



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

# POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

## FACULTAD DE CIENCIAS

MORFOLOGÍA E INTEMPERISMO DE FITOLITOS,  
EN SUELOS MODERNOS Y PALEOSUELOS DE LA  
PARTE CENTRAL DEL EJE NEOVOLCANICO.

### TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE  
DOCTORA EN CIENCIAS (BIOLOGIA)

### PRESENTA

ERNESTINA VALLEJO GOMEZ

DIRECTOR DE TESIS: DR. SERGEY SEDOV  
CODIRECTOR: DR. SERGEY SHOBA

MEXICO, D.F.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

JUNIO, 2002



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## ***DEDICATORIAS***

A mis padres, Marco Antonio y Ana María por haber formado en mí valores morales y espirituales muy firmes, que han sido mi mejor herencia y que junto con su total apoyo me han dado una vida llena de satisfacciones, permitiéndome alcanzar esta meta.

A mi hijo Julio Alberto, deseando que este sencillo trabajo le sirva de estímulo, y le muestre que para aprender y disfrutar de la vida no hay límites, solamente los que uno se impone.

A mis amigos de toda la vida: Sergio Palacios, René Alcalá, Norma García-Calderón, Jorge Gama, David Flores y Kumi Shimada, con quienes he pasado grandes momentos de alegría. Gracias por su amistad, cariño y apoyo.

A mi querido Maestro (†) Nicolás Aguilera Herrera, formador de muchas generaciones de Edafólogos. Con cariño y agradecimiento por enseñarme a apreciar los suelos de nuestro querido México, a quien él tanto amaba, y por haberme formado personalmente en esta disciplina.

***"Noble caso es,  
aún para un anciano,  
el aprender."  
Sófocles.***

## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo hacer patente mi agradecimiento y reconocimiento a las siguientes personas e instituciones que hicieron posible la realización del presente estudio:

A la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial a la Facultad de Ciencias, por darme la oportunidad de obtener el doctorado.

Al Instituto de Geología y en especial, a su Director Dr. Dante J. Morán Zenteno por su apoyo para este trabajo de tesis.

A la Dra. Elena Centeno García, Secretaria Académica del Instituto de Geología, por su comprensión y ayuda que permitió llevar a feliz término esta tesis.

Mi especial agradecimiento a la Dra. Klavdia Oleschko Lutkova, Jefe del Departamento de Edafología del Instituto de Geología, quien inició esta línea de investigación en el Departamento; por su incondicional y sincero apoyo a este tema de tesis durante todo el tiempo de su desarrollo.

Al Dr. Sergey Sedov, por su amistad, apoyo y acertada dirección en la realización del presente trabajo.

A los Miembros del Honorable Jurado:

Dra. Norma Eugenia García Calderón.

Dr. David Flores Román.

Dr. Jorge E. Gama Castro.

Dr. Sergey Sedov.

Dr. Sergey Shoba.

Dra. Ma. Engracia Hernandez Cerda.

Dr. Otilio A. Acevedo Sandoval.

Por sus valiosos comentarios y sobresalientes aportaciones:

A los miembros del grupo de paleosuelos y en particular a la Dra. Elizabeth Solleiro y al Dr. Jorge Gama por proporcionarme todos los materiales de campo y gabinete necesarios para llevar a feliz término esta investigación.

Al Dr. Ruben V. Khachaturov por su amistad, paciencia, creatividad y valiosa ayuda en todo lo referente a este trabajo de investigación.

A la Maestra Ana Ma. Rocha por su paciencia, atinadas correcciones y valiosas sugerencias en la revisión de este manuscrito.

A la M. en C. Arelia González Velázquez, por su gran apoyo y sincero interés en la realización del trabajo de laboratorio, de importancia básica para esta tesis.

Al Biólogo Daniel Hernández Santiago por su gran ayuda en la elaboración de algunas figuras de esta tesis.

Al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UAEH, a su Director Dr. Otilio A. Acevedo Sandoval, por permitir el uso de su microscopio electrónico de barrido y especial ayuda de su técnico, Ing. Julio Cesar Juárez Tapia..

A la M. en C. Margarita Reyes Salas por permitir el uso de su microscopio electrónico de barrido.

A las Sritas. Maricela Coronado C. y Ma.. Guadalupe Maturano, Secretarias de los Departamentos de Edafología y Geoquímica respectivamente, por su amistad e incondicional ayuda en todo lo referente a copias y mecanografía necesarias para la elaboración de esta tesis.

A los compañeros y amigos del Departamento de Cómputo: Rosario, Francisco y Benjamin por su enorme y pronto apoyo ante cualquier problema en la computadora de una servidora.

Al Sr. Antonio Altamira por su valiosa colaboración en la preparación de parte de las fotografías utilizadas en esta investigación.

A todas aquellas personas que no menciono, amigos y compañeros de trabajo durante toda mi vida académica y que han sido parte fundamental para lograr esta meta.

# CONTENIDO

## Resumen

## Summary

<b>1. Introducción</b>	1
Justificación e importancia	3
Objetivos e Hipótesis	5
<b>2.Marco Histórico</b>	6
<b>3.Marco Teórico</b>	10
<b>3.1. Fitolitos de ópalo en plantas</b>	15
3.1.1. La sílice en suelos como fuente de formación de fitolitos	15
3.1.2. Mecanismos de absorción y transporte de sílice soluble en las plantas	17
3.1.3. Localización y tiempo de precipitación de sílice opalina.	18
3.1.4. Distribución de sílice en diferentes estructuras de la planta	21
3.1.5. Fitolitos en diferentes taxa	22
3.1.6. Plantas Herbáceas	23
3.1.7. Diferencias entre plantas C3 y C4	24
3.1.8. Coníferas. Pinos.	26
3.1.9. Tipos de partículas de sílice en las hojas de las pináceas.	28
<b>3.2. Sistemática de fitolitos</b>	28
3.2.1. Morfología de fitolitos	32
3.2.2. Clases morfológicas superiores de fitolitos.	33
3.2.3. Clasificación morfológica de fitolitos de pastos	35
3.2.4. Ornamentación de la superficie de los fitolitos.	37
<b>3.3. Fitolitos de ópalo en suelos</b>	39
3.3.1. Acumulación de fitolitos y su distribución en los perfiles de suelos	39
3.3.2. Estabilidad, solubilidad y grado de alteración de fitolitos	43
3.3.3. Fitolitos en paleosuelos y sedimentos para reconstrucción ambiental.	46
3.3.4. Métodos para el estudio de los paleosuelos.	48

<b>4. Localización del área de estudio y características fisiográficas</b>	51
4.1. Geología	51
4.1.1 Petrografía y Geoquímica de la tefra	54
4.1.2 Geomorfología	54
4.1.3 Factores bioclimáticos y cobertura de suelos modernos	55
4.1.4.Suelos	56
4.1.5 Secuencia de paleosuelos de tefra del Nevado de Toluca	56
<b>5. Materiales</b>	59
5.1. Cuantificación de los fitolitos y su distribución en los perfiles.	59
5.1.1. Análisis de intemperismo de los fitolitos	60
5.1.2. Análisis de los conjuntos morfológicos de fitolitos	61
<b>6. Metodología</b>	63
<b>7. Resultados y Discusión</b>	66
7.1. Propiedades morfológicas y analíticas de los suelos modernos y paleosuelos estudiados y su clasificación	66
7.2. Conjuntos morfológicos de fitolitos en el área de estudio, su interpretación paleoambiental y su comparación con registros paleoedafológicos y lacustres.	72
7.3. Acumulación e intemperismo de fitolitos en suelos modernos y paleosuelos	83
7.3.1. Cuantificación de los fitolitos y su distribución en los perfiles.	83
7.3.2. Indicadores de intemperismo en la morfología superficial de los fitolitos	85
7.3.3. Interacción de acumulación e intemperismo y su influencia en la memoria de fitolitos.	87
<b>Conclusiones</b>	91
Lineas y proyectos a futuro en investigaciones de fitolitos	93
Literatura citada.	94

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Sección transversal de hojas C3 y C4.	26
Figura 2.	Clasificación de fitolitos de pastos.	33
Figura 3	Clases mayores de fitolitos de dicotiledoneas.	34
Figura 4	Clases mayores de fitolitos de monocotiledoneas.	35
Figura 5	Fitolitos observados desde diferentes orientaciones.	36
Figura 6	Ornamentación de la superficie de los fitolitos.	38
Figura 7	Localización del área de estudio.	52
Figura 8	Mapa geológico general del área de estudio.	53
Figura 9	Diagramas ombrotermicos que corresponden al área de estudio.	56
Figura 10	Secuencia de paleosuelos en la zona de estudio de Toluca, Estado de México.	57
Figura 11	Edafoestratigrafía del Nevado de Toluca.	58
Figura 12	Suelos modernos presentes en San Jose Mezapa, Estado de México.	67
Figura 13	Conjuntos morfológicos de fitolitos de suelos modernos y paleosuelos del área de estudio.	73
Figura 14	Morfotipos de células cortas típicos de las Poaceas.	74
Figura 15	Principales morfotipos de fitolitos observados en los suelos modernos y paleosuelos estudiados	75
Figura 16	Principales morfotipos de fitolitos extraídos de las acículas de <i>Pinus sp.</i> presente en el perfil Nevado de Toluca.	83
Figura 17	Contenido de fitolitos y su distribución en perfiles de suelos modernos y paleosuelos.	84
Figura 18	Clases de intemperismo. Microscopio óptico.	85
Figura 19	Clases de intemperismo. MEB.	86
Figura 20	Cuantificación de fitolitos de diferentes clases de intemperismo.	87

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Patrón de producción de fitolitos en plantas superiores.	25
Tabla 2.	Tefraestratigrafía compuesta del Volcán Nevado de Toluca	53
Tabla 3.	Composición de óxidos totales de un fragmento de pómez	54
Tabla 4.	Perfiles representados en Arroyo La Ciervita y Zacango. Toluca, Estado de México. Propiedades Físicas.	66
Tabla 5.	Perfiles representados en Arroyo La Ciervita y Zacango. Toluca, Estado de México. Propiedades Químicas	67
Tabla 6.	Relaciones C3:C4 en los conjuntos morfológicos de fitolitos analizados.	79

## RESUMEN

Los fitolitos son cuerpos microscópicos mineralizados, formados en y entre las células de algunas plantas. Presentan composición química variada, pueden estar formados de carbonato u oxalato de calcio o bien de óxido de silicio hidratado ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) también denominado ópalo biogénico. En esta investigación el término fitolito es utilizado específicamente para cuerpos de origen vegetal, secundariamente silicificados.

Su importancia radica en que se forman en sitios específicos dentro de la planta: hojas, tallos, inflorescencias. Permanecen relativamente estables en el suelo cuando la planta muere y su morfología tiene interés taxonómico. Los fitolitos separados de suelos y paleosuelos, representan una técnica útil en los estudios de reconstrucción de cambios paleoambientales, tanto naturales como antropogénicos.

En esta tesis, los objetivos principales son los siguientes:

- 1) Establecer conjuntos morfológicos de fitolitos en suelos modernos y paleosuelos de la parte central del Eje Neovolcánico, como registro de paleovegetación predominante durante el Cuaternario tardío.
- 2) Evaluar el grado de intemperismo de los fitolitos en suelos y paleosuelos.
- 3) Valorar la acumulación de fitolitos y su distribución en perfiles de suelos modernos y paleosuelos.
- 4) Determinar la interrelación entre intemperismo y acumulación de fitolitos, los factores edafológicos y ambientales que los rigen y su impacto en los conjuntos morfológicos.

La presente investigación se realizó en perfiles de Andosoles modernos y paleosuelos, formados a partir de sedimentos ricos en tefras del Cuaternario tardío. Las zonas estudiadas se localizan en parte central de la Faja Neovolcánica Transmexicana y fueron: Arroyo La Ciervita y Zacango en el flanco norte del Nevado de Toluca y San José Mezapa, localizado al este de dicho volcán.

El estudio se realizó en dos etapas: la primera comprende la descripción morfogenética de los perfiles y horizontes representativos seleccionados. Dicha selección fue realizada a partir de fotografías aéreas y recorridos de campo. En el caso especial de los paleosuelos, el hecho de que

éstos ya estuvieran fechados con exactitud, fue determinante para seleccionar la zona. En la segunda etapa, se realizaron los correspondientes análisis físicos y químicos en los perfiles de suelos. De las muestras particulares de estos perfiles, se extrajeron los fitolitos de la fracción de limo grueso. Estos fueron estudiados con las técnicas de microscopía óptica (microscopio petrográfico equipado con contraste de fases) y microscopía electrónica.

Con base en lo anterior, los resultados muestran:

- 1) En los Andosoles modernos, formados bajo bosque de pinos con densa cubierta de pastos, así como en los paleosuelos, los conjuntos morfológicos de fitolitos son similares y se caracterizan por la predominancia de formas típicas para pastos C3. Los fitolitos de árboles, se presentan en cantidades menores o iguales a 19.2% ó están ausentes y las formas para pastos C4, están comprendidas entre 14-41%.
- 2) Los morfotipos para plantas C3 son básicamente crenados, en forma de quilla y piramidales y están presentes en la mayoría de los perfiles analizados. Para las plantas C4, la forma dominante fue la de silla de montar.
- 3) Observaciones a través del microscopio electrónico de barrido, muestran que muchos fitolitos exhiben rasgos de intemperismo en su superficie, representados por microcavidades de disolución, con diferentes dimensiones. Según el número, tamaño y patrón de distribución de estas cavidades, se establecieron cuatro clases de intemperismo de fitolitos: (a) frescos o no intemperizados, (b) bajo, (c) medio y (d) con alto grado de intemperismo
- 4) En Andosoles sepultados, se observan más fitolitos intemperizados que en Andosoles modernos, jóvenes.
- 5) La cantidad de fitolitos, tanto en Andosoles modernos como sepultados, representa entre 6 y 10% de la fracción de limo grueso de los horizontes Ah, cantidad que decrece muy lentamente con la profundidad, a través del perfil. En suelos con vegetación de pastizal, se localiza la máxima acumulación de fitolitos.
- 6) En los horizontes superficiales de los Andosoles modernos, que fueron formados en intervalos de tiempo más corto y por lo mismo, están menos desarrollados, se observa que el contenido de fitolitos fue más alto, comparado con los Andosoles sepultados más desarrollados.

Algunas de las conclusiones que se generaron son:

- 1) Los pastos, que forman una densa cubierta en los bosques de coníferas del área de estudio, contribuyen mucho más que los árboles a la población de fitolitos del suelo. La relación de los fitolitos que indican pastos C3 (ambientes húmedos) y C4 (ambientes secos) dan la información más adecuada para deducciones palcoambientales.
- 2) En el área de estudio, los conjuntos morfológicos de fitolitos presentes en los paleosuelos, confirman que prevalecieron condiciones húmedas dentro de la mayor parte del Cuaternario tardío, con algunas fases de sequía bien marcadas en el Holoceno temprano, y en el período comprendido 40 ó 50 000 años antes. Esto está de acuerdo con la interpretación paleoambiental de las propiedades pedogenéticas de paleosuelos y con los resultados que ofrecen los registros lacustres.
- 3) En los paleosuelos la acumulación de fitolitos es menor que en suelos modernos, no por menor producción, pero sí por mayor grado de intemperismo. En esta situación, donde el vidrio volcánico se ha destruido, la secuencia de alteración continúa con la sílice de los fitolitos. Como resultado, los conjuntos morfológicos de fitolitos, reflejan más bien en los paleosuelos, la fase final de su desarrollo.
- 4) La acumulación de fitolitos en los suelos volcánicos estudiados es el resultado de la modificación de la dinámica del silicio en el suelo, por la presencia de vidrio volcánico en grandes cantidades.
- 5) Los fitolitos acumulados en los horizontes superficiales, se incorporan a los horizontes inferiores del perfil, a través de bioturbación.

## SUMMARY

### **Phytolith morphology and weathering in the modern soils and paleosols in the central part of the Transmexican Volcanic Belt.**

The phytoliths are microscopic mineral bodies formed inside and between the cells of some plants. Their chemical composition is variable, they could be made up of calcium carbonate and oxalate, as well as hydrated Si dioxide ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) also known as biogenic opal. In this work the term "phytoliths" will be applied to the denominated silica bodies of plant origin.

The importance of phytoliths is determined by their formation in specific locations inside the living plant (leaves, stems, flowers), their relative stability in soil after plant decay and taxonomic speciality of their morphology. Phytoliths, separated from soils and paleosols, represent a useful tool for studies in area of natural and anthropogenic environmental change reconstruction.

The following principal objectives are put forward:

- 1) To establish the phytolith morphological assemblages of volcanic paleosols in Central Mexico and to interpret them as a record of the Late Quaternary dominant vegetation.
- 2) To evaluate the weathering grade of phytoliths.
- 3) To estimate the phytolith accumulation and distribution in modern soil and paleosol profiles.
- 4) To determine the interrelation between the weathering and accumulation of phytoliths, the soil and environmental factors which control these processes and their impact on the phytolith morphological assemblages.

The present study was carried out on modern Andosols and paleosols profiles, formed on tephra-derived sediments of Late Quaternary. The study area is located in the central part of the Transmexican Volcanic belt. The following sites have been studied: Arroyo la Ciervita and Zacango on the northern flank of the Nevado de Toluca volcano, and San José Mezapa, located to the east from this volcano.

The research was carried out in two phases. The first phase included the morphogenetic description of the selected profiles and horizons. This selection was based on the analysis of aerial photographs and field survey. In the case of paleosols the selection of the study area was determined to a great extent by the fact, that the profiles were dated with high precision. In the second phase, the phytoliths of the coarse silt fraction were separated from the selected samples, and then studied using optical microscopy (with phase contrast) and scanning electron microscopy. Besides, soil physical and chemical analyses were carried out to characterize the soil profiles.

The main results obtained from the described study show that:

- 1) In the modern Andosols, formed under pine forest with dense grass cover, as well as in the buried paleosols, the phytoliths morphological assemblages are similar and dominated by forms, typical for C3 plants. The tree phytoliths are present in lower quantities (<19.2 %) or absent, whereas C4 plant forms are in the range of 14 to 41%.
- 2) The basic morphotypes of C3 plants are crenates, keeled and pyramidals, which are present in the majority of the studied profiles. The saddle form is the dominant shape for the C4 plant
- 3) Many phytoliths show, under the electron microscope, the weathering features represented by different size dissolution microcavities on their surfaces. Four weathering classes have been established, according to the number, size and distribution pattern of these cavities.
- 4) The quantity of phytoliths in modern and buried Andosols range from 6 to 10% of the coarse silt fraction in Ah horizons, decreasing very slowly with the depth down the profile. The maximal phytolith accumulation was established in the soil under grass vegetation.
- 5) The phytolith content in the surface horizons of modern Andosols, formed in shorter time intervals and thus less developed, was found to be higher than in more developed buried Andosols.

The most important conclusions are:

- 1) The grasses, which form a dense cover in the coniferous forests of the study area, contribute much more to the phytolith assemblages in the soils, than the trees do. The interrelation between C3 (indicative of humid environments) and C4 (indicative of drier environments) phytoliths provides the most relevant information for paleoenvironmental deductions.

- 2) The morphological phytolith assemblages present in paleosols indicate that humid conditions prevail during most of the Late Quaternary, with some dry phases, especially harsh in the Early Holocene and in the period between 40,000 and 50,000 years B.P. This correlates well with the paleoenvironmental interpretation of the paleosol edafogenetic properties as well as with the results from the lacustrine records.
- 3) The phytolith accumulation in the paleosols has lower values than in modern soils, not because of lower phytolith production but due to higher weathering grade, that is confirmed by the results on different weathering class phytoliths quantities. Due to the higher weathering status in paleosols, the unstable silicates are already partly destroyed and could less effectively "protect" the phytoliths from weathering.
- 4) The consequence of the previous conclusion is that the phytoliths in the more developed paleosols were not stable components and, thus, the phytoliths assemblages do not reflect the whole history of soil development, but rather its final stages.
- 5) High phytolith accumulation in the studied volcanic soils is the result of a specific modification of the Si cycle, due to the presence of volcanic glass. Weathering of this component produces high concentrations of Si in the soil solution that favour the silica accumulation in plants and decrease the phytolith weathering in soil matrix. The phytoliths, accumulated in the superficial horizons, are further incorporated in the lower parts of the profiles by bioturbation (principally, by the earthworm activity).

## 1. INTRODUCCIÓN

Los fitolitos son cuerpos microscópicos mineralizados, formados en y entre las células de algunas plantas. Su composición química puede ser de carbonato u oxalato de calcio, pero con más frecuencia de óxido de silicio hidratado ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) u ópalo biogénico. (Rovner,1983).

El uso, en particular, de conjuntos de fitolitos modernos para la interpretación de fitolitos fósiles, ha demostrado la utilidad del análisis de fitolitos en la reconstrucción de la vegetación de Gramíneas (pastos), y ambientes climáticos del pasado en diversas partes del mundo. Así, hay estudios en las planicies de Norteamérica (Fredlund and Tiezsen,1994; Kelly *et al.*,1991,1998; Fisher *et al.*,1995; Kurman,1985; Rovner, 1971,1983; Twiss *et al.*,1969,1992), en Etiopía (Barboni *et al.*, 1999) y en Africa (Alexandre *et al.*,1997).

La mayoría de los estudios mencionados se refieren al período Holocénico y muy pocos al Pleistoceno, Existen algunas investigaciones en loess, de este período, como la de Fredlund(1986), citado por Piperno(1988), que describe un registro de fitolitos con antigüedad de 620,000 años, en un depósito de loess de Nebraska.

La experiencia en México, en este tipo de estudios, esta restringida a suelos modernos y se encuentra representada por los trabajos de García-Calderón (1984,1996) en varios Andosoles de México y en la zona chinampera de Xochimilco-Tlahuac respectivamente. En relación a estudios de fitolitos en sitios arqueológicos, están los trabajos de Zurita (1987) y de McClung *et al.*, (1986, 1996 y 2001). Sin embargo, no se tienen estudios de fitolitos en suelos y sedimentos del Pleistoceno.

Recientemente, se han investigado varios paleosuelos Pleistocénicos volcánicos en la parte central de México, clasificados como Andosoles según la World Reference Base (W.R.B.),1998. En esta investigación se profundiza en su reconstrucción paleoambiental.

Tomando en cuenta el contexto de suelos volcánicos, en donde se localizan los fitolitos analizados para esta investigación, se sabe que estos suelos, tanto modernos como sepultados, son sensibles a cambios ambientales, dada la naturaleza y velocidad de su edafogénesis (Mizota y Van Reeuwijk,1989). Cambios en algunos factores ambientales, como el clima, pueden llevar a diferentes procesos de formación de suelos volcánicos (Parfitt *et al.*,1984, Malucelli *et al.*,1999). Se han utilizado por muchos investigadores, análisis detallados de tipo químico, mineralógico y micromorfológico para entender los procesos formadores de suelos modernos, y se han sumado a

éstos la interpretación sedimentológica, paleomagnética, palinológica y de fitolitos para obtener información de ambientes del pasado.

Por otro lado, el estudio de los paleosuelos, ha demostrado ser útil para la reconstrucción de cambios ambientales del Cuaternario tardío (Bryan,1948; Retallack,1994; Birkeland *et al.*,1989), pero hasta ahora este tipo de investigaciones se han hecho a través de propiedades edafogénicas (morfológicas, físicas, químicas, biológicas, petrográficas y mineralógicas) fundamentalmente, (Sedov *et al.*, 2001).

Muchos científicos que han estudiado los fitolitos en paleosuelos aceptan, actualmente, que no son tan estables como se pensaba, ya que se tienen evidencias de que son afectados por procesos de intemperismo (Alexandre *et al.*, 1994,1997). Esto significa que una parte de la "memoria" presente en los fitolitos, en relación a la formación de los paleosuelos que los contienen, se puede perder por su destrucción a través del intemperismo. Aún así, hasta ahora no hay estudios sobre evaluación cuantitativa o semi-cuantitativa del intemperismo, de los fitolitos, no se sabe que factores edáficos lo controlan y cómo este proceso afecta la acumulación de fitolitos en suelos.

Por estas razones, se realizó el estudio del intemperismo y acumulación de fitolitos en suelos modernos y paleosuelos, para lo cual se desarrolló un modelo de interacción de estos procesos y su impacto en la formación de conjuntos morfológicos de fitolitos

Se ha visto también que los suelos volcánicos, en particular, los Andosoles se caracterizan por una gran acumulación de fitolitos (García-Calderón, 1984, 1993) por lo tanto, los conjuntos morfológicos de estas estructuras biogénicas, proporcionan información directa sobre paleovegetación y paleoambiente en general.

La mayor parte de este tipo de información procede del análisis de fitolitos de Gramíneas, que representan la fracción más abundante en todos los conjuntos estudiados, tanto por otros investigadores, como también en este estudio. Estos fitolitos se dividen en dos grandes clases morfológicas: cuerpos silíceos en células largas y los que se encuentran en células cortas de la epidermis de Gramíneas (Metcalf,1960). Los primeros se consideran poco útiles para distinguir entre grupos de pastos (Rovner,1971; Pearsall,1978) y los segundos, fitolitos de células cortas, presentan una morfología específica de importancia taxonómica (Fisher, *et al.*,1995; Piperno and Becker,1996; Fredlund and Tieszen,1994; Alexandre *et al.*,1997; Kelly *et al.*,1998; Barboni *et al.*,1999).

La cantidad total de formas o tipos de fitolitos que se presentan en una muestra de suelo, expresada como porcentaje o relaciones entre ellas, constituye el conjunto morfológico de fitolitos, representativo de la vegetación de una zona o región (Pearsall,1984). Las asociaciones de plantas que representan los conjuntos, separadas en C3 y C4 tienen proyección ecológica bien definida (Fredlund and Tieszen, 1994,1997; Kelly *et al.*,1998).

Con estas consideraciones, el valor de la presente investigación, radica en ser el primer trabajo en México, en el que se utilizan conjuntos morfológicos de fitolitos presentes en paleosuelos volcánicos, con fines de reconstrucción paleoambiental.

## JUSTIFICACIÓN E IMPORTANCIA

La fisiografía propia de México indica que es un país rico en actividad volcánica, razón por la cual los suelos derivados de ceniza volcánica y material ígneo, cubren aproximadamente una cuarta parte de los 1,963,000 km<sup>2</sup> de la superficie total del país (Aguilera. 1969).

Estos suelos de origen volcánico presentan, entre otras propiedades importantes, una alta acumulación de silicofitolitos, con morfología de importancia diagnóstica, según resultados preliminares de García-Calderón *et al.* (1984,1993). La morfología de los fitolitos recuerda la de las células de la planta que los originó. En consecuencia, el análisis de estas partículas realizado tanto en horizontes húmicos superficiales de suelos, como en horizontes A de paleosuelos, se considera como una fuente real y confiable de información paleoclimática y de evolución de la cubierta vegetal (Sase and Kato,1976).

Según Targulian *et al.*,(1996), el suelo es un sistema exógeno, que funciona como un "reactor, una memoria y un regulador de interacciones en la biósfera", de tal modo que los fitolitos que se encuentran en los horizontes A de paleosuelos, representan también una especie de "memoria" de la cubierta vegetal antigua de la cual se originaron. La interpretación de este material se basa en la comparación con fitolitos de suelos modernos.

Se piensa que estas partículas silíceas pueden estar involucradas en algún fenómeno geoquímico especial, en los Andisoles jóvenes de México (Mielich,1992), así como en la

formación de horizontes subsuperficiales endurecidos, cementados con sílice (Oleschko *et al.*,1994).

Un problema relacionado directamente con la dinámica de la sílice en el suelo, es la evaluación del intemperismo de fitolitos, que hasta ahora ha recibido poca atención. El estudio de intemperismo, en este trabajo, está basado en las observaciones de microcavidades en la superficie de los fitolitos utilizando el microscopio electrónico de barrido. Estas microcavidades resultan de la disolución de zonas pequeñas (2-10 $\mu$ ), distribuidas irregularmente sobre la superficie de los fitolitos (Alexandre *et al.*, 1994).

El tema de Tesis, basado en el desarrollo de análisis fitolitológicos en suelos volcánicos, forma parte del proyecto denominado "Paleosuelos como indicadores de cambio ambiental en zonas volcánicas del Centro de México", apoyado por CONACYT con el código 32337-T, en el cual el Dr. Sergey Sedov, es el Investigador responsable. Dicho proyecto, se lleva a cabo en el Departamento de Edafología, del Instituto de Geología. Esto marca el inicio de la investigación formal y actual de paleosuelos en México, lo que constituye una consideración importante, ya que los paleosuelos ofrecen información sobre cambios naturales e inducidos por el hombre. Esta información ha permitido a su vez, encontrar relación con otras disciplinas como Geología, Paleogeografía y Arqueología, entre otras.

## **OBJETIVOS**

**Objetivo general.-** Analizar e interpretar los conjuntos morfológicos y los procesos de acumulación e intemperismo de fitolitos, en suelos volcánicos modernos y paleosuelos en la parte central del Eje Neovolcánico, con fines de reconstrucción paleoambiental.

### **Objetivos específicos.**

- 1.- Establecer conjuntos morfológicos de fitolitos y su interpretación para registro de la paleovegetación predominante durante el Pleistoceno tardío-Holoceno; manejando especialmente fitolitos de Gramíneas (pastos) y Coníferas (pinos).
- 2.-Evaluar el grado de intemperismo de los mismos, aplicando microscopía óptica y electrónica de barrido.
- 3.-Valorar el grado de acumulación de fitolitos, su distribución en el perfil de suelos modernos y paleosuelos así como la determinación de los factores edafológicos y ambientales que los rigen.
- 4.-Determinar la participación de los fitolitos de suelos volcánicos en la dinámica del silicio, así como su relación suelo-planta.

## **HIPÓTESIS**

- 1.-Los suelos forestales de zonas templadas, desarrollados sobre materiales parentales jóvenes de origen volcánico (Andosoles), se caracterizan por una alta acumulación de fitolitos.
- 2.-Los fitolitos en suelos volcánicos no son componentes estables; se encuentran sometidos a intemperismo según el grado de desarrollo de los suelos. Esto se puede evaluar a través de observaciones en la superficie de estas estructuras.
- 3.-La acumulación de sílice en Andosoles, es el resultado del balance de procesos de carácter biogeoquímico que involucran por un lado, la formación del ópalo biogénico en cantidades importantes y por otro su disolución diferencial debida a procesos de intemperismo.
- 4.-La estabilidad de los fitolitos presentes en los horizontes húmicos, sepultados bajo ceniza (paleosuelos), se considera como una fuente de información confiable para deducciones paleoclimáticas y paleoecológicas, predominantes en el Cuaternario tardío, en México.

## 2. MARCO HISTÓRICO

En 1830, fueron descubiertos los fitolitos casi simultáneamente con el polen, pero el desarrollo y aplicación de la Palinología fue muy rápido, no así, el método basado en el análisis de fitolitos, que fue olvidado por más de 100 años después de su descubrimiento.

Las primeras investigaciones que relacionan a los fitolitos con la anatomía y fisiología de las plantas, se inician aproximadamente en 1900. Netolitzky (1929), *in* Piperno (1988) publicó la primera investigación botánica en fitolitos de ópalo y Mc Nair (1932), trabajó en la distribución de fitolitos de calcio. La relación de los fitolitos con la fisiología de la planta y su aplicación en la agronomía, se investigan en este período.

En un principio los fitolitos fueron estudiados como un constituyente desconocido de los suelos y polvos traídos por el viento, y no como inclusiones de plantas vivas. En 1831, el *Beagle* (buque en el que viajaba Darwin), abandonó Inglaterra y ancló en las islas de Cabo Verde, varios cientos de millas al oeste de las costas del Norte de África. En esa época, Darwin escribió acerca del lugar, lo siguiente:

"Generalmente la atmósfera está nublada debido a la caída de un polvo fino, impalpable, el cual altera ligeramente los instrumentos astronómicos. Yo recolecté unos paquetes de este polvo fino, de color pardo, que se habían depositado en la vela del barco. El profesor Ehrenberg, científico alemán a quien lo envié, encontró que este polvo consiste, por lo regular, en infusorios con escudos silíceos y de tejidos silicificados de plantas" (Piperno, 1989).

El Prof. Ehrenberg, había adquirido una reputación internacional como microbiólogo de plantas y animales. Observó clases similares de cuerpos silíceos en muestras de suelo, que le habían sido enviadas de todas partes del mundo (Ehrenberg, 1846) *in* Piperno, (1988) llamándoles "Fitolitaria" y desarrollando el primer sistema de clasificación para fitolitos.

Cerca de la mitad del siglo veinte, se inició el estudio amplio de estas estructuras silíceas. Su finalidad fue la de utilizar la información que proporcionaban, para estudios paleoambientales, así como para la identificación y datación de paleosuelos. Las reconstrucciones ambientales se enfocaron principalmente en distinguir entre suelos forestales y suelos de pradera (Witty and Knox 1964, *in* Rapp and Mulholland, 1992). La mayoría de los estudios de la época, analizaron suelos modernos como referencia para caracterizar varios ambientes por el contenido de fitolitos.

En dichos estudios se reportó que los fitolitos de gramíneas estaban presentes en todos los sedimentos modernos, y que su cantidad era mucho más baja en suelos forestales. Esta información fue entonces aplicada a suelos y paleosuelos en varias áreas geográficas (Jones and Hay 1975 *in* Rapp and Mulholland, 1992).

La descripción sistemática de fitolitos de ópalo en plantas es más reciente, aunque anunciada por algunos trabajos desde 1900. Los botánicos han documentado a los fitolitos, en varios estudios de microscopía electrónica de barrido de tejidos epidérmicos (Hayward and Parry 1980, Terrel and Werger 1981, *in* Rapp and Mulholland (1992). Los tejidos de hojas e inflorescencias han sido los más estudiados, aunque en los tejidos de tallos, raíces y frutos también se encuentran depósitos de sílice. Otros estudios botánicos se orientaron hacia procesos de depositación (Sangster and Perry, 1981) o bien a la función que desempeña la sílice en la planta (Kaufman *et al.* 1981).

Según Rapp and Mulholland,(1992), en la actualidad existen 2 caminos importantes de investigación en relación a los fitolitos: la sistemática de estas partículas en plantas modernas y la interpretación de fitolitos recuperados de sedimentos (incluyendo contextos arqueológicos). En las últimas dos décadas, se ha generado una gran cantidad de información en relación a la producción y distribución de fitolitos de ópalo como resultado de estudios arqueológicos y paleoecológicos. Han sido estudiadas numerosas especies de Ecuador (Pearsall, 1979 *in* Rapp and Mulholland 1992), Hawaii (Pearsall and Trimble 1984), Panamá (Piperno 1984, 1985) y el centro de los Estados Unidos (Brown 1984, Rovner, 1971).

Muchos estudios botánicos han reportado la distribución de la sílice en un amplio intervalo de taxa de plantas. El redescubrimiento de la literatura Alemana, especialmente, atrajo la atención de nuevos estudios sobre la presencia de sílice en varias familias botánicas. Los fitolitos de calcio, particularmente oxalato de calcio, han sido reportados en la literatura botánica constantemente. Franceschi and Horner (1980) hablan de su presencia en diferentes partes de la planta en varias familias.

Por otro lado, una gran cantidad de datos pueden aplicarse a la interpretación de fitolitos recuperados de sedimentos, sin embargo, numerosos taxa no han sido examinados todavía y se requieren además, estudios morfológicos detallados de muchos de ellos. Se han aplicado también análisis de fitolitos en una amplia variedad de muestras, en estudios paleoecológicos y en reconstrucciones paleoambientales de sedimentos que tienen edad glacial (Twiss *et al.*,1969;

Fredlund *et al.*,1985), así como de otros más recientes (Jones and Beavers, 1964; Wilding and Drees, 1973).

Los fitolitos fueron usados para identificar horizontes de palsuelos (Dormaar and Lutwick 1969) y vegetación del pasado. Núcleos de sedimentos oceánicos han dado también información sobre palcoambientes, inclusive dirección del viento (Melia 1984; Bukry 1987 *in* Rapp and Mulholland (1992). En resumen, la investigación de los fitolitos y su aplicación puede dividirse en 4 períodos, según Piperno (1988).

Período 1. Descubrimiento y etapa exploratoria de su utilidad, desde 1835 hasta casi 1900. En dicho período fueron observados por primera vez en plantas vivas, denominados y aislados de algún contexto ambiental.

Período 2. Comprende la fase botánica y abarca de 1900 a 1936, siendo Alemania el centro principal de esta etapa. Europa fue el primer lugar en el cual se reconoció que los fitolitos se forman en los tejidos de las plantas. En esta etapa se inician también, con rigurosidad, los estudios de las plantas que forman fitolitos, así como la morfología y taxonomía de los mismos.

Período 3 . Período de investigación ecológica, de 1955 a 1975, cuando los botánicos, científicos del suelo, agrónomos y geólogos, de los Estados Unidos principalmente, reseñaron por primera vez, los trabajos de fitolitos en varios artículos de importancia paleobotánica. En esta etapa se examinó intensamente la morfología de los fitolitos de pasto y fueron iniciados los estudios de cuerpos silíceos de árboles decíduos y coníferas. En este período, el análisis de fitolitos fue aplicado por primera vez al conocimiento de la historia de la vegetación en Norteamérica. (Beavers and Stephen,1958).

Período 4. Período moderno de investigación arqueológica por medio de fitolitos. Se inicia en 1971, cuando los arqueobotánicos llevan a cabo la investigación sistemática de fitolitos en relación a su producción y morfología en plantas actuales, así como su frecuencia y distribución en sedimentos geológicos y arqueológicos. El hecho que consolidó los estudios de fitolitos en este período, fue el artículo del Dr. Irwin Rovner, denominado "Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction " publicado en *Quaternary Research* en 1971, que evalúa el gran potencial del uso de la técnica, en estudios de arqueología y suelos.

Los fitolitos con importancia taxonómica, formados por muchas familias de plantas superiores, exhiben una marcada permanencia en suelos y sedimentos, por largos períodos de tiempo, por lo cual, los que se encuentran en sedimentos arqueológicos se han utilizado para

reconstrucción paleoambiental. Carbone (1977) interpretó ambientes del pasado, la mayoría forestales, por comparación con horizontes A modernos.

En la actualidad muchos científicos de suelos, paleoecólogos, paleobotánicos y arqueólogos, usan el análisis de fitolitos como una valiosa herramienta en sus investigaciones formales (Gol'yeva, 1995).

### 3. MARCO TEORICO

**Definición.** Los fitolitos son cuerpos microscópicos mineralizados, formados en y entre las células de algunas plantas. Estas partículas de sílice hidratada son liberadas de dichas células después de la muerte y descomposición de la planta que las originó (Rovner, 1983).

El término "fitolito" proviene del griego *phython* (planta) y *lithos* (piedra) y significa literalmente "planta de piedra". Algunas veces, este término ha sido usado para denominar a todas las estructuras formadas por sustancias minerales secretadas por las plantas superiores, ya sea de composición calcárea o silícea.

Se han utilizado numerosos términos para describir a los fitolitos, incluyendo *Phytolitharien* por Ehrenberg en 1846, *fitolitos de ópalo* (Baker,1959), *ópalo de plantas* (Beavers and Stephen,1958), *ópalo de pastos* (Smithson,1958) *silicofitolitos* (Pinilla,1997.), *fitoopalitos* (Besoain,1985) y *biolitos* (Jones and Hay,1975). El término biolito tiene amplio alcance e incluye microfósiles de muy variada composición química y mineralógica. En el presente trabajo, el término que se utilizará es el de fitolito, que será aplicado específicamente para remanentes silicificados de plantas, dado que son los únicos que permanecen estables después de que la planta desaparece, ya que difícilmente se disuelven a pH menor de 9. Por esta razón, los fitolitos de sílice, tienen potencial para ser utilizados como microfósiles.

Básico para la formación de los fitolitos, es la absorción por las raíces de las plantas del ácido ortosilícico monomérico,  $\text{Si}(\text{OH})_4$  que representa la principal forma de sílice en solución del suelo y cuyo contenido varía entre 7-80 mg/l (Quiñones, 1987). En esta solución, los contenidos de sílice se relacionan a factores como pH, tipo de suelo, drenaje, contenido de sales.

El ácido ortosilícico tiene una constante de disociación  $K_s=10^{-9}$  a  $10^{-10}$  y bajo pH 7 prácticamente no se disocia. Su solubilidad en agua es muy baja, siendo su concentración de saturación a 25°C en equilibrio con el gel de sílice de 56-66 mg/l (Besoain,1985). Sobre pH 9 la solubilidad aumenta considerablemente. Este ácido es muy débil, por hidrólisis y formación de puentes de hidrógeno se condensa a ácidos polisilícicos, especialmente entre pH 5 a 7 (Drees *et al*, 1989).

Los óxidos que forma el silicio, de importancia sedimentaria o pedológica, constituyen especies cristalinas (cuarzo, cristobalita, tridimita, coesita, stishovita), criptocristalinas (calcedonia, algunas formas de ópalo) y no cristalinas o amorfas (gel de sílice, sílice opalina u

ópalo y vidrios silíceos). Tal distinción no puede ser estricta, desde el momento en que la experiencia indica que el ópalo es parte de una sucesión continua que varía desde formas no cristalinas, carentes de microestructura, hacia microcristalitos de sílice con ordenaciones a rangos cortos (cristobalita y tridimita) y de ahí a especies más cristalinas, incluyendo las formas bajas de cuarzo y tridimita (Wilding *et al.*, 1971).

De las formas de sílice ya mencionadas, es de interés para esta investigación el denominado ópalo A. El nombre puede implicar origen y morfología, pero no necesariamente estructura cristalina. Un ejemplo es el ópalo biogénico, amorfo, que constituye cuerpos de sílice llamados fitolitos con formas y tamaños característicos que son depositados en, o secretados por plantas y animales (Simpson and Volcani, 1981). Se les encuentra en suelos y sedimentos geológicos como productos de residuo.

**Composición.** Los fitolitos presentan una variada composición química, la cual se debe a que todas las plantas absorben elementos químicos que se encuentran en la solución del suelo, especialmente calcio y sílicio. Estos elementos son depositados en sitios específicos dentro de la planta (tallos, hojas, inflorescencia). Así, los fitolitos que proceden de dichas plantas pueden estar constituidos químicamente por: carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), oxalato de calcio ( $\text{CaC}_2\text{O}_4$ ) o bien por óxido de silicio hidratado ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), también denominado ópalo biogénico. Algunos de ellos contienen, en ocasiones, pequeñas cantidades de fosfatos ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) de Ca o Mg, como elementos agregados a la composición silícea. (Piperno, 1988).

Los fitolitos de composición cálcica y silíceica han sido los más estudiados (Pinilla *et al.*, 1996). La distribución de fitolitos de calcio es amplia. Los que contienen carbonato de calcio son reportados en familias como Urticaceae (ortiga), Moraceae (moras), Acanthaceae (acantos) y Canabinaceae (cáñamo) (Simkiss and Wilbur 1989). Aunque la mayoría de los depósitos de  $\text{CaCO}_3$  están en las paredes celulares, en algunas plantas se forman estructuras definidas llamadas cistolitos.

Estas estructuras, son crecimientos o excrecencias que se presentan hacia afuera de las paredes celulares y se originan en la epidermis y subepidermis de la célula. Tienen forma variable y suelen presentar superficies nodulares.

Los fitolitos de oxalato de calcio han sido reportados en numerosas familias y se localizan en cualquier parte de la planta, aunque cada especie tiene su lugar específico (Franceschi and Horner, 1980). Algunas familias de plantas como las cactáceas (*cactus*), parecen tener especial

predilección por esta sustancia. La formación de cristales de calcio está íntimamente relacionada con el contenido de calcio intercambiable en los suelos y con la mineralogía de los perfiles.

En particular, los cristales de oxalato de calcio se presentan en forma abundante en el reino vegetal. Su influencia en el complejo suelo/ planta es importante, así como su relación con los minerales del perfil. Este compuesto químico, también tiene valor taxonómico, ya que varias especies botánicas pueden ser diferenciadas en función de la muy particular morfología que les da este compuesto. Este oxalato contribuye al intemperismo mineral como agente biológico del mismo, junto con la vegetación y los microorganismos del suelo (Pinilla *et al.*,1997). Este intemperismo causa movilización biológica de cationes biogénicos liberados de los minerales, por lo que iones como Ca, Mg, y K se pueden acumular en los horizontes superficiales.

En relación al Carbono orgánico (C. O.) ocluido dentro de la estructura de los fitolitos, no es fácilmente accesible a la oxidación. Por esta razón, los fitolitos de ópalo sirven como una fuente potencial de C para propósitos de fechamiento con  $C^{14}$  (Wilding *et al.*,1967). Las impurezas en el ópalo, influyen marcadamente en el color, índice de refracción, estabilidad y gravedad específica.

El color del ópalo no es diagnóstico, ya que está en función de 3 mecanismos: pigmentación (impurezas químicas ocluidas formadas por elementos como Al, Fe, Ca, K, Ti, Mn, P, Cu, N, C, álcalis y tierras alcalinas Dress *et al.*,1989), interferencia y dispersión de la luz. En luz transmitida, el ópalo biogénico aislado de suelos fluctúa de incoloro a ligeramente café o negro. Debido a los efectos de dispersión de la luz, las formas opacas son vistas comúnmente de color porcelana, bajo luz reflejada. La proporción de fitolitos opalinos opacos, está directamente relacionada con la cantidad de carbono orgánico y es inversamente proporcional a su gravedad específica (Jones and Beavers, 1963, Wilding *et al.*, 1967).

Típicamente el ópalo biogénico es isotrópico y carece de birrefringencia, sin embargo, en algunas ocasiones, la acumulación de sílice biogénica en suelos, presenta esta característica. Por ejemplo, los fitolitos de ópalo aislados de paleosuelos de loess en Illinois (Beavers and Stephen,1958) y de Chernozem en Rusia (Yarilova,1952) presentan márgenes de birrefringencia atribuidos a la transformación de ópalo a fases más cristalinas (probablemente ópalo-CT). Kaufman *et al.*(1985), indican sin embargo, que las células silicificadas de las plantas no pueden reflejar cristalinidad sino que esto se debe a la orientación ordenada de microcavidades producidas por la desaparición de fibrillas de celulosa alrededor de las cuales se deposita la sílice.

Wilding and Drees (1974), indican que el grado de disolución del ópalo disminuye en relación al C orgánico incluido o quimioabsorbido, el cual sirve como un agente protector. Ellos encontraron que las estructuras opalinas, opacas y de color pardo oscuro no se disolvieron al calentarse en NaOH 0.5M. El ópalo aislado de paleosuelos de Malasia fue casi completamente opaco y con bajos grados de disolución, a diferencia del ópalo transparente de la misma localidad, que tuvo efectos extremos de disolución. La gravedad específica del ópalo biogénico derivada de suelos y plantas varía de 1.5 a 2.3 con valores modales de 2.10 a 2.15 (Wilding *et al* ,1967; Kanno and Arimura,1958).

Por otro lado, el alto contenido de sílice en las plantas, no está siempre acompañado por una diversidad morfológica en fitolitos. Los tamaños de las partículas silíceas de la misma planta pueden variar considerablemente. La mayoría de los fitolitos son muy pequeños y se encuentran principalmente en las fracciones de arena fina limo grueso y medio y arcilla del suelo. Los fitolitos que se encuentran en la fracción de 20-100 micras son los que ofrecen más información con respecto a estudios paleobotánicos, debido a su alta resistencia a impactos externos, poca capacidad de migración y la posibilidad de ser estudiados bajo microscopio (Piperno,1988).

Es conveniente recordar, que los principales restos de plantas superiores usados para estudios paleobotánicos son polen y fitolitos, que se conservan en condiciones muy semejantes entre sí, aunque también diferentes, por lo que su recuperación y análisis se complementan. En el caso de las semillas de plantas y el polen, lo más difícil es su preservación, ya que aún las exinas del polen- que son de las estructuras orgánicas más resistentes en la naturaleza, requieren circunstancias favorables para su efectiva preservación, como la anaerobiosis que evita su descomposición (Gol'yeva,1997).

Es importante hacer notar que, en contraste con el polen, los fitolitos participan muy poco en la migración aérea y por lo tanto, pueden caracterizar la vegetación del sitio de estudio (Piperno,1988). Los datos que proporcionan ambos materiales presentan un panorama complementario del cambio ambiental de una región, a pesar del diferente nivel de taxa identificable en cada técnica.

La problemática de los análisis fitolitológicos radica en que la aplicación de una sola categoría tipo por taxón, base de la Palinología, no se cumple en el caso del estudio de fitolitos, donde se debe vencer la multiplicidad y la redundancia. La multiplicidad es la producción de varias formas por un mismo taxón. La redundancia se refiere a la producción de una forma

característica en diversos taxones. Esta diversidad morfológica, constituye la principal problemática de la clasificación e identificación de estos microrestos vegetales (Rovner,1971).

En relación a los fitolitos de composición silícea u opalina, que es el grupo importante de esta investigación, se encuentran distribuidos en Angiospermas, Gimnospermas y Pteridofitas (helechos) según Piperno (1988). Están representados tanto en Monocotiledóneas como en Dicotiledóneas. Las familias más conocidas por formar fitolitos de sílice perfectamente identificados son: poaceas ó gramíneas (pastos), musaceas (plátano), ulmaceas (olmos), fabaceas o leguminosas (frijol), cucurbitaceas (calabaza) y asteraceas o compuestas (girasol) (Piperno,1988).

Sin embargo, la depositación de ópalo en las plantas no es universal, ya que muchas familias forman pocos fitolitos o bien estos no pueden identificarse. Hay familias que no presentan sílice en su composición por lo que no forman fitolitos que las distinguan.

### 3.1 FITOLITOS DE ÓPALO EN PLANTAS

#### 3.1.1. La sílice en suelos como fuente de formación de fitolitos

Los compuestos de silicio se presentan en todas las aguas naturales y pueden estar presentes en solución o como coloides. Debido a la abundancia de sílice en las rocas de la corteza terrestre, dichos compuestos constituyen el mayor componente derivado de procesos de intemperismo (Aston, 1983).

Tomando como base el promedio de análisis de varios miles de muestras, se sabe que el oxígeno representa un 48.60% y el silicio un 29.72% del peso de las rocas de la corteza terrestre. Ninguno de los dos elementos se presentan en forma elemental, libre, en las rocas, sino combinados con Al, Fe, Ca, K, Na y Mg, como óxidos y silicatos, más una cantidad importante de óxido de silicio libre,  $\text{SiO}_2$  en diversas formas (Quiñones, 1987).

El término sílice se refiere a todas las formas del dióxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ) cristalinas, criptocristalinas, amorfas anhidras o hidratadas, en formas de gel o sol coloidales y a los ácidos silícicos en solución (Iler, 1979).

Según Jones and Handreck (1967), la sílice que se presenta en las soluciones del suelo se encuentra en forma de ácido ortosilícico monomérico,  $\text{Si}(\text{OH})_4$  y en concentraciones que van de 7-80 mg/l, siempre por debajo del valor de saturación de unos 120 mg/l.

Las fuentes primarias edáficas, inorgánicas, de este ácido ortosilícico son varias: cuarzo, cristobalita, tridimita, vidrio volcánico, pedernal, feldespatos, aluminosilicatos etc. Las fuentes de sílice edáfica biogénica son las plantas vasculares principalmente y diatomeas en el reino vegetal, así como Radiolarios, Heliozoarios y Esponjas dentro del reino animal. (Quiñones, 1987). Dentro de las fuentes inorgánicas mencionadas, el vidrio volcánico incoloro, presente en los Andosoles, contiene entre 74-78% de sílice (Yamada and Shoji, 1983).

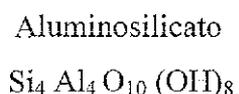
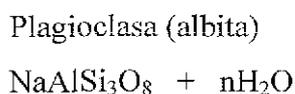
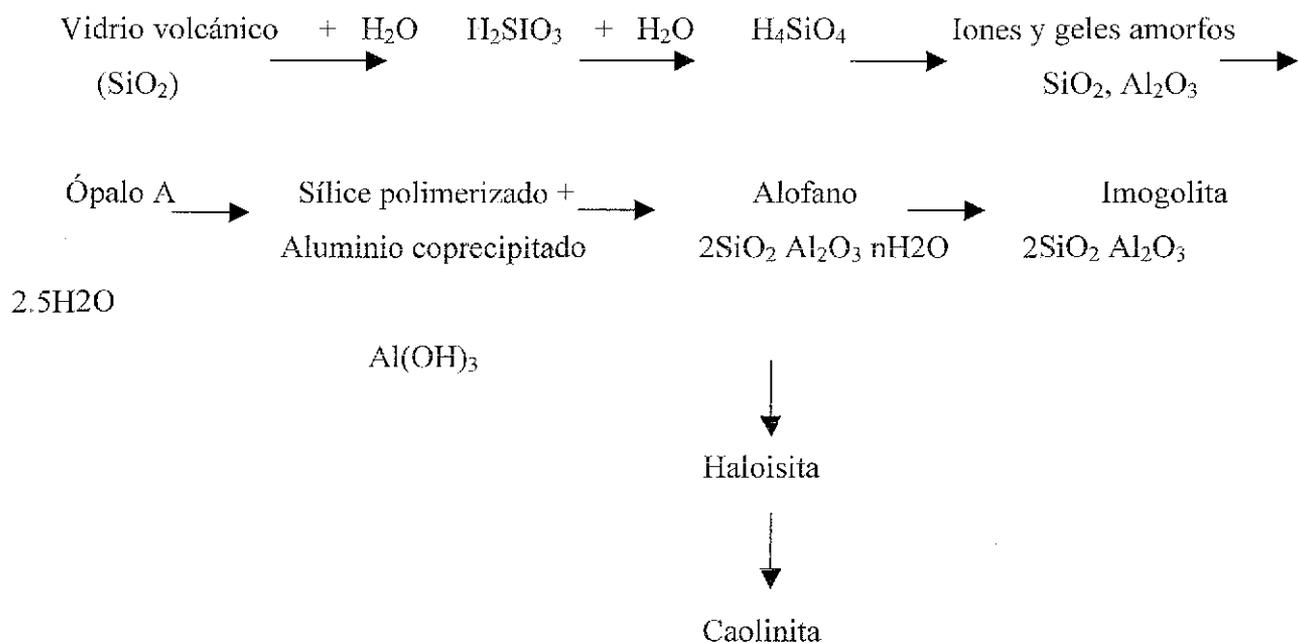
La concentración de  $\text{SiO}_2$  entre las plantas vasculares Monocotiledóneas, especialmente gramíneas va de 3-5% del peso seco, aunque se han encontrado contenidos superiores al 20% en algunos pastos. En general, las Dicotiledóneas acumulan 10 veces menos sílice, pero las acículas de algunas coníferas pueden tener hasta un 7.9% del peso seco.

El grado de desarrollo de los fitolitos en las plantas, está relacionado con un gran número de factores: ambiente climático donde crece la planta, naturaleza del suelo, cantidad de agua en el mismo, edad de la planta y lo que es más importante, la afinidad taxonómica de la planta misma.

El proceso se inicia cuando la planta absorbe el silicio en forma monomérica ( $H_4SiO_4$ ) de la solución del suelo través de sus raíces, y termina cuando la sílice, a veces en un estado temprano de desarrollo de la planta, se deposita como sólido ( $SiO_2$ ), dentro de las paredes celulares, en el interior de las células o en los espacios intercelulares. Después de que la sílice es absorbida por las raíces de las plantas, ésta es llevada hacia los órganos aéreos, por medio del tejido conductor de líquidos en la planta denominado xilema. El proceso, en su conjunto constituye la síntesis biológica de sílice sólida amorfa (Quiñones,1987).

La sílice soluble se deriva principalmente del intemperismo de minerales silicatados como cuarzo, vidrio volcánico y feldespatos.

Ejemplos:



La plagioclasa por acción hidrolítica, sufre una transformación total, con producción de un aluminosilicato que corresponde a una arcilla de tipo caolinitico y de otros compuestos.

El grado de intemperismo de estos minerales depende a su vez de varios factores que incluyen: clima, topografía, tipo de material parental y cantidad de agua que pasa a través del suelo (Piperno,1988). El régimen climático cálido-húmedo, por ejemplo, parece acelerar el proceso, liberando grandes cantidades de sílice soluble (Dunne,1978).

### **3.12. Mecanismos de absorción y transporte de sílice soluble en las plantas.**

Existen dos caminos que las plantas utilizan para absorber la sílice del suelo. Ambos juegan papeles significativos, en la transferencia de ácido monosilícico del subsuelo al interior de las raíces y de ahí a los órganos aéreos de las plantas. Estos 2 caminos propuestos son: transporte activo del ácido monosilícico por procesos metabólicos y transporte pasivo o difusión (Piperno,1988).

En el caso del transporte activo, hay evidencias claras de su existencia en algunas plantas. Así tenemos que Okuda y Takahashi (1964), encontraron que el ácido silícico parece entrar en la savia del xilema de las raíces del arroz, en contra de un gradiente de concentración. Van der Worm (1980), demostró transporte activo en caña de azúcar, trigo y arroz. En las raíces de las Gimnospermas, parece presentarse una absorción activa o pasiva dependiendo de las especies. En algunos taxa ambos procesos están involucrados, sólo que cada uno actúa en sitios diferentes de la planta.

En cuanto al transporte pasivo y conducción de ácido monosilícico, éste se presenta en algunas plantas según Lewin and Reismann (1969) y más recientemente Raven (1983). El hecho bien establecido, es que la cantidad de sílice presente en algunas plantas de invernadero que la acumulan, es directamente proporcional a la cantidad de sílice disuelta en el suelo.

Por otro lado, se ha mencionado que considerando ambientes variables, algunas familias de plantas producen siempre bajas o nulas cantidades de fitolitos, mientras otras forman en sus estructuras grandes cantidades de ellos. El contraste más conocido en relación a este fenómeno se encuentra entre las Gramíneas y las Leguminosas. Comúnmente los pastos forman de 10 a 20 veces más fitolitos que las Leguminosas. Algunas familias como las aráceas, no forman fitolitos, cualquiera que sea su ambiente (Tomlinson,1969; Piperno,1985).

De sus estudios en trébol (*Trifolium incarnatum*), Jones and Handreck (1969), concluyen que las raíces de las plantas que no acumulan sílice, parecen tener una barrera

fisiológica localizada en la epidermis, la cual permite la entrada del ácido monosilícico en menor cantidad que el agua.

Parry and Winslow (1977) estudiaron los pelos de las raíces de algunas plantas como *Vicia faba* (haba) y *Ricinus communis* (higuerilla) que almacenan bajas cantidades de sílice sólida. Ellos observaron que dichos pelos están envueltos en una capa delgada de material grasoso, similar en comportamiento a la cutina y suberina. Esta capa parece ser permeable al agua, pero mantiene una barrera para el ácido monosilícico. Es significativo, que tales depósitos no se han encontrado en la superficie de las raíces de maíz y cebada, plantas que se caracterizan por formar gran cantidad de fitolitos diagnósticos.

El estudio de procesos metabólicos (Van der Worm, 1980), indica la eliminación activa de ácido monosilícico por las raíces de algunas plantas, lo cual nos hace pensar que la silicificación celular o su ausencia, no es un proceso al azar. Esto es al menos el fundamento para explicar la producción diferencial de fitolitos por las plantas.

### **3.1.3. Localización y tiempo de precipitación de sílice opalina**

Una vez que el ácido monosilícico entra a los tejidos de la planta, se inicia un proceso por el cual las moléculas de este ácido se polimerizan y forman depósitos sólidos de dióxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ) en y alrededor de las células de la planta. Usualmente, estos depósitos se denominan ópalo ó sílice opalina en analogía al ópalo mineral depositado por procesos geológicos, aunque Lewin and Reismann (1969), indican que el comportamiento de este material es más parecido al llamado sílica-gel, porque se encuentra hidratado.

En los tejidos de las plantas se encuentran 3 lugares clásicos de depositación de sílice: (1) depósitos en la pared celular, a menudo llamados silicificación de membrana, (2) infiltraciones en el lumen o citoplasma celular y (3) en los espacios intercelulares de la corteza. Los patrones de localización son bastante similares en las especies y familias completas de plantas, sin importar las condiciones ambientales de crecimiento.

En relación a la concentración de  $\text{SiO}_2$  entre las plantas vasculares Monocotiledóneas, especialmente gramíneas ésta es de 3-5% del peso seco, aunque se han encontrado contenidos superiores al 20% en algunos pastos. En general, las Dicotiledóneas acumulan 10 veces menos sílice, pero las acículas de algunas coníferas pueden tener hasta un 7.9% del peso seco (Klein and Geis, 1978). La concentración de  $\text{SiO}_2$  entre las plantas vasculares Monocotiledóneas,

especialmente gramíneas va de 3-5% del peso seco, aunque se han encontrado contenidos superiores al 20% en algunos pastos.

En la paja del trigo y la cebada, la concentración de sílice es del orden de 2-3% del peso seco. El grano de trigo presenta un contenido de 0.025 a 0.07%. La cerveza producida por estos granos es esencialmente una solución saturada de sílice, que contiene de 60-100 ppm de  $\text{SiO}_2$ . En el Bambú, el material gelatinoso que se encuentra en el tallo contiene hasta 90% en peso seco de  $\text{SiO}_2$ , de manera semejante al género *Equisetum* y a algunas plantas que secretan casi sílice pura en espinas o espículas, como *Pappophorum silicosum*.

Los mecanismos involucrados en la polimerización de la sílice en las plantas, no son muy claros. El fenómeno ha sido estudiado principalmente en los órganos aéreos de los pastos, donde la transpiración o pérdida de agua es un factor que se cree contribuye en gran medida (Jones and Handreck, 1967; Sangster and Parry, 1971; Raven, 1983). En células de transpiración activa como los estomas, es probable que se forme una solución saturada de ácido silícico, favoreciendo la precipitación de sílice. En áreas donde la pérdida de agua es mayor, como la parte superior de las hojas y bráctas florales de pastos, la sílice se deposita en mayor cantidad.

Esta relación entre transpiración y precipitación, no siempre se cumple. Hayward and Parry (1975), encontraron en cebada, que los más altos niveles de sílice en la planta, no estaban asociados a células que perdieran gran cantidad de agua, sino con los llamados idioblastos (que dan origen a fitolitos en forma de cruz o mancuerna, tricomas (células de los pelos de la raíz) y esclerénquima. En áreas intercostales (entre las venas de las hojas), donde tiene lugar la mayor parte de la transpiración, pocas células están silicificadas. Este es un patrón que Piperno (1988), observó en muchos otros pastos.

Una situación similar, pero en grado extremo, ocurre en algunas de las leguminosas, ya que el esclerénquima está silicificado, pero otros tejidos que intervienen en la transpiración, no lo están (Piperno, 1983, 1985). En las palmas, el tejido mesófilo está siempre bien silicificado, no así las células epidérmicas (Piperno, 1983, 1985). Existen muchos otros casos de precipitación de sílice localizada, que no puede ser atribuida a un mecanismo pasivo de simple transpiración. Algunos autores como Commoner and Zucker (1953) in Piperno (1988), proponen un sistema enzimático que se activa en algunas células y regula la depositación de sílice en las plantas.

Blackman and Parry (1968) hicieron una distinción entre silicificación típica y atípica en hojas de pastos. La primera tiene lugar en áreas costales (sobre las venas) y lleva a la formación de cuerpos silíceos en forma de mancuerna, silla de montar y cruz. La segunda ocurre entre las venas, en células no asociadas con la precipitación como estomas y células largas o fundamentales y es más al azar y esporádica. Como la depositación atípica se encuentra con frecuencia en plantas viejas o dañadas, los autores mencionados sugieren que puede ser el resultado de factores ambientales, como la abundancia de sílice soluble, que la deposita en los sitios primarios y después la transporta a las áreas secundarias, o bien un proceso metabólico que deja de funcionar.

Blackman (1969), postuló que pueden existir enzimas que degraden el contenido celular, después de que la célula muere para permitir que la sílice amorfa llene ese espacio. La conclusión de este autor, es que muchos sitios donde se deposita la sílice en la planta tienen un control metabólico activo. Recientemente, este tipo de investigaciones han cobrado interés y en los últimos 2 años, se han publicado artículos que aseguran que existen en los organismos superiores (plantas y animales), proteasas llamadas caspasas que están involucradas directamente en el control de la muerte celular y la degradación posterior de su contenido (Lam *et al.*, 2000).

Respecto al tiempo preciso de silicificación, sólo las hojas de algunos pastos han sido estudiadas en detalle; los resultados indican que el tiempo de precipitación de sílice, no es el mismo para todas las especies. Esto puede ocurrir en épocas tempranas o tardías en el desarrollo de la planta. Sangster (1977), detectó idioblastos de sílice formados en 2 días en hojas de pastos ya viejos.

Sin embargo, en plantas de centeno (*Secale cereale*) los idioblastos de sílice fueron detectados hasta el final del proceso de maduración, cuando la hoja estaba totalmente expandida (Blackmann and Parry, 1968). Jones and Beavers (1963), observaron que las porciones mayores de las hojas de avena, fueron silicificadas durante 6 semanas y la impregnación de los demás tejidos celulares continuó hasta la maduración de la planta. Aparentemente la sílice inicialmente se deposita, pero aún en estados tardíos de la planta no es rígida, ya que no impide el crecimiento de las células inmaduras. En las brácteas florales (glumas, lemma y palca) de algunos pastos, la silicificación ocurre en época muy temprana de la planta, antes de que la inflorescencia emerja. (Sangster *et al.*, 1983; Hodson *et al.*, 1985).

### 3.1.4. Distribución de sílice en diferentes estructuras de la planta.

Aparentemente la sílice ( $\text{SiO}_2$ ) no es esencial para el sano crecimiento de la mayoría de las plantas (Iler, 1979), sin embargo, algunas utilizan la sílice para construir ciertas partes de su estructura esquelética, como los tallos especialmente. Su valor nutricional es confuso, pero en algunos vegetales su presencia parece incrementar su resistencia a la descomposición y al ataque por hongos. En el caso de la cebada, las plantas jóvenes parecen estar protegidas contra el frío si el ácido silícico coloidal está presente en la solución de cultivo.

Onodera and Kageshima *in* Iler (1979), observaron que al agregar sílice coloidal al arroz, como solución nutritiva, hacía a la planta más tolerante al potasio. El polen de ciertas plantas como *Lychnis alba* que contiene 0.8% de silicio (2% de  $\text{SiO}_2$ ), concentrado en las estructuras externas, parece ser más resistente a la destrucción y al intemperismo que las plantas que no contienen silicio.

Por otro lado, en algunos suelos, como los volcánicos, la adición de silicatos solubles incrementa el crecimiento de la planta indirectamente, al liberar iones fosfato adsorbidos en el suelo y aumentar el fósforo disponible para la planta. Iler (1979), pensó que la sílice tiene como función biológica importante estimular el crecimiento de las plantas y mantener un equilibrio fisiológico entre los nutrimentos en el suelo.

Virtualmente, cualquier estructura de la planta, ya sea hoja, semilla, fruto, raíz o madera, puede servir para almacenar sílice precipitada. Dentro de estas estructuras, es probable localizar la sílice opalina en una sola clase de tejido o bien estar distribuida a través de toda la planta. En algunas plantas la acumulación es mayor en raíces y retoños, mientras que en otras, la mayor acumulación se presenta en las hojas. (Piperno, 1988)

En las gramíneas o pastos, los fitolitos se derivan principalmente de la silicificación de células epidérmicas, cuyo resultado es una gran diversidad de formas. El mismo patrón se observa en las hojas de las ciperáceas, mientras que en las familias de las palmas y marantáceas, los fitolitos son principalmente de origen subepidérmico. (Pearsall, 1989).

Entre las dicotiledóneas, el tejido epidermal, incluyendo las células de pelos absorbentes (tricomas), y la base de los pelos, es a menudo el sitio principal de silicificación. Familias completas pueden caracterizarse por la producción de cierta clase de fitolitos

epidermales y de los pelos de la raíz. Los fitolitos derivados de otras clases de tejidos, son generalmente menos frecuentes y se producen esporádicamente.

Piperno (1988), afirmó que la antigua función de la sílice en las plantas, puede haber sido como elemento de resistencia a la compresión, en los sitios necesarios para prevenir un colapso de las paredes celulares, cuando el agua contenida en ellas, está bajo tensión durante la transpiración. De esta manera, no es de sorprender que la silicificación de la pared celular fuera algo usual en las plantas.

La sílice que se presenta como depósito en las paredes celulares epidermales, es especialmente notable en muchas dicotiledóneas, y los fitolitos resultantes parecen ser mucho más susceptibles a la disolución en suelos. Los depósitos de sílice en el lumen son menos comunes en dicotiledóneas, situación desafortunada, porque éstos son los tipos de fitolitos que parecen ser muy resistentes al intemperismo químico y mecánico, por largos períodos de tiempo.

En este punto, no se debe olvidar que es difícil establecer patrones muy rígidos en este tema, ya que una gran cantidad de plantas no han sido estudiadas para conocer cuáles de sus órganos presentan más fitolitos.

En resumen, aunque la sílice opalina se acumula en las células de numerosos taxa, de las plantas, los fitolitos no están distribuidos de manera uniforme en el reino vegetal. Existen muchas interrogantes acerca de qué factores influyen en la producción diferencial de fitolitos. Lo que se sabe hasta ahora, es que los fitolitos se encuentran presentes en casi todas las plantas, aunque su grado de silicificación puede variar dentro de las especies.

### **3.1.5. Fitolitos en diferentes taxa**

Según Piperno (1988), se puede predecir con cierta exactitud cuáles plantas producirán cantidades sustanciales de fitolitos diagnósticos o no y cuáles no formarán ningún fitolito. En muchas especies, los patrones de silicificación de los tejidos y estructuras de las plantas, son notablemente constantes de región a región, un fenómeno que se remonta a la reciente discusión del control genético de la silicificación. En resumen, existe suficiente información acerca de la producción y conjuntos de fitolitos diagnósticos en la mayoría de los grupos de plantas que los forman, para poder tener una base real, que haga posible su interpretación desde el punto de vista arqueológico y geológico.

Los patrones de producción de fitolitos para varios grupos de plantas, han sido divididos en 3 categorías principales: 1) Pteridofitas o plantas que se reproducen por esporas, 2) gimnospermas y 3) angiospermas, subdivididas en monocotiledóneas y dicotiledóneas. **Tabla 1.**

### 3.1.6. Plantas Herbáceas.

Entre las plantas herbáceas, la familia de los pastos o zacates ha sido la más estudiada. En esta familia, todas las partes de la planta pueden tener depósitos discretos de sílice sólida. En los cereales, las brácteas de la inflorescencia de trigo, cebada, centeno y avena incluyen glumas, lemmas y palcas, que a menudo tienen más alto contenido de sílice que las láminas foliares, vainas y tallos.

Este patrón no se afecta al variar el contenido de ácido monosilícico en la solución del suelo cuando se pasa de 7 a 67p.p.m. (Jones and Handreck,1967). Entre láminas foliares, vainas y tallos, hay a menudo una disminución gradual en el contenido de sílice, presentándose el valor más alto en las hojas, y el más bajo en los tallos, que contienen entre 10 y 15% del contenido de las hojas (Lanning *et al.*,1980, Geis,1978).

Las brácteas del maíz (totomoxtle) son hojas modificadas, generalmente tienen bajas concentraciones de sílice, con cantidades que varían de 0.1 a 0.9%. La sílice sólida de las brácteas origina fitolitos en forma de cruz y mancuerna, a veces no muy bien representados en el perfil de un suelo. En los estilos del maíz (comúnmente llamados “cabellitos de elote”), también se presenta la formación de fitolitos, con mayor variedad de formas que las existentes en las hojas y láminas foliares, y son los que más contribuyen a la reconstrucción de paleovegetación en estudios arqueológicos.

Los fitolitos identificables en las plantas herbáceas, parecen estar en poca cantidad, aunque Geis (1978) aisló cuerpos silíceos en forma de “silla de montar” y células largas epidermales de rizomas y raíces de pastos. Bozarth (1985), aisló fitolitos diagnósticos del girasol (*Helianthus annuus*), abriendo una nueva área en las investigaciones arqueológicas, al utilizar los fitolitos de esta planta domesticada en Norte América.

Piperno (1988), examinó varias familias de hierbas tropicales, incluyendo las *Marantaceae*, *Cannaceae* y *Cyclantaceae*, notables por formar grandes cantidades de fitolitos en sus semillas. Estos cuerpos silíceos de semillas, son a menudo producidos por especies cuyas

## **Tabla 1 PATRON DE PRODUCCION DE FITOLITOS EN PLANTAS SUPERIORES**

### **I.- ANGIOSPERMAS**

#### **MONOCOTILEDONEAS**

- a). Familias donde la producción de fitolitos no se ha observado  
Alismataceae, Amaryllidaceae, Araceae, Burmanniaceae, Butomaceae, Cartonemataceae, Cyperaceae, Dioscoreaceae, Eriocaulaceae, Hydrocharitaceae, Iridaceae, Liliaceae, Mayacaceae, Pandanaceae, Xyridaceae.
- b). Familias donde la producción de fitolitos es poco común, rara o está ausente.  
Commelinaceae, Juncaceae, Pontederiaceae, Smilacaceae.
- c). Familias donde la producción de fitolitos es de común a abundante.  
Bromeliaceae, Cannaceae, Cyperaceae, Gramineae, Heliconiaceae, Marantaceae, Musaceae, Orchidaceae, Palmae, Zingiberaceae.

#### **DICOTILEDONEAS**

- a). Familias donde la producción de fitolitos es de común a rara o también ausente.  
Amarantaceae, Apocynaceae, Bignoniaceae, Bixaceae, Caricaceae, Quenopodiaceae, Combretaceae, Convolvulaceae, Flacourtiaceae, Guttiferae, Labiatae, Laureaceae, Malvaceae, Malpigiaceae, Melastomataceae, Mirsinaceae, Mirtaceae, Nymphaeaceae, Polygonaceae, Rubiaceae, Sapindaceae, Solanaceae, Tiliaceae.
- b). Familias donde la producción de fitolitos es de común a abundante.  
Acanthaceae, Annonaceae, Aristolochiaceae, Bursariaceae, Cannabaceae, Clorantaceae, Crisobalanaceae, Compositae, Cucurbitaceae, Dilaniaceae, Euforbiaceae, Lorantaceae, Moraceae, Piperaceae, Podostemaceae, Rosaceae, Sterculiaceae, Ulmaceae, Urticaceae.

### **II.-GIMNOSPERMAS**

Familias donde la producción de fitolitos es poco común o rara.  
Pinaceae.

### **III.-PTERIDOFITAS**

Familias donde la producción de fitolitos es de común a abundante.  
Equisetaceae, Himenofilaceae, Selaginellaceae.

En la construcción de esta tabla se siguió la taxonomía de Dahlgren and Clifford (1982), Metcalfe and Chalk (1979), y Benson (1957). Tomada de Pearsall, M.D. 1989. Palaeoethnobotany. A Handbook of Procedures. Academic Press.

La categoría de "común a abundante" significa que una gran cantidad de especies dentro de una familia, más del 50% del total estudiado produce cantidades significativas de fitolitos, que cuando se expresan como un porcentaje de peso seco de planta, es igual o mayor que el valor de 2-5% comúnmente reportado para los pastos. La categoría "poco común a raro o ausente", indica que los fitolitos no han sido observados en muchas especies del total examinado de una familia, y cuando se observan, generalmente se encuentran en pequeñas cantidades que usualmente representan menos del 0.5% del peso seco de la planta, la categoría "no observado", indica familias que carecen de sílice.

hojas tienen grandes cantidades de sílice. Esto parece ser un patrón fundamental en la producción de fitolitos, que puede ser usado en estrategias de muestreo para colecciones modernas.

Si las hojas contienen gran cantidad de sílice como fitolitos, en determinadas especies de plantas, otras estructuras de las mismas pueden tenerlos también. Es conveniente aclarar que las plantas herbáceas que no son gramíneas, han sido estudiadas muy poco (Ter Welle,1976).

### **3.1.7.Diferencias entre plantas C3 y C4.**

Durante los años 50 los científicos analizaron el camino del carbono del CO<sub>2</sub> de la atmósfera hacia las macromoléculas en los tejidos de la planta. El detallado entendimiento de la bioquímica fotosintética que ellos lograron, ayudó más tarde a aclarar algunas sutilezas del flujo de Carbono.Los bioquímicos americanos Melvin Calvin y Andrew Benson determinaron la secuencia de reacciones en la fotosíntesis, pero esto no hubiera sido posible sin el descubrimiento inicial de la larga vida del isótopo del Carbono, el C<sup>14</sup>, por Samuel Ruben y Martin Kamen, en 1940 (Bidwell,1993)

El proceso descubierto por Calvin y Benson, se inicia con la adición de CO<sub>2</sub> a un azúcar fosfatada de 5 carbonos (Ribulosa 1,5 difosfato), formándose un intermediario de 6 carbonos que se hidroliza espontáneamente, dando 2 moléculas de AFG (Acido fosfoglicérico), de 3 carbonos cada una. Esta reacción es catalizada por una enzima conocida comúnmente como Rubisco, sustancia que está presente en cada hoja o tallo fotosintetizador y es la proteína más abundante en la biosfera. El AFG es entonces convertido a fosfogliceraldehido, un azúcar fosfatado de 3 carbonos (triosa). Dos triosas se unen para producir azúcares estables de 6 carbonos (hexosas) y 2 de éstas, fructuosa y glucosa se unen para formar la sacarosa. Este azúcar, es la forma en la cual las plantas distribuyen la mayoría del carbono fijado por las hojas, para su subsecuente uso en raíces, tallos y flores. Alrededor del 95% de todas las especies que fotosintetizan, comúnmente llamadas plantas C3, usan este camino empezando con la síntesis de AFG.

A mediados de la década de los 60, los fisiólogos H.P. Kortschack y C.E. Hartt, trabajando en Hawai, advirtieron que en ciertas plantas el producto inicial más abundante de la fijación de <sup>14</sup>CO<sub>2</sub> no era PGA, sino ácidos de 4 carbonos (C4 ) como los derivados de los ácidos Aspártico y Málico (Bidwell,1993).

Las reacciones básicas de la fotosíntesis C4 son: primero una  $\beta$ -carboxilación en las células del mesófilo de la hoja. Los ácidos C3 formados por la  $\beta$ -carboxilación del FEP (fosfoenol piruvato), son transferidos a las células que envuelven a los haces vasculares de las hojas llamadas células de la vaina del haz. Ahí son descarboxilados y el  $\text{CO}_2$  formado se fija por el ciclo de Calvin (fotosíntesis C3). El ácido tricarbónico que se forma por la descarboxilación, vuelve a las células del mesófilo y se reconvierte en FEP.

La mayoría de las plantas que tienen fotosíntesis C4, tienen una anatomía especial de la hoja llamada tipo Kranz. En las plantas C3 las células del parénquima se organizan en 2 tejidos distintos: la capa empalizada y el parénquima esponjoso y existen espacios aéreos evidentes.

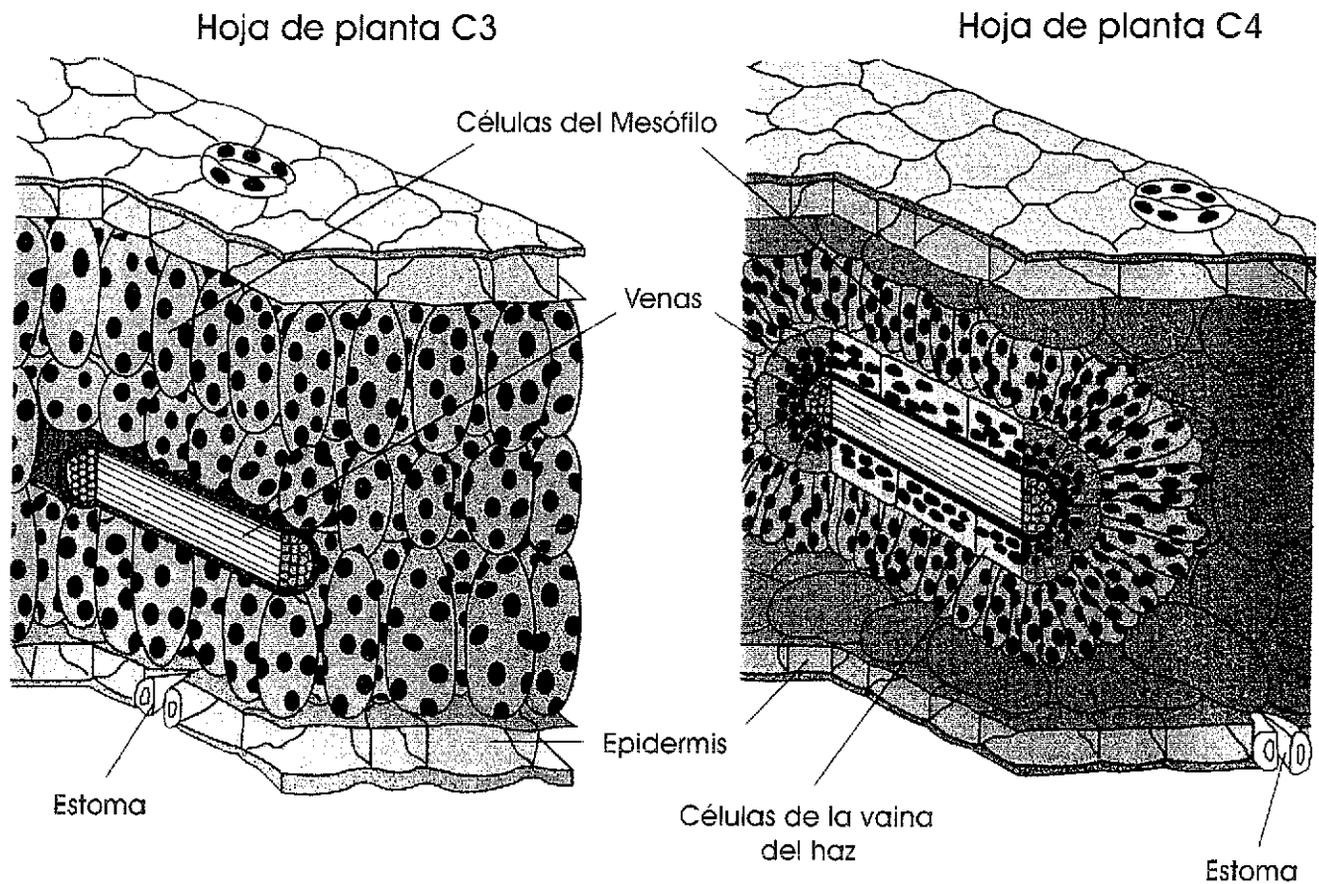
En las hojas C4 las venas están más juntas y cada una se rodea de una capa de células de la vaina del haz, que contienen gran número de cloroplastos. Estas están rodeadas por las células del mesófilo que llenan los espacios aéreos casi por completo, haciéndolos mucho más reducidos, de modo que la distancia necesaria para que el  $\text{CO}_2$  se difunda a los sitios de carboxilación, es corta. Además, las células del mesófilo rara vez están a una distancia mayor de 2 ó 3 células de las de la vaina del haz, así que la transferencia de los ácidos de uno a otro lugar, no necesita atravesar gran distancia (Vaclav, 1997) **Figura 1.**

Las diferencias anatómicas que se observan en esta figura, están relacionadas con los dos caminos fotosintéticos ya explicados. Estas diferencias hacen más eficientes a las plantas C3 (pastos y árboles) en ambientes húmedos, y a las plantas C4 (50% de pastos) en ambientes secos.

Las plantas C4 se encuentran en ciertos grupos de pastos y ciperáceas tropicales y en varias familias de dicotiledoneas. La mayoría de las malezas agresivas y algunos de los cultivos más productivos e importantes económicamente (maíz, caña de azúcar y sorgo) son plantas C4 (Vaclav, 1997).

La fotosíntesis C4 no es necesariamente una reacción secuencial absoluta e invariable. Las plantas se han caracterizado como "formadoras de aspartato" o "formadoras de malato" de acuerdo a su ácido C4, pero algunas de ellas pueden producir cualquiera o ambos en diferentes grados.

Por otro lado, y en relación a la composición isotópica del C de los materiales orgánicos del suelo, ésta se encuentra totalmente controlada por la distribución de las plantas que poseen diferentes rutas fotosintéticas, ya explicadas, llamadas rutas C3 y C4, las cuales difieren en su relación  $\text{C}^{13} / \text{C}^{12}$ . Esta diferencia es generalmente expresada como un valor *do nde* = (R



**Fig.1.** Sección transversal de hojas C3 y C4, mostrando las diferencias anatómicas más importantes entre las dos clases de plantas. En las plantas C3 las células del mesófilo que contienen los cloroplastos, ocupan la mayor parte de la hoja. Estas células fijan  $\text{CO}_2$  y lo reducen a carbohidratos. Las hojas de las plantas C4, tienen una línea sencilla de células del mesófilo donde se inicia la fijación de  $\text{CO}_2$ , rodeando las células de la vaina del haz, donde se completa el proceso de fotosíntesis.

Fuente: Vaclav, 1997.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

$muestra/R\ standard-1) \times 10^3$  y la  $R$  es igual a la relación  $C^{13}/C^{12}$  de la muestra o standard. Las plantas que poseen los caminos C3 ó C4 tienen diferencias significativas en los valores de  $C^{13}$ , con valores medios de -26.0% y -12.0% respectivamente (Kelly *et al.*, 1998).

Debido a que todos los árboles poseen el camino fotosintético C3 y alrededor del 50% de los pastos el camino C4, la separación isotópica entre árboles y pastos, ha sido utilizada para reconstruir la transición de bosques a pastizales; las condiciones ambientales necesarias para sostener árboles, difieren de las que se requieren cuando dominan los pastos. Numerosos estudios han usado esta relación para contribuir a la reconstrucción del paleoambiente, que da origen a la transición de bosque/pastizales en regiones templadas y tropicales, así como para estimar el retorno de la materia orgánica al suelo, como resultado de la deforestación. (Kelly *et al.*, 1998).

Kelly *et al.* (1991), examinaron la caracterización isotópica del carbono ocluido dentro de los fitolitos, como un medio potencial de diferenciación entre fitolitos producidos por pastos C3 y C4.

### 3.1.8. Coníferas.-Pinos

En general, el ópalo que se origina en los bosques, consta de incrustaciones celulares con numerosas estructuras laminares delgadas; mientras que el ópalo producido en pastos consiste, principalmente en estructuras sólidas poliédricas, que resultan de la silicificación de la célula entera. (Geis, 1978).

La distribución de sitios donde se deposita la sílice, ha sido estudiada en un número muy limitado de especies maderables arbóreas. Geis (1983) comparó el follaje, las ramas y la corteza del maple azucarero (*Acer saccharum*) y del pino (*Pinus resinosa*). En el maple azucarero casi el 60% de la sílice estaba concentrada en el follaje, pero en el pino rojo, el follaje contenía sólo el 16% del total de la sílice de la planta. Los fitolitos diagnósticos, representaron sólo un componente menor de la sílice del maple azucarero y una fracción mucho menor de la sílice del pino rojo. Su distribución estuvo restringida casi enteramente al follaje.

Piperno (1988), examinó frutos y semillas de alrededor de 100 especies de palmas tropicales dicotiledóneas. El patrón es el mismo que se encuentra en las plantas herbáceas; las especies que acumulan sílice en sus hojas, pueden hacerlo también, aunque no siempre, en sus estructuras reproductivas. Cuando las hojas no acumulan sílice, no producen fitolitos, ni éstos se

encontrarán en frutos y semillas. Entre las familias de plantas maderables más estudiadas, están las *Burseraceae*, *Crisobalanaceae*, *Palmae* y *Urticaceae*, caracterizadas por la producción de fitolitos en frutos y semillas.

Por otro lado, en relación a la composición química de las coníferas, la literatura sugiere que éstas acumulan cantidades moderadas de Al en los tejidos de sus acículas (hojas). En estas mismas estructuras, todas las coníferas almacenan algo de sílice y en algunos casos (*Picea*), están altamente silicificadas. El análisis químico y con microsonda muestra que la mayoría del Al en las acículas de las coníferas, se deposita unido al Si. Tentativamente y basados en 3 publicaciones (Bartoli and Wilding, 1980, Bartoli, F., 1985 y Klinowski *et al*, 1998,), Hodson and Sangster (1999), concluyen que el Al puede incorporarse dentro de la red de silicatos de algunos fitolitos y particularmente de los formados en las coníferas.

Actualmente, los investigadores no se ponen totalmente de acuerdo en lo referente a la interacción entre el Al y el Si en la solución del suelo, en ambientes con pH bajo (4.0), como sucede en los suelos de bosque. Parece ser que ambos elementos son codepositados en las hojas de las coníferas y en las paredes celulares de las raíces de algunas plantas (cereales), tolerantes al Al. La interacción se realiza dentro de la planta, principalmente en las paredes celulares de las raíces. La utilidad que el proceso representa, es que la toxicidad del Al disminuye al ser atrapado por el Si, y ya juntos, dan origen, posteriormente, a hidroxialuminosilicatos y/o aluminosilicatos.

Se tienen también grupos de científicos interesados desde hace tiempo, en las propiedades químicas de los fitolitos de coníferas relacionadas con su grado de disolución en el suelo, (Bartoli and Wilding, 1980). Ellos observaron que los fitolitos de algunos pinos (*Pinus silvestris*) tenían un alto contenido de Al (4.4%) y un bajo grado de disolución en comparación con los fitolitos de Haya (*Fagus sylvatica*), cuyo contenido de Al era de 1.7%, y presentaban un alto grado de disolución. Estos autores también reportaron que entre el 60-95% del Al de las hojas, fue incorporado dentro de la estructura de los fitolitos.

Los datos anteriores apoyan la conclusión del trabajo de Hodson and Sangster (1999), que indicó que el Al está siempre localizado junto con la sílice, en las hojas de las coníferas. Bartoli (1985), piensa que en el pino ocurre una sustitución isomórfica de Al por Si en la red tetraédrica, lo cual es poco común, y los fitolitos están cubiertos con una forma coordinada octaédrica de Al que los hace más resistentes a la disolución.

En resumen, la sílice puede ser depositada primero, en los fitolitos de las coníferas, y el Al se coloca más tarde en la superficie. Queda mucho por hacer en esta área, pero tentativamente se considera que los fitolitos que contienen Al en las coníferas (y otras plantas), pueden representar un nuevo tipo de biomineral. Tal vez éste sea análogo a los aluminosilicatos detectados en el centro de las placas seniles, de algunos pacientes que sufren desarreglos por la enfermedad de Alzheimer (Hodson and Sangster, 1999).

### **3.1.9. Tipos de partículas de sílice en las hojas de las pináceas**

De acuerdo con las observaciones de Klein and Geis (1978), la silicificación puede ocurrir en todos los componentes celulares de las hojas de las Pináceas. Los fragmentos de paredes y pequeñas masas esféricas (de 3 a 7 micras de diámetro) de sílice sólida, son las partículas más comunes, aunque las unidades celulares distintivas son también abundantes. Las células epidermales están presentes como fitolitos intactos, así como los fragmentos de pared celular, siendo ambos abundantes.

La separación del ópalo de las Pináceas del de otros materiales de plantas, se facilita por algunas características diferentes. Quizá la mejor de ellas es la presencia uniforme de traqueidas, como tejido de transfusión silicificado con impresiones de orificios bordeados y terminados en punta. Estos tipos de células son anatómicamente únicos en tejidos de hojas de Gimnospermas y no son comunes entre las Angiospermas.

### **3.2. Sistemática de fitolitos**

Los esquemas de clasificación se construyen para organizar un gran volumen de datos. Para los fitolitos se pueden construir clasificaciones basadas en cladística, genética, anatomía de plantas, morfometría y otras variantes que resultan de la naturaleza innata de la formación de fitolitos en plantas.

Para investigaciones arqueológicas, la clasificación útil debe consignar cómo se encuentran los fitolitos en el contexto arqueológico y paleoambiental. La gran mayoría de fitolitos fósiles de estos contextos sedimentarios, son simples formas desarticuladas de la red estructural en la planta hospedera. De este modo, los esquemas de clasificación designados por los investigadores, buscan aplicar los estudios de fitolitos a la solución de problemas

arqueológicos, usando un contexto morfométrico o morfométrico / anatómico, más que el contexto cladístico de botánica.

Powers (1992), realiza una revisión histórica de clasificación de fitolitos en Europa. En este trabajo menciona que de las observaciones hechas por investigadores alemanes durante el último siglo, se concluye que la identificación y clasificación de fitolitos derivados de plantas y sedimentos, ha sido lenta pero constante. Christian Gottfried Ehrenberg, un doctor alemán con espíritu de aventura, inició dicha investigación. En 1830 publicó una memoria de la identificación, clasificación y distribución geográfica de "infusoria" (plantas microscópicas y vida animal). Este trabajo inicial cambió las ideas de muchos científicos.

Dentro de los trabajos de Ehrenberg, es de particular interés una breve nota donde reporta el estudio de la "tierra negra" de Rusia Central. La hipótesis de la época era que este material se derivaba de agua estancada o pantano. Al examinarlo encontró 22 formas de phytolitharia, que no eran de agua y concluyó que "ese suelo se había formado de los restos de bosques antiguos". Esta demostración inicial de reconstrucción paleoambiental aclara un cambio ecológico significativo de cubierta forestal a tierra abierta y es precursora de los modernos estudios de fitolitos.

Su clasificación de fauna y flora microscópica, incluye 4 paragánctros de phytolitharia y una taxonomía artificial basada en fitolitos derivados de la familia de las poaceas (gramíneas) y equisetáceas. Por todo lo anterior Ehrenberg es considerado como el "padre de los estudios de fitolitos".

A pesar de este título, él no fue el primero en examinar y publicar trabajos en fitolitos (el honor le corresponde al alemán Struve, que hizo la primera disertación de sílice en plantas, en la Universidad de Berlín, en 1835). Sin embargo, sin muchos de los trabajos pioneros de Ehrenberg, los investigadores de fitolitos de la segunda mitad de este siglo, hubieran tenido la necesidad de examinar los principios fundamentales de la forma y distribución de fitolitos desde sus inicios.

Años más tarde, la investigación botánica relacionada con fitolitos, continúa con los trabajos de Guntz y Grob. El primero de ellos en 1886 estudió 130 especies de pastos con el interés de determinar si había alguna conexión entre la anatomía celular de las hojas y el área climática en la cual crecían las especies. Así, estableció 4 diferentes grupos climáticos, con base en la estructura de la hoja: bambú, savana, pradera y pastos de estepa. Ocho años más tarde, Twiss *et al.*, (1969) generaron una clasificación de fitolitos derivados de ecozonas específicas, por ejemplo: pastos de praderas.

Durante la II Guerra Mundial y siguiendo directamente el exámen microscópico de los suelos, se reportan los trabajos de Tyurin (1937), Usov (1943), Parfenova (1956), Yarilova (1956) y Parfenova y Yarilova (1956) en relación con el estudio de la sílice y acumulación de fitolitos en suelos de Rusia.

A mediados de los 50s, después de la publicación de la micromineralogía de suelos del Norte de Gales (Smithson, 1956), aparece la investigación mas importante acerca de los depósitos de sílice opalina en suelos Británicos Este autor hace una afirmación profética en relación a los fitolitos "pocos trabajos parecen haberse realizado en suelos, teniendo como principal objetivo estos materiales tan interesantes, y es posible que ellos puedan, con un estudio cuidadoso, darnos información acerca de la vegetación primaria y de las condiciones del suelo de los sitios donde ellos se encuentran".

Smithson (1956), también examinó fitolitos recubiertos de estiércol de animales que pastaban en los sitios estudiados. Este tipo de estudios relacionados con sedimentos, botánica o análisis de depósitos orgánicos secundarios, son de los trabajos más consultados para estudios arqueológicos en Gran Brctaña. Las muestras sedimentarias de horizontes arqueológicos han sido comparadas con grupos de fitolitos recuperados de especímenes botánicos y remanentes fecales modernos.

De gran importancia fue el trabajo de Metcalfe (1960) titulado: *Anatomía de las Monocotiledóneas I Gramíneas*. El texto menciona la estructura detallada de familias de pastos, de lo general a lo específico. En una sección especial denominada "cambios microscópicos diagnósticos", enlista cerca de 20 tipos diferentes de cuerpos silíceos localizados en la epidermis, junto con detalles de varias formas de pelos, estomas y células largas.

Después de Blackman (1971), quien publicó un artículo de fitolitos de tipo descriptivo, utilizando observaciones con microscopio óptico estandar, muchos de los trabajos se concentraron en la investigación de la silicificación, utilizando técnicas de microanálisis con microsonda y varios tipos de microscopio electrónico. Estos estudios trataban poco de formas individuales de fitolitos y más de la concentración y distribución de sílice, dentro de partes específicas de la planta.

Todos los trabajos de tipo sedimentológico y botánico relacionados con fitolitos que se han realizado en Europa en los últimos 150 años, constituyen un gran banco de información que puede ser utilizada y explotada por el mundo arqueológico.

En la investigación de nuevas fuentes de información arqueológica que complementen los análisis usados con estos fines, como la Palinología, el análisis de fitolitos ha venido a ser de mucha ayuda. Los depósitos arqueológicos antiguos, son con frecuencia ricos en fitolitos y en algunos ambientes de preservación tales como dunas arenosas calcáreas, cuando otros microfósiles no se encuentran (polen), los fitolitos pueden ser muy valiosos en la reconstrucción paleoambiental y paleoeconómica.

Uno de los mayores problemas en el examen de estas estructuras opalinas, es que no se tiene un solo esquema de clasificación simple y claro que utilicen todos los investigadores. Como una técnica científica aparentemente nueva, estos sistemas de clasificación están cambiando continuamente.

Por otro lado, en los Estados Unidos de América, Pearsall y Dinan (1992), desarrollaron un sistema de clasificación en el Laboratorio de Paleoetnobotánica de la Universidad de Missouri-Columbia, el cual es un arreglo jerárquico de fotos como ayuda para identificar un gran número de fitolitos. Tiene definidas 11 categorías mayores basadas en su origen celular; también un anexo con categorías adicionales, cuando se encuentran nuevos ejemplares. Los órdenes menores están basados en detalles morfológicos.

El sistema está todavía en desarrollo y con revisiones constantes, e ilustra como los fitolitos pueden ser descritos en detalle, día con día, basándose en un trabajo fino de laboratorio. Contiene 2 anexos generales de clasificación de fitolitos, la utilidad de su descripción y conteo, los tipos desconocidos de fitolitos y la forma en que pueden ser descritos y medidos.

También contiene una especie de archivo con todas las formas de fitolitos encontrados, accesible para cualquier investigador nuevo, así como para iniciar un enfoque geográfico o taxonómico.

La descripción cuidadosa de la morfología tridimensional de los fitolitos, unida con mediciones de tamaño, parece ser la manera más útil para distinguir entre formas cercanas de fitolitos.

Las autoras de este sistema de clasificación, se proponen reestructurar el mismo donde sea necesario, para reflejar divisiones taxonómicas reales, más claras, que permitan un uso más

fácil del sistema para la interpretación de conjuntos sedimentarios. Recientemente, las autoras han elaborado una serie de ayudas para identificación regional de fitolitos, de uso fácil para otros investigadores.

### 3.2.1. Morfología de Fitólitos.

El ópalo biogénico tiene una morfología muy definida y específica por el hecho de que en su origen conformó células de tejidos de plantas. Sus formas recuerdan o se parecen a las de la célula de la planta hospedera. Aunque las formas son muy variables, aquellas provenientes de la vegetación de pastos tienen generalmente una morfología tubular, con láminas perforadas, tubos aserrados o estriados o discos; en tanto que los fitolitos de origen forestal, consisten generalmente de esférulas, cilindros, mosaicos tubulares, pelos silicificados, etc. Muchas veces es posible ver que estas depositaciones tienen una estructura foliar muy fina. Sin embargo, la variabilidad de formas del ópalo de plantas hace difícil, en muchas ocasiones, identificar la especie de origen. En todo caso parece posible poder distinguir el ópalo proveniente de pastos del de vegetación de bosques y dentro de las gramíneas se pueden identificar algunos subgrupos **Figura 2** (Twiss *et al.*, 1969).

Prácticamente todos los tejidos del cuerpo de la planta y cada uno de sus componentes celulares, pueden actuar como sitios para la depositación de sílice sólida. Las formas particulares de fitolitos que una planta individualmente puede producir, están determinadas por dos factores: la clase de células que acumulan sílice y su localización precisa en el cuerpo de la planta.

Por ejemplo: las células que forman la epidermis superficial, las células de los pelos o tricomas y la base de los pelos, pueden estar silicificadas, resultando en réplicas mineralizadas, o "moldes" que llevan muchas de las fases estructurales de una célula viva. Una segunda categoría de fitolitos está formada por una silicificación incompleta del lumen ó interior de la célula, por lo cual las formas que se producen no son exactamente una réplica de la configuración celular original. Ejemplos de este tipo incluyen las familiares formas de "mancuerna", "silla de montar" y las formas de cruz, que pertenecen a fitolitos encontrados en pastos y que en conjunto se les llama "fitolitos de células cortas".

Como algo diferente, algunas monocotiledoneas como las Ciperáceas y Marantáceas presentan fitolitos formados en células de espesor desigual llamadas estegmata, que se caracterizan por no asumir la forma original de la célula (Piperno, 1988).



**Fig. 2. Clasificación de fitolitos de pastos según Twiss (1992).**  
 Fitolitos Pooideos (Festucoides), Clase 1; Fitolitos Cloridoideos, Clase 2; Fitolitos Panicoides, Clase 3; Fitolitos Elongados, Clase 4; Fitolitos en forma de abanico, Clase 5; Fitolitos terminados en punta, Clase 6.  
 Las Clases 5 y 6 están tomadas de Sase and Kondo (1974).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

32-a

Gol'yeva (1997), que estudió más de 200 especies de plantas en la zona central de Rusia, clasificó las neoformaciones biogéncias silíceas en dos grupos, de acuerdo a las fases específicas de su morfología: a) un grupo de fitolitos con formas características y tamaños distintivos. A este grupo pertenecen los fitolitos de cereales, pastos, juncos, *Picea* y hojas de pino; musgos y algunas hierbas y b) fitolitos con variación en tamaño y forma al cual pertenecen las neoformaciones silíceas de árboles deciduos.

### 3.2.2. Clases morfológicas superiores de fitolitos

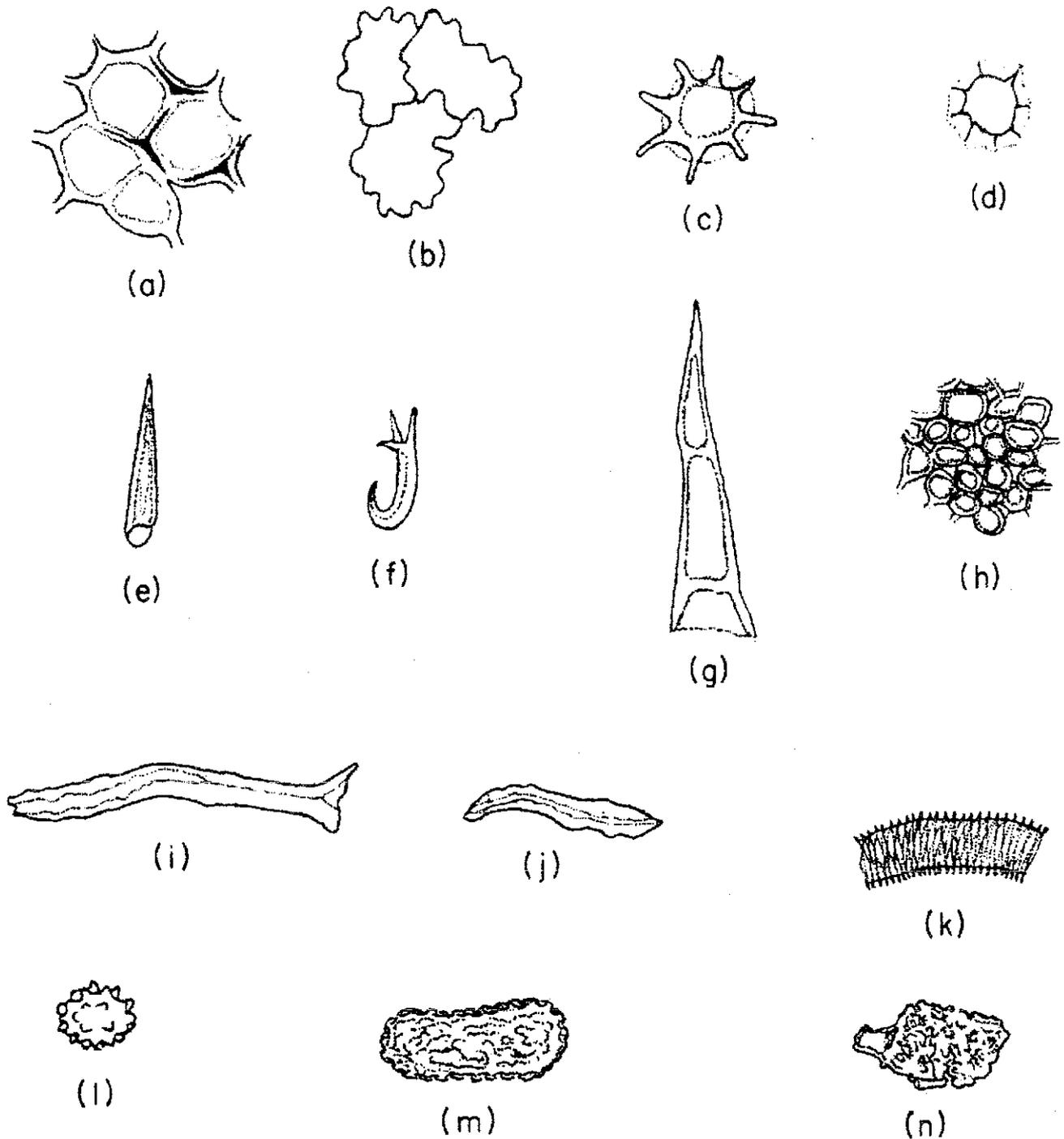
Según Piperno (1988), los tipos de células y tejidos de plantas que están generalmente silicificados y producen tipos de fitolitos discretos son : epidermis, incluyendo células de los pelos, bases de los pelos y estomas; hipodermis; mesófilo; esclerénquima y tejido vascular. Ellos producen las clases morfológicas superiores de fitolitos.

El término epidermis denota la capa de células mas alejada en el cuerpo primario de la planta. La principal masa de células incluye los fitolitos derivados de la epidermis que pueden dividirse en 2 clases amplias. Estas son: anticlinal las que tienen márgenes sinuosos u ondulados, y poliédricas **Figura 3 a,b**.

Una gran variedad de otras clases de fitolitos epidérmicos se encuentran en las monocotiledóneas. Los más conocidos entre ellos son los de tipo mancuerna, forma de cruz, de silla de montar, así como formas circulares y aciculares **Figura 4 a-f**. Estos son llamados colectivamente fitolitos de células cortas y tienen distribución restringida dentro de las Gramíneas.

Las mancuernas y las formas de cruz se presentan primeramente en la subfamilia Panicoideae o de pastos altos y en algunos bambús. Las formas de silla de montar se encuentran en abundancia en la familia *Eragrostoideae*. Las formas circulares y aciculares que forman el cuerpo de sílice primario, se encuentran en muchos pastos Festucoides **Figura 4 f**.

Las células de los pelos silicificadas son células de la epidermis a menudo triangulares con base plana esférica o elíptica **Figura 3 e-g**. La base del fitolito es la parte mas amplia que entra en la base del pelo, mientras el ápice es la terminación libre de la célula del pelo. Es poco usual que los fitolitos de las células del pelo no tengan bases triangulares y ápices redondeados. Los fitolitos de las células del pelo pueden subdividirse en 2 amplias categorías con respecto a su origen en el tejido vivo: segmentado (multicelular), con un número de distintas divisiones a través



**Fig. 3. Clases mayores de fitolitos de dicotiledóneas.**

(a) epidermis polihedral; (b) epidermis anticlinal; (c)-(d) base de pelo; (e)-(f) pelo no segmentado; (g) pelo segmentado; (h) mesófilo; (i)-(j) esclereido; (k) traqueida; (l)-(n) cistolito.

Según Piperno (1988).

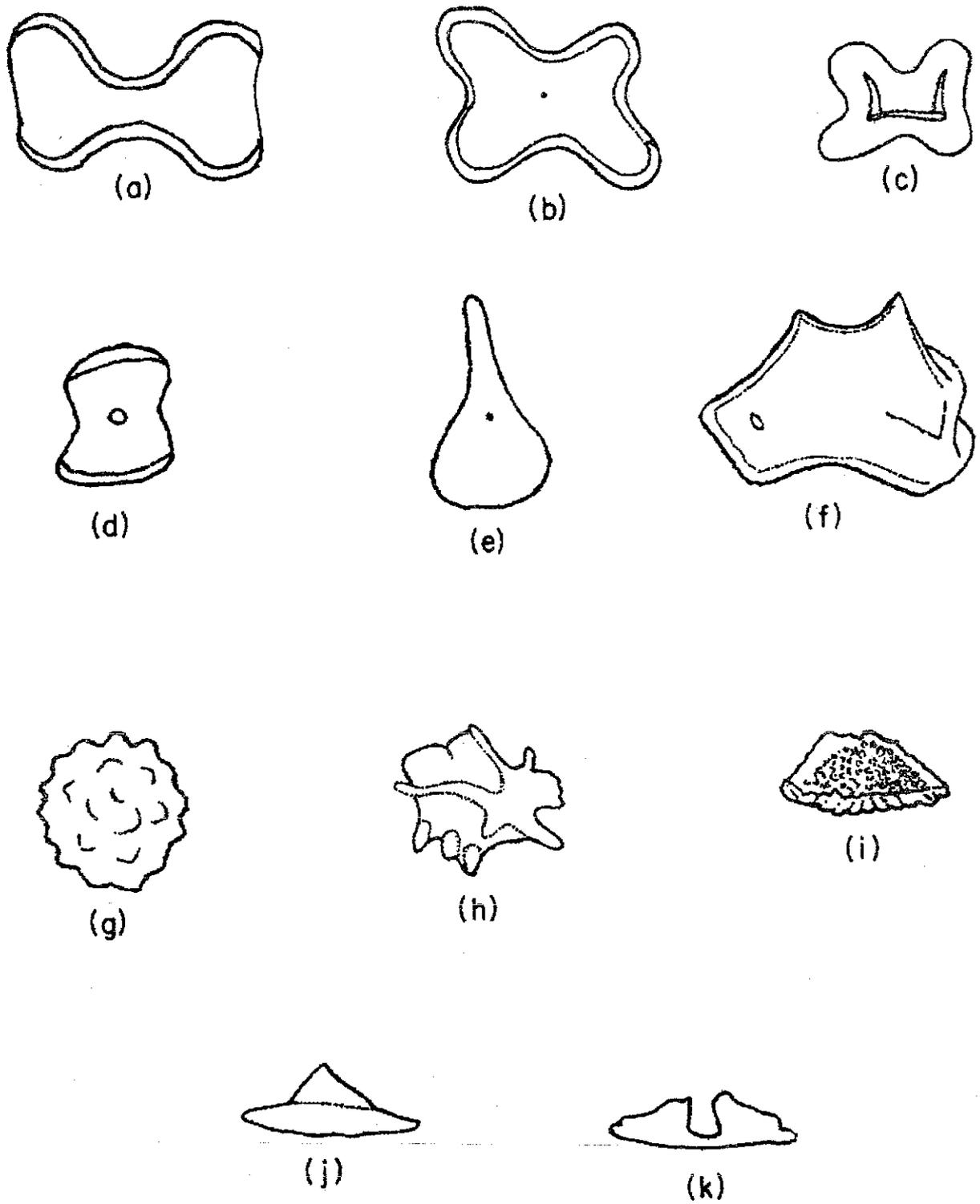
del fitolito y no segmentado (unicelular), que no presenta estas divisiones **Figura 3 e-g**. Los fitolitos que se derivan de las células epidérmicas son esféricos, a menudo con una marca circular en el centro como una protuberancia silíceo dentro del tejido subepidérmico **Figura 3 c**.

Algunas células epidermales, especialmente en las moraceas, urticaceas, borraginaceas y acantaceas, pueden tener células especializadas llamadas litocistos, las cuales contienen cistolitos. Estos son crecimientos hacia afuera de la pared celular impregnados con sílice y/o carbonato de calcio. Algunas veces se extienden dentro de la masa del tejido de la hoja. Todas las formas de que se ha hablado consisten de dióxido de silicio, ya que las posibles secreciones calcáreas se remueven con el tratamiento con HCL diluido (1:1). Los cistolitos son generalmente fitolitos grandes, distintivos, que exhiben varias clases de fases superficiales. **Figura 3 l-n**.

El mesófilo es el tejido más abundante en la hoja, incluido dentro de la epidermis, en general especializado como un tejido fotosintético. Dos tipos de tejido del mesófilo pueden estar silicificados: el mesófilo en empalizada, que como su nombre lo indica consiste de células alargadas en ángulos rectos a la epidermis como una línea de estacas, y el mesófilo esponjoso, el cual tiene una apariencia menos regular **Figura 3 h**. El tejido del mesófilo de todas las dicotiledóneas tiene apariencia semejante y los fitolitos derivados de él tienen poco valor taxonómico.

En muchas monocotiledóneas, como las palmas y juncos, las marantaceas, musaceas y orquidaceas, se forman células especializadas con grosor desigual en sus paredes llamadas estegmata. Estas células se encuentran a menudo en el mesófilo y con menos frecuencia en la epidermis y dan origen a diferentes formas de fitolitos; de conicas a forma de sombrero, esférica a no esférica, cuerpos con canales y varias formas irregulares. **Figura 4 g-k**. A menudo estas formas son taxonómicamente significativas, y en suma, cada una exhibe una variedad de fases superficiales que son específicas para familias o subfamilias de plantas.

Las células del esclerénquima son elementos de resistencia en la estructura de plantas maduras; tienen paredes celulares lignificadas, gruesas. Se distinguen 2 formas de células: esclereidas y fibras. Las esclereidas son las más comúnmente silicificadas, resultando con gran número de formas que son fáciles de identificar **Figura 3 i-j**. Su morfología es a menudo realmente una, pero suele ser valiosa en la separación de taxa herbáceos y arbóreos.



**Fig. 4. Clases mayores de fitolitos de monocotiledóneas.**

(a) - (f) células cortas de pastos; (g) fitolito esférico de las Palmas; (h) fitolito con ángulos irregulares o superficie rugosa de las Marantaceas; (i) fitolito con forma cónica o de sombrero de las Palmas; (j) fitolito con forma cónica o de sombrero de las Ciperáceas; (k) cuerpo silíceo del género *Heliconia*. Según Piperno (1988).

El tejido vascular que comprende el xilema y el floema es el encargado de la conducción del agua, almacén de comida y soporte. Los elementos del tejido vascular silicificados son las traqueidas, que son parte del complejo xilema, cuya función primaria es la conducción del agua. En cuanto a forma pueden ser elongadas o irregulares en un sentido y generalmente están sólidamente silicificadas. La mayor parte de ellas no tienen valor para la identificación de la planta **Figura 3 k**.

Los fitolitos, representados en las **Figuras 3 y 4** han sido dibujados en una sola orientación, pero en la mayoría de los casos es importante tener la habilidad de rotarlos para observarlos desde diferente orientación geométrica, ya que el mismo fitolito puede tener dos diferentes formas cuando se observa de diferentes ángulos, lo que hace su identificación más difícil. **Figura 5**. Así mismo la determinación de la estructura tridimensional es un carácter taxonómico importante en la identificación de ciertas monocotiledóneas. Por ejemplo, los cuerpos silíceos circulares y aciculares de los pastos Festucoides (Twiss *et al.*, 1969) son cónicos, con forma de sombrero, o trapezoidales cuando se observan de un lado.

### **3.2.3. Clasificación morfológica de fitolitos de pastos (gramíneas).**

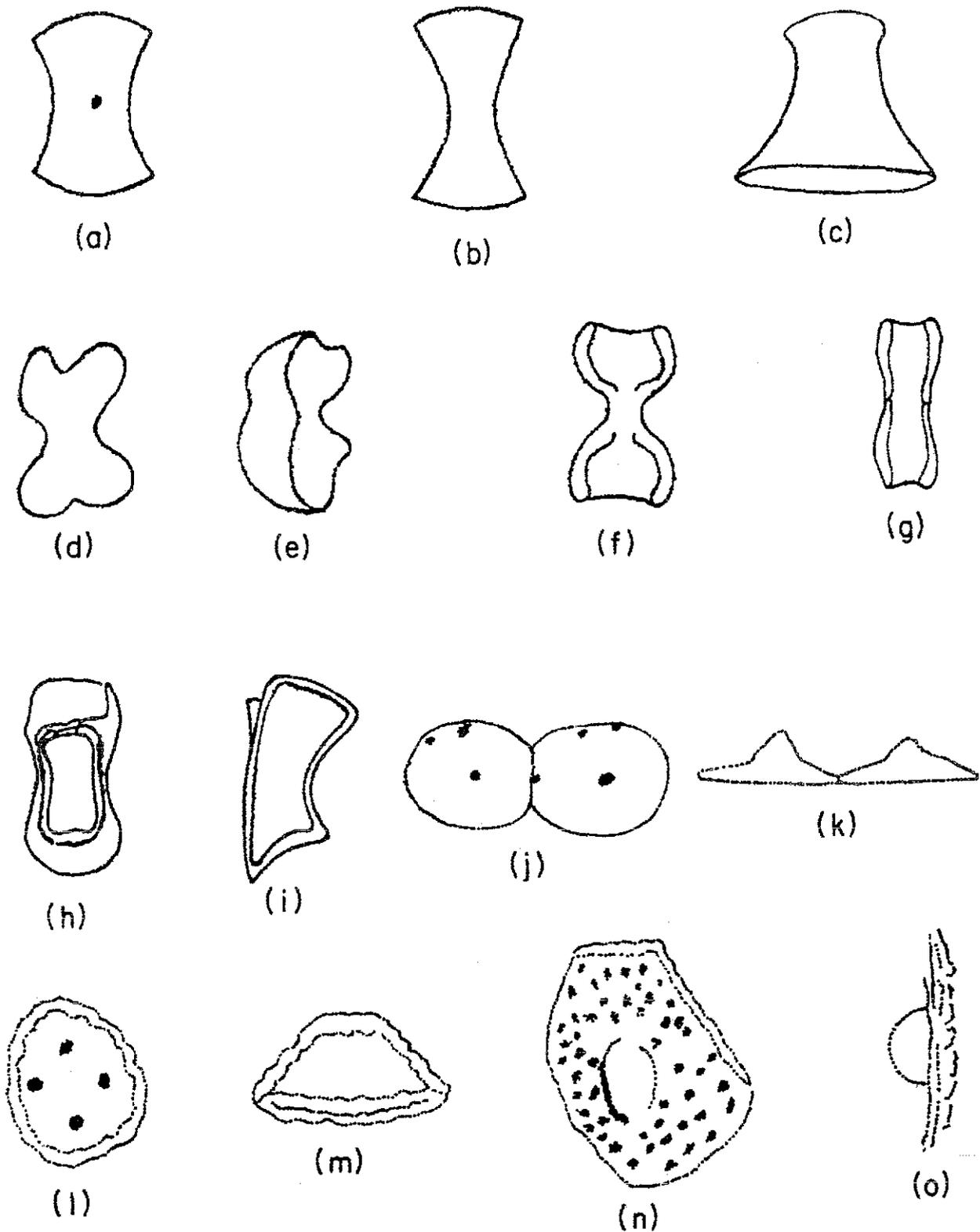
Twiss (1992), estudió fitolitos derivados de células epidérmicas de hojas de pastos que identificó en polvos atmosféricos, suelos, paleosuelos, loess del Pleistoceno y sedimentos profundos en el mar. Estas estructuras biogénicas son indicadoras de caminos fotosintéticos C3 y C4.

Comparando formas orientadas de fitolitos encontradas en los diferentes medios ya mencionados, y elaborando espodogramas de 17 especies comunes de pastos, el autor formuló su clasificación. Esta clasificación comprende tres grupos de subfamilias de Gramíneas, cuatro clases y 26 tipos.

Las subfamilias son: *Festucoideae*, *Cloridoideae*, *Panicoideae* y *Elongados*; estos últimos no presentan características de subfamilia típica pero están incluidos.

Las clases son:

- 1) Festucoides.- Comprende 8 tipos cuyas formas son todas geoméricamente simples e incluyen los pastos domésticos comunes de regiones húmedas.
- 2) Cloridoide.- Comprende 2 tipos de formas de sillas de montar. Aún siendo una clase pequeña tiene un rango igual que las otras, debido a que sus formas son distintivas y comunes en los



**Fig. 5. Fitolitos observados desde diferentes orientaciones.**

(a)-(c) forma de silla de montar; (d)-(e) forma de cruz; (f)-(g) forma de mancuerna; (h)-(i) fitolito de célula corta de bambú; (j)-(k) forma cónica de Ciperaceas; (l)-(m) forma cónica o de sombrero de las Palmas; (n)-(o) fitolito de semilla de dicotiledónea. Según Piperno (1988).

polvos atmosféricos, originados en la región de pastos cortos de las praderas del oeste de los Estados Unidos. Se presentan en la mayoría de los pastos que están adaptados a regiones templadas áridas o semiáridas.

3) Panicoide.- Comprende 11 tipos que son variaciones de cruces y mancuernas y se presentan generalmente en pastos C4 que florecen en regiones templadas tropicales o subtropicales con una moderada cantidad de humedad útil al suelo.

4) Elongados.- Contiene 5 tipos que son diagnósticos de las gramíneas como un todo, pero no posee ninguna subfamilia, ni tribus.

5) Fitolitos con formas de abanico y sus variantes.

6) Fitolitos con formas puntuales muy específicas.

Las clases 5 y 6 el autor las tomó de Sase and Kondo (1974), porque considera que son complementarias de su propio trabajo. **Figura 2.**

En relación con el tema de sistemática de fitolitos, según Piperno (1988), hay 2 arreglos básicos por los cuales se puede clasificar a estas estructuras. Estos son llamados en general, esquemas taxonómicos y no taxonómicos. Una clasificación **taxonómica** subraya la correspondencia entre la forma del fitolito, las especies que lo producen y la relación evolutiva del taxón con otras plantas. Una clasificación **no taxonómica** enfatiza las formas de los objetos bajo estudio con poco interés en relacionar la forma con el organismo que la produce o incluyéndolos en un término taxonómico general ( familia, subfamilia, orden al que pertenece).

Algunos investigadores (Deflandre,1963; Rapp,1986, *in* Piperno,1988) optaron por una clasificación no taxonómica debido a que concluyeron prematuramente que los fitolitos individuales son de poca utilidad en la identificación de plantas de las cuales se derivan y una especie simple puede tener varias clases de fitolitos diferentes. Sin embargo, actualmente se sabe que los fitolitos individuales caracterizan a menudo taxa particulares a varios niveles (género, tribu, subfamilia y familia ), y que hay una estrecha correlación entre los tipos de fitolitos y las afinidades taxonómicas de las plantas que los contienen. Esto es importante y merece atención cuando se piensa en los esquemas de clasificación taxonómica.

Con respecto a la nomenclatura de los fitolitos, los investigadores han preferido términos morfológicos basados en la forma (Rovner,1971;Wilding and Drees,1973,1974) o términos genéricos, basados en el origen celular específico (Geis,1973;Geis and Klein,1978;Piperno, 1985). Piperno (1988), prefiere un sistema de clasificación que describe y nombra las categorías

mayores de fitolitos en base a su origen en el tejido vivo; las categorías morfológicas pueden ser adicionadas a este sistema, si se requiere, en casos donde el origen celular no puede ser especificado después de la remoción del tejido de la planta viva o donde es necesaria la subcategorización y posterior descripción. Así, los fitolitos individuales pueden adicionalmente ser caracterizados por tamaño, forma (bi y tridimensional), ornamentación de la pared, grosor de las paredes celulares, orientación de las células y su relación con otras células silicificadas que las rodean. Con este sistema, la nomenclatura de los fitolitos se puede estandarizar mas fácilmente y evitar confusiones.

#### **3.2.4. Ornamentación de la superficie de los fitolitos**

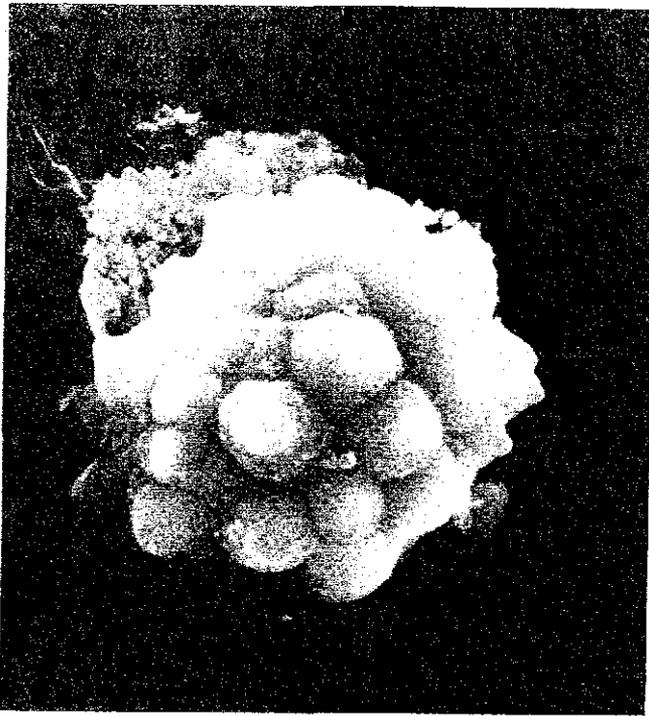
La superficie de los fitolitos muestra variados e intrincados detalles, muchos de los cuales son importantes en su identificación. Muchas de las fases superficiales son visibles y pueden diferenciarse con un microscopio de luz convencional con aumentos de 400X y 1000X, donde se hace la identificación de fitolitos de plantas y suelos.(Piperno, 1988).

Las clases de ornamentación, en la superficie de los fitolitos que Piperno (1988) observó y clasificó son: 1) espinosa, 2) nodular, 3) rugosa, 4) lisa, 5) angulosa o con pliegues, 6) verrugosa, 7) granillada, 8) armada y 9) no armada. Las dos últimas se aplican a pelos segmentados y no segmentados encontrados en dicotiledóneas. De los 5 primeros, las superficies rugosa y lisa se encuentran en mono y dicotiledóneas, usualmente en formas esféricas, pero algunas veces en diferentes clases de fitolitos.

Las superficies espinosa, nodular y de ángulos irregulares, se presentan solamente en monocotiledóneas. La superficie verrugosa ocurre sólo en cistolitos que son producidos por dicotiledóneas y las superficies granilladas se encuentran solamente en fitolitos de frutos y semillas en dicotiledóneas.

La ornamentación de superficie espinosa es un patrón en el cual las pequeñas proyecciones (espinas) son largas, regulares y uniformemente distribuidas en el cuerpo del fitolito. La superficie espinosa se ha encontrado en dos familias de monocotiledoneas, las Palmae (**Figura 6 fot. 1**) y las Bromeliaceae (**Figura. 6-fot. 2**).

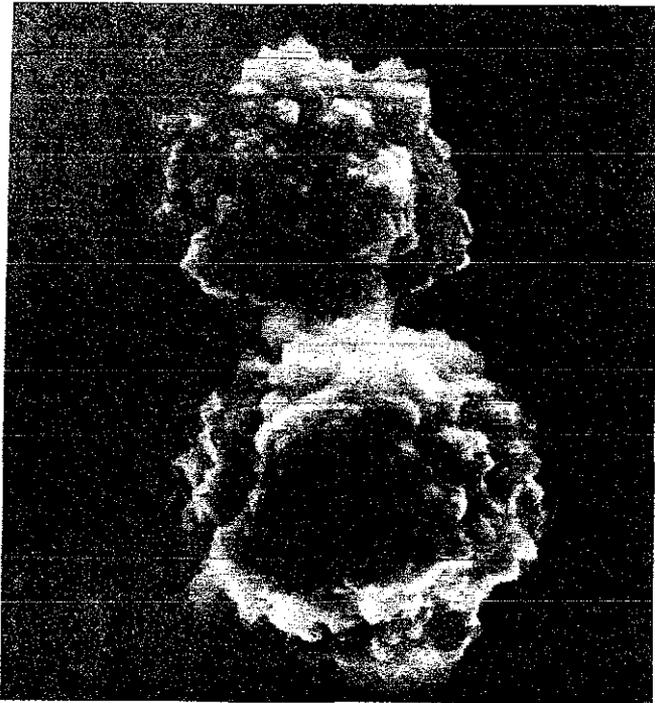
Un patrón de superficie nodular, se encuentra sólo en miembros de las Marantaceae, una pequeña familia de hierbas perennes tropicales, y se define por la presencia de pocas o



1. Microfotografía de MEB de un fitolito esférico espinoso de *Sabal minor* (Palmae).  
Tamaño: 3-27 micras de diámetro.



2. Microfotografía de MEB de un fitolito esférico espinoso de *Bromelia karatas* (Bromeliaceae).  
Tamaño: 2-8 micras de diámetro.



3. Microfotografía de MEB de un fitolito esférico nodular de *Maranta arundinacea*.  
Tamaño: 9-18 micras de diámetro.



4. Microfotografía de MEB de un fitolito esférico nodular de *Stromanthe lutea*.  
Tamaño: 12-27 micras de diámetro.

**Fig. 6. Ornamentación de la superficie de los fitolitos.**

muchas prominencias pequeñas que están desigualmente distribuidas sobre la superficie del fitolito (**Figura 6 fot. 3 y 4**

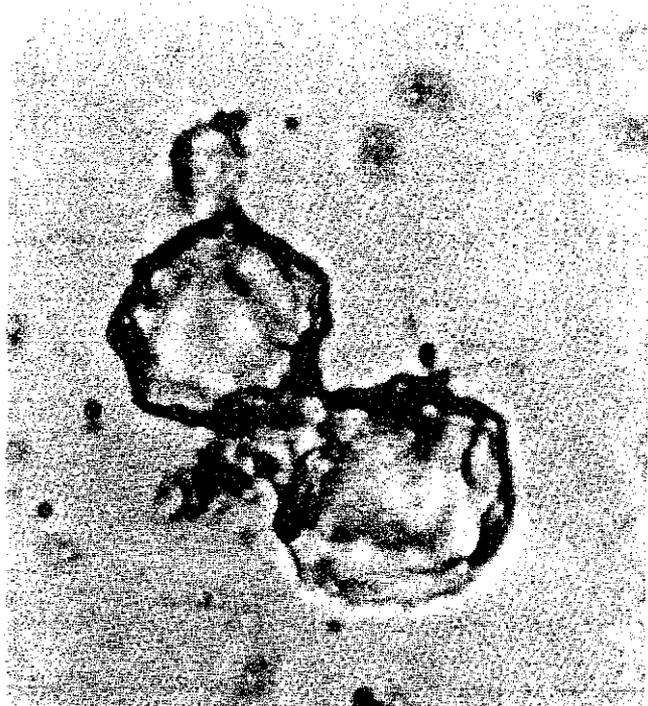
Los patrones de superficie rugosa se refieren a una superficie donde no es clara la presencia de espinas, nódulos o protuberancias (**Figura 6-fot. 5**). Los fitolitos de esta clase se encuentran en las semillas y las hojas de un número muy limitado de dicotiledóneas arbóreas (*Licania e Hirtella*) y también en las estructuras vegetativas de varias monocotiledóneas herbáceas (*Cannaceae, Heliconiaceae y Marantaceae*).

Como su nombre lo indica, una decoración superficial lisa se refiere a los fitolitos que no presentan ningún patrón en su superficie, (**Figura 6-fot. 6**). Como una categoría formal, la descripción se aplica a fitolitos esféricos que se encuentran comúnmente en las semillas de algunas dicotiledóneas arbóreas como *Hirtella* y en raras ocasiones en las hojas de algunas especies de Cannaceae y Marantaceae. Las diferencias en tamaño, otra vez, parecen ser el medio para discriminar entre las formas de monocotiledóneas y dicotiledóneas, dentro de los fitolitos de superficie lisa.

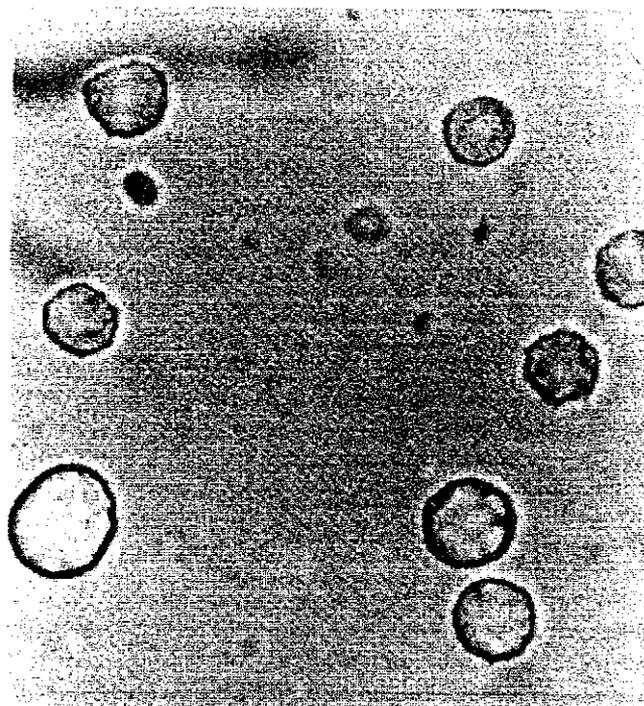
Como es fácil de imaginar, la distinción entre fitolitos rugosos y lisos es a veces difícil, particularmente en fitolitos menores de 6  $\mu$  de diámetro. En estos casos, es necesaria su observación con Microscopio Electrónico de Barrido, (MEB).

Los fitolitos que tienen ángulos irregulares o superficies plegadas, se presentan en tres familias de dicotiledóneas: Marantaceae, Cannaceae y Zingiberaceae. Es difícil distinguir entre ellas porque pertenecen al mismo orden de plantas, las Zingiberales (**Figura 6-fot. 7**).

Finalmente, en ciertas familias de dicotiledóneas tales como las Borraginaceae, Moráceae y Urticáceae, los pelos segmentados y no segmentados pueden tener espinas superficiales cortas distribuidas a través de todo el fitolito o confinadas a una cierta parte del mismo. Estos son los llamados pelos armados y parcialmente armados respectivamente (**Figura 6-fot 8**).



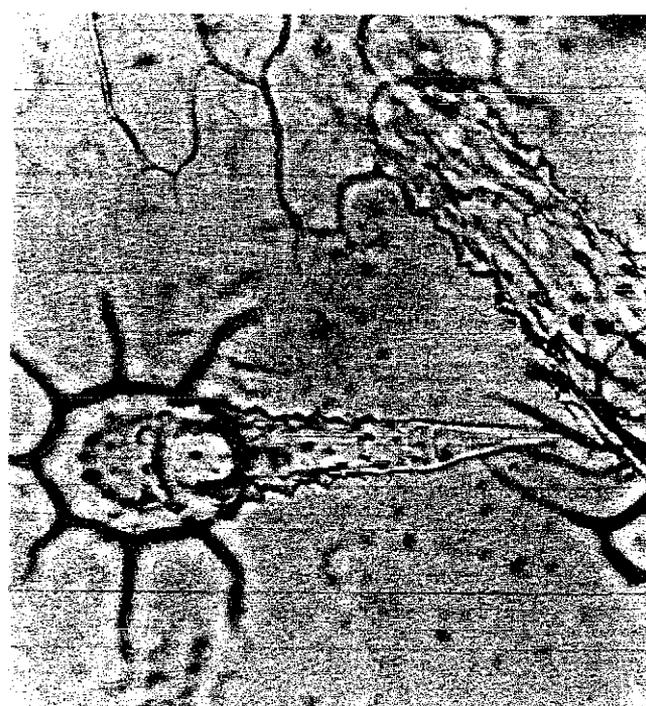
5. Microfotografía de MEB de fitolitos esféricos rugosos de *Canna indica*.  
Tamaño: 9-30 micras de diámetro.



6. Microfotografía de MEB de fitolitos esféricos lisos de semillas de *Hirtella triandra*.  
Tamaño: 6-13 micras de diámetro.



7. Microfotografía de MEB de un fitolito con superficie de ángulos irregulares de *Calathea violaceae*.  
Tamaño: 6-18 micras de diámetro.



8. Microfotografía de MEB de un fitolito de célula de pelo, parcialmente armado de *Wulffia baccata*.  
Tamaño: 78-455 micras de diámetro.

**Fig. 6. Continuación.**

Tomado de Piperno (1988)

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

38-a

### 3.3. FITOLITOS DE OPALO EN SUELOS.

Los fitolitos de sílice representan un grupo importante de indicadores ambientales, que no tienen generalmente, un gran potencial de migración a través del suelo, sin embargo, en ocasiones los fitolitos son capaces de viajar a grandes distancias en los polvos llevados por el viento (Folger *et al*, 1967, Twiss *et al*, 1969, Parmenter and Folger, 1974, Piperno, 1988).

Dado que estas estructuras de ópalo biogénico son formadas predominantemente en los órganos vegetativos de las plantas y liberados dentro del suelo, no al aire, se puede esperar que una gran proporción de ellos representen un depósito *in situ* de la vegetación, tanto del pasado como la actual. Esto nos permite la comparación de dicha vegetación en diferentes escalas de tiempo, y representa un gran potencial de información para botánicos, edafólogos, arqueólogos y paleoecólogos.

Los fitolitos persisten por largos períodos de tiempo en el suelo, lo cual les permite adquirir el carácter de microfósiles. (Bertoldi de Pomar, 1975, Rapp and Mulholland, 1992; Rovner, 1983).

#### 3.3.1. Acumulación y distribución en el perfil

La acumulación de fitolitos en los suelos fue observada hace mucho tiempo por autores como Tyurin (1937), para el cual esta acumulación biológica de sílice era un proceso general y ampliamente distribuido en la naturaleza. El fenómeno se debía, según este autor, principalmente a las condiciones de humedad del suelo, y se iniciaba desde el momento en que aparecía la vegetación.

Actualmente se sabe que la depositación y localización de los fitolitos en suelos y sedimentos, se produce tras la descomposición natural de la planta, la incineración de la misma, su paso a través del tracto digestivo de los animales herbívoros o como causa del impacto antrópico.

Cuando las plantas mueren, los fitolitos se incorporan al suelo al descomponerse el litter y se identifican como parte de la fracción fina del mismo (limos y arcillas) como cuerpos silíceos que poseen formas regulares identificables. La penetración de los fitolitos a través de los horizontes del suelo está condicionada por propiedades físicas, químicas y biológicas del mismo, como el impacto de la fauna del suelo y el sepultamiento de los horizontes bajo nuevas porciones

de sedimento. En suelos aluviales, la migración de fitolitos está condicionada por el flujo de agua.

Gol'yeva (1997), estudiando los principales tipos de suelos en el Este de Europa, establece que los fitolitos forman "perfiles de fitolitos" (PhP), diferentes en los distintos grupos de suelos, marcados por fases específicas. Durante los estados iniciales de formación del suelo, tiene lugar la acumulación de fitolitos en la parte superior del perfil, observándose su máxima concentración en los 2-5 cms superficiales inmediatamente abajo del litter. Después de un cierto período (si las condiciones ambientales permanecen estables), el contenido de estas estructuras en la superficie se estabiliza también. Así, se alcanza un cierto equilibrio entre la entrada de fitolitos nuevos y la destrucción (y / ó remoción ) de ellos en la parte superior del suelo.

En el caso de cambios en la fitocenosis (por ejemplo, sustitución de un bosque por una pradera), los "viejos" y "nuevos" perfiles de fitolitos, se superponen uno en otro con el subsecuente reemplazamiento del perfil "viejo", por uno nuevo. Si la nueva fitocenosis produce pequeñas cantidades de fitolitos o si estos cuerpecitos nuevos son menos resistentes a la disolución, en las condiciones particulares del suelo, entonces puede observarse un decremento general en la cantidad de fitolitos del horizonte superficial. Al mismo tiempo el perfil de fitolitos del horizonte inferior se conserva y la cantidad de los mismos se mantiene estable. Generalmente cambios en la fitocenosis origina cambios en los perfiles de fitolitos de suelos.

Si existe una diferencia muy marcada en la textura y estructura (especialmente en porosidad), dentro de un perfil particular de suelo, la formación del perfil de fitolitos toma diferente camino. Los fitolitos migran a través del horizonte poroso y se acumulan dentro de los horizontes más compactos y densos, lo cual se observa claramente en la curva de distribución de fitolitos a lo largo del perfil.

Un pre-requisito necesario para el funcionamiento del sistema explicado, dentro del horizonte superior, es la entrada de nuevos fitolitos al morir las plantas. En el caso de que esta condición sea alterada (bajo el impacto del manejo, sobrepastoreo, tala etc), el estado de equilibrio de los fitolitos en el horizonte superior se altera y se observa un rápido decremento en su contenido.

Los suelos sepultados por nuevas cantidades de sedimentos, originan la formación de un PhP específico con varios máximos. La forma típica de los fitolitos de los diferentes grupos de plantas no cambia en los horizontes enterrados y relictos, lo cual permite reconstruir la flora local

y las áreas de grupos concretos de plantas. Por todas las razones ya explicadas, los perfiles de fitolitos son útiles como indicadores importantes del carácter evolutivo del suelo. (Gol'yeva, 1997)

Por otro lado, los principales factores que contribuyen a la preservación y acumulación de fitolitos son : la riqueza mineralógica del material parental, la composición de la vegetación y la posición topográfica, condiciones que influyen en el régimen hidrotérmico del suelo. (Bobrova and Bobrov, 1997).

En algunos suelos de la isla volcánica Reunión, en el Océano Indico, Riquier, (1960), citado por Besoain (1985), describió horizontes A<sub>2</sub>, de un espesor entre 5 a 30 cms. constituidos por fitoópalos; estos suelos se formaron bajo una precipitación anual de 2000 a 4000 mm., una temperatura media de 10 a 15°C y vegetación de bambúes, acacias, helechos y musgos. El suelo es podzólico y la morfología de los fitolitos es característica. En este mismo sitio, Meunier (1999) encontró horizontes de 15 cms. de espesor formados por fitolitos (ópalo A biogénico), desarrollados a expensas de cenizas de traquita entre 3820+-85 y 335+-90 años antes del presente. En esa época de 97-138 t/km<sup>2</sup>/a de SiO<sub>2</sub> fueron biogeoquímicamente recicladas a partir del intemperismo de rocas parentales, a través de un bosque antiguo de bambúes (*Nastus borbonicus*).

Este valor está en el mismo rango del grado de intemperismo químico presente en el área actualmente y que se considera entre los mas altos del mundo. Los resultados demuestran que la acumulación de sílice biogénica en suelos puede ser significativa y puede retardar la salida de sílicio a rios y océanos.

Analizando el movimiento de los fitolitos en el suelo, se observan condiciones que los afectan como son: la presencia de una cubierta vegetal bien desarrollada que cubre el horizonte A de los suelos y contiene a los fitolitos y su grado de subsecuente de erosión, así como el transporte aéreo, que dependen de varias condiciones ambientales y culturales como la lluvia, la velocidad del viento y el grado de influencia antrópica de la región. Así los datos paleoecológicos relacionados con la cantidad y naturaleza de los fitolitos transportados, como evidencias de tormentas y/u otras descargas dentro de los lagos y su presencia en núcleos profundos en el mar, dan información climática y paleoambiental invaluable.

La combinación de viento y fuego pueden también contribuir al movimiento de los fitolitos en el aire (Labouriau,1983). Su depositación lejos de la fuente original puede también ocurrir por excremento de animales y por un decremento en la cubierta vegetal, dando como resultado la erosión del suelo que expone a los fitolitos a las corrientes de agua, especialmente en áreas de precipitación alta. El transporte humano de plantas puede ser también causa de que los fitolitos sean depositados en áreas donde la planta que los originó no se encuentra (Juan,1997).

Algunos fitolitos han sido recuperados en núcleos profundos en el mar, en las costas del Noroeste de Africa, a una distancia hasta de 2000 Km. de su fuente de origen en el continente.(Melia, 1980). Los fuertes vientos que soplan durante la estación seca y y esparcen los fitolitos, así como la vegetación árida que deja grandes áreas de suelo descubiertas expuestas a tormentas de polvo, parecen ser las responsables del transporte de enormes cantidades de fitolitos en el continente africano.

Está aceptado que las plantas de una misma especie o especies individuales pueden contener diferentes concentraciones de sílice sólida, cuando crecen en diferentes suelos, por lo cual es importante considerar los factores que afectan los niveles de sílice disuelta en suelos y que son:

1.-Marcado efecto de pH en la solubilidad de la sílice, que se relaciona con la absorción de ácido monosilícico por óxidos de Fe y Al. Estos sesquióxidos particularmente los de Al, absorben sílice en su superficie, tomándolo de la solución del suelo. Los ambientes de suelos ácidos, como los bosques tropicales, tienen más sílice libre útil para ser tomada por las plantas.

En general, los suelos tropicales tienen mucha mayor concentración de sílice que los suelos templados, especialmente los que no están bien drenados (Siever,1957). Las altas concentraciones de sílice en suelos tropicales se deben probablemente al acelerado proceso de intemperismo de los minerales silicatados descrito anteriormente. Su lavado es relativamente rápido y el tiempo de residencia de la solución en el suelo es también corto. A pesar de esto, el considerable suministro de sílice disponible, unido a la habilidad de las raíces de las plantas tropicales para absorber eficientemente los nutrientes disueltos en el agua del suelo, contribuye a la alta concentración de sílice en muchas plantas que habitan en estos ecosistemas (Requier,1960; Piperno, 1985). Desde hace mucho tiempo se sabe que los bosques tropicales contribuyen en gran medida a la entrada de fitolitos en el suelo (Requier,1960; Alexandre *et al.*, 1994, 1997).

En los bosques tropicales, una cantidad importante de sílice en forma de partículas, (fitolitos) se encuentra en la superficie del suelo. Los fitolitos disueltos en esta zona y el silicio soluble que resulta puede ser directamente reciclado por las plantas y las raíces de los árboles, remobilizada *in situ* para originar nuevos minerales como las Caolinitas o bien removida fuera del perfil. Los fitolitos también pueden ser mecánicamente enviados hacia otros cuerpos de agua por procesos de lavado superficial similares a los descritos por Colín *et al.* (1992), en el bosque ecuatorial de Gabon, en Africa.

2.-Hay estudios que indican que la toma de silicio por las plantas se incrementa conforme aumenta el contenido de agua y tal vez, también la temperatura del suelo. El arroz (*Oryza sativa*), que es probablemente el más alto acumulador de sílice sólida dentro de las gramíneas, cuando se siembra en regiones de clima húmedo como Egipto y Belice (Miller,1980), contiene mucho más SiO<sub>2</sub> que el cultivado en regiones secas.

3.-Algunas evidencias sugieren que los suelos con alto contenido de materia orgánica disuelta, muestran un incremento en la cantidad de sílice soluble, pero por otro lado, la presencia de N y P en cantidades significativas, parece disminuir la concentración de sílice en la planta (Jones and Handreck,1967).

4.-Otro factor que incrementa los niveles de sílice soluble en el suelo, parece ser la rápida disolución de algunos tipos de fitolitos que se encuentran en el litter en descomposición. Parece ser que los fitolitos formados en las incrustaciones de la pared celular de la planta, son muy vulnerables a procesos de intemperismo, porque no están presentes en los horizontes A, debajo de la vegetación de la cual se derivaron (Pipeño, 1988). La mayor parte de la sílice disuelta del litter orgánico, va hacia el agua del subsuelo circulante, y es reciclada por las plantas o eliminada por agentes erosivos que dependen del sitio climático específico, la topografía y las condiciones del suelo (Lovering, 1959).

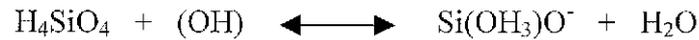
### **3.3.2. Estabilidad, solubilidad y grado de alteración.**

La base teórica para considerar la estabilidad y alteración de los fitolitos se obtiene de los estudios de la solubilidad del ópalo, bajo diferentes condiciones.

La solubilidad de las distintas formas de sílice depende principalmente de la temperatura, el pH y el tamaño de la partícula (Acevedo,1998). Algunos autores como Williams *et al.*, (1985) y Kittrick, (1969), mencionan que la sílice amorfa presenta mayor solubilidad que la cristobalita y

el cuarzo. A temperatura de 25°C, la solubilidad de la sílice amorfa  $\approx$  60-130 ppm. La solubilidad de la sílice coloidal, en diversos tamaños de partícula, se puede deducir a partir de la solubilidad de la sílice amorfa,  $S=0.01\%$  en agua a 25-30°C. Besoain (1985), citado por Acevedo (1998).

Trabajos recientes (Shoji *et al.*; 1993) indican que la solubilidad de la sílice (cristalina o amorfa), es independiente del pH debajo de 9, pero se incrementa fuertemente sobre este valor. Parece ser que este incremento se debe a la ionización del ácido monosilícico:



El silicio puede entrar en solución en forma monomérica,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  o en forma de polímero de tamaño variable. Iler (1979) comprobó la existencia de formas monoméricas de ácido ortosilícico en solución. El grado de polimerización de la sílice soluble aumenta rápidamente en el ámbito de pH de 3 a 10. El autor supone que esta reacción es catalizada por iones hidroxilo. Examinando la curva de solubilidad de la sílice en función del pH, parece ser que ésta se presenta como ácido silícico monomérico ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ), con disociación en  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  a pH alcalino; de ahí la argumentación de la fuerte solubilidad de la sílice a pH mayor de 9 (Acevedo, 1998). La solubilidad de la sílice amorfa está fuertemente influenciada por la temperatura, y se duplica entre 0 -90°C Besoain (1985).

La disolución de la sílice en suelos esta afectada también por la presencia de compuestos orgánicos e inorgánicos, formación de películas superficiales y otros factores. Se sabe que algunas moléculas orgánicas como el ácido algínico, algunos aminoácidos y el ATP aumentan la disolución de la sílice (Shoji *et al.*, 1983). Algunos compuestos inorgánicos como óxidos de hierro, carbonatos y sulfatos de calcio, incrementan la solubilidad de la sílice. Por el contrario, sustancias como la alúmina la disminuyen (Acevedo, 1998).

La estabilidad de los fitolitos en suelos y sedimentos está muy relacionada con la profundidad a la que se encuentran en el perfil. Conforme la profundidad aumenta disminuye gradualmente el contenido de fitolitos, aunque especímenes individuales pueden encontrarse todavía a más de 1 m de profundidad. En el caso de suelos sepultados, el perfil tendrá 1 ó 2 picos de máximo contenido de fitolitos. Si hubo erosión el perfil de fitolitos está truncado. Consecuentemente, el perfil de fitolitos nos puede indicar la evolución del suelo (Gol'yeva, 1997). Los fitolitos de litter y horizontes húmicos son destruidos o alterados más fácilmente por el

impacto de procesos microbiológicos y bioquímicos en comparación con los horizontes enterrados que con frecuencia presentan cantidades significativas de fitolitos. La solubilidad de estas estructuras depende en mucho de su tamaño de partícula, entre más pequeñas sean son más fáciles de alterar, disolver y ser incluidos rápidamente en el ciclo del silicio (Gol'yeva, 1997).

Parfenova y Yarilova (1965), efectuaron estudios sobre la acumulación y alteración de fitolitos en suelos podzólicos bajo vegetación de abetos. En este estudio observaron fitolitos alterados o corroídos y la existencia de cuarzo secundario en la superficie del suelo, les demostró que los fitolitos se transforman y disuelven en el tiempo. El grado en el cual los fitolitos permanecen como entidades estables en el suelo, es debatible. Alexandre et al. (1994) encontró claras indicaciones de disolución química en los fitolitos y estimó que una gran cantidad de sílice biogénica en los bosques húmedos tropicales del Congo, permanece por no más de 6 meses en el suelo. Otros autores sugieren que la solubilidad de la sílice biogénica es inferior a la de los geles de sílice amorfa, siendo estable el material de fitolitos aún en ambientes con alto grado de intemperismo (Wilding et al; 1977, Trudgill, 1988). Pero Willding (1967) y Kelly et al (1991) recuperaron y dataron con  $C^{14}$  ópalo biogénico en regiones templadas de Norteamérica, indicando que estos cuerpos opalinos pueden persistir por miles de años.

Otra evidencia de la resistencia de fitolitos de ópalo al intemperismo, ha sido reportada en los paleosuelos del Pleistoceno de la región de Palouse (Stevenson, 1997) y en los depósitos del Cuaternario de las Grandes Planicies (Fredlund et al; 1985). Entre estos problemas la evaluación de intemperismo de fitolitos es lo que ha recibido menos atención hasta ahora. Alexandre et al. (1997) usó balances geoquímicos para mostrar que alrededor del 92% de la sílice biogénica en los suelos ferralíticos bajo bosque húmedo en el Congo, es rápidamente disuelta y reciclada. En esta investigación, el análisis de intemperismo de fitolitos se basó en las observaciones de las microcavidades superficiales. Estas fases fueron mencionadas como resultado de disolución, ya hace algún tiempo por Alexandre et al, (1994), pero no fueron estudiadas en detalle para evaluación de intemperismo.

La mayoría de las investigaciones que usan fitolitos para estudios paleoambientales, aceptan como un hecho, que los fitolitos son estables. No hay estudios que evalúen el grado de intemperismo de estas partículas y que además los comparen según su grado de alteración. En general las cantidades de sílice biogénica en los ecosistemas están relacionadas con el grado de

intemperismo químico, composición mineralógica del suelo, tipo de planta y la absorción de silicio.

### **3.3.3. Fitolitos en paleosuelos y sedimentos para reconstrucción paleoambiental.**

La presencia y análisis de los fitolitos en paleosuelos y sedimentos se considera uno de los componentes más adecuados en estudios de reconstrucción paleoambiental. Se define como paleosuelo a un suelo formado en superficies o paisajes del pasado (Ruhe, 1956, Yaalon, 1971) o bien formado bajo condiciones ambientales cambiantes (Bronger y Catt 1989). El concepto de suelo fósil fue definido por James Hutton en 1795, pero no fue hasta 1927 que Boris Polynov citado por Solleiro *et al.*, (2000), introdujo el término Paleopedología, fecha en que nació esta ciencia (Retallack, 1990). A pesar de esto, no es sino hasta en las últimas tres décadas en que se inicia la interpretación de los suelos sepultados dentro de secuencias de rocas (Retallack,1990).

Por analogía con los suelos modernos, los paleosuelos resultan de gran utilidad para inferir las condiciones ambientales del pasado, incluyendo tanto el clima como la vegetación ya que su evolución es lenta (Solleiro *et al.*,2000). Dicha evolución está íntimamente relacionada con la acción de los cinco factores formadores de suelo establecidos por Dokuchaev en 1897: clima, vegetación material parental, relieve y tiempo (Solleiro *et al.*,2000). La interpretación paleoambiental está basada en el principio del uniformitarismo. Para cada paleosuelo se buscan análogos modernos, desarrollados bajo las mismas condiciones geológicas y geomorfológicas.

El registro fósil de los suelos es amplio, reconociéndose que el paleosuelo más antiguo tiene una edad de 3100 millones de años (Retallack,1986). Sin embargo se considera que es posible encontrar paleosuelos aún más antiguos, aunque las técnicas actuales no lo permiten en función de que estos suelos pueden diferir de los modernos. Esto se debe a que las condiciones ambientales hace 3800 millones de años fueron marcadamente diferentes (tipos de atmósfera, fluidos y organismos ) a las actuales, de tal manera que se pueden considerar como suelos extintos (Retallack,1986). No obstante, las investigaciones recientes señalan la existencia de lateritas del Proterozoico, que evidencian la presencia de una atmósfera oxigenada y condiciones climáticas húmedas y cálidas (Gutzmer y Beukes,1998, Solleiro *et al.* 2000)

Existen diferentes aplicaciones prácticas del conocimiento que nos dan los paleosuelos. Entre estas aplicaciones tenemos:

**Estudios estratigráficos y geomorfológicos del Cuaternario.** En estos estudios se usa a los paleosuelos como horizontes índice o marcadores (Birkeland 1984, Kemp 1986). De ellos se ha obtenido información sobre edad, procesos formadores de suelos, y procesos involucrados en la evolución del paisaje ( Kemp 1986).

**Determinación de las tasas de sedimentación.** Dado que la formación de un suelo requiere de un ambiente estable, en donde el depósito de materiales sedimentarios y/o la erosión disminuyen o cesan completamente, el estudio de paleosuelos proporciona información sobre la duración de los períodos de estabilidad que separan las secuencias sedimentarias (Birkeland,1984).

**Estudios arqueológicos.** Los paleosuelos sepultados por pisos de ruinas arqueológicas o bien como parte de contextos arqueológicos, proporcionan información valiosa. En primer lugar, porque algunos rasgos del perfil del suelo o de los restos arqueológicos sepultados en él, son fechables, permitiendo realizar la investigación de la pedogénesis a lo largo del tiempo; y en segundo lugar, porque los cambios en el uso del suelo inducidos por el hombre son también fácilmente identificables (Macphail,1986). Esta última aplicación es la que ha adquirido mayor interés entre los arqueólogos, quienes han determinado en el contexto suelo, los datos ambientales preservados por el sepultamiento. Esto ha sido básico para interpretar las condiciones presentes en el paisaje antrópico, durante la construcción de los monumentos. (Solleiro *et al.*, 2000).

**Determinación de los cambios ambientales.** La aplicación de los paleosuelos como herramientas de reconstrucción paleoambiental ha sido usada con éxito en múltiples investigaciones, las cuales han permitido establecer los paleoclimas, especialmente, en diferentes periodos y en diversos ambientes sedimentarios o volcánicos. La base teórica de esta interpretación se encuentra en el concepto central de Edafología, que define el suelo en función de factores de pedogénesis, entre los cuales están el clima y los organismos. Después de ser sepultado bajo sedimentos más jóvenes, el suelo, ya aislado de factores ambientales modernos, conserva en sus propiedades las huellas del paleoambiente existente durante su desarrollo.

En regiones templadas de Eurasia y Norteamérica, las secuencias de paleosuelos en loess presentan un registro extenso y detallado de cambios climáticos durante el Cuaternario. Las secuencias de paleosuelos sepultados en el Eje Volcánico Central presentan registros paleo-

ambientales de Mesoamérica Tropical, con igual precisión que la de loess, por lo menos para el Pleistoceno tardío (Sedov *et al.* 2000).

La investigación formal de paleosuelos en México con fines de interpretación paleoambiental es reciente, aunque existe el trabajo pionero de Bryan,(1948), quien estudió los paleosuelos del Altiplano Central de México con el fin de reconstruir el ambiente bajo el cual se formaron. Sin embargo, durante mucho tiempo los paleosuelos han sido considerados únicamente como marcadores estratigráficos o bien como material útil en fechamientos de depósitos del Pleistoceno Superior-Holoceno Solleiro *et al.*, 2000).

La perspectiva a futuro es consolidar esta línea de investigación, ya que existe en el país un gran número de paleosuelos, identificados primcramente en el Centro de México. El estudio de tales paleosuelos permitirá establecer los cambios ambientales regionales, proporcionando información tan importante como la que se ha obtenido a través del estudio de los sedimentos lacustres. Actualmente se tiene el reto de establecer grupos de investigación en paleosuelos que permitan conocer la evolución de los suelos a lo largo de la historia geológica. Además, su aplicación en las diferentes áreas de las Ciencias de la Tierra y en otras disciplinas es muy útil. Por ello resulta fundamental incluir su estudio en las áreas de Geología, Arqueología y Edafología. El presente trabajo de investigación es un buen ejemplo de esto último.

**Fechamientos.** Una de las aplicaciones tradicionales de los paleosuelos cuaternarios es en el fechamiento, ya que si conservan el horizonte A, rico en materia orgánica y, en consecuencia, con cantidades suficientes de carbono, es posible utilizarlos para fechamientos con el método de  $C^{14}$  así como en el análisis de aminoácidos y otros compuestos bioquímicos, los cuales han apoyado la identificación de paleosuelos (Goh,1972, Limmer y Wilson,1980). La determinación de la edad de los paleosuelos es importante para conocer la edad de los materiales sobreyacentes, ya que la formación del suelo se interrumpe cuando se depositan nuevos materiales.

#### **3.3.4. Métodos para el estudio de paleosuelos.**

El estudio de los paleosuelos involucra aspectos metodológicos similares a los que se utilizan en las investigaciones edafológicas, pero se hace especial énfasis en las propiedades de los paleosuelos que no cambian por procesos diagenéticos, después del sepultamiento. Por esta razón análisis usuales de pH, y C.I.C. casi no se realizan para estudios de paleosuelos

Los métodos más utilizados para el estudio de palcosuelos son:

Distribución de partículas por tamaño.

Métodos químicos.

Métodos micromorfológicos.

Métodos mineralógicos.

Métodos paleomagnéticos

Métodos paleobotánicos.

Estudios isotópicos.

Fecha

Cantidad, composición y propiedades del humus.

La información que dan estos métodos se usa para interpretación paleoambiental a través del diagnóstico de procesos edafogénicos, excepto en el caso de los métodos paleobotánicos que comprenden los estudios de polen y fitolitos. Así los dos últimos se consideran indicadores directos de la paleovegetación de un sitio.

Por otro lado, un gran número de estudios donde se manejan conjuntos morfológicos de fitolitos, se encuentran en el campo de la Arqueología. En esta disciplina, la información que dan se encuentra relacionada con:

- 1.-El origen y dispersión de plantas nativas y el desarrollo de sistemas agrícolas antiguos.
- 2.-La disponibilidad y valor económico de diferentes especies de plantas silvestres.
- 3.-La naturaleza del ambiente y la modificación del mismo por influencia antropogénica en el pasado.
- 4.-Las relaciones entre tecnología, economía y organización social.

Así tenemos la investigación de Pearsall and Trimble(1984), que utiliza el análisis de fitolitos para identificar y reconstruir sistemas de agricultura prehistóricos en las Islas Hawaii. Se cuenta también con los trabajos de Piperno (1984); Piperno y Starzack (1985) en diferentes sitios del trópico Americano para refinar y ampliar el procedimiento de identificación de maíz, incluyendo criterios morfológicos y de tamaño de los fitolitos.

En Europa se tiene el trabajo de Miller (1980), que fija su atención en la frecuente presencia de secciones multicelulares (glumas) de epidermis de hojas silicificadas que permiten la identificación de trigo y cebada en algunas regiones del mundo, como Israel. Esta característica por si misma, la consideran los autores como una característica de significado paleoecológico,

originada por las características propias del suelo. En España, se tienen trabajos relacionados también con investigaciones arqueológicas como los de Juan *et al.*,(1997), Albert *et al.*,(1997; en Rusia con los trabajos de Gol'yeva and Alexandrovskiy, (1997) y en los Estados Unidos de Norteamérica con las investigaciones de Cummings *et al.*,(1997). De esta manera se puede observar que, en la mayoría de los casos, los análisis de fitolitos se han enfocado para obtener información acerca de cambios ambientales antropogénicos, especialmente para saber de la agricultura en el pasado.

Existen mucho menos estudios relacionados con cambios ambientales naturales. Los pocos que se tienen, corresponden a etapas del Holoceno, y solo algunos se ubican en el Pleistoceno como el de Fredlund,(1986) citado por Piperno (1988), que describe un registro de fitolitos con antigüedad de 620,000 años, en un depósito de loess de Nebraska.

En Japón, algunos investigadores como Shoji and Masui, (1971) reportan la formación de sílice biogénica relacionada directamente con las condiciones climáticas de los sitios estudiados. Ellos consideran que la sílice opalina es un componente transitorio en suelos jóvenes derivados de ceniza volcánica. El ópalo biogénico en forma de fitolitos, se ha encontrado en horizontes A sepultados y se deriva principalmente de diversas especies de Gramíneas, lo que indica la importancia de este tipo de vegetación en el reciclado biológico de la sílice (Kato,1983; Mizota *et al.*,1982; Kondo *et al.*,1988), mencionados por Dahlgren *et al.*, (1993). Debido a que las formas de estos fitolitos forman conjuntos específicos para cada género de plantas, se han utilizado extensamente para determinar paleovegetación cuando se encuentran en horizontes A sepultados de Andosoles (Kondo *et al.*,1988).

En México, se tienen estudios de fitolitos en suelos modernos por García -Calderón (1984 y 1986) en varios Andosoles de México así como en la zona chinampera Xochimilco-Tlahuac respectivamente. En relación a estudios de fitolitos en sitios arqueológicos están los trabajos de Zurita, (1987) y de McClung *et al.*, (1986,1996 y 2001). No se tienen estudios de fitolitos en suelos y sedimentos del Pleistoceno.

Esta investigación utiliza, por primera vez, el análisis de los conjuntos morfológicos de fitolitos como indicadores paleoambientales en la interpretación de los suelos volcánicos del Cuaternario tardío en México.

#### 4. Localización del área de estudio y características fisiográficas.

El área de investigación se encuentra localizada, en las coordenadas 19°00'-19°15' de latitud norte y 99°27'-99°53' de longitud oeste. Está situada a 60 Km. al oeste de la Ciudad de México y se puede acceder a ella por la carretera federal No. 15. El intervalo de elevaciones está entre 2350 y 4680 m y las pendientes varían entre 5% a >65% **Figura 7**.

Fisiográficamente los sitios estudiados se localizan en la parte Central del Eje Neovolcánico Transmexicano (ENTM) y son: Arroyo La Ciervita y Zacango, localizadas en el flanco norte del Nevado de Toluca, y San José Mezapa municipio de Jalatlaco, que se encuentra al este de dicho volcán. Los tres sitios pertenecen al Estado de México **Figura 8**. El sitio de San José Mezapa fue estudiado anteriormente por Palacios *et al.*(1986).

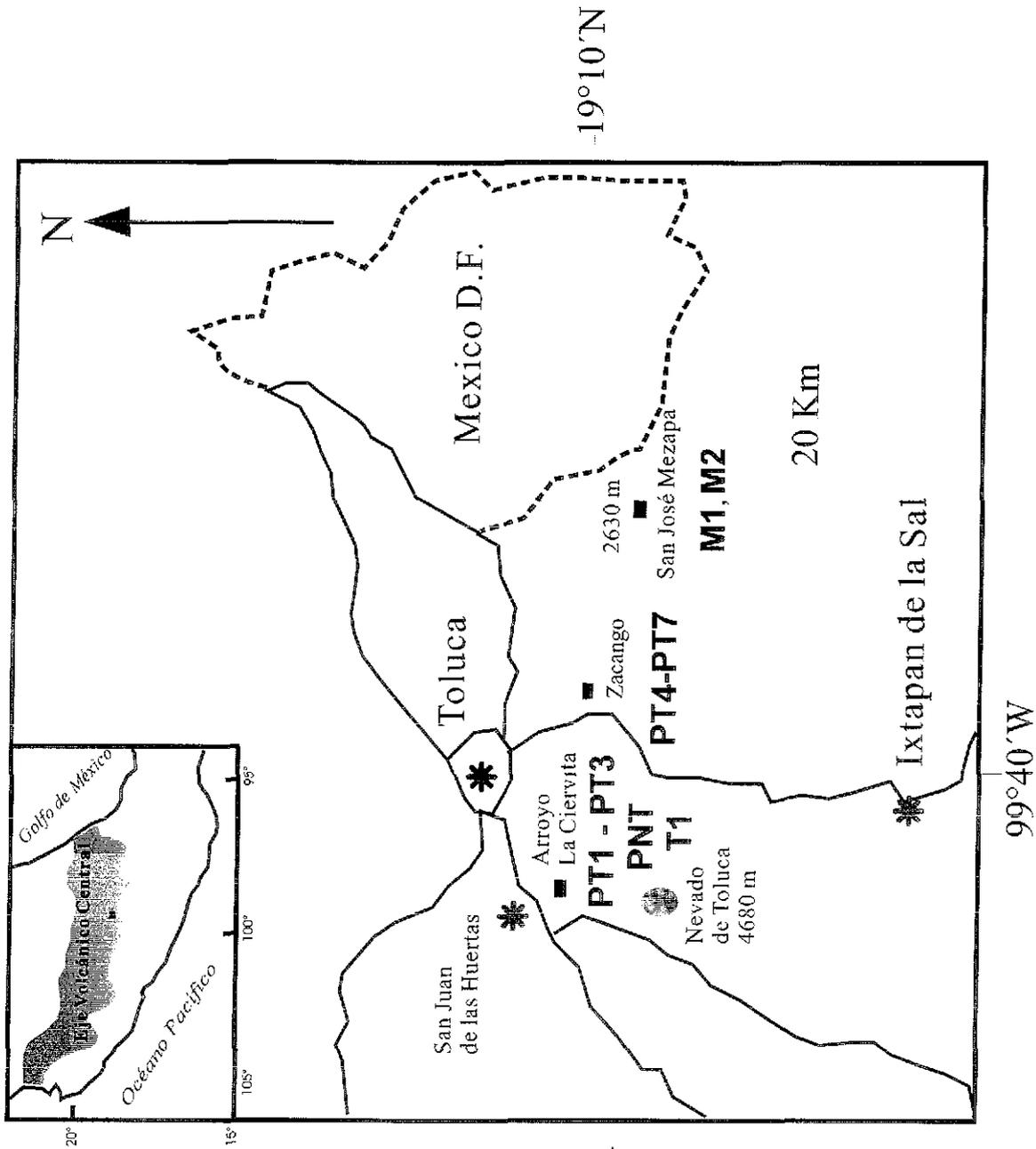
La región está caracterizada por grandes estratovolcanes que forman una cadena que se extiende de este a oeste, y atraviesa la parte central de México, donde el volcanismo calco-alcalino es dominante (Macías *et al.*, 1997). A pesar de que la actividad de estos volcanes no ha sido isócrona, la edad del ENTM es considerada del Cuaternario (Demant, 1978). Localmente hay evidencia de rocas del Plioceno más antiguo (3.5 m.a ) petroquímicamente similares a algunas del Cuaternario.

En el área de estudio sobresale el volcán Nevado de Toluca o Xinantécatl que en lengua náhuatl significa "Señor Desnudo", y representa el cuarto pico más alto de la República Mexicana con una elevación de 4680 m **Figura 6**. El Nevado de Toluca es un estrato volcán de composición andesita-dacita, del pleistoceno tardío (Bloomfield and Valastro, 1974, Macías *et al.*, 1997).

**4.1. Geología.** Macías *et al.* (1997), han hecho levantamientos cartográficos y reconocido al menos 19 unidades alrededor del volcán Nevado de Toluca, las cuales han sido agrupadas en cuatro secuencias principales, **Figura 8**. Estas unidades tienen las siguientes características:

**La primera** está compuesta por la formación Ixtapan-Teloloapan (Campa *et al.*, 1974) que es de tipo volcánico-sedimentaria-metamórfica, y presenta gran cantidad de esquistos verdes provenientes del Jurásico tardío-Cretácico temprano.

**La segunda** está formada por rocas volcánicas del Terciario y volcanoclastos. La base de esta secuencia exhibe riolitas, riodacitas, flujos de lava dacítica y depósitos de piroclastos que pertenecen a la Formación Tilzapotla ("Riolita Tilzapotla"). La edad de esta Formación ha sido



### Leyenda

■ Area de estudio

— Caminos

\* Ciudades y Pueblos

☉ Volcanes

PT1-PT7 - Unidades edafológicas  
estratigráficas

M1, M2 - Perfiles de suelo

T1 - Perfil de suelo

PNT - Perfil Nevado  
de Toluca

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

01-9

Fig. 7. Localización del área de estudio.

determinada por el método K-Ar en 26 millones de años (Oligoceno Temprano), y por su posición estratigráfica en el Oligoceno-Mioceno (Fries, 1960).

La **tercera** está caracterizada por rocas del Cuaternario que constituyen el edificio volcánico del Volcán Nevado de Toluca (Bloomfield and Valastro,1974; Cantarel *et al* 1981).

La **cuarta** incluye productos del cono cinerítico y flujos de lava emitidos por las fisuras localizadas en la parte este del área. La formación de estas fases volcánicas se llevó a cabo entre 38000 y 8000 años a.p. (Bloomfield and Valastro,1974; Bloomfield,1975).

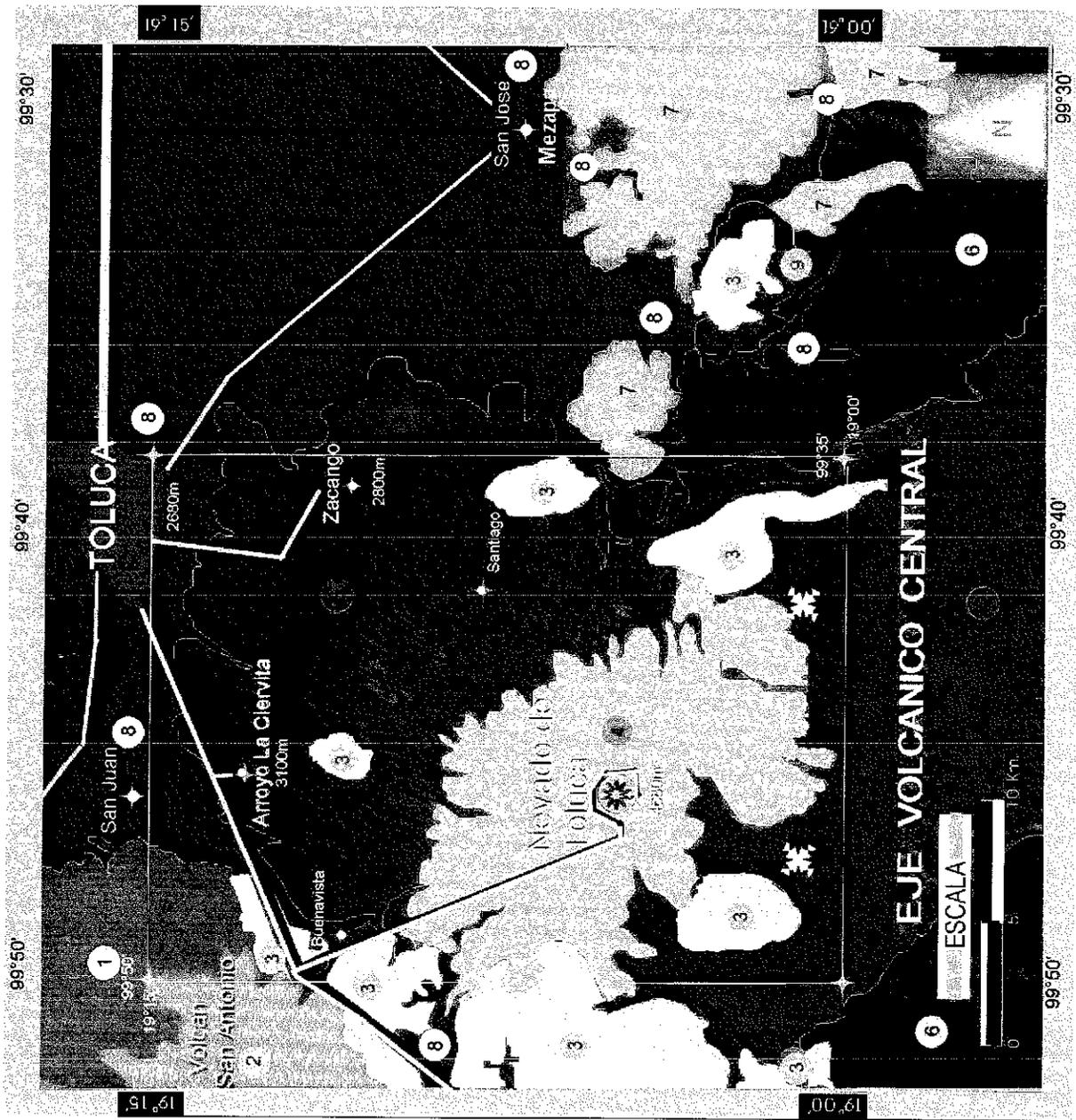
Los primeros estudios del Nevado de Toluca estuvieron enfocados a las fases geológicas generales (Ordoñez,1902; Otis,1902; Flores,1906; Waitz,1909), mientras Bloomfield and Valastro (1974,1977) describieron los eventos volcánicos ocurridos en su historia eruptiva. La historia del Nevado de Toluca empezó hace aproximadamente 1.5 m.a. con una emisión de lavas andesíticas que construyeron el volcán primitivo. Una segunda etapa se inició hace 100,000 años con la intrusión del domo central y su explosiva destrucción (Bloomfield and Valastro 1977). Durante los últimos 50,000 años a.p. se han registrado varias erupciones. En particular se reconocen dos grandes eventos volcánicos de este tipo: una erupción vulcaniana (hace 28,000 años a.p., aproximadamente ) produjo extensos lahares azul grisáceos; y una erupción pliniana (11,600 años a.p.) que originó la Pómez Toluca Superior (Bloomfield and Valastro 1974, 1977).

Entre estas dos erupciones los autores reconocen depósitos de otras: una erupción pliniana que formó la Pómez Toluca Inferior (24,000 años a.p.) y otros eventos menores que han sido llamados lahares jóvenes entre 28,000 y 20,000 años ap. Los autores fecharon un paleosuelo bajo estos depósitos y obtuvieron una edad de 38,000 años ap. Finalmente, ocurrió una erupción muy joven, caracterizada por un rápido flujo de ceniza, hace aproximadamente 3300 años ap.(Macías *et al.*, 1997). La descripción de las principales unidades eruptivas se muestra en la

**Tabla 2.**

**Tabla 2.** Tefracstratigrafía compuesta del Volcán Nevado de Toluca. (Macías *et al.*, 1997).

<b>EDAD ( años a.p.)</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>
-3,300 (AD)	Material gris estratificado y depósitos de ceniza parda con carbón.
8,500 (FLA)	Flujo de lava andesítica (Tenango).
<11600 (PTS)	Pómez Toluca Superior. Depósito compuesto de tres miembros y flujo de piroclastos basales.
24,000 (PTI)	Pómez Toluca Inferior. Lecho rico en pómez riolítica amarilla y un poco de esquistos y clastos del basamento local.
<26500 (FPB)	Flujo de pómez blanca, riolítica, subredondeada y cristales, así como pómez delgada y horizontes que emergen en la base.
-28,000 (BMG)	Bloques masivos grises y depósito de flujo de ceniza, compuesto por al menos tres unidades, surgiendo lechos interpuestos. Contiene clastos dacíticos juveniles, pómez y clastos rojos alterados.
-37,000 (BGFC)	Bloques grises y secuencia de flujo de ceniza que consiste en 3 unidades principales, flujo menor y horizontes formados.
-42,000 (FPR)	Depósitos de flujo de pómez rosa, compuesta de varias unidades de flujo. Los clastos incluyen pómez dacítica subredondeada y pocos fragmentos andesíticos, colocados en una matriz arenosa.
>>42,000 (DRA 2 y DRA 1)	DRA 2 Depósitos de residuos de avalancha, formados por grandes bloques de dacita-andesita gris y rosa, con típica estructura en forma de rompecabezas, colocada en una matriz arenosa.
(SIFR)	DRA 1 Secuencia intercalada con flujo de residuos, lahares, lechos-fluviales y horizontes lacustres menores, "Antiguos Lahares del Nevado".
1.5 m.a. (FLDA)	Flujos de lava primitiva dacítico-andesítica del Nevado de Toluca.



**LEYENDA**

- 1 Secuencia San Antonio
- 2 Secuencia Volcánica S.A.
- 3 Conos y Domos
- 4 Secuencia Andesítica
- 5 Secuencia Dacítica
- 6 Secuencia Máfica Basáltica
- 7 Formación Chichinautzin
- 8 Aluvión
- 9 Debris Apron

Macias *et al.*, 1997.

Fuente: Gama y Solleiro, 2001.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Fig. 8. Mapa geológico general del área de estudio.

#### 4.1.1. Petrografía y Geoquímica de la tefra.

A pesar de ligeras variaciones entre los productos de diferentes eventos, tanto los clastos líticos juveniles como la pómez, contienen el mismo conjunto de minerales, los cuales consisten en fenocristales euhedrales de plagioclasa (labradorita a oligoclasa), hornblenda, 2 piroxenos (augita y en menor cantidad hiperstena), y biotita incluida en una masa vítrica formada por los mismos constituyentes, más óxidos. Los cristales de biotita no están presentes en todo el Nevado de Toluca.

También se encuentran cantidades menores de magnetita, titanomagnetita y apatita que aparecen como microlitos en todos los productos de Toluca. La composición del vidrio en los fragmentos de pómez, (Tabla 3) es comúnmente riolítica. (Macías *et al*, 1997).

**Tabla 3 Composición de óxidos totales de un fragmento de pómez (análisis de PIXE y RBS\*)**

##### Pómez Toluca Superior: Composición geoquímica.

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H.M.	H <sub>2</sub> O	Total
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
76.50	12.50	0.95	0.21	2.50	3.50	0.84	0.25	0.05	1.1	1.6	100.00
74.00	13.25	1.55	0.22	3.50	3.33	0.98	0.40	0.07	1.2	1.5	100.00
72.10	14.70	1.95	0.22	4.00	2.53	1.03	0.50	0.07	1.3	1.6	100.00

\*Análisis por reacción nuclear. Lab. 5.5 Van de Graff. Instituto de Física. UNAM

##### Pómez Toluca Inferior

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H.M.	H <sub>2</sub> O	Total
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
76.20	13.30	1.50	0.15	3.67	3.20	0.65	0.11	0.02	0.5	0.7	100.00
73.50	15.25	1.70	0.13	4.34	2.90	0.72	0.13	0.03	0.5	0.8	100.00
70.58	16.25	1.75	0.12	5.60	2.75	1.25	0.15	0.05	0.7	0.8	100.00

#### 4.1.2. GEOMORFOLOGÍA.

Geomorfológicamente, el área de estudio presenta un relieve joven modificado constantemente por procesos endógenos y exógenos (Lugo-Hubp, 1981). La morfología del área fue clasificada de acuerdo a estos procesos. (Tabla 2) Esta clasificación fue propuesta por Aceves (1997) quien dividió la zona en cuatro unidades morfogenéticas. (1) El edificio principal del Volcán Nevado de

Toluca. (2) Margen del Nevado de Toluca; esta es una estructura compleja formada por el volcán más antiguo, tefra, conos, domos, escarpas de lava, flujos de lava monogenética y pendientes de lava, pendientes de ladera formadas por flujos piroclásticos, valles de lahar, planicies y colinas.

(3) Nivel de base que incluye las planicies acumulativas: lacustres, aluviales y aluvio-lacustres. Una de las más importantes es la planicie aluvial del Río Lerma. (4) Relieve prevolcánico (inferior a los 2500 msnm.) formado por pliegues y bloques montañosos compuestos por rocas sedimentarias y metamórficas del Mesozoico.

#### **4.1.2. Factores bioclimáticos y cobertura de suelos modernos.**

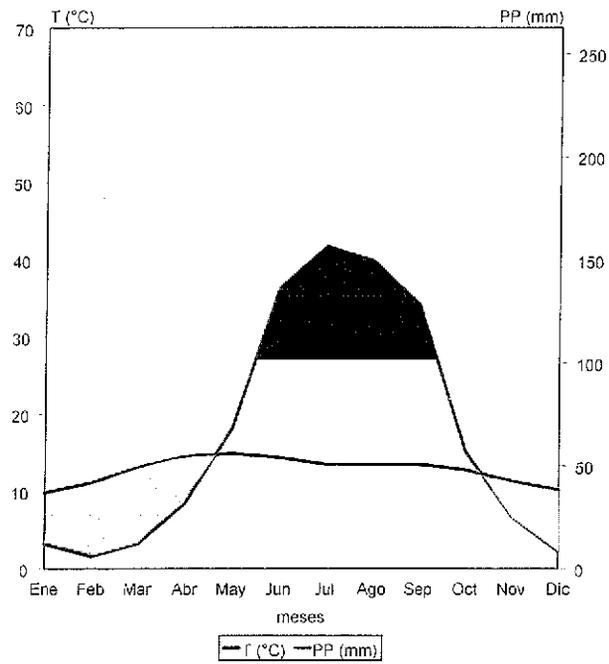
En el área de estudio el clima y la vegetación varían con la altitud. Para las localidades de Arroyo La Ciervita y Zacango, el clima se determinó según los datos de la estación Toluca, localizada a 2,675 msnm. Con base en el sistema de Köppen, modificado por García (1988), corresponde a un clima Cb(w2)(w)(i')g, considerado como templado subhúmedo, el más húmedo de los subhúmedos, con una temperatura media anual de 12.7°C, con poca oscilación térmica y marcha de la temperatura tipo Ganges. Una precipitación media anual de 791.6 mm con régimen de lluvias en verano y menos del 5% de lluvia invernal. El período más húmedo se presenta en el lapso Julio - Agosto y el más seco entre Diciembre y Febrero. (García *et al.*, 1983). **Figura 9.**

La vegetación natural de la zona está representada por un bosque de pino (hasta los 4000 m de altitud), teniendo como especie dominante *Pinus pseudostrobus* (Sandoval, 1987). Por abajo de los 3000 m los cultivos agrícolas, maíz principalmente, reemplazan en grandes extensiones a la vegetación natural. Los suelos superficiales modernos son Andosoles (Hayama y Aguilera, 1972, Sedov *et al.*, 2001).

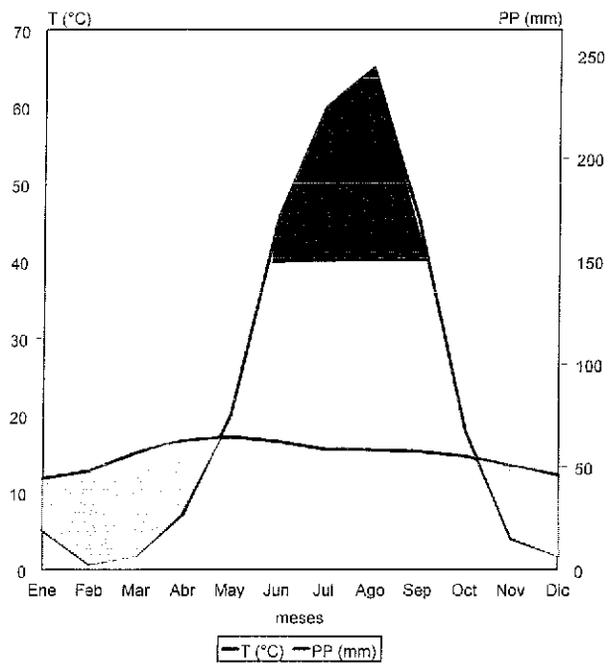
Para la localidad de San José Mezapa, el clima se determinó según los datos de la estación de Santiago Tianguistengo, localizada a 2,680 m de altitud. Con base en el sistema de Köppen, modificado por García (1988), corresponde a un clima Cb(w2)(w)(i')g, que se caracteriza por ser templado lluvioso, con una temperatura media anual de 16.3°C y una precipitación media total de 1,035 mm **Figura 9.**

En relación a la vegetación de San José Mezapa, presenta buena cobertura, constituida principalmente por gramíneas y arbustos. En el cráter del pequeño volcán Santa Fé, así como en las cañadas, la vegetación es arbórea, formada básicamente por pinos (*Pinus spp.*), cedros (*Cupressus spp.*) y encinos (*Quercus spp.*). También se encontraron ejemplares de los géneros *Agave* y *Muhlenbergia*. Los suelos de esta zona son Andosoles

### Estación Toluca



### Estación Santiago Tianguistengo



Período muy húmedo
  Período húmedo
  Período seco

**Fig. 9.** Diagramas ombrotérmicos que corresponden al área de estudio.

Fuente: García *et al.*, 1983.

#### 4.1.4. Suelos.

Los principales grupos de suelos de la zona según la W.R.B. 1998 son:

- a. Suelos en planicies y valles.** Los suelos dominantes son Vertisoles, Cambisoles y Faeozems. En áreas jóvenes están presentes los Fluvisoles. Los Gleysoles fueron frecuentes pero actualmente la explotación del acuífero disminuye la profundidad de la lámina de agua.
- b. Suelos en laderas y lomeríos.** Se encuentran Leptosoles, Regosoles, Cambisoles y algunos Andosoles ócricos.
- c. Suelos a 2000-2700 m.s.n.m. en el Nevado de Toluca.** Son comunes Andosoles y Cambisoles, y algunos Luvisoles.
- d. Suelos a 2700-3700 m.s.n.m.** Dominan los Andosoles con horizontes A húmicos. Están frecuentemente asociados a Regosoles y Leptosoles téfricos y ándicos. En estas altitudes están los suelos modernos que forman la parte superior de la secuencia estudiada
- e. Suelos en alturas máximas.** Se encuentran Regosoles téfricos y Leptosoles en elevaciones mayores de 4000 m; los Leptosoles son los más comunes. (Gama y Solleiro. Comunicación personal. Octubre, 2002.

#### 4.1.5. Secuencia de paleosuelos derivados de tefra del Nevado de Toluca.

Esta secuencia incluye siete Unidades edafoestratigráficas separadas por capas de ceniza o flujos piroclásticos. Unas son unidades individuales y otras son edafocomplejos que incluyen más de un paleosuelo, sin estar separados por horizontes C. Estas Unidades están expuestas en varios cortes naturales y artificiales dentro de la zona estudiada. Los más importantes son: Arroyo La Ciervita y Zacango. *Figura 10*

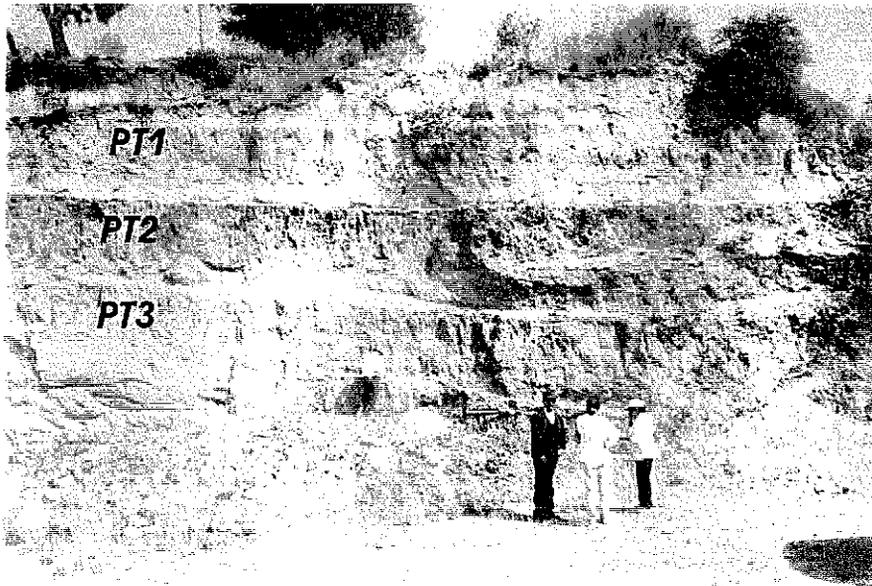
##### **Unidad edafoestratigráfica PT1**

Está localizada abajo del depósito de flujos de lodo de 3200 años a.p. Los perfiles sepultados consisten en horizontes Bw y BC.

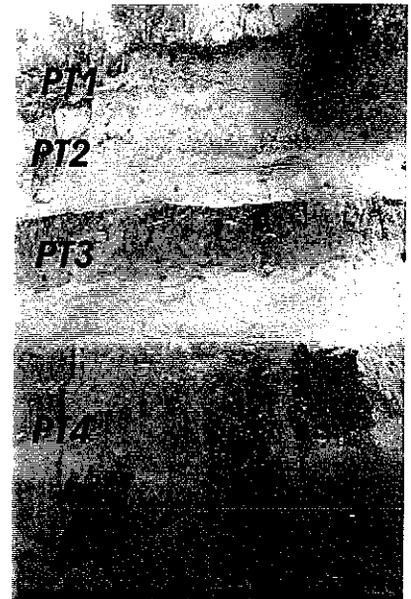
##### **Unidades edafoestratigráficas PT2 y PT3.**

La unidad edafoestratigráfica PT2 está localizada directamente debajo de la capa de ceniza gris, delimitando la unidad PT1. Esta presente en dos cortes; A:C:1 y A:C:2 en la localidad de Arroyo La Ciervita. En ambas exposiciones, esta unidad constituye un edafocomplejo. En A:C 1, consta de dos horizontes Ah bien desarrollados que sobreyacen a horizontes AB y Bw pardos. Los fechamientos del humus de estos horizontes son 27,900 ± 500

**UNIDADES EDAFOSTRATIGRÁFICAS**



PT1, PT2 Y PT3 EN "ARROYO LA CIERVITA",  
TOLUCA, ESTADO DE MÉXICO.



PT1, PT2, PT3 Y PT4 EXPUESTAS EN  
ZACANGO, ESTADO DE MEXICO.



ACERCAMIENTO A PT4



PT5, PT6 Y PT7.

**Fig. 10 Secuencia de paleosuelos en la zona de estudio en Toluca,  
Estado de México.**

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

56-a

años a.p. y 29,000+ -1,200 años a.p. En A.C.2, aparece un tercer horizonte Ah, delgado y discontinuo, en la parte media del perfil. Los paleosuelos localizados arriba del edafocomplejo, tienen una estructura característica, en bloques prismáticos subangulares, gruesa, formada por un conjunto denso de fisuras. Las edades de estos horizontes obtenidas por radiocarbono son de 29,800 +-600 años a.p. y 28,100+-700 años a.p.

A esta unidad le subyace una capa gruesa de tefra, conocida como flujo de bloques y cenizas grises (FBCG) fechado en (con C<sup>14</sup>) -28,140 +875/-780 años a.p. (Macias *et al.*, 1997).

**Clasificación.** Cambisol Andico. (Gama y Solleiro-2001).

La unidad edafoestratigráfica PT3, se encuentra abajo de la FBCG. En la mayoría de los casos está fuertemente erodada. En las secciones bien preservadas se observa un edafocomplejo, que incluye 2 subperfiles. El paleosuelo superior está débilmente desarrollado y consiste en un horizonte Ah delgado (posiblemente afectado por erosión) y un horizonte AC. El paleosuelo inferior es profundo y presenta un perfil Ah-AB-Bw-BCg. La fase característica del horizonte Ah, negro, es un conjunto de fracturas verticales, que forman largos bloques. En la parte inferior del perfil, los moteados de hierro indican procesos redox. La edad por radiocarbono del humus del horizonte Ah inferior es de 35,650 +-1200 años a.p. Los dos paleosuelos de este complejo se clasifican como Andosoles Móllicos. (Gama y Solleiro 2001).

#### **Unidad edafoestratigráfica PT4.**

Este paleosuelo está localizado abajo del PT3. Presenta un perfil Ah-Bw-BC, con un horizonte húmico oscuro y un horizonte Bw pardo, similar a PT2 y PT3. La edad del humus de esta unidad, por radiocarbono, es >35,500 años a.p.

**Clasificación:** Andosol Móllico. (Gama y Solleiro 2001).

#### **Unidad edafoestratigráfica PT5, PT6 y PT7.**

La morfología de las unidades PT5 a PT7 difiere completamente de la de unidades jóvenes y suelos modernos. La característica más notoria de estos paleosuelos es la presencia de horizontes Bt (argílico) de arcilla iluvial bien desarrollados. Se observa una estructura en bloques prismáticos angulares con revestimientos gruesos y continuos de arcilla iluvial, en la superficie de los pedis, así como algunos moteados de Fe-Mn y concreciones de estos elementos. El paleosuelo PT5 está truncado por erosión y sólo se conserva la parte baja del horizonte Bt.

En PT6 y PT7 se tienen perfiles completos con horizonte pálido eluvial EB (arriba del conjunto de horizontes Bt). En PT5-PT7 no están presentes horizontes húmicos. Estos paleosuelos no presentan horizontes Ah, por lo que no fueron fechados con C<sup>14</sup>.

**Clasificación:** Luvisoles Andicos. (Gama y Solleiro 2001).

La correlación edafoestratigráfica de los dos sitios estudiados, Arroyo la Ciervita y Zacango se basó en la localización, en ambos sitios, de paleosuelos y capas de pómez con propiedades distintivas. De esta manera se conformó la columna estratigráfica compuesta.

**Figura 11.**

Horizontes genéticos de suelo

-  Ah
-  AB
-  B
-  Bt
-  BC
-  EB

Otras características

-  Retrabajado
-  Red-ox
-  Pomez intemperizada
-  Carbón
-  Fracturas

Estratos sedimentarios

-  Pomez
-  Ceniza Volcánica
-  Pomez redepositada y ceniza
- PTS Pomez Toluca superior
- PTI Pomez Toluca inferior
- FBCG Flujo de bloques y cenizas grises
- FPR Flujo de pomez rosa

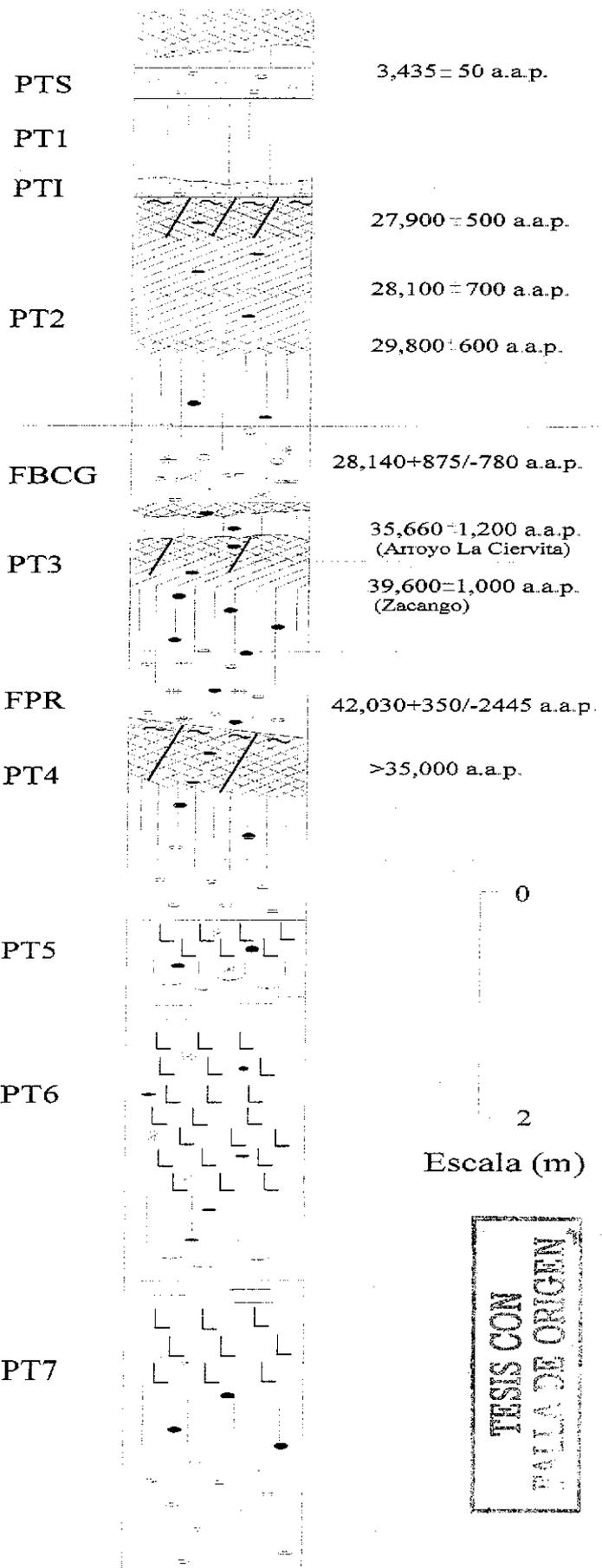


Fig. 11. Edafoestratigrafía del Nevado de Toluca. Columna compuesta.

## 5. MATERIALES

Los materiales utilizados en esta investigación fueron seleccionados específicamente para cada uno de los análisis realizados. Cuantificación de los fitolitos y su distribución en los perfiles: seis perfiles modales; análisis de valoración del intemperismo en la superficie de estas estructuras silíceas: cuatro horizontes específicos (dos horizontes de suelos modernos, un horizonte de un paleosuelo y otro más de un suelo cultivado) y análisis morfológico: 18 horizontes representativos.

### 5.1. Cuantificación de los fitolitos y su distribución en el perfil

La base de este análisis fue la selección de perfiles de suelos modernos y paleosuelos con diferente tipo de cobertura vegetal, para poder observar la diferencia en el porcentaje de acumulación de fitolitos, con relación a esta variable.

Tomando en cuenta lo anterior, se tomaron dos perfiles de Andosoles modernos bajo vegetación natural (bosque de pinos con cubierta de pastos bien desarrollada): el perfil denominado Nevado de Toluca, (en la pendiente norte del Nevado de Toluca, Edo. de México) que consta de tres horizontes: Ah, AC y C y el perfil M1 localizado en un antiguo cráter del Volcán Santa Fé en San José Mezapa, municipio de Jalatlaco, Edo. de México y que consta de cuatro horizontes: 0-25, 25-40, 40-52 y 52-75cm.

Se analizaron también dos perfiles de Andosoles modernos afectados por actividad antrópica. El primero de ellos denominado T1 (en la cantera Arroyo La Ciervita), con un espesor de 75 cm. y el perfil M2 (en San José Mezapa) que consta de cinco horizontes: 0-30, 30-45, 45-67, 67-79 y 79-110cm.

Finalmente, fueron analizados dos Andosoles sepultados que pertenecen a las unidades edafoestratigráficas PT2 y PT3. Estos paleosuelos se encuentran muy bien representados en la cantera Arroyo La Ciervita y fueron fechados con exactitud por Macías *et al.* (1997). La edad del material parental y (en caso de paleosuelos ) de los depósitos superiores, permite estimar en forma no muy precisa la duración de la edafogénesis, que es de aproximadamente 3,000 años para suelos modernos y de 10,000 para paleosuelos.

#### A. Andosoles modernos bajo vegetación natural .

##### 1. Perfil Nevado de Toluca

Altitud: 3866 m

Vegetación: Bosque de pinos con disturbio fuerte y una cubierta densa de pastos.

Localización: Pendiente noreste del Nevado de Toluca. Coordenadas N19°08'17'' y W 99°47'9''.

## **2..Perfil M1. Antiguo cráter del Volcán Santa Fé, en San José Mezapa**

Altitud:2850 m.s.n.m.

Vegetación: Fuertemente alterada, pinos escasos, algunos encinos y dominio de gramíneas.

Localización: Antiguo cráter del volcán Santa Fé. Muy cercano al perfil M2

### **B. Andosoles modernos afectados por actividad antrópica.**

#### **1. Perfil T1. Parte superior de la secuencia de paleosuelos de tefra en Arroyo La Ciervita**

Altitud:3015 m

Uso actual: cultivado

Localización: N19°13'28"

W99°47'5"

#### **2. Perfil M2. San José Mezapa.**

Altitud: 2630 m.

Vegetación: Buena cobertura constituida principalmente por gramíneas y arbustos. Cultivado en el pasado, pero actualmente con vegetación de pasto.

Localización Aproximadamente a 400m del Volcán Santa Fé. Cerca de la intersección de las coordenadas N19°10' y W99°27'.

### **C. Andosoles sepultados que pertenecen a las unidades edafoestratigráficas PT2 y PT3.**

Estos paleosuelos se encuentran muy bien representados en la cantera Arroyo La Ciervita y fueron fechados con exactitud por Macías *et al.*,(1997) y Sedov *et al.*,(2001).

#### **5.1.2. Análisis de los conjuntos morfológicos de fitolitos**

Este análisis se realizó en tres muestras de suelo que pertenecen a la zona de estudio: el horizonte Ah 0-30 del perfil T1 en la cantera Arroyo La Ciervita, que representa un suelo moderno cultivado; el horizonte 0-25 del perfil M1 en San José Mezapa, que representa un suelo moderno con vegetación natural y el horizonte Ah 20-40 que corresponde a la Unidad edafoestratigráfica PT3 y representa un paleosuelo de la cantera Arroyo La Ciervita

### 5.1.2. Análisis de los conjuntos morfológicos de fitolitos.

Por último, para llevar a cabo el estudio morfológico de estas estructuras, fueron seleccionados horizontes Ah; un horizonte de cada paleosuelo de las unidades edafoestratigráficas ya mencionadas, más perfiles completos en dos suelos modernos y dos paleosuelos. La selección de las muestras para este análisis, se hizo en horizontes de máxima acumulación de fitolitos, En los paleosuelos que no presentaban horizonte Ah, se tomaron los horizontes Bt. En los perfiles completos, se puede observar el comportamiento de las diferentes formas de fitolitos a través del perfil. Las muestras estudiadas fueron:

Suelo moderno- Nevado de Toluca: Ah 0-33 cm.

AC 33-70 cm.

C > 70 cm.

Suelo moderno. Perfil T1. T1 Ah 0-30

T1 Bcw 30-75 cm.

Unidad edafoestratigráfica PT1. Arroyo La Ciervita: PT1 Bw 75-110 cm.

PT1 BCw 110-135 cm.

PT1 C 135-145 cm.

Unidad edafoestratigráfica PT2-

PT2 Ah<sub>2</sub> 15-45 cm.

PT2 Ah 120-160 cm

Unidad edafoestratigráfica PT3

PT3 Ah 0-6/10 cm.

PT3 Ah 20-40 cm.

PT3 AB 40-70 cm.

PT3 (B) 70-110/120 cm.

PT3 BC 120-182 cm.

Unidad edafoestratigráfica PT4-

PT4 Ah<sub>2</sub> 8-33 cm.

Unidad edafoestratigráfica PT6-

PT6 BT1 30-45 cm.

Unidad edafoestratigráfica PT7

PT7 BT1 270-300 cm.

La unidad edafoestratigráfica PT5 no se estudió, porque las partes superior y media de este perfil (las más ricas en fitolitos), estaban destruidas por erosión.

*Observaciones.- Las propiedades físicas y químicas fueron estudiadas en todos los horizontes de estos perfiles. El análisis de los fitolitos bajo microscopio, (tanto óptico como electrónico) es una técnica que requiere mucho tiempo e infraestructura adecuada, por lo cual no fue posible estudiar todos los horizontes de todos los perfiles para intemperismo y morfología de fitolitos particularmente.*

*Por esta razón, para cada uno de los estudios se seleccionaron como materiales, los horizontes de máxima concentración de fitolitos, que son los horizontes Ah en Andosoles modernos y los Bw y Bt en las Unidades y Complejos edáficos en paleosuelos.*

## 6. METODOLOGIA

Las muestras de suelo total para análisis físicos y químicos se colectaron de horizontes genéticos de paleosuelos y suelos modernos. Los colores fueron determinados de acuerdo con la carta de colores de suelos de Munsell (1975). El contenido de C orgánico y la cantidad de Fe, Al y Si, extraída con ditionito – citrato – bicarbonato y solución de oxalato fueron evaluadas de acuerdo a USDA (1996). (Sedov et al., 2001). Para establecer la distribución de tamaño de partícula se separaron cuantitativamente las fracciones de arena (2-0.2 mm) por tamices y la fracción limo ( 0.02-0.002 ) y la fracción arcilla (<0.002 mm) por sedimentación por gravedad, con destrucción preliminar de agentes agregantes: materia orgánica ( H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 10% ) y óxidos de hierro (extracción con ditionito-citrato-bicarbonato, según recomienda Jackson et al., (1950).

### **Procedimiento analítico para obtener el material utilizado en los estudios de Acumulación, Intemperismo y Morfología de fitolitos.**

Pretratamiento. A la fracción de limo grueso ( 50-20 micras ) se le trató nuevamente con H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 10%, (calentando en baño María ) para remoción de residuos de humus y con Ditionito-Citrato-Bicarbonato, para remoción de Fe libre.

#### 1. Cuantificación de fitolitos y su distribución en los perfiles

Este análisis se llevó a cabo en muestra completa de granos minerales y fitolitos (50-20 $\mu$ ), realizándose el estudio bajo microscopio óptico con luz polarizada. De todos es conocido, que la fracción menor de 20 micras, también contiene sílice biogénica (Wilding and Drees, 1974), pero para el estudio realizado se prefirió el limo grueso, que es más fácil de separar y observar. Se puede esperar que la fracción de 50-20 micras sea la responsable de 1/10 –1/3 del ópalo biogénico en suelos ( Jones and Beavers, 1964).

La evaluación de la cantidad total de fitolitos en la fracción estudiada fue difícil, ya que las muestras, por su origen, contienen gran cantidad de vidrio volcánico, el cual, la mayoría de las veces presenta una densidad específica < 2.35 ( Yamada y Shoji 1990). Los fragmentos de vidrio son también isotrópicos cuando se observan con nicols cruzados y a menudo tienen forma similar a los fitolitos. Así, no se pudo separar una fracción de sílice biogénica totalmente pura,

sino con un poco de vidrio volcánico, así como conglomerados silíceos amorfos, en algunas muestras, que no fue posible identificar con exactitud.

La manera mas confiable que se encontró para separar vidrio volcánico y fitolitos, fue utilizar diferencias de índices de refracción en el líquido para montar el material. El vidrio claro, rico en sílice tiene un mínimo de 1.49 (Shoji et al 1993) y para fitolitos se tiene un máximo de 1.47 (Piperno, 1988). La Glicerina con índice de refracción de 1.48 (mas alto que el valor máximo para fitolitos y abajo del mínimo para vidrio ) parece ser el medio de montaje ideal, permitiendo distinguir estos componentes por la prueba de la línea de Becke. Así, se identificaron y contaron entre 1000 y 1200 granos en cada preparación, como propone Gol'yeva (1995 ).

## 2. Intemperismo superficial y clasificación morfológica de los fitolitos

Para ambos análisis fueron aislados los fitolitos de la muestra total del limo grueso (20-50 $\mu$ ), de los horizontes húmicos seleccionados, utilizando líquidos pesados (según Pearsall and Trimble, 1982) con densidad específica de 2.35 (mezcla de bromoformo/ alcohol ), lavando la separación con alcohol de 96°.

El método utilizado fue el siguiente:

- 1) Se hizo primeramente una mezcla de bromoformo / alcohol etílico absoluto, con densidad 2.35. La densidad fue medida con el densímetro de Rovner, con escala 2-3, que se utiliza específicamente para esta separación.
- 2) Aproximadamente 25 ml de esta mezcla, se colocaron en tubos de polipropileno con capacidad de 50 cc. y con tapa.
- 3) A cada tubo se añadió una pequeña cantidad de muestra del limo grueso que se descaba analizar.
- 4) El tubo tapado, con la muestra se agitó por 30 seg., observándose que las partículas minerales van al fondo, y los cuerpos silíceos permanecen en la superficie.
- 5) Cada tubo se tapó y centrifugó durante 3 min. a 800 r.p.m.
- 6) Se sacó el tubo de la centrífuga, y el sobrenadante con los fitolitos se decantó en un embudo que tenía papel filtro Whatman del No. 40.
- 7) Se lavó el papel filtro con mucho cuidado, de 5 a 7 veces, con alcohol etílico 96°, para eliminar el residuo del líquido de separación.

8) Con la última lavada se desprendieron los fitolitos del papel filtro, colocándose en una cápsula de porcelana, en la cual se secan, al medio ambiente o en estufa, y quedan listos para guardarse hasta su montaje.

9) Si se desean secar en la estufa, se pueden poner 30 min. a 25°C.

Los especímenes de tres horizontes Ah (húmicos), ya especificados en materiales, fueron estudiados bajo Microscopio Electrónico de Barrido, equipado con microanálisis de Rayos X, para observar su morfología superficial. En este estudio, importante para la valoración del grado de intemperismo, se tomaron solo cuerpos silíceos de células largas con superficie lisa de origen. Se definieron 4 clases de intemperismo para los fitolitos estudiados, de acuerdo con el tamaño y abundancia de rasgos de intemperismo (microcavidades). Se contaron 100 cuerpos silíceos de células largas, los cuales se asignaron a alguna de las clases establecidas.

Se asume, que la clase de intemperismo puede ser establecida también bajo microscopio óptico equipado con contraste de fase, si se utilizan magnificaciones altas. Para cada clase se tomaron fotografías tomadas tanto bajo MEB como con microscopio óptico equipado con contraste de fase.

En los horizontes Ah de paleosuelos y de suelos modernos, los tipos morfológicos de células cortas de pastos, se definieron de acuerdo a Fredlund and Tieszen (1994); por otro lado, se estableció también el porcentaje de fitolitos de árboles que se presentan en algunos horizontes.

**Fig. 13.** Estas observaciones, se realizaron bajo microscopio óptico con una magnificación de 400x, en cinco muestras ya mencionadas en materiales

Se examinaron y contaron 200 fitolitos en cada una de las muestras de suelo ya especificadas, reconociéndose en ellas los diferentes tipos morfológicos. Se anotó también la frecuencia de cada una de las formas encontradas (en porcentaje), clasificándose por comparación con dibujos esquemáticos de las mismas que se presentan en el artículo mencionado de Fredlund and Tieszen (1994).

Siguiendo las recomendaciones de Piperno (1988), se compararon los fitolitos en paleosuelos y en suelos modernos.

**Tabla 4.- Perfiles representados en Arroyo y la Ciervita y Zacango, Toluca, Edo. de México.  
Propiedades Físicas.**

Hor.	Perfiles Prof.	Color		% Arena	% Limo	% Arcilla
		Seco	Húmedo			
<b>Perfil Nevado de Toluca.</b>						
Ah	0-33	10YR4/2 Pardo gris osc.	10YR2/1 Negro	73.3	17.6	9.1
AC	33-70	10YR4/2	10YR2/1	63.4	18.3	18.3
C	>-70	10YR7/4 Pardo muy pálido	10YR2/1	89.5	5.6	4.9
<b>Perfil T1</b>						
Ah	0-30	10YR5/3 Pardo	10YR3/4 Pardo amar osc.	78.8	13.6	7.6
BCw	30-75	10YR6/4 Pardo amar.claro	10YR4/4 Pardo amar osc.	72.5	16.1	11.4
<b>PT1</b>						
Bw	75-110	10YR6/4	10YR3/4	46.6	15.2	38.2
BC	110-135	10YR6/4	10YR3/4	44.7	30.4	24.9
C	135-145	10YR7/3 Pardo muy Pálido	10YR4/1 Gris oscuro	84.2	8.4	7.4
<b>PT2</b>						
Ah <sub>2</sub>	15-45	10YR3/3 Pardo oscuro	10YR2/1 Negro	54.3	29.0	16.7
AB	45-80	10YR4/2 Pardo gris osc.	10YR3/2 Pardo gris muy osc	53.2	30.6	16.2
Ah	120-160	10YR4/3 Pardo	10YR2/2 Pardo muy osc.	37.0	38.7	24.3
Bw	160-200	10YR6/4 Pardo amar.claro	10YR3/4 Pardo amar.osc.	49.2	28.9	21.9
<b>PT3</b>						
Ah	0-6/10	10YR4/2	10YR2/1	56.9	23.4	19.7
AC	10-15/20	10YR5/2 Pardo grisáceo	10YR4/4	67.4	19.7	12.9
Ah	20-40	10YR3/2	10YR2/1	72.4	16.3	11.3
AB	40-70	10YR4/2	10YR2/1	63.8	20.9	15.3
Bw	70-110/120	10YR5/3	10YR3/4	56.0	22.8	21.2
BCg	120-182	10YR7/4 Pardo muy pálido	10YR3/2 Pardo grisác muy osc	66.8	13.8	19.4
<b>PT4</b>						
Ah <sub>2</sub>	8-33	10YR3/3	10YR2/1	52.0	23.2	24.8
BW1	33-60	10YR4/2	10YR2/1	48.6	26.9	24.5
BW2	60-90	10YR5/3	10Yr3/4	56.1	26.0	17.9
BC	90-120	10YR5/3	10YR3/4	59.0	27.7	13.3
<b>PT6</b>						
EB	0-30	10YR7/4	10YR4/6	51.6	11.9	36.5
BT1	30-45	10YR5/4 Pardo amarillento	7.5YR4/6 Pardo oscuro	47.6	18.3	34.1
BT2	45-70	10YR5/4	7.5YR4/6	39.1	25.0	35.9
BT3	70-180	10YR4/4	7.5YR3/4	37.1	22.4	40.5
BC	180-200	10YR6/4	10YR4/4	34.0	17.8	48.2
C	220-255	10YR5/3 Pardo	10YR3/4 Pardo oscuro	70.8	15.1	14.1
<b>PT7</b>						
EB	255-270	10YR6/4	10YR3/4	60.6	12.0	27.4
BT1	270-300	10YR5/3	10YR3/2	43.5	24.4	32.1

## 7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 7.1. Propiedades morfológicas y analíticas de los suelos modernos y paleosuelos estudiados y su clasificación.

En esta investigación, los resultados edafológicos se utilizaron como un registro paleoambiental independiente de la información que nos dan los fitolitos, con la finalidad de correlacionar los dos tipos de resultados y avalar así las conclusiones.

#### 1.-Perfil Nevado de Toluca

Consta de tres horizontes con las siguientes características:

**Ah** Suelto, negro, migajón arenoso, estructura granular perfecta, muchas raíces.

**AC** Más compacto, gris, arenoso, estructura en bloques débiles, menor cantidad de raíces.

**C** Suelto, pómez estratificada amarilla y ceniza volcánica.

Se observan numerosas crotovinas, en el horizonte B y en la parte superior del C, ocupadas con el material del horizonte Ah. La acumulación de arcilla en el horizonte AC es alta (18%), comparada con el horizonte inferior C (5%), que contiene elevadas cantidades de arena (90%). Las cantidades de Fe, Al y Si, extraídas con solución de oxalato. (Fco, Alo, Sio,) que se utiliza para detectar compuestos amorfos o con estructura pobremente cristalina, son altas (>1%). Este perfil es el resultado de una gran acumulación de humus *in situ* y de minerales arcillosos amorfos, responsables de la agregación del horizonte Ah y cumple con las propiedades para ser clasificado como **Andosol Móllico** (Gama y Solleiro,2001). **Tablas 4 y 5.**

#### 2..Perfil M1. Antiguo cráter del Volcán Santa Fé, en San José Mezapa

Consta de cuatro horizontes con las siguientes características

**Ah 0-25 cm.** Con pocas hojas de árboles y pastos secos. Consistencia ligeramente dura y color pardo pálido en seco y pardo grisáceo oscuro en húmedo, textura franca, poroso, estructura granular de tamaño grueso y desarrollo moderado.

**25-40** Consistencia blanda y color pardo pálido en seco y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo, textura franca de poros medios, estructura en bloques angulares con desarrollo moderado. Presenta buen drenaje.

**40-52.** Consistencia dura en seco y friable en húmedo, color pardo amarillento en seco y pardo amarillento oscuro en húmedo, textura migajón arcillo-limoso, estructura en bloques subangulares con desarrollo moderado.

**52-75.** Consistencia dura en seco y friable en húmedo, color pardo amarillento oscuro en seco y pardo amarillento muy oscuro en húmedo, textura migajón arenoso, estructura en bloques angulares de tamaño grande, moderadamente desarrollado. **Tablas 4 y 5.**

**3.-Perfil T1.** Es el perfil de suelo moderno presente en la toposecuencia. **Figura 11.**

Presenta dos horizontes con las siguientes características:

**Ah** Suelto, con estructura granular, consistencia muy irregular, típica de suelos cultivados.

**BCw.** Estructura no muy bien desarrollada, en bloques subangulares pequeños.

El suelo moderno (A.C.1) se caracteriza por tener un color más pálido, estructura menos desarrollada y un contenido de humus más bajo que el Andosol moderno con vegetación natural. El material parental es un depósito de corriente o flujo de lodo. La edad del carbón incorporado en este sedimento es de 3200 años a.p. (Macías *et al.*, 1997).

Fuente: Gama y Solleiro (2001).

**4.-Perfil M2. San José Mezapa.**

Consta de cinco horizontes con las siguientes características:

**0-30 cm** Con pocas ramas y hojas frescas. Consistencia blanda y color pardo pálido en seco y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo, textura franca, poroso, estructura granular de tamaño fino y desarrollo moderado. Se clasifica como horizonte A ócrico.

**30-45 cm** Consistencia blanda y color pardo pálido en seco, y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo, textura franca, muy poroso dominando los poros finos y medios, estructura migajosa y granular fina, moderadamente desarrollada. Presenta buen drenaje.

**45-67 cm** Consistencia ligeramente dura en seco y friable en húmedo, color pardo oscuro en seco, y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo, textura migajón arcillo-limoso, estructura en bloques subangulares, con desarrollo moderado.

**67-79 cm** Consistencia dura en seco, y friable en húmedo, color pardo amarillento oscuro en seco y pardo amarillento muy oscuro en húmedo, textura migajón arcillo-limoso, estructura en bloques subangulares de tamaño fino y medio, moderadamente desarrollados.

**79-110 cm** Consistencia dura en seco, y friable en húmedo, color pardo amarillento claro en seco y pardo amarillento oscuro en húmedo, textura migajón arenoso, estructura en bloques angulares de tamaño grande, moderadamente desarrollados y porosos. **Tablas 4 y 5.**

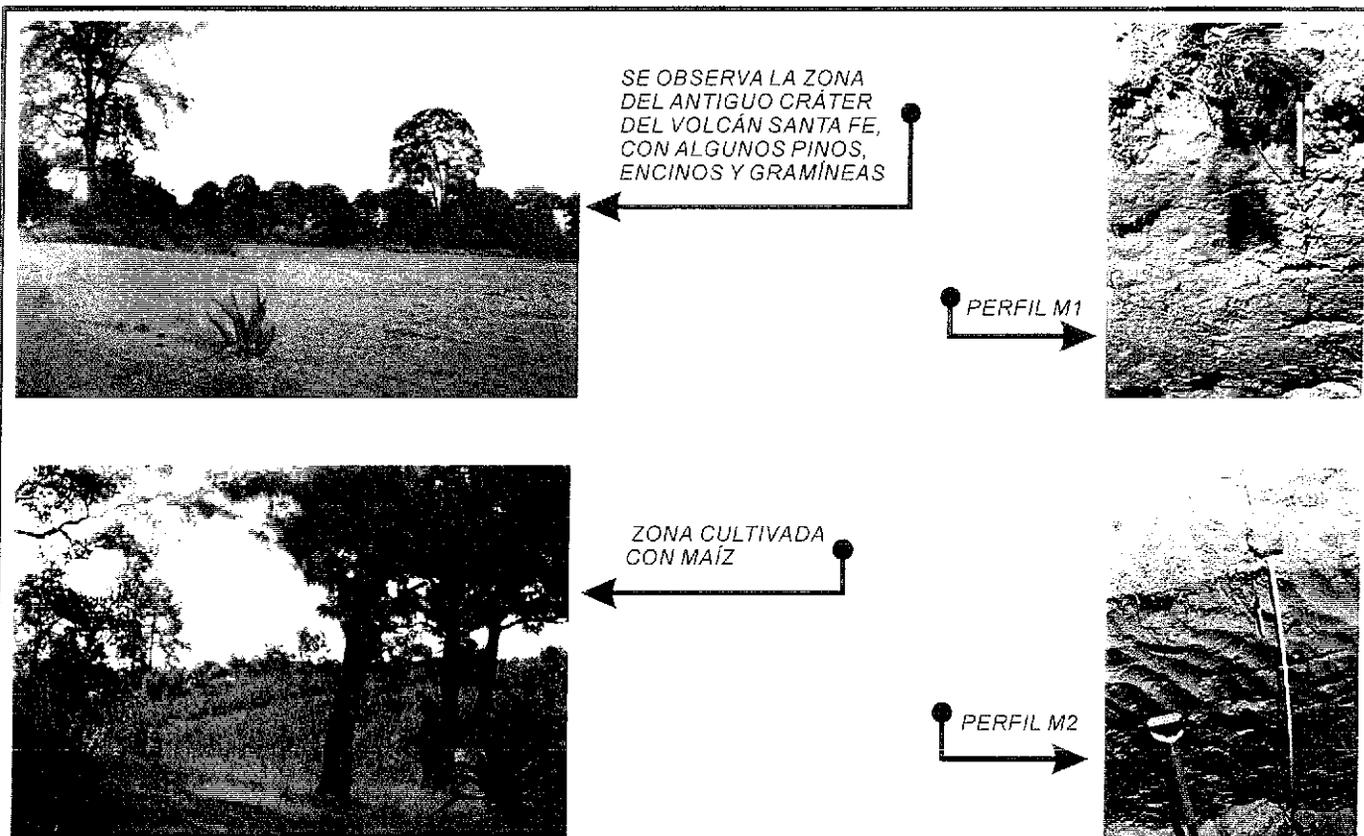
**Clasificación: Andosol Ócrico.**

Tabla 5.

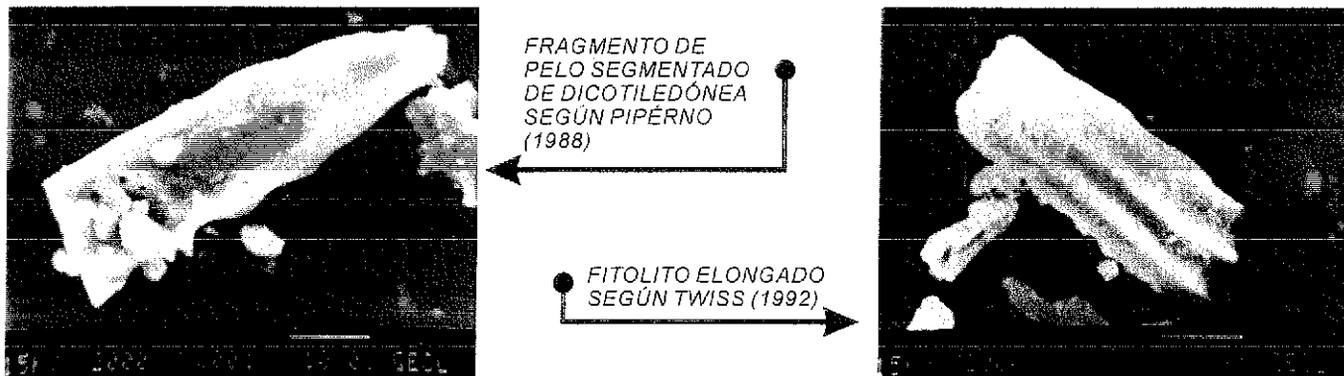
Perfiles representados en arroyo La Ciervita y Zacango, Toluca Edo. de México.  
Propiedades Químicas.

Sitio	Prof.	pH		C%	Fed%	Feo%	Fep%	Ald%	Alo%	Alp%	Sio%	Alo/Sio	Sio/Fe	Ah+1/2Fe
		H <sub>2</sub> O1:2.5	N <sub>a</sub> F1:50											
Nevado de Toluca – Suelo Moderno														
Ah	0-33	5.8	10.8	8.19	1.84	0.60	0.22	21.80	1.85	1.09	0.86	2.25	2.90	2.15
Ac	33-70	6.1	10.8	2.97	0.90	2.01	0.06	19.45	5.94	0.55	4.18	1.48	4.23	6.95
C	>70	6.3	9.6	0.22	1.09	0.38	0.01	3.58	1.46	0.15	1.33	1.14	7.13	1.65
T1 Suelo Moderno														
Ah	0-30	5.5	10.1	2.05	0.77	0.56	0.03	0.63	1.76	0.20	1.56	1.17	5.69	2.04
BCw	30-75	6.7	10.2	0.86	1.10	0.41	0.02	0.63	1.09	0.13	1.46	0.78	7.20	1.30
Unidad Edafoestratigráfica PT1														
Bw	75-110	6.7	9.1	0.24	1.89	0.56	0.04	0.28	0.59	0.17	0.35	1.77	1.26	0.87
BCw	110-135	6.8	9.1	0.290	1.48	0.69	0.03	0.21	0.64	0.08	0.45	1.50	1.32	0.99
C	135-145	7.0	8.9	0.14	0.45	0.25	0.01	0.13	0.40	0.04	0.30	1.41	2.40	0.53
Unidad Edafoestratigráfica PT2														
Ah <sub>2</sub>	15-45	7.0	9.4	2.82	2.02	1.92	0.08	0.30	1.04	0.09	0.09	1.21	.095	2.00
Ah	12'-160	7.2	9.4	1.44	1.94	0.92	0.11	0.28	0.65	0.14	0.68	1.0	1.50	1.11
Unidad Edafoestratigráfica PT3														
Ah	0-6/10	7.3	9.3	1.75	1.26	0.79	0.05	1.86	0.50	0.09	0.46	1.13	1.19	0.90
Ah	20-40	7.3	9.4	2.97	1.71	0.99	0.02	3.42	0.79	0.23	0.77	1.06	1.59	1.28
AB	40-70	7.2	9.4	0.98	1.34	0.68	0.04	2.42	0.88	0.07	0.68	1.34	2.01	1.22
(B)	70-10/120	7.1	9.4	0.83	2.15	0.54	0.04	2.10	0.68	0.08	0.49	1.45	1.85	0.94
BC	120-182	7.1	9.3	0.25	1.95	0.37	0.02	----	0.41	0.04	0.27	1.62	1.47	0.60
Unidad Edafoestratigráfica PT4														
Ah <sub>2</sub>	8-33	7.4	9.8	0.37	0.68	0.43	0.07	0.16	0.31	0.17	0.28	1.14	1.33	0.52
Unidad Edafoestratigráfica PT6														
BT1	30-45	7.2	8.3	0.02	1.18	0.21	0.09	0.14	0.19	0.86	0.17	1.17	1.63	0.30
Unidad Edafoestratigráfica PT7														
BT1	270-300	7.5	8.1	0.03	0.90	0.36	0.04	0.11	0.26	0.15	0.25	1.11	1.39	0.44

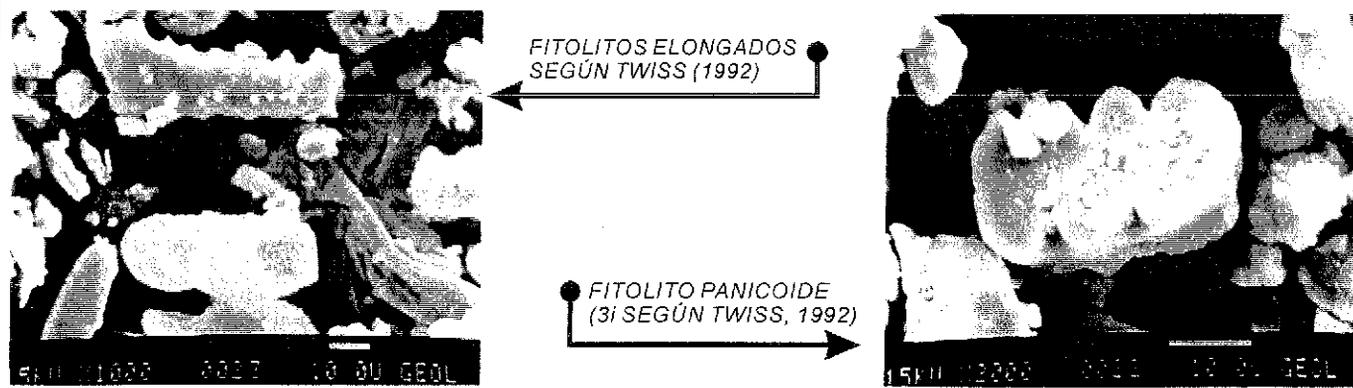
Análisis realizados por la M. en C. Arelia González Velázquez.



**MORFOTIPOS DE FITOLITOS DEL PERFIL M1**



**MORFOTIPOS DE FITOLITOS DEL PERFIL M2**



**Fig.12 Suelos modernos presentes en San José Mezapa, Estado de México.**

## CÉLULAS CORTAS

### PERFIL NEVADO DE TOLUCA

Ah 0 - 33



FORMAS	%	C3 / C4
--------	---	---------

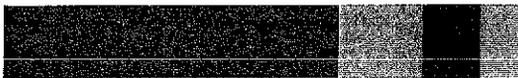
	PIRAMIDALES	25.3	C3
	QUILLA	7.4	C3
	TIPO STIPA	7.1	C3
	CRENADOS	6.8	C3
	CÓNICOS	4.6	C3
	SILLA DE MONTAR	27.8	C4
	LOBADO SIMPLE	1.6	C4
	PINOS	19.2	

AC 33 - 70



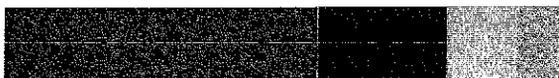
	CRENADOS	25.8	C3
	PIRAMIDALES	25.0	C3
	CÓNICOS	20.0	C3
	QUILLA	6.0	C3
	TIPO STIPA	0.25	C3
	SILLA DE MONTAR	22.5	C4
	PINOS	0.25	

T1 Ah 0-30



	CRENADOS	45.0	C3
	QUILLA	11.0	C3
	PIRAMIDALES	7.7	C3
	CÓNICOS	5.5	C3
	SILLA DE MONTAR	30.7	C4

T1 Bcw 30 - 75



	CRENADOS	43.8	C3
	PIRAMIDALES	14.8	C3
	CÓNICOS	8.5	C3
	QUILLA	7.6	C3
	SILLA DE MONTAR	24.8	C4

**Fig. 13. Conjuntos morfológicos de fitolitos de suelos modernos y paleosuelos del área de estudio.**

## CÉLULAS CORTAS

**PT1**

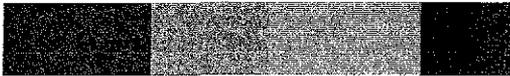
PT1 Bw 75 -110



**FORMAS                    %    C3 / C4**

	CRENADOS	40.5	C3
	QUILLA	13.5	C3
	CÓNICOS	5.4	C3
	SILLA DE MONTAR	40.8	C4

**PT1 BCw 110 -135**



	CRENADOS	19.3	C3
	QUILLA	15.6	C3
	CONICOS	15.6	C3
	PIRAMIDALES	12.0	C3
	TIPO STIPA	5.0	C3
	SILLA DE MONTAR	30.1	C4
	OTROS	1.2	

**PT1 C 135 - 145**



	CRENADOS	24.8	C3
	QUILLA	14.3	C3
	PIRAMIDALES	11.4	C3
	TIPO STIPA	5.8	C3
	SILLA DE MONTAR	41.0	C4

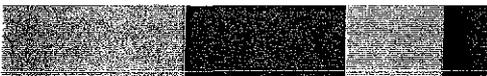
**PT2**

PT2 Ah2 15 - 45



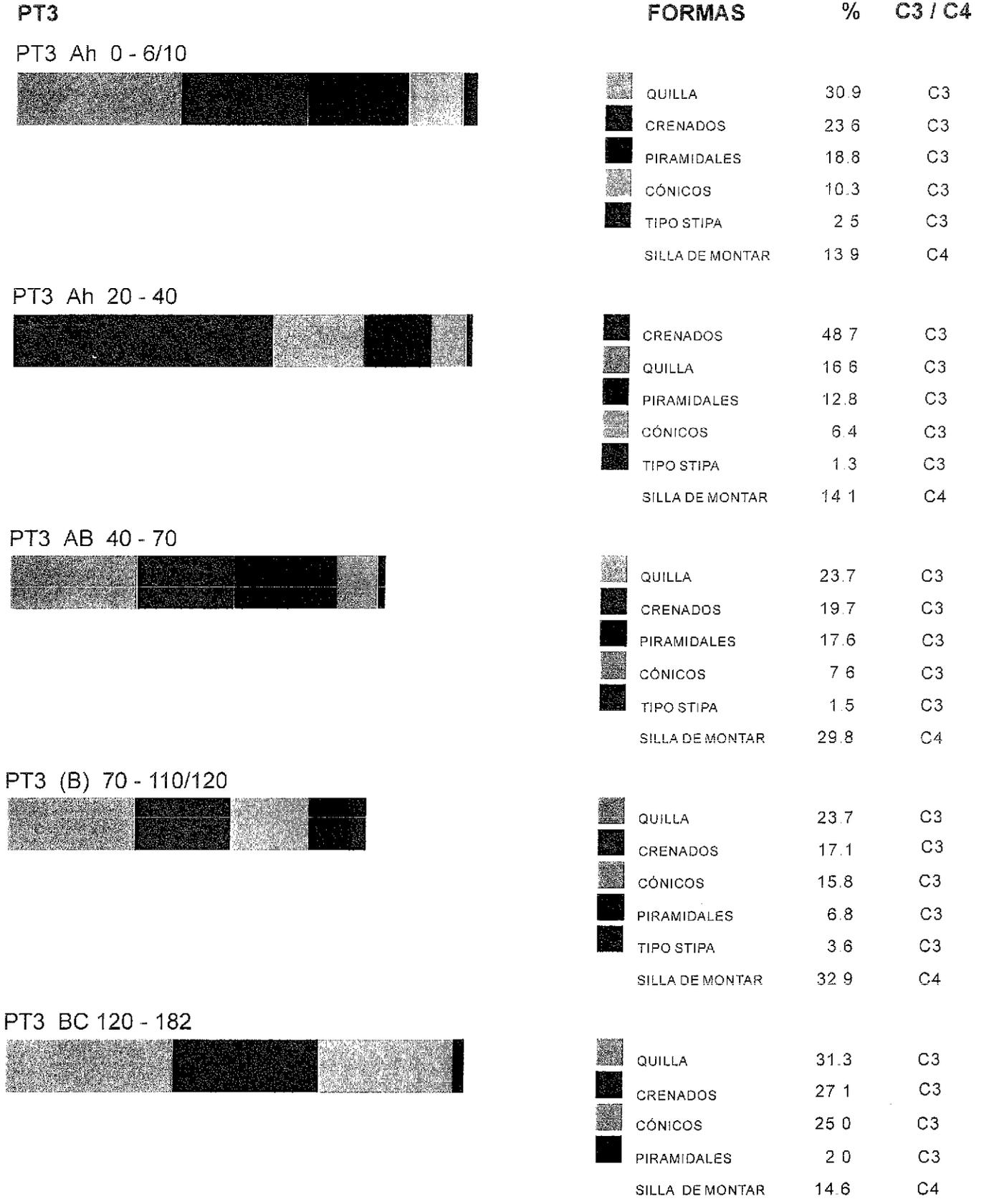
	CRENADOS	32.0	C3
	QUILLA	26.0	C3
	PIRAMIDALES	4.0	C3
	CÓNICOS	4.0	C3
	SILLA DE MONTAR	34.0	C4

**PT2 Ah 120 - 160**



	QUILLA	24.2	C3
	CRENADOS	21.0	C3
	CÓNICOS	12.9	C3
	PIRAMIDALES	3.2	C3
	TIPO STIPA	3.2	C3
	SILLA DE MONTAR	35.5	C4

## CÉLULAS CORTAS



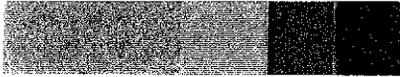
**Fig. 13. Continuación.**

67-F

CÉLULAS CORTAS

PT4

PT4 Ah 8 - 33



FORMAS                      %                      C3 / C4

	QUILLA	23.5	C3
	CÓNICOS	11.8	C3
	CRENADOS	8.8	C3
	PIRAMIDALES	8.8	C3
	TIPO STIPA	1.5	C3
	SILLA DE MONTAR	45.6	C4

PT6 BT<sub>1</sub> 30 - 45



	CÓNICOS	50.0	C3
	QUILLA	10.8	C3
	CRENADOS	5.4	C3
	PIRAMIDALES	5.4	C3
	SILLA DE MONTAR	28.4	C4

PT 7 BT<sub>1</sub> 270 - 300



	CRENADOS	47.4	C3
	QUILLA	17.3	C3
	PIRAMIDALES	11.6	C3
	CÓNICOS	4.6	C3
	SILLA DE MONTAR	19.0	C4

Fig. 13. Continuación.

Es importante hacer notar que entre los perfiles M1 y M2 es notoria la diferencia en el manejo de la cubierta vegetal, ya que en el primero predomina el cultivo extensivo de maíz y en el segundo, su uso es como pastizal inducido.

### **Unidad edafoestratigráfica PT2.**

La unidad edafoestratigráfica PT2 está localizada directamente debajo de la capa de ceniza gris, delimitando la unidad PT1. Esta presente en dos cortes; (A:C:1 y A:C:2) en la localidad de Arroyo La Ciervita. En ambas exposiciones, esta unidad constituye un edafocomplejo. En A.C 1, consta de dos horizontes Ah bien desarrollados que sobreyacen a horizontes AB y Bw pardos. Los fechamientos del humus de estos horizontes son 27,900 +/-500 años a.p. y 29,000+ -1,200 años a.p. En A.C.2, aparece un tercer horizonte Ah, delgado y discontinuo, en la parte media del perfil. Los paleosuelos localizados arriba del edafocomplejo, tienen una estructura característica, en bloques prismáticos subangulares, gruesa, formada por un conjunto denso de fisuras. Las edades de estos horizontes obtenidas por radiocarbono son de 29,800 +/-600 años a.p. y 28,100+-700 años a.p.

A esta unidad le subyace una capa gruesa de tefra, conocida como flujo de bloques y cenizas grises (FBCG) fechado en (con C<sup>14</sup>) -28,140 +875/-780 años a.p. (Macias *et al.*, 1997). **Figura 11.**

**Clasificación:** Cambisol Andico. (Gama y Solleiro, 2001).

### **Unidad edafoestratigráfica PT3.**

Se encuentra abajo de la FBCG **Figura 11.** En la mayoría de los casos está fuertemente erodada. En las secciones bien preservadas se observa un edafocomplejo, que incluye 2 subperfiles. El palcosuelo superior está débilmente desarrollado y consiste en un horizonte Ah delgado (posiblemente afectado por erosión) y un horizonte AC. El paleosuelo inferior es profundo y presenta un perfil Ah-AB-Bw-BCg. La fase característica del horizonte Ah, negro, es un conjunto de fracturas verticales, que forman largos bloques. En la parte inferior del perfil, los motcados de hierro indican procesos redox. La edad por radiocarbono del humus del horizonte Ah inferior es de 35,650 +/-1200 años a.p. Los dos paleosuelos de este complejo se clasifican como Andosoles Móllicos. (Gama y Solleiro, 2001).

## **Unidad edafoestratigráfica PT4.**

Este paleosuelo está localizado abajo del PT3. Presenta un perfil Ah-Bw-BC, con un horizonte húmico oscuro y un horizonte Bw pardo, similar a PT2 y PT3. La edad del humus de esta unidad, por radiocarbono, es >35,500 años a.p.

**Clasificación:** Andosol Móllico. (Gama y Solleiro, 2001).

## **Unidad edafoestratigráfica PT5, PT6 y PT7.**

La morfología de las unidades PT5 a PT7 difiere completamente de la de unidades jóvenes y suelos modernos. La característica más notoria de estos paleosuelos es la presencia de horizontes Bt (argílicos) de arcilla iluvial bien desarrollados. Se observa una estructura en bloques prismáticos angulares con revestimientos gruesos y continuos de arcilla iluvial, en la superficie de los peds, así como algunos moteados de Fe-Mn y concreciones de estos elementos. El paleosuelo PT5 está truncado por erosión y sólo se conserva la parte baja del horizonte Bt. En PT6 y PT7 se tienen perfiles completos con horizonte pálido cluvial EB (arriba del conjunto de horizontes Bt). En PT5-PT7 no están presentes horizontes húmicos.

**Clasificación:** Luvisoles Andicos. (Gama y Solleiro, 2001).

La correlación edafoestratigráfica de los dos sitios estudiados, Arroyo la Ciervita y Zacango se basó en la localización, en ambos sitios, de paleosuelos y capas de pómez con propiedades distintivas. De esta manera se conformó la columna estratigráfica compuesta.

**Figura 11.**

### **7.1.1. Propiedades selectivas de los suelos modernos y paleosuelos analizados**

#### **Granulometría.**

El contenido de arcilla en los suelos estudiados es mucho más alto que en el material parental subyacente, como se observa en los valores de análisis granulométrico **Tabla 4**. La acumulación de arcilla en los paleosuelos es similar o mayor que en los suelos modernos. En los paleosuelos PT2-PT4 (Andosoles), la cantidad máxima de arcilla en el perfil se observa en los horizontes A, AB o B y está en el rango de 24-32%. En PT5-PT7 (Luvisoles), los valores son variables y están entre 27-32%, lo cual es similar a PT2-PT4, pero la parte baja del PT6 es muy rica en arcilla, 48%; mucho más alta que en todos los otros perfiles.

Comparativamente, en el paleosuelo PT1 (A.C.1) el contenido de arcilla es sorpresivamente más alto (38%). Sin embargo, en el horizonte BC también es alto (24%). Así, se concluye que el suelo fue formado en un material parental originalmente rico en arcilla, lo cual aunque no totalmente, permite entender el alto contenido de arcilla. La capa de ceniza volcánica que le subyace, tiene un contenido completamente diferente en todas las fracciones granulométricas, incluyendo arena y limo. Esto significa que puede ser considerada como una unidad litológica independiente y no como el material parental de PT1. (Sedov et al., 2001).

### **Contenido de materia orgánica**

La cantidad de carbono orgánico (C. O.) en los horizontes Ah de los paleosuelos PT2-PT4 es superior al 2%. Esta es diagnóstica para poder clasificarlos como un horizonte Móllico, pero es menor que en los suelos modernos bajo vegetación forestal. Sin embargo, debe recordarse que parte del material orgánico se pierde por descomposición e ignición después del sepultamiento. Cálculos realizados por Mielich (1992), muestran que los Andosoles del Holoceno sepultados en la Sierra Nevada, contenían 3% menos de C org. que lo esperado en función del tiempo. En esta investigación, se presumen pérdidas más altas en los paleosuelos estudiados, debido a la mayor duración del sepultamiento (aproximadamente 10,000 años). El paleosuelo más joven (PT1) y el más antiguo (PT5-PT7) contienen mucho menos C. O. (<0.5%) (Sedov et al., 2001). **Tabla 5.**

### **Fe, Al y Si extractables.**

El contenido de fierro, extraído con solución de ditionito (Fed), que incluye óxidos de Fierro producidos por intemperismo, es muy similar entre los suelos modernos y todos los paleosuelos. Por el contrario, las cantidades de Fe, Al y Si, extraídas con solución de oxalato (Feo, Alo, Sio), que incluyen compuestos amorfos o con estructura poco cristalina, difieren mucho entre los perfiles estudiados. Estos elementos son altos (>1%) en los suelos modernos y en los paleosuelos PT2 y PT3. Los valores de Feo y Fed (Fe extraído con soluciones de oxalato y ditionito respectivamente), en estos suelos son muy similares, indicando que una gran parte de los óxidos de Fe finos, están representados por compuestos con pobre cristalinidad. El alto contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> coincide con valores altos de SiO<sub>2</sub>. Esto confirma que los alofanos son los principales aluminosilicatos que originan el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en estos suelos. Los paleosuelos PT1 y PT4

tienen los valores más bajos de Feo y Alo, a pesar de la similitud morfológica de PT4 y PT2-PT3. Los Luvisoles de PT5-PT7 se caracterizan por el contenido más bajo de Feo y Alo, ya que el Feo constituye sólo 1/3 o menos de Fed (Sedov et al., 2001). **Tabla 5.**

### **Mineralogía de Arcillas.**

Entre los paleosuelos estudiados, existen notables diferencias en la composición de los minerales arcillosos. En los patrones de difracción de Rayos X de los suelos modernos, los picos de los minerales cristalinos son muy débiles. Así, junto con las altas cantidades de alofano, se supone que la fracción arcilla está dominada por componentes amorfos. En los paleosuelos PT1-PT4, la haloisita (pico de 10 Å se recorre hacia 7.2 Å después del calentamiento a 110°C) y la haloisita 10 Å (pico de 7.2 Å, cambia a 10.2 Å después del tratamiento con metilformamida) se encuentran presentes en grandes cantidades, acompañadas en algunas ocasiones por pequeñas cantidades de esmectita (el pico de 14-15 Å pasa hacia ángulos más pequeños después del tratamiento con etilenglicol) y caolinita (el pico estable a 7.2 Å, desaparece sólo después del calentamiento a 550°C). En los Luvisoles PT5-PT7 la caolinita se encuentra siempre presente entre los componentes mayores, junto con la haloisita 10Å; mineral arcilloso predominante en el horizonte Bt más bajo del Luvisol PT6 que es el más desarrollado.

El contenido de alofano y la relación alofano/arcilla, parecen ser más altos en los Andosoles modernos, especialmente en el horizonte AC del perfil bajo vegetación de pinos. Todos los paleosuelos contienen menor cantidad de alofano que los suelos modernos. En los Andosoles PT2 y PT3, los valores son relativamente altos- en el rango de 4-7%, en los paleosuelos PT1 y PT4 disminuyen hasta alrededor del 2%, mientras que en los Luvisoles PT5-PT7 presentan el mínimo. (Sedov *et al.*, en prensa). **Tabla 5.**

### **Isótopos estables del carbono del humus**

La relación de isótopos estables del C en el humus de los horizontes Ah, mostró diferencias considerables entre los suelos modernos y los paleosuelos. En los perfiles modernos, bajo bosque de pinos, el valor  $\delta^{13}C$  es el más bajo -24.51 ‰. Este valor se incrementa ligeramente a -22.84 ‰ en el suelo cultivado. En los paleosuelos PT2 y PT3, los valores son definitivamente más altos que en los suelos modernos en el rango de -19.09 a -21.30 ‰, sin embargo, el carbón encontrado arriba de PT2 fue de -24.14 ‰ y el que estaba abajo de PT3 de -23.59 ‰.

Finalmente el valor  $\delta C^{13}$  más alto, es el del humus del paleosuelo PT4  $-17.70 \text{ ‰}$  (Sedov *et al.*, en prensa ).

Las propiedades analíticas de los suelos y paleosuelos, están de acuerdo con la clasificación hecha en campo, basada en descripciones morfológicas (Gama y Solleiro,2001), así como en Sedov *et al.*, 2001) y (Sedov *et al.*, en prensa).

## **7.2 Conjuntos morfológicos de fitolitos en el área de estudio, su interpretación paleoambiental y comparación con registros paleoedafológicos y lacustres.**

Los conjuntos morfológicos de fitolitos mostraron que las formas típicas para pastos prevalecen en todos los paleosuelos, así como en los suelos modernos, incluyendo aquellas que se forman en los bosques de pinos. Los fitolitos de pinos están presentes en no más de-19.2 %, especialmente en el horizonte Ah 0-33 del Perfil Nevado de Toluca. **Figura 13.**

En relación al sistema de clasificación utilizado, para trabajar los morfotipos dominantes en los horizontes Ah representativos de Andosoles modernos y sepultados, y los horizontes BT de los Luvisoles estudiados, se optó por utilizar la clasificación de Fredlund and Tieszen (1994). **Figura 14.**

Este sistema de clasificación está limitado a formas de células cortas de las Poaceas, que representan una familia de pastos (Metcalf, 1960). Las formas de células cortas silicificadas de pastos, han demostrado ser diagnósticas taxonómica y climáticamente. El sistema de clasificación mencionado es relativamente simple pero efectivo y permitió distinguir básicamente entre pastos C4 (Panicoides) y pastos C3 (Poideos). En particular, este esquema de clasificación provee un medio cuantitativo, para calcular la contribución de subfamilias de pastos sensibles a cambios climáticos. También permite entender la variabilidad de los conjuntos modernos de fitolitos, y los procesos responsables de esa variabilidad, para poder interpretar adecuadamente los conjuntos fósiles.

Por lo antes expuesto, y utilizando la clasificación ya mencionada, los morfotipos dominantes en el material estudiado, se presentaron como sigue:

A. Dentro del perfil Nevado de Toluca, en el horizonte Ah 0-33 cm se tiene como forma dominante la llamada "silla de montar", en un 27.8%. (**Figuras 13 y 15**). Esta forma está bien definida en todos los estudios de pastos modernos ( Metcalfe, 1960; Twiss *et al.*,1969; Brown, 1984), y es típica en plantas C4. La principal variante en la clasificación de "sillas de montar" o

Saddles, utilizada por Fredlund *et al.*(1994) y que fue descrita por Mulholland (1989), es el énfasis en la simetría de la sección transversal. **Figura 14.**

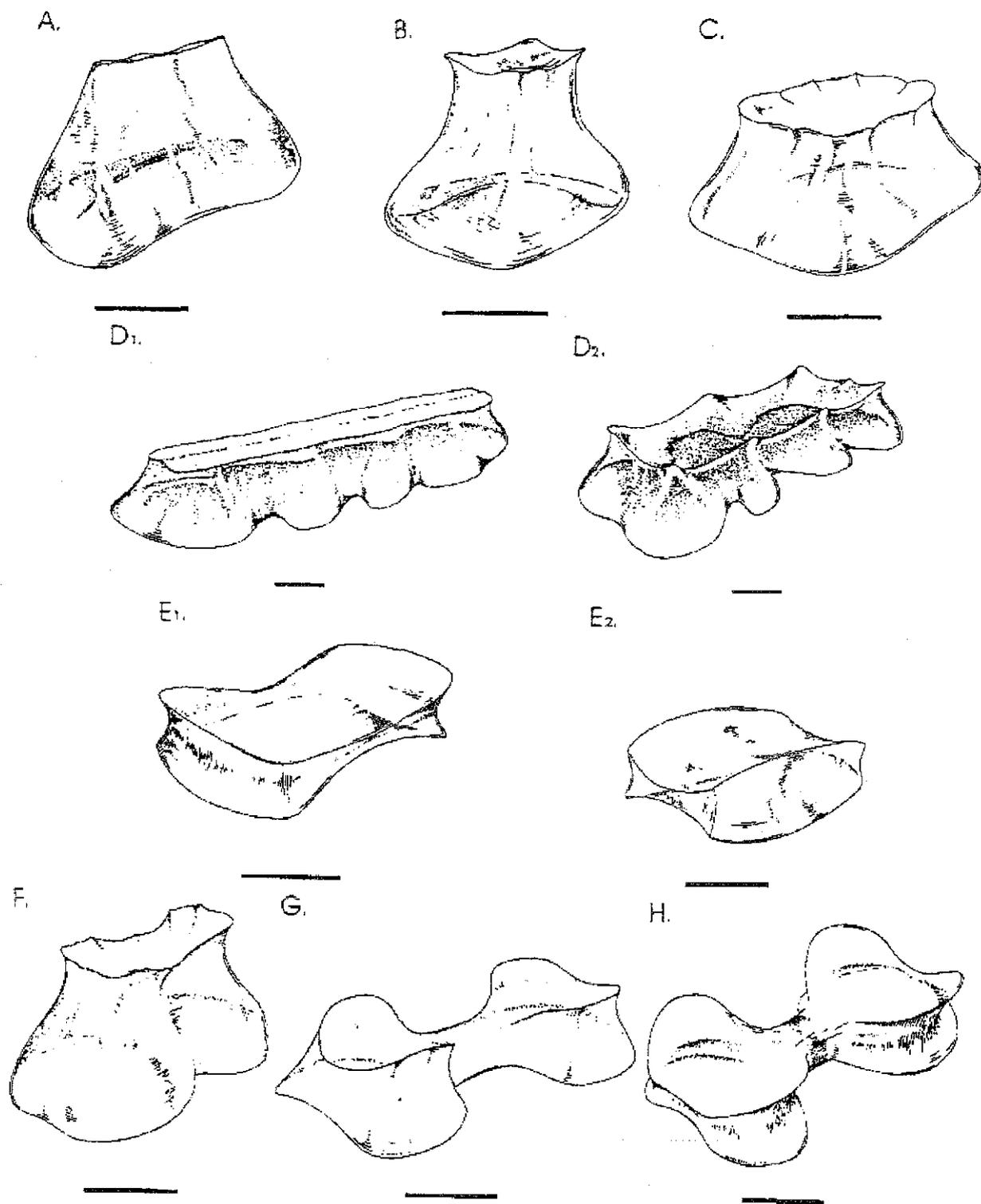
La "silla de montar" tal como es definida por el autor mencionado, puede exhibir tres planos de simetría. Este morfotipo es producido de manera más o menos abundante por varios géneros de la tribu Cloridoide, especialmente *Bouteloua*, que domina en las praderas de pastos cortos de las Grandes Planicies Norteamericanas. Esta forma puede ser elaborada también, por otros géneros de pastos como *Aristida*, *Eragrostis* y *Muhlenbergia*

En este horizonte se presentan también fitolitos de pinos **Figuras 13 y 16.** En esta última figura se observan algunas de las formas más abundantes de fitolitos extraídos de las acículas de los pinos de la zona de estudio. Dichas formas son: células poliédricas (P) que son de las formas más comunes entre las dicotiledóneas arbóreas y Gimnospermas (Bozarth,1992). Los fitolitos poliédricos son formados en las hojas de muchos árboles deciduos y acículas de Gimnospermas. La mayoría de ellas se forman en grupos y son células silicificadas en su totalidad (Rovner,1971; Wilding and Drees 1971; Klein and Geis,1978).

Se tienen también células epidermales de formas muy irregulares (i), como piezas de rompe- cabezas, con paredes onduladas. Este es el mismo tipo de fitolito descrito por Piperno (1988) como anticlinal. Se forma también en muchas hojas de árboles deciduos y acículas de Gimnospermas. Su grado de silicificación varía desde la pared silicificada únicamente hasta la silicificación total del lumen. Por último, se puede observar un tercer tipo de forma que corresponde a una célula elongada del mesófilo en empalizada (m). Igual que en los casos anteriores, se forman en las dicotiledóneas arbóreas y en las Gimnospermas.

Los fitolitos de pinos en el suelo son difíciles de identificar; se producen en poca cantidad y presentan redundancia. La mayoría de las muestras que se pueden localizar en suelos, solo son fragmentos de fitolitos (Rovner,1971). En el siguiente horizonte de este mismo perfil, el AC 33-70, la forma que domina es la Crenada en un 25.8% y 0.25% de fitolitos de pinos. **Figuras 13 y 15.** La forma crenada está descrita en el siguiente inciso.

B. En los horizontes Ah 0-30 cm y BCw 30-75 cm del Perfil T1 (suelo moderno), domina en porcentaje el morfotipo Crenado (45 y 43.8% respectivamente). **Figura 13.** El morfotipo Crenado es comúnmente producido por un buen número de pastos C3 de la subfamilia Pooidea, como son *Festuca*, *Agropyron*, *Hordeum* etc. Es el equivalente al tipo "sinuoso"



**Fig 14. Morfotipos de células cortas típicos de las Poaceae.**

A quilla; B cónico; C piramidal; D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> Crenados; E<sub>1</sub> y E<sub>2</sub> silla de montar; F<sub>1</sub> tipo stipa; G lobado simple; H panicoides.

La escala de la barra representa 5 nm. Según Fredlund and Tieszen (1994).

definido por Mulholland (1989), y el tipo Ih definido por Twiss *et al.* (1969). "Crenado" es un término ampliamente usado en la literatura taxonómica, que describe esta forma general de fitolito. Se caracteriza por tener bordes sinuosos o crenados y sección transversal asimétrica (trapezoidal). **Figuras 14 y 15.** La distribución taxonómica de esta forma, es similar a la del morfotipo Rectangular descrito por Brown (1984).

C. En los horizontes Bw 75-110 cm, BCw 110-135 cm, y C 135-145 cm, que pertenecen a la Unidad edafostratigráfica PT1, aparece como forma dominante la llamada "silla de montar", típica de plantas C4 y cuyas características han sido descritas en el inciso A. Los porcentajes que se presentan, de esta forma, son 40.8, 30.1 y 41.0 respectivamente. **Figura 13.**

D. En los horizontes Ah<sub>2</sub> 15-45 cm y Ah 120-160 cm de la Unidad edafostratigráfica PT2, también domina el morfotipo "silla de montar", con un 34 y un 35.5% respectivamente. **Figura 13.**

E. La Unidad edafostratigráfica PT3, se analizó completa, con los dos paleosuelos que la conforman. En el horizonte Ah 0-6/10 cm se observa como morfotipo dominante la forma de "quilla" con un 30.9%. En el siguiente horizonte Ah 20-40 cm, la forma que sobresale es el Crenado con 48.7%. Continuando con los dos siguientes horizontes de profundidad 40-70 cm y 70-110/120 cm de esta misma Unidad, domina en ellos la forma de "silla de montar" con porcentajes de 29.8 y 32.9 respectivamente. Por último, en el horizonte más profundo de esta Unidad (BC) de 120-182 cm la forma de "quilla" vuelve a ser la que domina con un 31.3%. **Figura 13.**

La forma de "quilla" es equivalente, de manera tosca, a las clases 1c y 1d de Twiss *et al.* (1969). Está incluida por Mulholland (1989) dentro del tipo Rondel. Fredlund *et al.* (1994), la distinguen de otras formas cónicas por la cresta, más que por la punta, lisa o con superficie cóncava. Esta distinción debió hacerse por la correlación de esta variante con la forma cónica, dentro de la especie *Agropiron smithii*. De los fitolitos de células cortas producidos por este género, aproximadamente el 90-95% puede ser clasificado como cónico o de rondel en un sentido amplio, (Mulholland, 1989) **Figura 14.** La mayoría de los fitolitos de células cortas (78%), encontrados por Fredlund *et al.* (1994), en especímenes del género ya mencionado, son de la variante de "quilla" del morfotipo cónico. No se conocen en otros géneros de pastos, niveles específicos de producción de dicha forma. Dentro de este mismo perfil PT3 en el horizonte Ah 20-40 cm, la forma dominante es el tipo crenado con un porcentaje de 48.7. **Figura 13.**

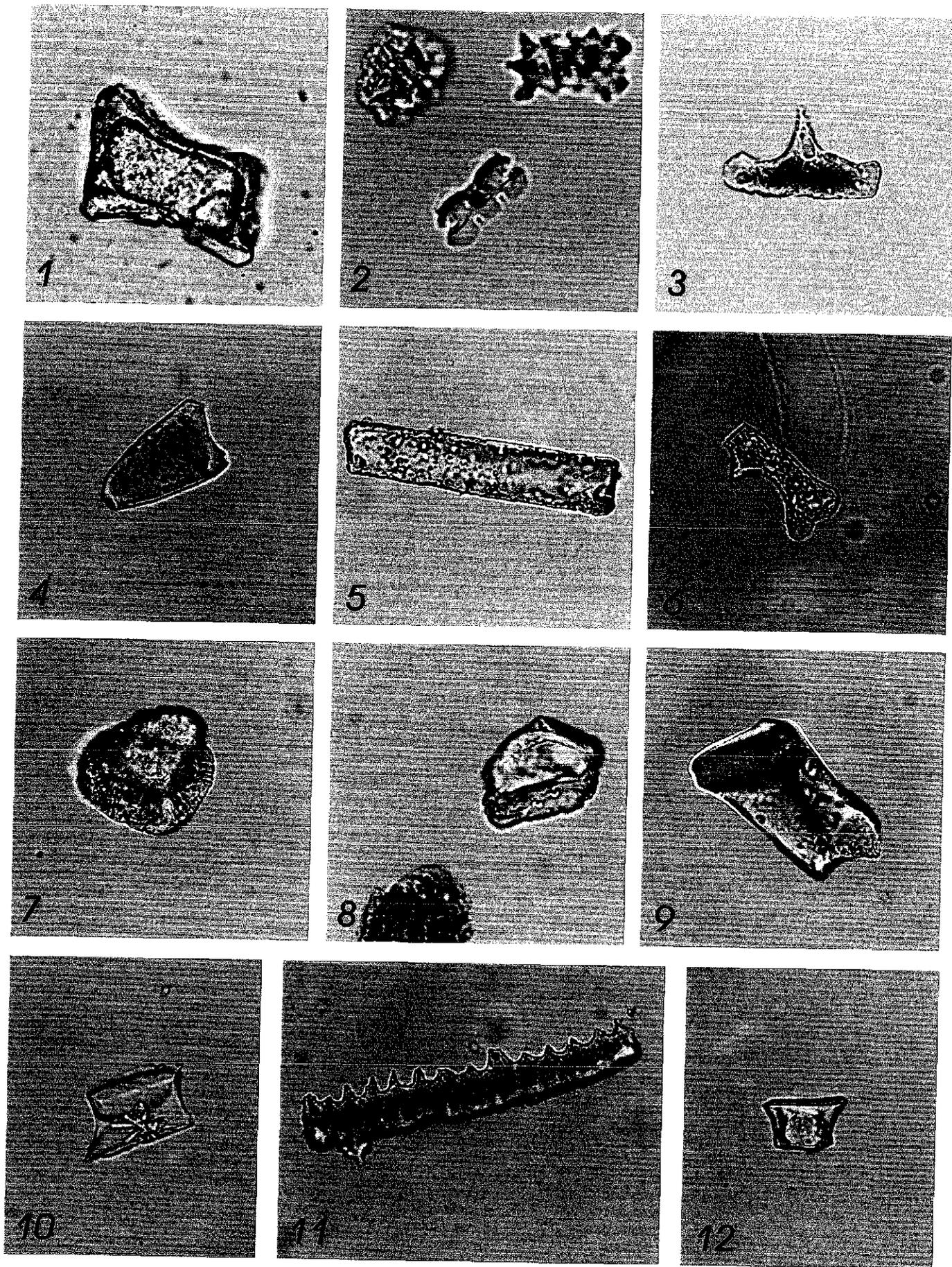


Fig. 15. Principales morfotipos de fitolitos observados en los suelos modernos y paleosuelos estudiados. Microfotografías de *microscopia óptica* 400 X.

74-a

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

F. -En el caso de la Unidad edafoestratigráfica PT4, en su horizonte superior Ah 8-33 cm., la morfología predominante es la de "silla de montar", con un porcentaje de 45.6, descrita en el inciso b). **Figura 13.**

G. En relación al horizonte BT1 30-45 cm de la Unidad edafoestratigráfica PT6, que corresponde a un Luvisol, se observa que el morfotipo dominante es el cónico, con un 50.0%. **Figura 13.** Este tipo de fitolito es circular u oval e incluye todas las formas de células cortas cónicas y cónicas truncadas, excepto las definidas como tipo "quilla". Las cónicas son esencialmente iguales al tipo "Rondel" de Mulholland, siendo producidas comúnmente por los pastos de la subfamilia Pooidea, incluyendo *Poa*, *Festuca* y *Agropyron*, que son pastos nativos C3 (Twiss et al., 1969; Brown, 1984; Twiss, 1992). Aunque esta forma aparece especialmente en pastos C3, todas las subfamilias de pastos forman cantidades traza de este morfotipo general (Mulholland, 1989). **Figuras 14 y 15.**

H. En la Unidad edafoestratigráfica PT7 el horizonte BT1 270-300 cm el morfotipo dominante es el tipo Crenado, con un 47.4% y típico de plantas C3. **Figura 13.** Esta forma ya fue descrita. En estos dos últimos horizontes (PT6 y PT7), la mayoría de los fitolitos presentan numerosos orificios de disolución en la superficie, causados por intemperismo (Sedov *et al.*, en prensa).

I. Por último, en relación a la forma llamada *tipo Stipa*, es posible observarla en los horizontes Ah 0-33 cm (7.1%) y 33-70 cm (0.25%) del perfil Nevado de Toluca. Así mismo, en los horizontes BCw 110-135 cm (5.0%) y C 135-145 cm (5.8%) de la Unidad edafoestratigráfica PT1. Dentro de la Unidad edafoestratigráfica PT2, dicho tipo se presenta en el horizonte Ah 120-160 cm con un porcentaje de 3.2. En la Unidad edafoestratigráfica PT3, aparece en los dos horizontes Ah 0-6/10 cm y 20-40 cm con porcentajes de 2.5 y 1.3 respectivamente, por último se observó también en el horizonte Ah 8-33 cm (1.5%) de la Unidad edafoestratigráfica PT4 **Figura 13.**

Las formas de células cortas lobadas, producidas por *Stipa* son especialmente asimétricas, (trapezoidales) en sección transversal, mientras que los verdaderos bilobados Panicoides, son generalmente más simétricos. En el trabajo de Fredlund *et al.*, (1994), el morfotipo trapezoidal lobado es informalmente llamado "Tipo Stipa". Una característica de este morfotipo es que la superficie superior es lisa, y no presenta ninguna cresta ni faceta secundaria (Mulholland, 1989). Los pastos Panicoides producen pequeñas cantidades de fitolitos de Tipo

*Stipa*. **Figura 14.** Mientras la posibilidad de distinguir no sea taxonómicamente perfecta, el uso de este *Tipo Stipa* en la clasificación, puede darnos un medio para diferenciar conjuntos de praderas dominadas por *Stipa*, de otras comunidades en que prevalecen Panicoides.

J. En cuanto a la forma Lobado simple que es uno de los 4 morfotipos típicos de pastos Panicoides, se encuentra únicamente en el horizonte Ah 0-33 cm del perfil Nevado de Toluca en un 1.6% y es una forma típica de plantas C4. **Figura 13.**

El tipo Panicoides así como las formas de cruz, son producidas abundantemente, pero no exclusivamente, por todos los pastos de la subfamilia Panicoides, incluyendo *Andropogon*, *Panicum* y *Sorghastrum* (Twiss *et al.*, 1969, Brown, 1984, Mulholland, 1989 ) **Figura-14.** Las formas más frecuentes de fitolitos de células largas y cortas de pastos, presentes en suelos modernos y paleosuelos del área de estudio, se presentan en la **Figura 14.**

El estudio morfológico de los fitolitos mostró, que dominaban las formas típicas de pastos en todos los suelos modernos y paleosuelos, incluyendo aquellos que se formaron bajo bosque de pinos. Una opción para explicar este hecho es suponer que los fitolitos de pinos son poco estables. Sin embargo, se sabe que esta interpretación no es válida, ya que Bartoli (1985), y otros grupos de científicos (Bartoli and Wilding, 1980) sugieren que los fitolitos de coníferas son más estables debido a su composición química. Ellos observaron que los fitolitos de algunos pinos (*Pinus silvestris*) tenían un alto contenido de Al (4.4%) y un bajo grado de disolución en comparación con los fitolitos de Haya (*Fagus sylvatica*), cuyo contenido de Al era de 1.7%, y presentaban un alto grado de disolución. Estos autores también reportaron que entre el 60-95% del Al de las hojas, fue incorporado dentro de la estructura de los fitolitos.

Los datos anteriores apoyan la conclusión del trabajo de Hodson and Sangster (1999), que indica que el Al está siempre localizado junto con la sílice, en las hojas de las coníferas. Bartoli (1985), encontró que en los pinos, la relación Al/Si del fitolito completo fue de 8.5, con una relación en la superficie del mismo de 1.5, mientras que en las plantas de Haya la relación tuvo un valor de 18.9 y 8.0 respectivamente. Esto permite concluir que en el pino, ocurre una sustitución isomórfica de Al por Si en la red tetraédrica, lo cual es poco común, y los fitolitos están cubiertos con una forma coordinada octaédrica de Al que los hace más resistentes a la disolución, cuando son comparados con los fitolitos de Haya.

Una explicación más válida y confiable es que simplemente la producción de fitolitos por los pastos, es mucho mayor que la de los árboles. Aún así, se pueden observar diferencias

bien marcadas entre el contenido de fitolitos en suelos modernos bajo bosque y paleosuelos. El suelo moderno contiene 19% y en paleosuelos los fitolitos no representan más del 1.2%. **Figura 13.**

Como ya se mencionó, no se puede explicar satisfactoriamente la disolución o intemperismo selectivo de fitolitos de pinos, ya que éstos son más resistentes que los fitolitos de ópalo, por presentar aluminio, además de sílice en su composición, se supone que estas diferencias reflejan cambios en paleovegetación. Los paleosuelos fueron muy probablemente formados bajo una cubierta vegetal con una contribución mayor de pastos que en la vegetación actual.

A pesar de todo, la mayor parte de la información paleoambiental, procede de los análisis de fitolitos de pastos, que representan la fracción más abundante en todos los conjuntos estudiados. Se sabe que los componentes indicativos de fitolitos de pastos, son las células cortas que tienen morfología específica, de importancia taxonómica. Aún así, contrario al polen, las formas concretas, como por ejemplo "crenados", o "silla de montar", no se utilizan para indicar directamente los taxones de las plantas. (Piperno, 1988, Gol'yeva 1997). Los indicativos son conjuntos o asociaciones de formas que se relacionan a grupos taxonómicos, fisiológicos o ecológicos de las plantas. En el caso de las células cortas de pastos, se ha demostrado en varios estudios que el agrupar las formas de fitolitos según su camino fotosintético C3 o C4, es muy eficiente para reconstrucciones paleoambientales.

En los suelos modernos de pastizales de las Grandes Planicies de los Estados Unidos, se ha demostrado que el conjunto típico para asociaciones dominadas por pastos C3 comprende las formas de crenados, piramidales, cónicos y de quilla. Las asociaciones dominadas por pastos C4, presentan las formas de silla de montar y lobado simple generalmente (Fredlund and Tieszen, 1994). Esta diferencia entre las asociaciones de plantas, tiene proyección ecológica bien definida. Las plantas C3 dominan en las zonas más húmedas y frías y las plantas C4 en las zonas más secas y cálidas. La diferencia entre fitolitos de pastos C3 y C4, ha sido usada con éxito en estudios arqueológicos paleoambientales (Piperno, 1988; McClung *et al*, 1986, 1996.).

En esta investigación, como característica más importante de los conjuntos morfológicos de fitolitos, para interpretación paleoambiental, también se usaron las asociaciones típicas para plantas C3 y C4. Así tenemos que las formas típicas C3 encontradas fueron crenados,

piramidales, cónicos tipo *Stypa* y de quilla; las formas típicas C4 fueron silla de montar y lobado simple. **Figura 13.**

En relación a las llamadas plantas C3 y C4 de las que se hablará en los siguientes párrafos, es conveniente recordar, que esta clasificación se refiere a las dos vías metabólicas fotosintéticas que siguen los vegetales. En las plantas C3, este proceso se inicia con la síntesis de una molécula de tres carbonos ó PGA (Acido fosfoglicérico) y en las plantas C4, la reacción empieza con compuestos de cuatro carbonos (malato o aspartato) (Bidwell,1993). Esta diferencia bioquímica, está relacionada con diferencias anatómicas en las hojas de los dos tipos de plantas; lo que a su vez, las hace mas eficientes en determinados medios ambientes. A las plantas C3 en ambientes húmedos (pastos y árboles) y a las plantas C4 en ambientes secos (aproximadamente el 50% de los pastos).

Se observó que los conjuntos morfológicos de células cortas de pastos, variaron en los diferentes paleosuelos, pero todos conservaron más del 50% de formas típicas para pastos C3. Es conveniente mencionar aquí, que se observaron cantidades altas de fitolitos de células cortas de pastos C4 en los paleosuelos PT1 y PT4 (formas típicas de sillas de montar), pero aún en esos casos, dominaron en el conjunto, fitolitos de plantas C3. **Figura 13.** La relación de los fitolitos que indican pastos C3 y C4 dan la información más adecuada para deducciones paleoambientales. **Tabla 6.** Estas observaciones dan la idea, de que los paleosuelos estudiados experimentaron la alternancia de largos períodos húmedos (dominancia de plantas C3) y cortos períodos secos (invasión de plantas C4). En suelos modernos bajo bosque, dominan formas C3, tanto en horizontes Ah como en AC, generalmente por altas cantidades de formas piramidales, en el horizonte AC se tienen también crenados y cónicos.

En el paleosuelo PT1, se encontraron cantidades altas de fitolitos de tipo C4, que llegan hasta 41%, lo que es mucho más alto que en suelos modernos. Los altos valores de fitolitos C4, se encuentran no sólo en la parte superior del perfil, sino en todos los horizontes, inclusive en C. Se piensa que esto indica la participación de plantas C4, durante todo el tiempo de desarrollo del suelo y el predominio de condiciones climáticas relativamente secas **Tabla 6.**

En el caso del paleosuelo PT2, en ambos horizontes Ah, superior e inferior, aumenta otra vez la concentración de fitolitos tipo C3, pero la cantidad de C4 se queda a nivel más alto que en los suelos modernos (34 y 35%) **Figura 13.**

**Tabla 6.**  
**Relaciones C3 : C4 en los conjuntos morfológicos de fitolitos analizados.**

Sitio	Prof.	% C3	% C4	% Pinos	Relación C3 : C4
<b>Perfil Nevado de Toluca – Suelo Moderno</b>					
Ah	0-33	63.5	36.5	2.3	1.70
AC	33-70	77.0	22.5	0.25	3.42
<b>Perfil T1 – Suelo Moderno</b>					
Ah	0-30	69.2	30.7	----	2.25
BCw	30-75	75.0	25.0	----	3.00
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT1</b>					
Bw	75-110	59.4	40.6	----	1.46*
BCw	110-135	69.2	30.8	1.23	2.24
C	135-145	57.8	42.2	----	1.36*
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT2</b>					
Ah <sub>2</sub>	15-45	66.0	34.0	----	1.94-
Ah	120-160	64.5	35.5	----	1.82-
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT3</b>					
Ah	0-6/10	86.1	13.9	----	6.19-
Ah	20-40	85.8	14.1	----	6.08-
AB	40-70	70.2	28.8	----	2.35*
(B)	70-110/120	67.1	32.9	----	2.03*
BC	120-182	85.4	14.6	----	5.85-
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT4</b>					
Ah	8-33	54.4	45.6	----	1.19*
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT6</b>					
BT1	30-45	71.6	28.4	----	2.52-
<b>Unidad Edafoestratigráfica PT7</b>					
BT1	270-300	81.0	19.0	----	4.26-

\* AMBIENTES RELATIVAMENTE SECOS O MENOS HUMEDOS  
 - AMBIENTES HUMEDOS

En el paleosuelo PT3 se observan valores hasta del 80% de fitolitos C3 en los horizontes Ah. En los horizontes AB y B aumenta la cantidad de fitolitos C4, hasta 32%. Esto nos indica en general, que durante la formación de las Unidades edafoestratigráficas PT2 y PT3, la participación de plantas C3 en la cubierta vegetal fue mayor que en PT1, lo que indica condiciones más húmedas; pero al menos en algunas fases de su desarrollo la importancia de plantas C4 aumentó, indicando algunos períodos de sequía **Tabla 6.**

Analizando el paleosuelo PT4, los fitolitos llegan a la concentración máxima en la secuencia (45%), indicando mayor importancia de plantas C4 durante su desarrollo, así como la presencia de clima relativamente seco.

En los horizontes estudiados de PT6 y PT7, bajan otra vez las cantidades de formas de fitolitos C4, hasta niveles parecidos a los de los suelos modernos. Esto indica predominancia de condiciones húmedas. **Figura 13 y Tabla 6.**

Como conclusión general se puede decir que durante la mayor parte del tiempo de formación de la secuencia estudiada prevalecieron las condiciones húmedas reflejadas en la dominancia de plantas C3, con alternancia de ciertos períodos de sequía, representada por invasión de plantas C4. Estos períodos secos, más pronunciados en el Holoceno temprano, permitieron la formación de la Unidad PT1 y alrededor de 50,000 40,000 años atrás, la formación de la Unidad PT4.

El hecho de que todos los paleosuelos contienen menos fitolitos de árboles que el suelo moderno, está de acuerdo con esta interpretación, tomando en cuenta que las fases de condiciones secas implican aumento de pastizales y disminución de bosques. Comparando los resultados anteriores con las propiedades morfológicas y analíticas de los paleosuelos que presentan la "memoria" del suelo acerca de cambios ambientales, se pensó en dos interpretaciones. La primera estuvo basada en observaciones morfológicas y propiedades físicas y químicas tales como granulometría, contenido de Fe, Al y Si en extracciones selectivas y porcentaje de carbono orgánico. **Tabla 5.**

En toda la secuencia, solamente el paleosuelo PT1 (cambisol ándico) se interpretó como indicador de ambiente relativamente seco. Todos los demás paleosuelos tanto los Andosoles PT2, PT3 y PT4, como los Luvisoles PT5, PT6 y PT7, se interpretaron como indicadores de ambientes húmedos. Como indicadores se utilizó la presencia de horizontes Ah oscuros en Andosoles, semejantes a horizontes húmicos de Andosoles modernos, formados en ambientes húmedos; y

horizontes BT, con abundantes cutanes de arcilla iluviada en los Luvisoles. Estos últimos pueden formarse solamente bajo condiciones de eluviación y fuerte lavado.

Esta interpretación está comprobada por propiedades analíticas como: acumulación de arcilla y Fe libre, que indican intemperismo de minerales primarios, proceso típico para ambientes húmedos, así como concentraciones relativamente altas de aluminio y sílice amorfo en las unidades PT2 y PT3 que también son productos de intemperismo de materiales volcánicos en condiciones de humedad. Para detalles ver en Sedov *et al.*,(2001). En ningún perfil de la secuencia se observaron carbonatos u otros indicadores pedológicos de ambientes secos. Así, la interpretación primaria fue dominancia de condiciones húmedas durante todo el tiempo de formación de las unidades PT2-PT7, que corresponde a todo el Pleistoceno tardío **Tabla 6**.

Se puede observar que la interpretación de fitolitos, comparada con la interpretación primaria, correlaciona bien para el paleosuelo PT1, pero no está de acuerdo con la interpretación de los paleosuelos pleistocénicos PT2-PT7, porque implica por lo menos algunas fases de sequía. Estudios más detallados, como los que se explican a continuación llevaron a la necesidad de cambiar esta interpretación primaria por una secundaria.

**1) Mineralogía de Arcillas** En relación a la fracción arcillosa de esta secuencia, la Haloisita 7 A y la Haloisita 10 A, dominan en los paleosuelos PT1-PT4, como es lo usual en los suelos volcánicos jóvenes. Estas arcillas se forman cuando hay una alta concentración de silicio en la solución del suelo (Parfitt and Wilson, 1985), mientras que en los ambientes donde la concentración de este elemento es baja, predominan el alofano y la imogolita. La tendencia general de la fracción arcilla de los Andosoles es que el alofano domina en condiciones más húmedas, mientras que la Haloisita es más frecuente en condiciones menos húmedas (Shoji *et al.*, 1993). La fracción arcilla en los Andosoles modernos del Nevado de Toluca, formada bajo bosque de coníferas húmedo, está dominada por material amorfo.

En resumen, se concluyó que para Andosoles PT2-PT4 y el Cambisol Andico PT1 la abundancia de Haloisita se puede interpretar como evidencia de la disminución de precipitación y lavado durante algunos períodos de la formación del suelo. Esto está de acuerdo con la interpretación de que el paleosuelo PT1 se formó bajo condiciones climáticas secas cerca del Holoceno medio. La composición mineral de la fracción arcilla refleja algunos períodos de condiciones más secas alternando con condiciones húmedas durante la formación de estos paleosuelos.

En los perfiles PT5-PT7 de Luvisoles, la abundancia (y dominancia en PT6) de Kaolinita es consistente con la interpretación de estos paleosuelos como indicadores de pedogénesis húmeda. (Sedov *et al.*, en prensa).

Aún más importante para esta investigación, es la información obtenida a través de estudios isotópicos de humus. La composición de isótopos estables de Carbono nos da información útil para la diferenciación entre plantas C3 y C4, que se puede comparar directamente y refuerza la interpretación de los conjuntos morfológicos de fitolitos de células cortas.

Los resultados de los isótopos estables del C, en el humus de los horizontes Ah de PT2-PT4, son 4-7% más altos que en el suelo virgen y en el carbón, esta diferencia que se encuentra entre el 1-2%, se puede atribuir a la degradación microbiana (Kelly *et al.* 1998). En los suelos modernos bajo vegetación de bosque y en el carbón los valores del  $C^{13}$  se encuentran en un rango característico para plantas C3. El 2% de incremento en el suelo moderno cultivado se debe, posiblemente al cultivo de maíz establecido en ese sitio, por largo tiempo (planta típica C4). A esto hay que agregar la capacidad del suelo de incorporar el C en los complejos de humus-alofano, lo que aumenta el C secuestrado, en el suelo (Sedov *et al.*, en prensa).

Con los resultados de la mineralogía de arcillas y de la composición isotópica se llegó a una interpretación secundaria que indica que por lo menos durante la formación de los paleosuelos Pt1-PT4, hubo alternancia de períodos húmedos y secos. Las condiciones secas fueron más pronunciadas en el período de formación del suelo PT4 que tiene valores más altos de  $C^{13}$ . Esta alternancia se refleja nada más en los bloques de "memoria" de suelo que son capaces de guardar la información de períodos secos o con humedad deficiente. Mientras las propiedades usadas para la interpretación primaria reflejan nada más fases húmedas y permanecen durante las fases secas.

Con esto se puede observar que la interpretación de fitolitos correlaciona muy bien con la interpretación secundaria, considerando, inclusive, los valores más altos de  $C^{13}$  con la cantidad de fitolitos del tipo de silla de montar en la Unidad PT4. Ambas propiedades indican invasión de plantas C4 y condiciones más secas. De esta manera, se puede afirmar que los

fitolitos presentan un bloque de memoria de suelo más sensible a los cambios ambientales, que reflejan tanto fases húmedas como fases secas.

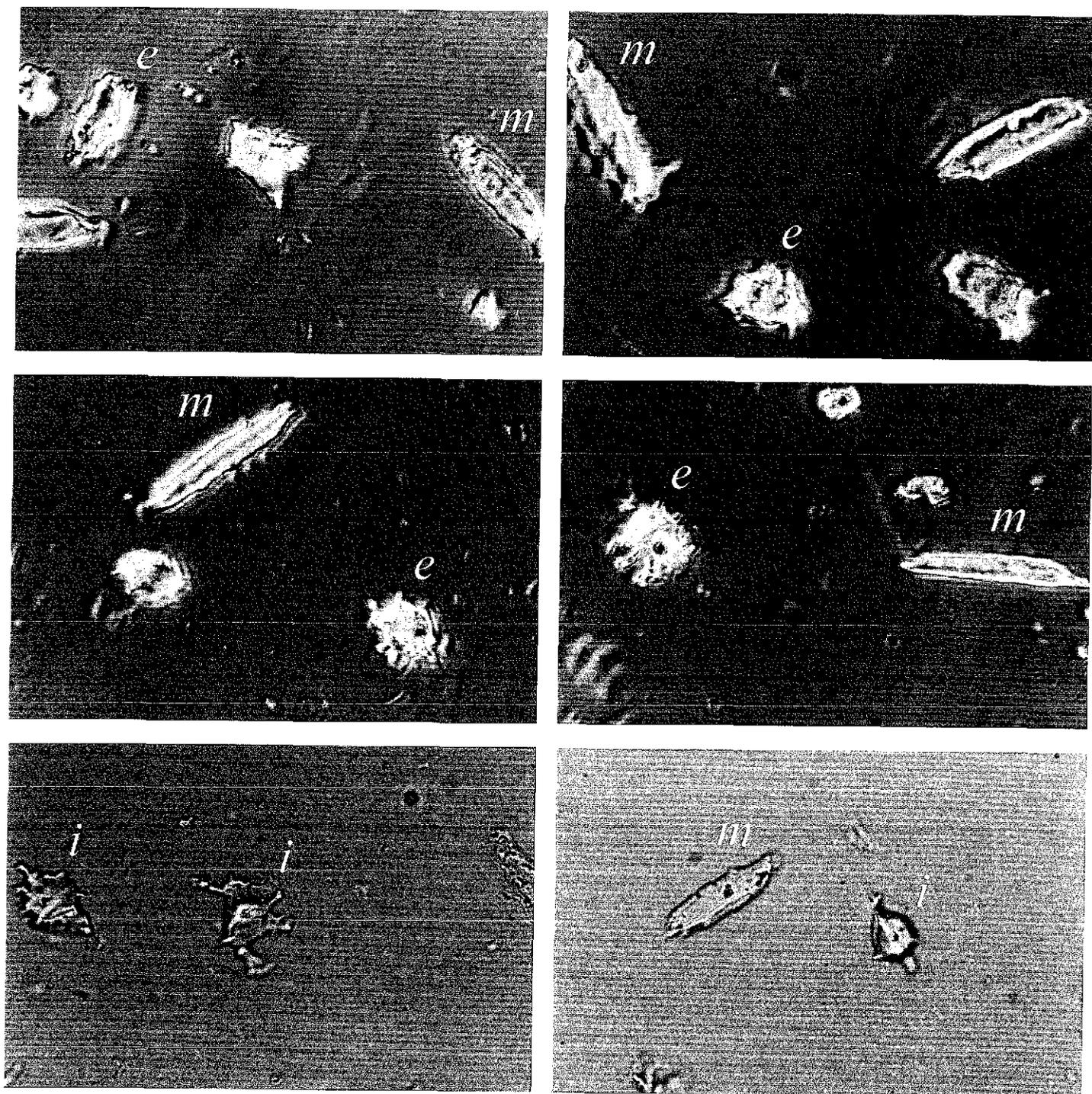
Por otro lado, los sedimentos lacustres representan hasta ahora, los registros paleoambientales más importantes. Las características que utilizan para reconstrucción paleoambiental son: conjuntos palinológicos, grupos de diatomeas, propiedades magnéticas y propiedades sedimentológicas.

La composición de los minerales arcillosos, la relación del C isotópico del humus y la morfología de los fitolitos permiten pensar que estos paleosuelos experimentaron la alternancia de condiciones húmedas y relativamente secas durante su formación. Estas evidencias están de acuerdo con los datos de registros lacustres publicados (Watts and Bradbury, 1982, Straka and Ohngemach, 1989; Lozano-García et al., 1993; Lozano-García and Ortega-Guerrero, 1994; Ortega-Guerrero et al. 2000), los cuales muestran episodios de clima seco para este intervalo, especialmente bien expresados durante el Último Máximo Glacial. La conclusión acerca de la existencia de un clima relativamente seco durante el Holoceno temprano, surge de los estudios de sedimentos lacustres y de la interpretación del paleosuelo PT1 basada en la mineralogía de las arcillas y en el conjunto de fitolitos reportados.

La comparación de los registros lacustres y los conjuntos morfológicos de fitolitos, proporcionan la oportunidad para comparar polen y fitolitos (las dos clases de microfósiles más útiles para reconstrucción paleoambiental) desde el punto de vista del tipo de información que originan. En general, esta inquietud fue considerada tiempo atrás por Gol'yeva (1997). Aquí podemos precisar esta comparación para el caso del centro de México.

1).-Los fitolitos permanecen en suelos y sedimentos en condiciones menos restringidas que las requeridas por el polen. En los paleosuelos la mayor parte del polen está destruido, pero los fitolitos permanecen, suelen ser de origen local generalmente, por lo que se tiene una representación más exacta de la cubierta vegetal de un sitio dado. En los fitolitos, las formas individuales no son indicativas de taxa específicos y solo son útiles las asociaciones de formas para indicar grupos taxonómicos o ecológicos de plantas.

2).-En el caso de México, los sedimentos lacustres pertenecen a cuencas cerradas y las partículas de polen vienen de toda la cuenca. Los tipos morfológicos de polen son más especializados, por lo cual el polen tiene resolución taxonómica más alta. Ambos elementos son



**Fig. 16. Principales morfotipos de fitolitos extraídos de las acículas de *Pinus sp.* presente en el perfil Nevado de Toluca. Microfotografías de microscopio óptico con contraste de fase 400 X.**

82a

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

fuentes de información complementaria y es conveniente utilizar ambas fuentes como lo han hecho diferentes investigadores (Kealhofer and Piperno, 1994; Kealhofer L. and D. Penny, 1998).

### **7.3. Acumulación e intemperismo de fitolitos en suelos modernos y paleosuelos.**

#### **7.3.1. Cuantificación de los fitolitos y su distribución en los perfiles**

Como ya se ha mencionado en la parte de materiales, fueron seleccionados para este análisis seis perfiles modales

#### **A -Perfiles de Andosoles modernos bajo vegetación natural (bosque de pinos con cobertura de pastos bien desarrollada)**

**Perfil Nevado de Toluca.** Localizado en la pendiente norte del Nevado de Toluca, que presenta tres horizontes. El primero de 0-33 cm. de espesor, con un 8.2% de fitolitos de la fracción de limo grueso; en el segundo (de 33-70 cm.), este contenido decrece a 7.5% y en el tercero (>70 cm.), el ópalo biogénico prácticamente desaparece como puede observarse en la **Figura 17, gráfica 3.**

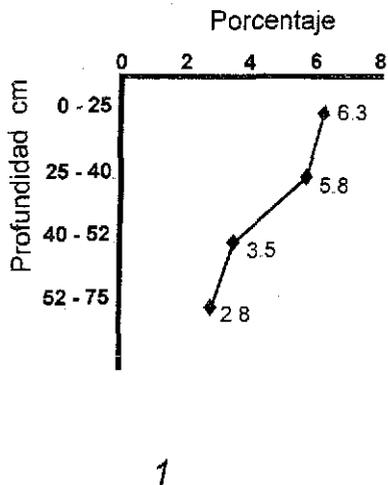
**Perfil M1.** Situado en un antiguo cráter volcánico de San José Mezapa, Edo. de México. **Figura 17, gráfica 1.** El perfil presenta cuatro horizontes. En el horizonte superficial de 0-25 cm. se observa un 6.3% de fitolitos de la fracción de limo grueso, contenido que decrece suavemente hacia la siguiente profundidad de 25-40 cm. Esta cantidad disminuye a 3.5% en la profundidad de 40-52 cm. y en el último horizonte de 52-75 cm., todavía se tiene una cantidad significativa de 2.8% de partículas de sílice biogénica.

#### **B.-Perfiles de Andosoles modernos afectados por actividad antrópica**

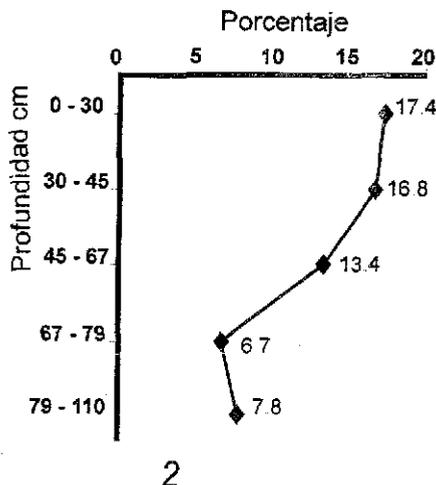
**Perfil T1.** Se encuentra en la cantera Arroyo la Ciervita, al norte del Nevado de Toluca, sembrado usualmente con maíz. **Figura 17, gráfica 4.** Este perfil presenta cinco horizontes. En la capa superficial de 0-40 cm., encontramos un porcentaje de fitolitos de 11.1% de la fracción de limo grueso, el cual decrece abruptamente a 3.6% en la profundidad de 40-82cm. En la siguiente profundidad de 82-117 cm. el decremento es hasta 1,4%; esta cantidad rápidamente pasa a 0.16% en la profundidad de 117-133 cm. y las partículas de sílice biogénica desaparecen prácticamente después de los 133 cm.

**Perfil M2.** Localizado en San José Mezapa, cerca del perfil M1, cultivado hasta hace poco tiempo, pero ahora bajo vegetación de pastos **Figura 17-gráfica 2.** Está representado por

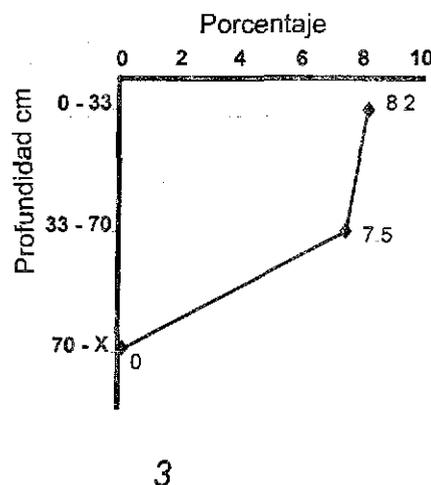
Perfil M1 San José Mezapa,  
Suelo moderno sin cultivar



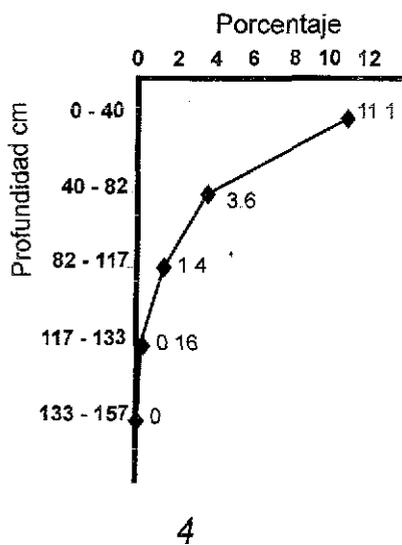
Perfil M2 San José Mezapa,  
Suelo moderno cultivado



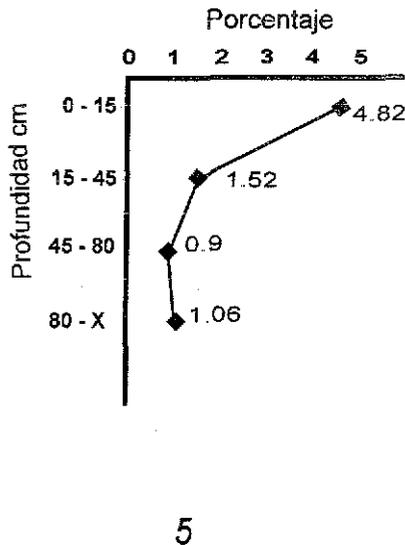
Perfil Nevado de Toluca,  
Suelo moderno sin cultivar



Perfil T1 Arroyo la Ciervita,  
Suelo moderno cultivado



Arroyo la Ciervita,  
Paleosuelo PT2



Arroyo la Ciervita,  
Paleosuelo PT3

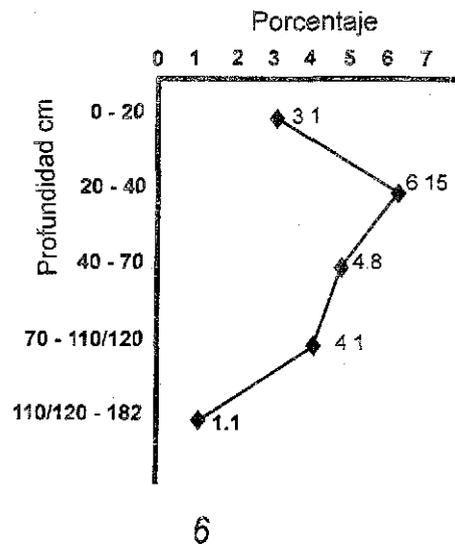


Fig. 17. Contenido de Fitolitos y su distribución en perfiles de suelos modernos y paleosuelos.

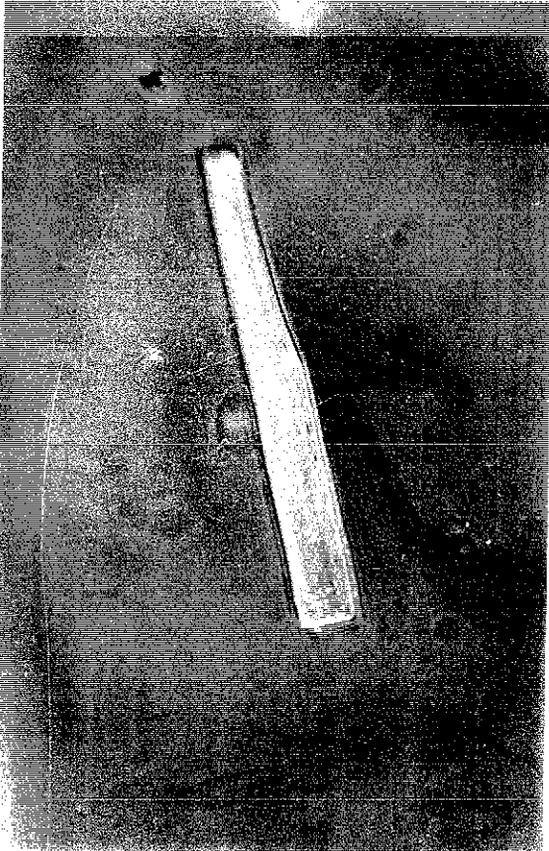
cinco horizontes. En la capa superficial de 0-30 cm. se encontraron 17.4 % de fitolitos de la fracción de limo grueso; el porcentaje más alto de todos los perfiles estudiados. En este suelo el contenido de fitolitos decrece de manera poco significativa con la profundidad. En el horizonte de 30-45 cm. se tiene un 16.8%, y en el tercero (45-67 cm.), todavía se conserva un 13.4% de fitolitos. En la profundidad de 67-79 cm, el porcentaje cambia, el decremento es notable y se tiene aproximadamente la mitad de fitolitos, (6.7%), que en el horizonte anterior. Por último en la profundidad de 79-110 cm., se observa un ligero aumento con relación a la cifra anterior, hasta 7.8% de estructuras de sílice biogénica.

### **C.- Paleosuelos.**

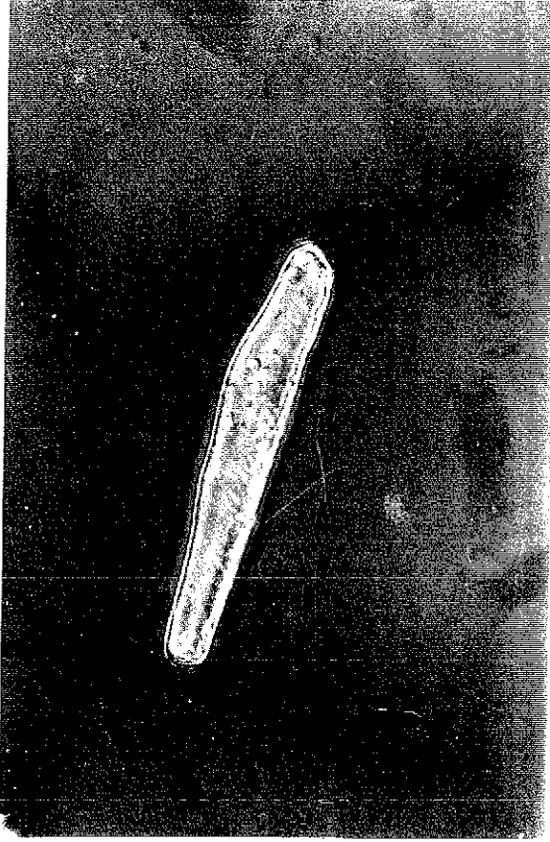
**Unidad edafoestratigráfica PT2.** Localizada en la cantera Arroyo la Ciervita, al norte del Nevado de Toluca. (Esquema estratigráfico de Sedov *et al.*, 2000). Para este análisis, se estudió el perfil completo formado por cuatro horizontes, con un decremento ligero en el contenido de fitolitos, entre cada uno de ellos. En el horizonte superficial de 0-15 cm. se encuentra un 4.82% de fitolitos de la fracción de limo grueso; en el segundo (profundidad de 15-45 cm.), este porcentaje desciende a 1.52%. En el tercer horizonte comprendido entre 45-80 cm., el porcentaje de estructuras de ópalo biogénico alcanza 0.98%, cantidad muy semejante (1.06%) a la que encontramos en la última profundidad, que es de 80 cm. en adelante. **Figura 17-gráfica 5.**

**Unidad edafoestratigráfica PT3.** Paleosuelo inferior, localizado en el mismo sitio del paleosuelo anterior. Se analizó el perfil completo y presenta cuatro horizontes. Su comportamiento, como se puede ver en la **Figura 17-gráfica 6**, es diferente a los perfiles anteriores ya descritos. En el horizonte superficial de 0-20 cm. se tiene un porcentaje de fitolitos de 3.1% de la fracción de limo grueso, en el segundo (profundidad de 20-40 cm.) se presenta el máximo contenido de 6.15 %, inmediatamente hacia abajo en profundidad (40-70), se presenta un porcentaje de estructuras silíceas de 4.8%, para continuar con 4.1% entre los 70-110/120 cm. Finalmente, en el último horizonte (120-150 cm.) se tiene todavía un 1.1% de fitolitos

En general, con excepción del perfil Nevado de Toluca, se puede decir que la cantidad de ópalo biogénico decrece, muy lentamente, conforme aumenta la profundidad, encontrando todavía hasta un 1% y a veces un poco más, en la parte media de los perfiles estudiados. Esto no es usual para otros tipos de suelos, especialmente en ambientes húmedos y boscosos, donde el



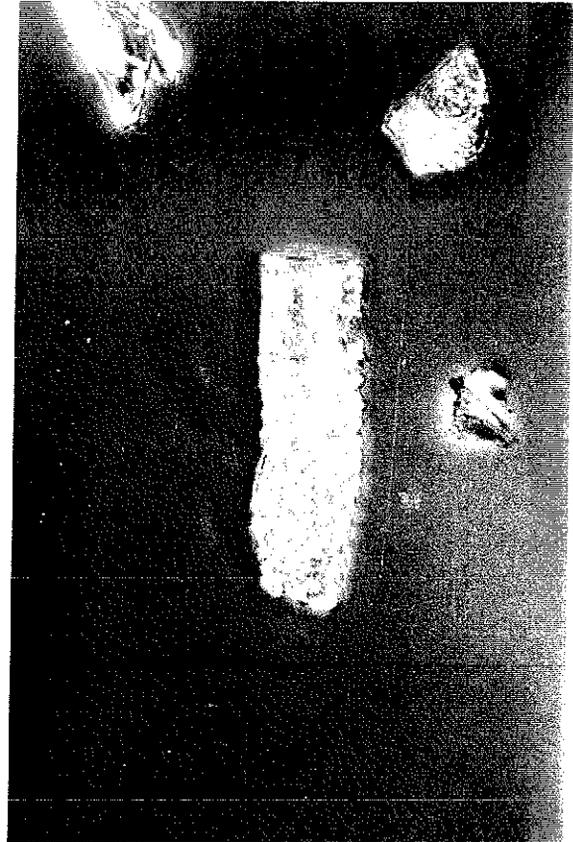
Clase 1 - no intemperizado



Clase 2 - intemperismo bajo



Clase 3 - intemperismo medio



Clase 4 - intemperismo alto

**Fig. 18. Clases de intemperismo. Microfotografías de microscopio óptico 400 X.**

contenido de fitolitos decrece drásticamente con la profundidad En los paleosuelos, el contenido de fitolitos fue un poco menor, entre 4 y 6%, comparado con los suelos modernos.

### **7.3.2 Indicadores de intemperismo en la morfología superficial de los fitolitos**

Existen estudios de intemperismo en diferentes minerales, utilizando el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), para observar su superficie. Entre ellos se encuentra el estudio de la alteración en feldespatos de Read *et al.* (1996), y el de Marcelino y Stoops (1996) en granos de cuarzo de suelos arenosos, los cuales reportan un método semicuantitativo, desarrollado para evaluar los diferentes grados de intemperismo en dichos materiales.

En este trabajo, las observaciones con MEB **Figura 19**, revelaron características de intemperismo en la superficie de los fitolitos, similares a las ya reportadas por Alexandre *et al.*, (1994). Estas son microcavidades de diferente tamaño (2-10 micras), irregularmente distribuidas en la superficie, que se distinguen fácilmente de las perforaciones uniformes, regulares, presentes en algunos tipos de fitolitos frescos de plantas (Pearsal and Dinan, 1992) Para estos estudios se tuvo cuidado en asegurarse que los pretratamientos dados a las muestras estudiadas, no afectaran la superficie de los fitolitos, para no confundir las microcavidades naturales con artificios de la técnica utilizada. Entre los pretratamientos dados, el que requirió especial atención fue el de Ditionito-Citrato-Bicarbonato (DCB) de Mehra y Jackson,(1960) para remoción de hierro, ya que las soluciones de estos compuestos tienen pH alcalino, que pueden solubilizar la sílice amorfa.

Por lo anterior, se hizo una prueba tratando los fitolitos extraídos de la planta, sin estar intemperizados inicialmente, se trabajó con DCB y se observaron bajo MEB, sin encontrar rasgos de alteración.

Principios que se usaron para determinar las clases de intemperismo.

- 1) Patrón de distribución de las microcavidades en la superficie de los fitolitos (se encuentran en toda la superficie o solo en algunas zonas).
- 2).-Número de microcavidades en la superficie.
- 3).-Interrelación entre las microcavidades (aisladas o se comunican entre sí).

Para estudios de intemperismo se seleccionaron fitolitos de células largas de pastos, dado que son células grandes y que originalmente presentan superficies lisas. En ellas fue fácil observar las microcavidades. De esta manera se determinaron 4 clases de intemperismo: **Figura 19**.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



Clase 2 - intemperismo bajo



Clase 4 - intemperismo alto



Clase 1 - no intemperizado



Clase 3 - intemperismo medio

Fig. 10 Clases de intemperismo

-Clase 1 no intemperizados. Sin cavidades ó de 1-5 cavidades en la estructura silíceas, distantes una de otra.

-Clase 2 con intemperismo bajo. Cavidades muy pequeñas, (2-5 $\mu$ ); la mayoría de ellas no están interconectadas, y cubren una mínima parte de la superficie del fitolito.

-Clase 3 con intemperismo medio. Cavidades parcialmente interconectadas, formando grandes perforaciones (5-10 $\mu$  de diámetro), que ocupan el 50% o más de la superficie total, aunque la morfología original está bien preservada en algunas áreas.

-Clase 4 con intemperismo alto. La morfología original no está bien preservada, toda la superficie está ocupada por cavidades de diferente tamaño, entre 2-10  $\mu$ .

Estas microcavidades se observan bien bajo MEB con aumentos altos, pero la configuración general de la superficie (lisa o rugosa por la presencia de estas alteraciones), se observa muy bien bajo microscopio óptico, equipado con contraste de fase. Con esta técnica también se clasificó a los fitolitos dentro de las cuatro clases de intemperismo. **Figura 18.** El conteo se llevó a cabo en 100 cuerpos silíceos de células largas, que fueron colocados en alguna de las clases de intemperismo establecidas. En relación a la cuantificación de fitolitos de las diferentes clases de intemperismo, **Figura 20**, se pueden observar diferencias entre los horizontes estudiados.

En el perfil T1, un suelo moderno presente en la secuencia de Toluca, el mayor porcentaje de fitolitos cae dentro de la categoría de no intemperizados o frescos (65%) y con intemperismo bajo (27%) **Figura 20.**

El perfil M1 de San José Mezapa, suelo moderno sin cultivar, muestra el máximo porcentaje de fitolitos en la clase de no intemperizados (88%), un pequeño porcentaje (9%) en la de bajo intemperismo y el resto de ellos (3%), se colocó entre los de intemperismo medio. No se tienen en este horizonte fitolitos con intemperismo alto, debido tal vez a la presencia de materiales más recientes (Palacios *et al*, 1986).

Por último, en el paleosuelo PT3 presente en la secuencia de Toluca, la condición cambia y el máximo porcentaje de fitolitos (50%), pertenece a la categoría de bajo intemperismo así como un porcentaje casi igual (42%) a los no intemperizados o frescos. Los restantes (8%) se encuentran entre las categorías de intemperismo medio y alto.

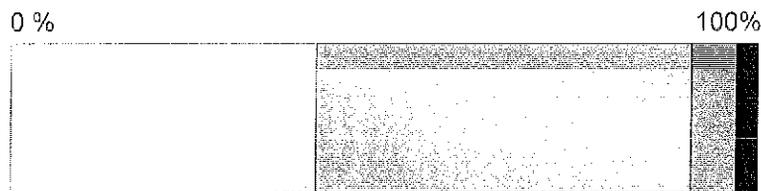
Perfil T1 Arroyo la Ciervita,  
Suelo moderno cultivado, 0 - 40 cm



Perfil M1 San José Mezapa,  
Suelo moderno sin cultivar, 0 - 25 cm



Arroyo la Ciervita,  
Paleosuelo PT3, 20 - 40 cm



□ Fresco    □ Bajo    □ Medio    □ Alto

Clases de intemperismo de fitolitos

**Fig. 20. Cuantificación de fitolitos de diferentes clases de intemperismo**

En resumen, la distribución de los fitolitos con base en las cuatro clases de intemperismo (**Figura 20**), mostró claramente que en los horizontes húmicos de suelos modernos, dominan las estructuras no intemperizadas, mientras que en los paleosuelos, en la mayoría de los fitolitos se obtuvieron diversos grados de intemperismo, dominando los que pertenecen a la clase de intemperismo bajo o medio y muy pocos (menos del 10%) los que pertenecen a la clase de intemperismo alto.

### **7.3.3. Interacción de acumulación e intemperismo y su influencia en la memoria de fitolitos**

Analizando los perfiles modales estudiados, se puede observar que la cantidad de ópalo biogénico decrece muy lentamente conforme aumenta la profundidad; encontrándose todavía hasta un 1% ó más en la parte media de estos perfiles (70 cm.). Este comportamiento no es usual en otros tipos de suelos, donde el contenido de fitolitos decrece drásticamente con la profundidad. (Gol'yeva, A.,1996, Kamanina,1997). La probable explicación de este fenómeno parece ser la presencia y comportamiento de la fauna del suelo (bioturbación) que produce una traslocación de los fitolitos de los horizontes Ah hacia las capas inferiores, a través de poros y fisuras, donde permanecen casi inalterados. En estas últimas capas se encuentran protegidos del intemperismo microbiológico que es muy activo en los horizontes superficiales.

Una situación particular en relación a este comportamiento, se puede observar en el perfil Nevado de Toluca, en el cual los fitolitos ya no se presentan a los 70 cm. Este caso especial, parece ser el resultado de que el material parental, consiste en pómez joven muy fresca, y por lo mismo sin tiempo aún para presentar procesos pedogénicos, en particular pedoturbación que, como ya se ha mencionado, mueve los fitolitos a los horizontes inferiores del perfil. **Figura 17, gráfica 3.**

En los horizontes Ah de los perfiles de Andosoles modernos ( Nevado de Toluca, perfil T1, perfil M1 y M2), el contenido de fitolitos comprende entre el 6-10% de la fracción de limo grueso, porcentaje que es 6-8 veces más alto que en la mayoría de los suelos zonales ( Fredlund and Tiezen 1994, Jones and Beavers 1964, Kamanina,1996). Estas concentraciones se parecen a las encontradas por García-Calderón (1993) en suelos volcánicos modernos de México.

La acumulación tan alta de fitolitos, en suelos derivados de sedimentos volcánicos, tiene como posible explicación, el alto contenido de silicatos inestables, del tipo del vidrio volcánico que contienen, como parte de la composición del material parental (Shoji, 1986)). Estos silicatos

al intemperizarse, liberan un gran volumen de sílice que pasa a la solución del suelo (Yamada and Shoji 1983, Yamada,1988). Esto a su vez, favorece el hecho de que las plantas tengan la suficiente cantidad de sílice que será utilizada, entre otras cosas, para la formación de más fitolitos.

En suelos de regiones templadas o tropicales, desarrollados en sedimentos volcánicos, como los de esta investigación, los minerales primarios del material parental, muy inestables, entre ellos el vidrio volcánico y las plagioclasas, se van a alterar rápidamente originando una sobresaturación de sílice en el agua del suelo. Esto, da como resultado la conservación de los fitolitos en buena cantidad. Por el contrario, en suelos templados ó tropicales formados en otro tipo de sedimentos, los minerales que se encuentran en mayor cantidad son estables, como el cuarzo y los minerales arcillosos, que no van a liberar sílice por intemperismo a la solución del suelo, en cantidad significativa. De esta manera, la sílice necesaria en el ciclo biogeoquímico de este elemento, va a surgir del intemperismo de los fitolitos existentes en el suelo. Esto, a su vez, da origen a un decremento algunas veces considerable, en la cantidad de estas estructuras biogénicas (Alexandre et al.,1997, Drever, 1994).

La acumulación de fitolitos en el suelo, también depende del tipo de vegetación: la sustitución de la vegetación de un bosque natural por pastizal, causa un incremento considerable en el contenido del ópalo biogénico. (Wilding et al.,1971).

Relacionado con lo anterior y dentro de los perfiles estudiados, se observa un notable incremento (17%) en la cantidad de fitolitos, del horizonte Ah en el perfil M2, de la localidad de San José Mezapa. **Figura 17 gráfica 2**. Esto se debe probablemente a la cubierta de pastos que ha tenido en los últimos años, ya que en el pasado fue cultivado con maíz durante largo tiempo (Palacios *et al.*,1986). Los pastos son productores muy eficientes de fitolitos, incluso como se ha visto en los resultados de morfología, las formas de pastos son dominantes en los conjuntos morfológicos formados bajo bosque. Esta característica es útil para la determinación de cambios de vegetación inducida. Los fitolitos se localizan a través de todo el perfil, particularmente hasta la parte media, a los 70 cm.

En el caso de los paleosuelos estudiados, que fueron formados en un período de tiempo largo, se observa que las cantidades de fitolitos son mas pequeñas (especialmente en la Unidad PT2), que en los suelos modernos **Figura 17 gráfica 5**. Esta observación presenta una contradicción aparente con lo esperado: se esperaba encontrar una mayor acumulación en

relación directa con el tiempo (debido a que más generaciones de plantas contribuirían a la reserva de fitolitos en el suelo), pero no así en relación al intemperismo.

Este fenómeno no puede ser explicado con la suposición de que los fitolitos son estables en suelos y se están acumulando constantemente. Es necesario incluir la hipótesis de pérdida de los fitolitos por intemperismo. Las observaciones microscópicas sobre rasgos de intemperismo superficial, ayudan a sostener esta hipótesis. **Figuras 18 y 19.**

El hecho de que la mayoría de los fitolitos en los paleosuelos estén morfológicamente intemperizados, mientras que en los suelos modernos la mayor parte de ellos están frescos, lleva a la conclusión de que la disolución de los fitolitos es más intensa en los suelos antiguos. Así, el equilibrio entre la Si que entra (con residuos de plantas) y la que sale (debido al intemperismo) cambia hacia una concentración de fitolitos resultante más baja en suelos antiguos. En lugar de acumularse los fitolitos con el tiempo (como puede suponerse por el modelo que no involucra el intemperismo de los mismos) la estabilización o aún el decremento en el contenido de ellos son posibles. El pensar que el intemperismo de los fitolitos es más intenso en los paleosuelos que en los suelos modernos se puede explicar a través de las clases de intemperismo obtenidas. **Figura 20.**

En los suelos modernos, menos desarrollados, los componentes muy inestables (vidrio volcánico) son todavía abundantes, y su disolución es la fuente principal de aportación de Si a la solución del suelo. De este modo los fitolitos están protegidos del intemperismo, por la presencia de componentes más inestables. En los paleosuelos más desarrollados el material está más alterado, lo cual se comprobó por la acumulación de productos de intemperismo (Fe, Al y Si extractables con soluciones específicas) y arcilla **Tabla 5.** La fuente de componentes inestables está parcialmente agotada, por lo que el ataque de disolución es directo al ópalo biogénico.

La disolución de estos cuerpos silíceos, produce numerosas cavidades que incrementan el área superficial de las partículas de fitolitos haciéndolos más susceptibles a un intemperismo posterior. Por lo tanto se presume, que el intemperismo de los fitolitos es un proceso que se acelera por sí mismo, con un efecto de retroalimentación positiva. Esta parece ser la razón de porqué en los paleosuelos estudiados, donde en general los fitolitos están intemperizados, existen pocos que pertenecen a las clases de intemperismo medio y alto. Las partículas de estas clases tienen una área superficial muy grande y llegan a ser más inestables a mayor intemperismo, disolviéndose en el medio.

Varios trabajos anteriores, especialmente los relacionados con estudios arqueológicos, aceptan como un hecho que los fitolitos en suelos y sedimentos son estables. Se piensa que los conjuntos morfológicos de fitolitos representan el registro de la paleovegetación existente durante todo el tiempo de formación del suelo o sedimento donde se encuentran, pero los resultados de esta investigación muestran la posibilidad de que una parte de la memoria de fitolitos se pierde por intemperismo.

Se puede predecir la interrelación del tamaño de esta parte perdida con el grado de desarrollo del suelo o paleosuelo. Se supone que esta pérdida de memoria, aumenta en suelos que tienen un período de formación largo y un grado de desarrollo más alto, por dos razones:

- 1) Existe más tiempo para el intemperismo de los fitolitos.

- 2) Los suelos con más alto grado de intemperismo tendrán por lo mismo, menos cantidad de minerales estables que puedan proteger a los fitolitos.

Para la secuencia de paleosuelos estudiada, se supone que esta pérdida es mayor en los Luvisoles PT6 y PT7.

Basándose en observaciones micromorfológicas, se considera que los fitolitos en el horizonte BT de los Luvisoles PT5-PT7, son relictos de un estado de desarrollo previo de los Andosoles, cuando esta parte del perfil correspondió a los horizontes Ah-AB del Andosol anterior. En el caso de las unidades PT5-PT7, los conjuntos de fitolitos en los horizontes BT, reflejan la cubierta vegetal de los estados iniciales de desarrollo del paleosuelo.

## CONCLUSIONES

Los fitolitos como indicadores paleoambientales, representan un material significativamente resistente a la descomposición, con suficientes diferencias morfológicas de importancia taxonómica y que se producen en cantidad adecuada, para reflejar la naturaleza de la asociación vegetal completa de donde se derivan.

Los pastos, que forman una densa cubierta en los bosques de coníferas del área de estudio, contribuyen mucho más a la población de fitolitos del suelo (80%), que los árboles. En todos los casos estudiados los fitolitos de estas Gramíneas representan la mayor parte de la memoria de la cubierta vegetal y son los más importantes para reconstrucciones paleoambientales.

El esquema de clasificación morfológica utilizado, permitió diferenciar los fitolitos de pastos C3 y C4. La interrelación entre estos dos grupos nos da un índice muy importante y necesario para la interpretación de los conjuntos morfológicos de fitolitos en los paleosuelos del centro del Eje Neovolcánico Transmexicano.

En el área de estudio, los conjuntos morfológicos de fitolitos presentes en los paleosuelos, confirman que prevalecieron condiciones húmedas dentro de la mayor parte del Cuaternario tardío, con algunas fases de sequía bien marcadas en el Holoceno temprano y en el periodo comprendido entre 40 ó 50 000 años antes. Esto está de acuerdo con la interpretación paleoambiental de las propiedades edafogénicas de los paleosuelos y con los resultados que ofrecen los registros lacustres.

Se comprobó que los fitolitos en los suelos y paleosuelos volcánicos de México, no son entidades totalmente estables y están sometidos a procesos de intemperismo. En los paleosuelos, la acumulación de fitolitos es menor que en los suelos modernos, por su mayor grado de intemperismo. Esto se comprobó al obtener un contenido más alto de los fitolitos morfológicamente intemperizados.

El intemperismo más intenso de los fitolitos, está relacionado con el mayor grado de alteración de la matriz mineral en los paleosuelos. La consecuencia de esto es que los conjuntos morfológicos de fitolitos reflejan con mayor precisión la fase final de su desarrollo.

La alta acumulación de fitolitos en los suelos volcánicos estudiados, es el resultado de la modificación de la dinámica del silicio en el suelo, donde influye la presencia de vidrio volcánico en gran proporción. Por alteración de este último hay aporte de grandes cantidades de sílice a la solución del mismo. Posteriormente los fitolitos acumulados en los horizontes superficiales, se incorporan a los horizontes *inferiores del perfil* a través de bioturbación.

## **LINEAS Y PROYECTOS A FUTURO EN INVESTIGACIONES DE FITOLITOS**

1. Mejorar la técnica de extracción de fitolitos en las fracciones del limo de los suelos volcánicos de México. (Por la gran cantidad de aglomerados de material amorfo y de vidrio volcánico que presentan).
2. Clasificar cuidadosamente los fitolitos extraídos de la cubierta vegetal de las zonas estudiadas (Nevado de Toluca y San José Mezapa), con el objeto de relacionarlos mas cuidadosamente con los morfotipos encontrados en el suelo y disminuir los problemas de redundancia.
3. Elaboración de artículos relacionados con los fitolitos de suelos y paleosuelos volcánicos de México y de su cubierta vegetal, con orientación paleoambiental y para conformar un Atlas de morfología de fitolitos de México, así como una fitolitoteca.
4. Ver la posibilidad de actualizar el sistema de clasificación de intemperismo de fitolitos con técnicas analíticas de frontera como la digitalización de imágenes por computadora y el análisis fractal.
- 5.- Trabajar en grupos interdisciplinarios para tener estudios simultáneos de polen, en algunos de los paleosuelos más jóvenes de México.
- 6.- Proponer estudios de fitolitos en sedimentos lacustres.

## LITERATURA CITADA

- Aguilera, H.N.1969. Geographic distribution and characteristics of volcanic soils in México. *Panel on Volcanic Ash Soils of Latin-America*. IICA.-OEA-UNESCO. Turrialba, Costa Rica: A 6.1-A 6.12.
- Acevedo, S.O.1998. Morfogénesis de suelos con tepetate de un área del Estado de México y su incorporación al proceso productivo. Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias (Biología). Facultad de Ciencias. UNAM.
- Alexandre, A., Meunier, J. D., Colin, F. and Koud, J. M.1997. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering problems, *Geochim. Cosmochim. Acta* 16 (3); 677-682
- Alexandre, A., Colin, F., Meunier, J.D. 1994. Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du silicium en forêt équatoriale. *C R. Acad. Sci. Paris*, 319, II:453-458.
- Arnott, H.J.1976. Calcification in higher plants. In Watabe, N and Wilbur, KM, eds, *The Mechanisms of Mineralization in the Invertebrates and Plants*. Columbia, South California, University of South Carolina Press:55-78.
- Aston, R.S.1983. Natural water and atmospheric chemistry of silicon. *Silicon geochemistry and biogeochemistry* Academic Press. London.
- Baker, G. 1959. Fossil opal-phytoliths and phytolith nomenclature. *Australian Journal of Science* 21:305-306.
- Barber, D. A. and M. G. T. Shone, 1966. The absorption of silica from aqueous solutions by plants. *Journal of Experimental Botany* 17: 569-578.
- Barboni, D., R. Bonnefille., A. Alexandre., J.D. Meunier. 1999. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia *PALAEO* 152:87-100.
- Bartoli, F. and Wilding L.P. 1980. Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal* 44: 873-878.
- Beavers, A.H., and I. Stephen. 1958. Some features of the distribution of plan opal in Illinois soils. *Soil Science* 86:1-5.
- Bennett, D. M., and A. G. Sangster. 1982. Electron-probe microanalysis of silicon in the adventitious roots and terminal internode of the culm of *Zea mays* *Canadian Journal of Botany* 60: 2024-2031.
- Bertoldi de Pomar, H.1975. Los silicofitolitos: Sinopsis de su conocimiento. *Darwiniana*, 19 (2-4):173-206.

- Besoain, E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. IICA. San José Costa Rica.
- Bidwell, R. G. S. 1993. Fisiología Vegetal. Primera Edición en Español. Sección II. Metabolismo Vegetal. Capítulo 7. Fotosíntesis. pp. 157-205.
- Birkeland, P.W. 1969. Quaternary paleoclimatic implications of soil clay mineral distribution in a Sierra Nevada-Great basin, Transect. *J. Geol.* 77:289-302.
- Birkeland, P.W., Burke, R.M. and Benedict, J.J. 1989. Pedogenic gradients for iron and aluminum accumulation and phosphorus depletion in arctic and alpine soils as a function of time and climate. *Quaternary Res.* 32:193-204.
- Blackman, E. 1968. The pattern and sequence of opaline silica deposition in rye (*Secale cereale* L.) *Annals of Botany* 32: 207-218.
- Blackman, E., 1969. Observations on the development of the silica cells of the leaf sheath of wheat (*Triticum aestivum*). *Canadian Journal of Botany* 47: 827-838.
- Blackman, E.. 1971. Opaline silica bodies in the range grasses of southern Alberta. *Canadian Journal of Botany* 49:769-781.
- Blecker, W.S., C.M. Yonker., C.G. Olson., E.F. Kelly. 1997. paleopedologic and geomorphic evidence for Holocene climate variation, shortgrass Steppe, Colorado, U.S.A. *Geoderma* 76:113-130.
- Blodgett R.H., Crabaugh, J.P., and McBride, E.F. 1993. The color of red beds- a geologic perspective. *Soil Sci Soc. Am. Spec. Publ* No. 31:127-159.
- Bloomfield, K. and Valastro, S. Jr. 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca volcano, Central México. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 901-906.
- Bobrova, E. and Bobrov A. 1996. Phytoliths in soils: species, composition, distribution along a soil profile, and value as environmental indicators. In Pinilla, A. Juan Tresserras, J. and Machado, M.J. (eds). *First European Meeting on Phytolith Research*. Madrid. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales 1: 5-14.
- Bozarth, R. S. 1985. Distinctive phytoliths from various dicot species. *Phytolitharien Newsletter* 3(3):7-8
- Bozarth, R. S. 1992. Classification of opal phytoliths formed in selected dicotyledons native to the Great Plains pp. 193-214. In. Rapp, G. and Mulholland S.C. (eds). *Phytolith systematics: emerging issues*. Plenum Press. New York, London.
- Bradbury, J. P. 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamérica. *Quaternary International*, 43/44: 97-110.

Brown, D.A. 1984. Prospects and limits of a phytolith key for grasses in the central United States. *Journal of Archaeological Science* 11: 345-368.

Bryan, K. 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Soc. Geológica Mexicana* 13:1-20.

Busacca, A.J. 1989. Long Quaternary record in eastern Washington, U.S.A., interpreted from multiple buried paleosols in loess. *Geoderma* 45:105-122.

Carbone, N.A. 1977. Environment and prehistory in the Shenandoah Valley. Ph.D. Dissertation. *The Catholic University of America* 227 p.

Colin, F., Brimhall, G.H., Nahon, D., Lewis, C.J., Baronnet, A. et Danty, K. 1992. Equatorial rainforest lateritic mantles: a geomembrane filter. *Geology*, 20.p. 523-526.

Dormaer, J.F. and Lutwick, L.E. 1969. Infrared spectra of humic acids and opal phytoliths as indicators of paleosols. *Canadian Journal of Soil Science*. 49:29-37.

Drees, R.L., Wilding, P.L., Smeck, E.N. and Senkayi, L.A. 1989. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. *Minerals in soil Environments* (2<sup>a</sup>. edition)-SSSA Book Series, No.1.

Dunne, T. 1978. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. *Nature* 274:244-246.

Franceschi, V.R. and Horner, H.T. Jr. 1980. Calcium oxalate crystals in plants. *Botanical Review* 46:361-427.

Fredlund, G.G., Johnson, W.C. and Dort, W. Jr. 1985. A preliminary analysis of opal phytoliths from the Eustis Ash pit, Frontier County, Nebraska. Institute for Tertiary-Quaternary Studies, *TER-QUA Symposium Series* 1: 147-162.

Fredlund, G.G. and Tieszen; L.L. 1994. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography*, 21:321-335.

Fredlund, G.G. and Tieszen; L.L. 1997. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. *PALAEO* 136.199-211.

Fisher, F.R., Bourn, N.C., and Fisher, F.W. 1995. Opal phytoliths as an indicator of the floristics of prehistoric grasslands. *Geoderma* 68:243-255.

García-Calderón, N. 1984. Estudio bioquímico, mineralógico y fisicoquímico de diversos Andosoles de México. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España

García-Calderón, N., Juan, J., Pinilla, A., Galicia, S. 1993. Aportación de los análisis fitolitológicos al estudio de un Andosol en el Nevado de Toluca o Xinantécatl, México D.F.

Resultados preliminares. *In* . El estudio del suelo y de su degradación en relación con la desertificación. Salamanca, España. *Proceedings, Tomo III*: 1499-1506.

García-Calderón, N.E., Ma. del Socorro Galicia Palacios y Nicolás Aguilera Herrera. 1996. Silicofitolitos de la zona chinampera Xochimilco-Tlahuac, D.F.. (México). Primer encuentro Europeo sobre el estudio de fitolitos. Madrid, España. *Resúmenes de las comunicaciones* pp.12.

García, E., Hernández, M.E. y Cardoso, D.1983. Las gráficas ombrotérmicas y los regímenes pluviométricos en la República Mexicana. Memorias del IX Congreso Nacional de Geografía. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Guadalajara, Jal., México. Tomo 1:140-149.

Geis, J. W. 1978. Biogenic opal in three species of gramineae. *Annals of Botany* 42:1119-1129.

Gol'yeva, A.A. 1996: An experience in using phytolithic analysis in soil science. *Eurasian Soil Science* 28 (12).

Gol'yeva, A. A., Aleksandrovskiy, L. A. and Tselishcheva, K. L. 1995. Phytolithic Analysis of Holocene Paleosoils. *Eurasian Soil Science*, 27(2), pp. 46-56.

Gol'yeva, A.A. 1997. Biomorph analysis as a component of the genetic and morphological study of soil. *Eurasian soil Science*. Vol. 30, No. 9 pp. 927-936,

Hayama, T.L. y Aguilera, H.N. 1972. "Mineralogía de los suelos del Volcán Xinantecatl, Estado de México". II *Panel on Volcanic Soils of América. IICA, OEA, FAO-UNESCO.B2. 309-347.*

Hayward, D.M. and Parry, D.W. 1980. Scanning electron microscopy of silica deposits in the culms, floral bracts and awns of barley (*Hordeum sativum* Jess). *Annals of Botany* 46:541-548.

Hodson, M. J., A. G. Sangster, and D. W. Parry, 1985. An ultrastructural study on the developmental phases and silicification of the glumes of *Phalaris canariensis* L. *Annals of Botany* 55: 649-665.

Hodson, M. J. and Sangster, A.G. 1999. Aluminium / silicon interactions in conifers. *Journal of Inorganic Biochemistry* 78: 89-98.

Iler, K.R. 1979. The chemistry of silica, solubility, polimerization, colloid and surface properties, and biochemistry. John Wiley and Sons.

Jackson, M. L., Whittig, L. D. and Pennington, A.S. 1950. Segregation procedure for the mineralogical analysis of soils. *Soil Science Society of America Proceedings*. 14: 77-81.

James I. Drever 1994. The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 58, No. 10 pp 2325-2332.

Johnson, C. M., and A. Ulrich, 1959. 2 Analytical methods for use in plant analysis. Calif. Agric. Exp. Stn. Bull. 766: 25-78.

Jones, L H P and Handreck, K A.1969. Uptake of silica by *Trifolium incarnatum* in relation to the concentration in the external solution and to transpiration. *Plant and Soil* 30:71-80.

Jones, L H P and Handreck, K A.1967 Silica in soils, plants, and animals. *Advances in Agronomy* 19: 107-149.

Jones, R. L. and Beavers, A.H. 1963. Some mineralogical and chemical properties of plant opal. *Soil Science* 96: 375-379.

Jones, R. L. and Beavers, A.H.1964. Aspects of catenary and depth distribution of opal phytoliths in Illinois soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc* 28:413-416.

Jones, R. L and Hay, W.W.1975 Bioliths. In Giesking, J.E. ed, *Soil Components*. II. New York, Springer-Verlag: 481-496.

Juan, T.J., Carles Lalueza, Rosa M. Albert and Manuel Calvo. 1997. Identification of phytoliths from prehistoric human dental remains from the Iberian peninsula and the Balearic islands. In: Pinilla, A., Juan-Tresserras, J. and Machado, M.J. (eds). First European Meeting on Phytolith Research. Madrid. *Monografias del Centro de Ciencias Medioambientales* p. 197-203.

Kamanina, I.Z.1997.Phytoliths data analysis of soils of different landscape zones. In: Pinilla, A., Juan-Tresserras, J. and Machado, M.J. (eds). First European Meeting on Phytolith Research. Madrid. *Monografias del Centro de Ciencias Medioambientales* 4:23-32.

Kanno, I. y Arimura, s. 1958. Plant opal in japanese soils. *Soil Plant Food* 4: 62-67.

Kaufman, p.r., bigelow, w.c.,petering, l.b. y drogosz, f.b. 1969. Silica in developing epidermal cells of *Avena* internodes: Electron microprobe analysis. *Science* 166: 1015-1017.

Kaufman, P. B., P. Takeoka, W. C. Bigelow, J. D. Jones, and R. Iler, 1981. Silica in shoots for higher plants. In *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems* (T. L. Simpson and B. E. Volcani, eds.), pp. 409-449. New York: Springer-Verlag.

Kaufman, P.B., Dayanandan, P. Takeoka, Y., Bigelow, W.C., Jones, J.D., and Iler, R.1981. Silica in shoots of higher plants. In Simpson, T.L. and Volcani, B.E. eds. *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*. New York, Springer Verlag: 409-449.

Kealhofer,L. and D. Penny.1998. A combined pollen and phytolith record for fourteen thousand years of vegetation change northeastern Thailand. *Review of palaeobotany and Palynology*. 103:83-93.

Kealhofer,L and Piperno, D.R.1994. Early agriculture in Southeast Asia: phytolith evidence from the Bang Pakong Valley, Thailand. *Antiquity* 68: 564-572.

Kelly,F.E., Amundson, G.R., Marino, D.B. and Deniro, J.M. 1991. Stable isotope ratios of carbon in phytoliths as a Quantitative method of monitoring vegetation and climate change. *Quaternary Research* 35: 222-233

- Kelly, E.F., Marino, D.B. Yonker, C.M. 1993 The stable carbon isotope composition of paleosols: an application to the Holocene. *Geophys Monogr.* 78:233-240.
- Kelly, E.F., Blecker, S.W., Yonker, C.M., Olson, C.G., Wohl, E.F., Todd, L.C. 1998 Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators. *Geoderma* 82: 59-81.
- Klein, L.R. and Geis, W.J. 1978. Biogenic silica in the Pinaceae. *Soil Science* Vol 126 No. 3 pp 145-156.
- Kurman, M. 1985. An opal phytolith and palynomorph study of extant and fossil soils in Kansas (U.S.A.). *PALAEO* 49:217-235.
- Lam, E. and Del Pozo, O. 2000. Caspasa-like protease involvement in the control of plant cell death. *Plant. Mol Biol.* Oct;44(3):417-28.
- Lanning, F. C., and L. N. Eleuterius, 1983. Silica and ash in tissues of coastal plants. *Annals of Botany* 51:835-850.
- Lanning, F. C., and L. N. Eleuterius, 1985. Silica and ash in tissues of some plants growing in the coastal area of Mississippi, U.S. A. *Annals of Botany* 56:157-172.
- Lanning, F. C., T. L. Hopkins, and J. C. Loera, 1980. Silica and ash content and depositional patterns in tissues of nature *Zea mays* L. plants. *Annals of Botany* 45:549-554.
- Lanning, F.C. 1961 Calcite in *Lesquerella ovalifolia* trichomas. *Science* 133: 380.
- Lewin, J., and B. E. R Reismann, 1969. Silica and plant growth. *Annual Review of Plant Physiology* 20:289-304.
- Macias J.L., García, P.A, Arce J.L; Siebe C. Espíndola J.M., Komorowski, J.C., Scott K. 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México. *BYU Geology Studies* 42: 493-528
- McClung de Tapia, E., Mari Carmen Serra Puche y Annie Limón de Dyer. 1986. Formative lacustrine adaptation: botanical remains from terremoto Tlaltenco, D.F., México. *Journal of Field Archaeology* 16(1):99-113.
- McClung de Tapia, E., González, V.J., Zurita, N.J., Ibarra, M.E. 1996. La domesticación prehispánica de *Amaranthus* sp. *Cuadernos de trabajo iia* 2. INAH.UNAM. pp.30-32.
- E. McClung, J.L. Villalpando, E. Solleiro, J. Gama. 2001. Paleosols in the Teotihuacan valley, México: evidence for paleoenvironment and human impact. *Abstracts of VI International Symposium and field workshop on Paleopedology*. p. 30

- Malucelli, F., Fabio Terribile and Claudio Colombo.1999. Mineralogy, micromorphology and chemical analysis of andosols on the Island of Sao Miguel (Azores). *Geoderma* 88: 73-98.
- McNair, J.B.1932.The interrelation between substances in plants:essential oils and resins, cyanogen and oxalate. *American Journal of Botany* 19:255-271.
- McNaughton, S. J., and J. L. Tarrants, 1983. Grass leaf silicification: Natural selection for an inducible defense against herbivores. *Proceedings of the National Academy of Science* 80:790-791.
- Marcelino, V. and G. Stoops.1996.A weathering score for sandy soil materials based on the intensity of etching of quartz grains. *European Journal of Soil Science*. March,1996,47:7-12.
- Metcalf, C.R.1960.Anatomy of the monocotyledons I: Gramineae, London: *Oxford University Press*.
- Mielich, G.1992.Chronosequences of volcanic ash soils. *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten* 15, Hamburg.
- Mizota, C. and Van Reeuwijk, L.P.1989.Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. *Soil monograph 2, ESRIC Wageningen*.
- Okuda, A., and E. Takahashi.1964.The role of silicon. *In The Mineral Nutrition of the Rice Plant. Proceedings of the Symposium of the International Rice Research Institute*, pp. 123-46. Baltimore: Johns Hopkins Press.
- Oleschko, K., Zebrowski, C., Quantin, P., Fedoroff, N. and Osorio, E.1994.Hardened volcanic soils (tepetate) in México: their geological, pedological or anthropological origin. *In Transactions of 15<sup>th</sup> World Congress of Soil Science*, Vol. 6<sup>a</sup>:229-249.
- Palacios-Mayorga, S., Salinas-Chapa and Shimada-Miyasaka, K.1986.Incremento en el crecimiento y en la absorción de fósforo en cebolla (*Allium cepa* L.) como respuesta a la micorriza vesículo-arbuscular, en un suelo de origen volcánico. *Rev Lat-amer- Microbiol.* 28: 303-311.
- Parfenova, E.I. and Yarilova, E.A. 1965. Mineralogical investigation in soil science. Jerusalem. Israel Program for Scientific Translations.177p.
- Parfitt, R. L., Saigusa, M. and Cowie, J.D. 1984. Allophane and Halloysite formation in a volcanic ash bed under different moisture conditions. *Soil Sci.* 138:360-364.
- Parry, D. W., and A. Winslow.1977. Electron-probe microanalysis of silicon accumulation in the leaves and tendrils of *Pisum sativum* (L) following root severance. *Annals of Botany* 41: 275-278.
- Pearsall, D.M.1978. Phytolith analysis of archeological soils:evidence for maize cultivation in Formative Ecuador. *Science* 199:177-178.

Pearsall, D.M. and Trimble, M.K. 1984. Identifying past agricultural activity through soil phytolith analysis: A case study from the Hawaiian Islands. *Journal of Archaeological Science* 11:119-133.

Pearsall, M.D. 1989. *Paleoethnobotany A handbook of Procedures*. Academic Press, Inc.

Pearsall, D.M., Dinan, E.H. 1992. Developing a phytolith classification system. In: Rapp, G. and Mulholland S.C. (eds). *Phytolith systematics: emerging issues*. Plenum Press. New York, London.

Piperno, R.D. 1984. A comparison and differentiation of phytoliths from maize and wild grasses: Use of morphological criteria. *American Antiquity* 49:361-383.

Piperno, R.D. 1985. Phytolith analysis and tropical paleo-ecology: production and taxonomic significance of siliceous forms in New World plant domesticates and wild species. *Review of palaeobotany and palynology* 45: 185-228.

Piperno, R.D. 1988. *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. Academic Press, Inc. San Diego.

Piperno, R.D. and Becker, P. 1996. Vegetational history of a site in the central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary Research* 45:202-209.

Powers, H.A. 1992. Great expectations: a short historical review of European phytolith systematics. In: Rapp, G. and Mulholland S.C. (eds). *Phytolith systematics: emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science* Vol. 1. Plenum Press. New York, London.

Quiñones, G.H. 1987. La química del silicio. In *Uso y manejo de los tepetates para el desarrollo rural UACH, Chapingo, Mex.* P19-28.

Rapp Jr. G. and Mulholland C.S. (eds). 1992. *Phytolith Systematics Emerging Issues. Advances in Archaeological and Museum Science*. Vol. 1. Plenum Press. New York, London.

Raven, J. A. 1983. The transport and function of silica in plants. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society* 58:179-207.

Read, G., Kemp, A.R., Rose, J. 1996. Development of a feldspar weathering index and its application to a buried soil chronosequence in southeastern England. *Geoderma* 74: 267-280.

Retallack, G.J. 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. *Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ. No. 33*:31-64.

Roscn, A.M. 1987. Phytolith studies at Shiqmim. In Levy, T.E. ed. *Shiqmim I: Studies concerning Chalcolithic Societies in the Northern Neger Desert, Israel (1982-1984)*. *British Archaeological Reports International Series* 356: 243-249.

- Rovner, I. 1971. Potential of Opal Phytoliths for use in Paleoecological Reconstruction *Quaternary Research* 1. 343-359.
- Rovner, I. 1983 Plant opal phytolith analysis: Major advances in archaeobotanical research. *In* Schiffer, M. (eds). *Advances in Archaeological Methods and theory* 6:225-266. New York, Academic Press
- Rovner, I. 1986. Plant opal phytolith analysis in archaeology. *Proceedings of the 1984 Phytolith Research Workshop*, North Carolina State University, Raleigh, North Carolina.
- Rovner, I. and John C. Russ. 1992. Darwin and design in phytolith systematics: morphometric methods for mitigating redundancy *In*. Rapp, G. and Mulholland S.C. (eds) *Phytolith systematics. emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science*. Vol. 1. Plenum Press. New York. London.
- Sandoval, B.A. 1987. Actualización y análisis cartográfico sobre usos de suelo y vegetación del Parque Nacional Nevado de Toluca, Estado de México. Bch., tesis. UNAM.
- Sangster, A.G. 1978. Silicon in the roots of higher plants. *American Journal of Botany* 65: 929-935.
- Sangster, A.G. and D.W. Parry. 1971. Silica deposition in the grass leaf in relation to transpiration and the effect of Dinitrophenol. *Annals of Botany* 35:667-677.
- Sangster, A.G., M.J. Hodson, D.W. Parry, and J.A. Rees. 1983. A developmental study of silicification in the trichomes and associated epidermal structures of the inflorescence bracts of the grass *Phalaris canariensis* (L.) *Annals of Botany* 52: 171-187.
- Sangster, A.G. and Parry, D.W. 1981. Ultrastructure of silica deposits in Higher plants. *In* Simpson, T.L. and Volcani, B.E. eds. *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*. New York, Springer Verlag: 383-407.
- Sase, T. and Kato, Y. 1976. The study on phytogenic particles, especially, on plant opals, in humic horizons of present and buried volcanic soils. I. The problem on the source of plant opals. *Daiyonki Kenkyu (Quaternary research)* 26: 1-11.
- Sase, T. and Kondo, R. 1974. The study of opal phytoliths in the humus horizons of buried volcanic ash soils in Hokkaido. *Research Bulletin of Obihiro University* 8: 465-483.
- Scurfield, G, Michell, A.J. and Silva, S R. 1973 Crystals in woody stems. *Botanical Journal of the Linnean Society of London* 66: 277-289.
- Sedov, S; Solleiro, E. y Gama C. J. 2000. Paleosuelos sepultados en el Nevado de Toluca, como un registro del cambio ambiental del Cuaternario. Resúmenes de la 2ª. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Vol 20 No. 3, pp. 170-171. Puerto Vallarta, Jalisco, México. Octubre 2000.

Sedov,S., Solleiro-Rebolledo,E.,Gama Castro,J.E, Vallejo-Gómez, E. and Gonzalez-Velazquez, A. 2001. Buried paleosols of Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in Central México. *Journal of Quaternary Science* 16(4)375-389..

Sedov,S., Solleiro-Rebolledo,E., Morales-Puente,P., Arias-Herrerías,A., Vallejo-Gómez; E., Jasso Castañeda, C. 2001. Mineral and organic components of the buried paleosols of Nevado de Toluca / Central México as indicators of paleoenvironments and soil evolution. (*En prensa*).

Shoji,S., Nanzyo, M., Dahlgren, R.A.1993 Volcanic ash soil. Genesis, properties and utilization. Elsevier.

Simkiss, K and Wilbur, KM 1989 Plant mineralization – Ions, silicification, and the transpiration stream. In Simkiss, K and Wilbur, KM, *Biomineralization: Cell Biology and Mineral Deposition*. New York, Academic Press: 106-130.

Simpson, T. L. and Volcani, B. E.(eds).1981.Silicon and Siliceous structures in Biological Systems. New York, Springer-Verlag.

Smithson, F.-1958. Grass opal in British soils. *Journal of Soil Science* 9: 148-155.

Solleiro Rebolledo, E., S Sedov y J. E. Gama Castro. 2000.El estudio de los paleosuelos y sus aplicaciones en las ciencias. *La edafología y sus perspectivas al siglo XXI*. Tomo II. PP. 806-810.

Targulian, V. O. Sokolova, T. A. 1996. Soil as a biotic/ abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions. *Eurasian Soil Science* 29: 30-38

Ter Welle, B. J. H. 1976. Silica grains in woody plants of the neotropics, especially Surinam. *Leiden Botanical Series*, No. 3, pp. 107-42..

Tomlinson, P. B. 1961 Anatomy of the Monocotyledons II: Palmae. Londond: Oxford University Press.

Turner, B.L. and Harrison, P.D. 1981. Prehistoric raised field agriculture in the Maya lowlands. *Science* 213: 399-405.

Twiss, P.C., Suess, E. and Smith, R.M. 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings*. 33: 109-115.

Twiss, C.P.; Smith, R.M. and Krauss, R.K.1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Sci.Soc Amer.Proc.* 33:109-115.

Twiss, C.P. 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. Rapp, G. and Mulholland S.C. (eds). *Phytolith systematics: emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science*. Vol. 1.Plenum Press. New York, London.

Tyurin, I.V. 1937.On the biological accumulation of silica in soils *Problems of Soviet Soil Science* 4:3-23.

Vaclav Smil. 1997. Cycles of Life. Civilization and the Biosphere. Scientific American Library. pp. 20-25.

Van der Worm, P. D. J., 1980. Uptake of Si by five plant species as influenced by variations in Si supply. *Plant and Soil* 56:153-156.

Wilding, L.P. and Drees, L.R. 1973. Scanning electron microscopy of opaque opaline forms isolated from forest soils in Ohio. *Soil Science Society of America Proceedings*. 37: 647-650.

Wilding, L.P. and Drees, L.R.. 1971 Biogenic opal in Ohio soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 1004-1010.

Wilding, L.P. and Drees, L.R.-1974.-Contributions of forest opal and associated crystalline phases to fine silt and clay fractions of soils. *Clays and Clay Minerals (Clay Mineral Society, Proceedings of the Conference)* 22: 295-306.

Wilding, L.P. 1967. *Science* Vol. 156 pp 66-67.

World Reference Base for soil Resources (W.R.B.). 1998. World Soil Resources Reports 84, Food and Agriculture Organization of the United Nations: Rome

Yamada, I., Shoji, S. 1990. Heavy solution method for determination of volcanic glass content in tephra and tephra-derived soils. *Soil Sci. Plant. Nutr.* 36

Yoshida, S., Ohnishi, Y., Y Kitagishi. K. 1962. Histochemistry of silicon in rice plants. II. Localization of silicon within rice tissues. *Soil Science and Plant Nutrition* 8:36-41.

Zurita-Noguera, J. 1987. Análisis de fitolitos de muestras de suelos del sitio arqueológico de Guachimonton, Teuchitlan, Jal. Tesis de Licenciatura. ENAH. México.