, la susceptibilidad magnética es función del aporte del material detrítico alóctono, resultado de la erosión de suelos y sustratos en la cuenca de drenaje (Oldfield *et al.*, 1978).

Se obtuvieron datos de susceptibilidad, adquisición isoterma (IRM), intensidad e inclinación de magnetización isoterma (NRM) y desmagnetización por cambios alternos de IRM y NRM (el estudio fue realizado por Jaime Urrutia, Beatriz Ortega y Harald Böhnel). Los resultados preliminares de esta parte del estudio muestran que los sedimentos lacustres analizados contienen gran cantidad de minerales magnéticos, principalmente de la serie de titanomagnetitas y de hilmeno-hematitas en cantidades variables y que permiten caracterizar e identificar unidades. Como se puede observar

en la figura 5, se obtuvieron valores máximos de susceptibilidad magnética entre los 60 y 70 m de profundidad y a los 40 y 11 m. Estos valores máximos de susceptibilidad son interpretados como registros de aumento en el aporte de material alóctono por el incremento en las tasas de erosión y de la ocurrencia de eventos volcánicos en la cuenca. Al comparar estos valores con los diagramas obtenidos se observa que en la zona que abarca de los 60 a los 70 m hay una clara disminución de los microfósiles y un considerable aumento de anfíboles en los sedimentos. A los 40 y 11 m de profundidad se observa en la columna litológica presencia de vidrio volcánico en los sedimentos, correspondiendo a la ausencia de palinomorfos en las muestras.

En general, todo parece indicar que las variaciones en la composición de los sedimentos lacustres de Texcoco reflejan los diferentes eventos ocurridos en la cuenca, tales como vulcanismo, procesos de erosión del suelo por cambios climáticos y cambios en la paleoflora de la zona.

ZONACION Y PALEOAMBIENTES

Zona A. (79.7 - 71.3 m) Pleistoceno medio superior

La gran abundancia de microfósiles es característica de esta zona, donde tanto los palinomorfos como los ostrácodos y diatomeas presentan densidades altas. Los valores de Na y K son bajos, observándose una ligera tendencia a aumentar hacia el final de la zona; el P presenta un comportamiento similar pero con valores superiores. Los minerales más abundantes son cristobalita, calcita, feldespatos, cuarzo, illita, smectita y caolinita.

El polen arbóreo domina esta zona alcanzando valores hasta del 80% en el diagrama, este conjunto está formado por *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Otro conjunto arbóreo presente en bajas proporciones está formado por una mayor variedad de taxa: *Carya*, *Fagus*, *Engelhardtia*, *Liquidambar*, *Bocconia*, *Alchonea*, *Tilia*, *Carpinus*.

El componente no arbóreo constituido por gramíneas, *Cheno-Am.* y compuestas, presenta valores del 7 al 14%. Tales conjuntos polínicos sugieren la dominancia durante el Pleistoceno medio de extensas comunidades de bosques de pino y encino, así como una mayor cobertura del bosque mesófilo en la cuenca.

El registro de taxa acuáticos es bajo y dentro de las algas registradas, *Botryococcus*

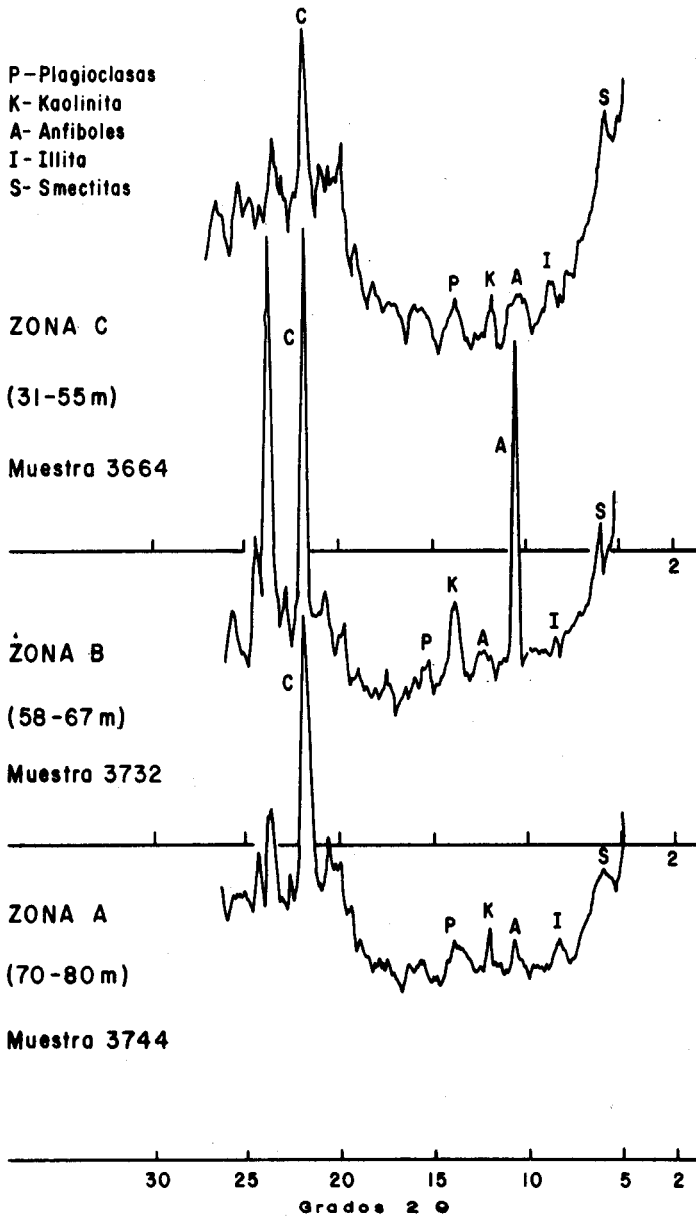


Fig. 6. Patrones de difracción de Rayos X.

braunii presenta valores elevados al iniciar la zona con una clara tendencia a disminuir al finalizar ésta. *Pediastrum* spp. es menos abundante y se registran fluctuaciones, con un valor máximo hacia el final de la zona. Las diatomeas *Stephanodiscus niagarae* v. *magnifica*, junto con *Alaucosira solida* y otras especies de este género, sugieren la existencia de un cuerpo de agua dulce con gran cantidad de nutrientes (Bradbury, comunicación personal, 1988). Además entre los ostrácodos estudiados correspondientes a esta zona están: *Candona*, *Darwinulla*, *Cyclocypris* y *Limnocythere* (Lozano y Carreño, 1987) los cuales confirman la existencia de un cuerpo de agua dulce.

El conjunto de evidencias indica que durante este periodo la cuenca se caracterizó por un clima templado-húmedo, con una cierta estabilidad edáfica, lo que permitió que prosperaran comunidades como bosques de pino y encino y bosque mesófilo en las elevaciones y el lago de agua dulce tenía una extensión considerable.

Zona B (70.7 - 58.2 m) Pleistoceno medio superior

Esta zona se caracteriza por la ausencia o escasa representación de palinomorfos y ostrácodos. El análisis de la cuenca muestra un aumento considerable de sedimentos volcanoclásticos, una mayor proporción de anfíboles y entre el escaso polen predominan los representantes no arbóreos.

En esta zona se observa un aumento notable del porcentaje de Na y K en los sedimentos, los minerales registrados son cristobalita, feldespatos, cuarzo y anfíboles entre los más abundantes. Los valores de susceptibilidad magnética son altos, como consecuencia del aumento en el aporte de material detrítico y del evento volcánico registrado a los 70.4 m como una capa de arena pumítica que se correlaciona con el horizonte Pingo de Mooser *et al.* (1986). El fósforo decrece hasta cero al finalizar la zona, lo cual coincide con la poca cantidad de materia orgánica observada en las muestras. Lo anterior es interpretado como un aumento en la erosión y redepositación de volcanoclásticos, los cuales fueron arrastrados depositándose en el lago, de aquí que la fracción mineral sea la más abundante en los sedimentos. La drástica disminución en el número de microfósiles en la porción inferior de esta zona (69 - 66.9 m), se debe probablemente al aumento en la tasa de sedimentación como resultado de mayor erosión y vulcanismo. Durante ese período, en la cuenca dominó un clima árido y frío; este importante cambio en la paleoflora, limnología y sedimentología se correlaciona con la glaciación Tomicoxco del Ixtaccíhuatl, que ocurrió de 180 000 a 120 000 años AP (White, 1987). Durante el máximo glacial el contorno

del hielo bajó hasta los 3 000 msnm, cubriendo una área de 100 km² y White (1981) calcula un enfriamiento de 8°C. Lo anterior lleva a suponer una importante modificación de las franjas de vegetación, posiblemente el bosque de pino llegó hasta la orilla del lago.

En la porción superior (62.4 - 58.2 m) se incrementa la presencia de palinomorfos, aunque en menor proporción que en las otras zonas. Así, en relación con el polen, la dominancia de *Cheno-Am.* y gramíneas indica el desarrollo de una comunidad herbácea xerofítica alrededor del lago, colonizando los suelos recién expuestos debido a la baja del nivel lacustre por el cambio climático; se registra también un aumento de la vegetación acuática. Por otra parte, la gran cantidad de *Alnus* a 62.4 y 69 m señala el inicio del restablecimiento de las comunidades arbóreas montanas, ya que este taxa es considerado como pionero de los bosques de pino y encino. Las frecuencias de *Pinus* y *Quercus* mantienen un aumento progresivo hasta el final de esta zona; sin embargo, el pino presenta valores superiores al encino. A los 58.2 m la presencia de *Arenaria* aff. *paludicola* indica la existencia de una comunidad de pantano; además son características a este nivel las esporas de hongo, iniciándose de esta forma el aumento progresivo del nivel del lago resultado del deshielo. Por otra parte, se detecta una disminución en las frecuencias de *Cheno-Am.* y gramíneas, consecuencia de la retracción de la comunidad herbácea que colonizó los suelos descubiertos durante la baja del nivel lacustre. La comunidad montana sigue recuperándose, se registra un aumento progresivo de *Pinus* y *Quercus* y el conjunto de otros árboles también aumenta.

En esta zona se detectan dos eventos importantes que afectaron conjuntamente a la cubierta vegetal y al lago, el volcanismo y el cambio climático intenso.

Zona C (57.2 - 6.2 m) Pleistoceno superior

La dominancia de polen arboreo de *Pinus* spp. y *Quercus* spp. caracterizan esta zona. Los ostrácodos presentan valores fluctuantes y las algas son abundantes en la porción inferior (57.2 - 33.2 m) casi desapareciendo en la porción superior (31.7 - 6.2 m). Los minerales más abundantes son feldespatos, cuarzo, illita, esmectita, cristobalita y calcita.

Al inicio de la zona el registro de fósforo alcanza su valor máximo, mientras que el sodio y el potasio presentan una reducción, señalando el comienzo de la estabiliza-

ción de suelos en la cuenca, con la consecuente reducción de la erosión.

En la porción inferior de esta zona (57.2 - 33.3 m) la densidad de palinomorfos se recupera, registrándose importantes fluctuaciones. El componente arbóreo en todas las muestras es dominante y dentro de este conjunto, *Pinus* spp. es el elemento característico, en combinación con *Quercus* spp., indicando un amplio desarrollo de los bosques de pino y de encino en las partes altas de la cuenca. Además, en esta porción se registra, en algunos horizontes, polen perteneciente a bosque mesófilo (57.2, 51.9, 49.3, 35.9 y 33.2 m). Las fluctuaciones en la composición de la paleoflora consisten en la expansión de los bosques de pino y encino, precedida por un aumento en la frecuencia de polen de *Alnus*, y por otra parte, la aparición o desaparición del elemento mesófilo. Sin embargo, la abundancia del polen de elementos mesófilos es menor que en la zona A, debido posiblemente a la reducción en la humedad disponible. El conjunto polínico no arbóreo está presente en proporciones más elevadas en el inicio de la zona y tiende a disminuir progresivamente, por lo que hubo una tendencia a un clima más seco que en la zona A, pero más húmedo que en la zona B.

En el lago, las diatomeas *Stephanodiscus niagarae* v. *magnifica* y otras especies de *Stephanodiscus* indican el relleno del lago después de la intensa perturbación (Bradbury, comunicación personal, 1987). El registro de las algas se recupera, *Pediastrum* spp. y *Botryococcus braunii* presentan fluctuaciones en sus valores. Se registró *Coelastrum reticulatum* a 55.2 m, una alga que se desarrolla en cuerpos de agua con temperatura entre 20° y 25° C (Van der Hammen, 1973). En esta profundidad, el registro de elementos de pastizales alcanza en el diagrama hasta el 40%; a medida que las comunidades boscosas se recuperan se observa una retracción del pastizal hasta alcanzar valores del 20%.

En la porción superior (31.7 a 6.2 m) el registro de P se restablece, así como el de K; el Na presenta una clara tendencia a un aumento progresivo en su concentración, hasta de 8%, iniciándose probablemente el proceso de salinización del lago, ya que coincide con la disminución de las algas. El análisis palinológico muestra estabilidad en las comunidades, es decir, se mantiene constante la dominancia de los bosques de pino y encino. En esta parte de la sección, los granos de polen del bosque mesófilo desaparecen o son sumamente escasos, confirmándose la tendencia a la retracción de esta comunidad vegetal en la cuenca. Además, el registro de *Alnus* también disminuye, alcanzando valores máximos de solo el 10%. La composición del conjunto pali-

nológico hace suponer la existencia de extensas comunidades de bosques de pino y encino en las partes altas y tal vez en algunas cañadas, donde las condiciones de humedad lo permitían, el bosque mesófilo se desarrolló de manera restringida. Por último, los pastizales que rodean al lago no son muy extensos.

El polen de plantas acuáticas solamente presenta un aumento importante a los 13.1 m de profundidad, que coincide con un aumento de polen de pino y disminución del encino; se registra polen de *Picea* y *Podocarpus*, lo que hace pensar en un cambio a condiciones más frías que las precedentes y una disminución en el nivel lacustre. En el lago este cambio a condiciones frías se ve apoyado por la presencia de *Myriophyllum*.

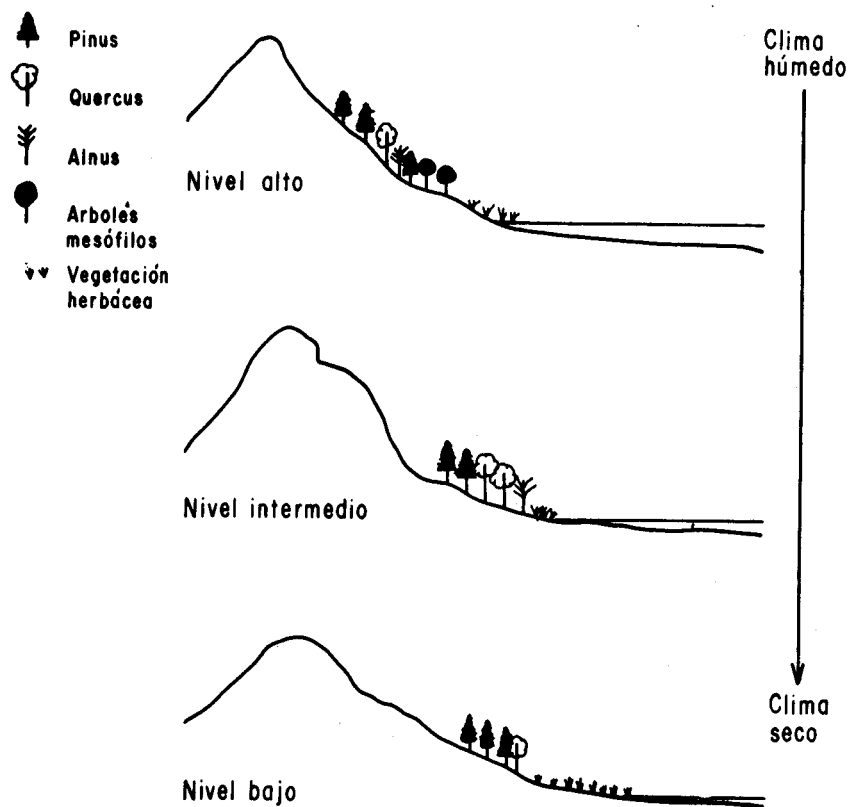


Fig. 7. Representación esquemática de los paleoambientes registrados.

Las algas *Pediastrum* spp. y *Botryococcus braunii*, abundantes a lo largo de la sección, en esta parte desaparecen casi en su totalidad. Por otra parte, la presencia de *Lymnocythere bradburii* y *Lymnocythere* sp. confirman el desarrollo de un lago salobre (Carreño, comunicación personal, 1988).

El comportamiento de la paleoflora y la paleolimnología durante los cambios registrados se esquematiza en la figura 7. Durante la época de máxima humedad (Zona A), el lago tiene un nivel alto y las comunidades que se establecen en las elevaciones son bosque de pino, de encino y bosque mesófilo en las áreas protegidas y de mayor humedad. Cuando se reduce la humedad y el clima es frío, el nivel del lago se abate y los suelos descubiertos son invadidos por una comunidad herbácea donde dominan las gramíneas y *Cheno-Am.*, mientras que baja la franja de bosque de pino. Durante esta fase se incrementan las tasas de erosión. Cuando hay un aumento en la humedad y temperatura, ejemplificado como el nivel intermedio, sube el nivel lacustre, reduciéndose la comunidad herbácea y se registra polen de *Alnus*, así como el restablecimiento y desarrollo del bosque de pino y encino.

CONCLUSIONES

Los resultados del estudio muestran una tendencia climática a la aridez desde final del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior. Esta tendencia es progresiva y moderada, todo parece indicar que las variaciones consistieron en el cambio de un clima templado-húmedo a templado sub-húmedo. Durante las fases de menor humedad se registra un aumento en el bosque de pino y en las fases más húmedas se registra polen de bosque mesófilo. Este comportamiento trae como consecuencia una disminución en la diversidad de paleocomunidades presentes en la cuenca, que se traduce en una dominancia de los bosques de pino y encino. Sin embargo, se observa un aumento en la diversidad de las especies que componen estos bosques.

Dentro de un contexto más amplio, los resultados de Texcoco concuerdan con la propuesta de varios autores en el sentido de que el patrón climático del centro de México sigue un comportamiento más tropical que templado (Metcalf, 1985). Durante las épocas frías hay una reducción del nivel lacustre, mientras que en las épocas más templadas, el nivel lacustre aumenta.

Desde el punto de vista limnológico, las evidencias muestran la existencia de un lago extenso de agua dulce durante el final del Pleistoceno medio y que paulatina-

mente se va transformado, con fluctuaciones, en un lago salobre durante el Pleistoceno superior y Holoceno, resultado de esta disminución de la precipitación pluvial en combinación probablemente con cambios en el drenaje de la cuenca e hidrotermalismo.

El análisis de cationes Na y K de Texcoco muestra que tienen un comportamiento similar a los de Mackereth (1966) y Pennington (1981a), en los que hay una correspondencia entre la historia de la vegetación y la secuencia de cambios edáficos. Cuando el paisaje natural no está estabilizado, son arrastrados minerales sin intemperizar, que son registrados en los sedimentos lacustres como un aumento de Na y K y una proporción mayor de materia mineral que orgánica. Sin embargo, hay que señalar que el aumento de susceptibilidad magnética y la cantidad de anfíboles y la presencia de vidrio volcánico en la columna indica la existencia de volcanismo en el área.

Los resultados obtenidos muestran que la historia de la cuenca es una historia compleja y cambiante, en la que se mezclan factores climáticos tales como épocas templadas subhúmedas y/o húmedas, junto con factores geológicos como el volcanismo, los cuales afectaron el drenaje de la cuenca, la estabilización de los suelos y la erosión, teniendo un importante impacto sobre la cubierta vegetal que se desarrolló alrededor del lago.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a Geosistemas, S. A., quienes amablemente proporcionaron las muestras del sondeo SPA3. Al Quím. Rufino Lozano, por el análisis de difracción de rayos X y a las Químs. Irma Aguilera y Graciela Velázquez, por el análisis elemental. A Jaime Urrutia, Harald Böhnelt y Beatriz Ortega, por los estudios paleomagnéticos, así como al Dr. Enrique Martínez, por las discusiones y consejos sobre la palinología de la zona.

BIBLIOGRAFIA

- ARELLANO, A. R. V., 1953. Estratigrafía de la cuenca de México. Mem. Congr. Cient. Mex. (Conmemoración 400 Aniv. Univ.) 3, 172-186.
- BISCAYE, P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of a recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-831.

- BRADBURY, J. P., 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, México. Evidence from diatoms. *Limnol. Oceanogr.* 16, 2, 180-200.
- BRYAN, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 13, 1-10.
- CARIGNAN, R. and R. J. FLETT, 1981. Postdepositional mobility of phosphorus in lake sediments. *Limnol. Oceanog.*, 26, 361-366.
- DEL CASTILLO, R., 1978. Ciudad de México. In: El subsuelo y la Ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México. México, D. F., *Soc. Mex. Mec. Suelos*, 9-51.
- DE TERRA, H., 1948. Historia del Valle de México en las postrimerías del Cuaternario. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 13, 77-79.
- ENGSTROM, D. R. and H. E. WRIGHT, 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In: Lake sediments and environmental history. E. Y. Haworth and J. W. G. Lund (Eds.), Leicester Univ. Press, 11-67.
- FOREMAN, F., 1955. Study of two cores from lake sediments of the Mexico City Basin. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 5, 475-510.
- GARCIA, E., 1968. Los climas del Valle de México. Col. Posgraduados. E. N. A. Chapingo, México. Serie Sobretiros No. 6, 34 pp.
- GASCA, D. A. y C. M. REYES, 1977. La cuenca lacustre Plio-Pleistocénica de Tula-Zumpango. Informes 2. Depto. Prehistoria. I. N. A. H., 85 pp.
- GONZALEZ-QUINTERO, L. y M. FUENTES-MATA, 1980. El Holoceno de la porción central de la Cuenca del Valle de México. In: México, D. F., III Coloq. Paleobot. Palinol. Memorias. Colección Científica Prehistoria, 86, 113-132.
- HUTCHINSON, G. E., R. PATRICK and E. S. DEVEEY, 1956. Sediments of the lake Pátzcuaro, Michoacán, México. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 1491-1504.
- KOEPPEN, W., 1948. Climatología. Fondo de Cultura Económica, México, D. F., 478 pp.
- LIVINGSTONE, D. A and J. C. BOYKIN, 1962. Vertical distribution of phosphorus in Linsley Pond mud. *Limnol. Oceanogr.* 7, 57-62.
- LOZANO-GARCIA, S. y A. L. CARREÑO, 1987. Indicadores micropaleontológicos de condiciones lacustres de la cuenca de México: ex-lago de Texcoco. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.*, 1, 1, 192-202.
- MACKERETH, F. J. H., 1965. Chemical investigations of lake sediments and their interpretation. *Proc. Roy. Soc. B.*, 161, 295-309.
- MACKERETH, F. J. H., 1966. Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Phil. Trans. Roy. Soc. B.*, 250, 165-213.

- MARSAL, R., 1975. The lacustrine clays of the Valley of Mexico. *In: Proceedings of the International Clay Conference, México*, 13 pp.
- MARSAL, R. and R. GRAUE, 1969. The subsoil of Lake Texcoco. *In: Nabor Carrillo Memorial Volumen, SH y CP, Nacional Financiera, S. A.*, 167-202.
- MARSAL, R. y M. MAZARI, 1959. El subsuelo de la ciudad de México. UNAM, 377 pp.
- MARTINEZ-HERNANDEZ, E. y S. LOZANO-GARCIA, 1989. Polen Fósil en México (en prensa).
- METCALFE, S., 1985. Late Quaternary environments of central Mexico: a diatom record. Thesis-D. Phil. Oxford. 302 pp.
- MOOSER, F., 1975. Historia geológica de la cuenca de México. *In: Depto. D. F. (México). Mem. Obra. Sist. Drenaje Profundo, D. F.*, 1, 9-38.
- MOOSER, F., 1978. Geología del relleno Cuaternario de la Cuenca de México. *In: El subsuelo y la Ingeniería de cimentaciones en el área urbana del valle de México. México, D. F., Soc. Mex. Mec. Suelos*, 9-13.
- MOOSER, F., E. TAMEZ, F. SANTOYO, E. HOLGUIN y C. E. GUTIERREZ, 1986. Características geológicas y geotécnicas del Valle de México. COVITUR, Sría. Gral. de Obras, D.D.F., México, D. F., Serie 100 km de Metro, No. 1, 32 pp.
- MURILLO, F. R. y R. MORALES, 1978. Ex-lago de Texcoco. *In: El subsuelo y la Ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México, México, D.F., Soc. Mex. Mec. Suelos*, 51-82.
- OHNGEMACH, D., 1973. Análisis polínico de sedimentos del Pleistoceno reciente y Holoceno en la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, 7, 40-45.
- OHNGEMACH, D., 1977. Pollen sequence of the Tlaloqua crater (La Malinche volcano, Tlaxcala, México). *Bol. Soc. Bot. Mex.*, 36, 33-40.
- OLDFIELD, F., J. A. DEARING, R. THOMPSON and S. GARRET-JONES, 1978. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. *Poliskie Archiwum Hydrobiologii*, 25, 321-331.
- PALACIOS-CHAVEZ, R., 1977. Lluvia de polen moderno en diferentes habitats del Valle de México. *Bol. Soc. Bot. Mex.*, 36, 45-69.
- PENNINGTON, W., 1981 a. Records of a lake's life in time: the sediments. *Hidrobiología*, 79, 197-219.
- RZEDOWSKI, J., 1975. Flora y vegetación en la Cuenca del Valle de México. *In: Depto. D. F. (México) Mem. Obra Sist. Drenaje Profundo D. F.*, 1, 79-134.
- RZEDOWSKI, J. y G. CALDERON de RZEDOWSKI, 1979. Flora fanerogámica del Valle de México. Cía. Editorial Continental, S. A., México. 403 pp.

- SCHLAEFFER, C., 1968. Resumen de la Geología de la Hoja México, D. F. y Estados de México y Morelos. Instituto de Geología.
- SEARS, P. B. and K. H. CLISBY, 1965. Palynology of the southern North America: Pleistocene climate in México. *Bull. Sòc. Geol. Amer.*, 66, 21-530.
- TEJERO-DIEZ, J. D., M. REYES-SALAS y E. MARTINEZ-HERNANDEZ, 1988. Lluvia de polen moderno de un gradiente altitudinal con vegetación templada en el municipio de Ocuilan, Edo. de México. *Palynol. et Paleobot.*, 1, 1, 65-80.
- TESEENOW, U., 1972. Lösungs-Diffusions-und Sorptionsprozesse in der Oberschicht von See Sedimenten I: Ein Langzeitexperiment unter aeroben und anaeroben Bedingungen im Fliessgleichgewicht. *Arch. Hydrobiol. suppl.*, 38, 353-398.
- THOMPSON, G., 1987. La estratigrafía e Hidrología del Valle de México. Informe para el Proyecto del Valle de México (inédito).
- TOVAR-GONZALEZ, C., 1987. Lluvia de polen: un estudio a lo largo de un transecto altitudinal. Tesis Fac. de Ciencias, U.N.A.M., México, 75 pp.
- VAN GEEL, B. and T. VAN DER HAMMEN, 1973. Upper Quaternary vegetational and climatic sequence of the Fuquene area (eastern cordillera, Colombia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 14, 9-92.
- WATTS, W. A. and J. P. BRADBURY, 1982. Paleocological studies at Lake Pátzcuaro on the west-central Mexican Plateau and Chalco in the Basin of Mexico. *Quat. Res.*, 17, 56-70.
- WHITE, S. E., 1981. Equilibrium line altitudes of the late Pleistocene and recent glaciers in central México. *Geografiska Annaler*, 63A, 3-4, 241-249.
- WHITE, S. E., 1987. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. In: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. *Quat. Sci. Reviews*, 5, 1-4 201-206.
- ZEEVAERT, L., 1952. Estratigrafía y problemas de Ingeniería en los depósitos de arcilla de la Ciudad de México. *Rev. Ingeniería*, 25, 1, 12-28.
- ZEEVAERT, L., 1953. Outline of the stratigraphical and mechanical characteristics of the unconsolidated sedimentary deposits in the Basin of the Valley of Mexico. Proc. VI Congr. Int. Ass. Quat. Res. Rome. 2, 976-987.