

## 2.2.2 EL CALABOZO 2

Los sedimentos lacustres de este paleolago alcanzan un espesor mínimo de 54 m, que corresponde también con la cima del paleodique (Perfil 3.2). Su litología está representada por limos, arcillas y arena fina en capas laminadas y masivas. En algunos horizontes se encuentran restos de materia orgánica diseminada, generalmente hasta un 5 %. También es posible encontrar conchas de gasterópodos y hojas de árboles, con mucha probabilidad pertenecientes al género *Quercus* sp. (Encino). Es un género que posee una amplia variedad de especies en la región (ver Cap. 1.11, Vegetación).

En El Calabozo 2 se tomaron muestras de sedimentos para determinaciones de polen, paleomagnetismo y se midió la susceptibilidad magnética (Fig. 2.1). Hasta ahora, no se ha encontrado suficiente polen para elaborar un perfil estadístico de las especies determinadas. Algunas de ellas son indicadores de climas más húmedos y frescos que el actual, sin embargo hacen falta más determinaciones de polen. Por otra parte, se obtuvo una diferencia en la susceptibilidad magnética. Desde la base de los sedimentos hasta los 22.5 m de altura se presenta con menor susceptibilidad magnética en sedimentos más claros, amarillo gris, con materia orgánica. La parte superior en cambio, presenta mayor susceptibilidad magnética. Los sedimentos son de color rojizo y con poca materia orgánica. El cambio de tonalidad y el salto en la susceptibilidad magnética se atribuye a un período de tiempo en que el río depositó suelos rojizos en la cuenca del paleolago. Estos suelos son el producto de un cambio en el clima, de húmedo a árido, con un decremento notable de la vegetación y por lo tanto con erosión areal del suelo, por lo que en un evento pluvial, se transportó el material de los horizontes A y B de los luvisoles al paleolago, con lo que se incrementó el contenido de material magnético en el perfil (De León y Werner, 1996).

Con el análisis de paleomagnetismo se esperaba determinar una edad cercana a los 730 000 años, que corresponde al cambio de inverso a normal en el campo magnético terrestre, conocido como Brunhes - Matuyama. Sin embargo, todas las muestras determinadas presentan edades menores a esta edad paleomagnética.

A partir de muestras de materia orgánica tomadas de El Calabozo 2 se obtuvieron dos dataciones. Cerca de la base se determinó una edad  $^{14}\text{C}$  de 5, 964 años. Cerca del techo se determinó una edad  $^{14}\text{C}$  de 5, 313 años. Estas edades corresponden al Holoceno. La duración del paleolago, incluyendo su formación, se estima dentro de un rango no mayor de 2500 años, presentando una fase terminal hace 4000 años, con la destrucción del paleodique y la formación de una cubierta de gravas que representa la Terraza Principal (Perfil 3.2). Se infiere que si los horizontes de 10 cm, que en promedio se presentan en estos sedimentos lacustres, representan capas anuales, el paleolago tuvo

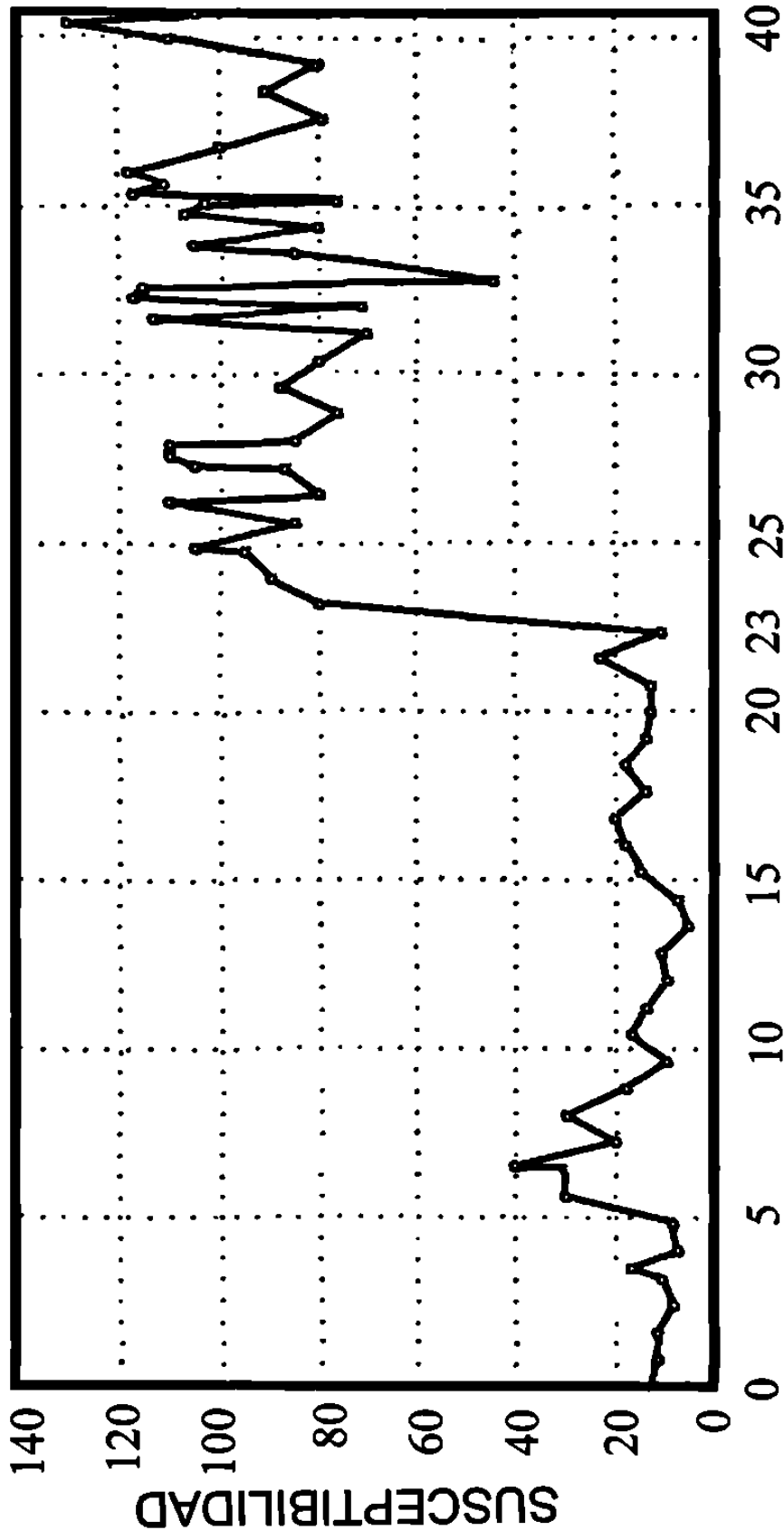
una duración de 540 años. Mayor precisión se obtendrá con estudios detallados de polen.

El rango de duración de 540 a 2500 años es lógico y cabe dentro de los planteamientos paleoambientales de la región. Las condiciones propicias para la formación y preservación de un paleolago están en función del clima y de la geología. Diversos autores (Spaulding *et al.*, 1983; Markgraf & Scott, 1981; Lundelius, 1980; ) señalan que los parámetros climatológicos aceptables para la conservación de un paleolago, en regiones fuera de la zona periglacial (incluso en zonas ahora desérticas), se manifiestan con un incremento de casi el 100% de la precipitación, un descenso en la temperatura de aproximadamente 2°C y un descenso de casi el 50% de la evapotranspiración (ver Cap. 1.10, Climatología Actual). Se añaden a estos parámetros una presencia más frecuente y de mayor magnitud de huracanes y tormentas en la región, cielos nublados - disminuye evapotranspiración -, una cuenca estrecha intramontana y un paleodique muy alto y muy potente.

A los paleolagos es factible atribuirles el carácter de perennes o intermitentes. Caballero (Com. Personal, 1995) considera que una de las posibilidades de la ausencia de diatomeas es debido al carácter intermitente del lago. Existen evidencias de niveles muy someros del agua del paleolago El Calabozo 2. Entre éstas se consideran las grietas de desecación (Brandenburg, 1995) y la presencia de estratos con impresiones de hojas. Como se describe más adelante, la poca o nula profundidad del agua en esta cuenca, contribuyó a que en el fondo lodoso se preservaran las improntas de los restos foliculares y se evitara la descomposición rápida. Baker (Com. Personal, 1995) señala que el carácter intermitente del paleolago de El Calabozo 2 determinó que el nivel del agua nunca alcanzó el nivel más alto del paleodique, ya que de inmediato iniciaría la erosión del mismo. Sin embargo este nivel finalmente alcanzó la cima del paleodique, con la consecuente destrucción del paleolago y la formación de una cubierta de gravas.

La etapa final del paleolago está representada por un evento pluvial de gran magnitud que alcanzó la cima del paleodique, causando su destrucción inmediatamente. Este evento es el que forma el nivel de gravas que cubre a los sedimentos lacustres (al menos 2 metros de espesor) y que representa a la Terraza Principal de Iturbide. Es de gran importancia señalar que este fenómeno ocurrió hace no más de 4000 años.

Cañón Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León, México.  
Localidad El Calabozo, Secciones 2 y 3



## POSICION ESTRATIGRAFICA RELATIVA EN METROS

Fig. 2.1 Diagrama que muestra las variaciones en la susceptibilidad magnética de los sedimentos lacustres del Paleolago El Calabozo 2. Modificado de Urrutia, 1996.

## 2.3 PALEOLAGO LOS PINOS

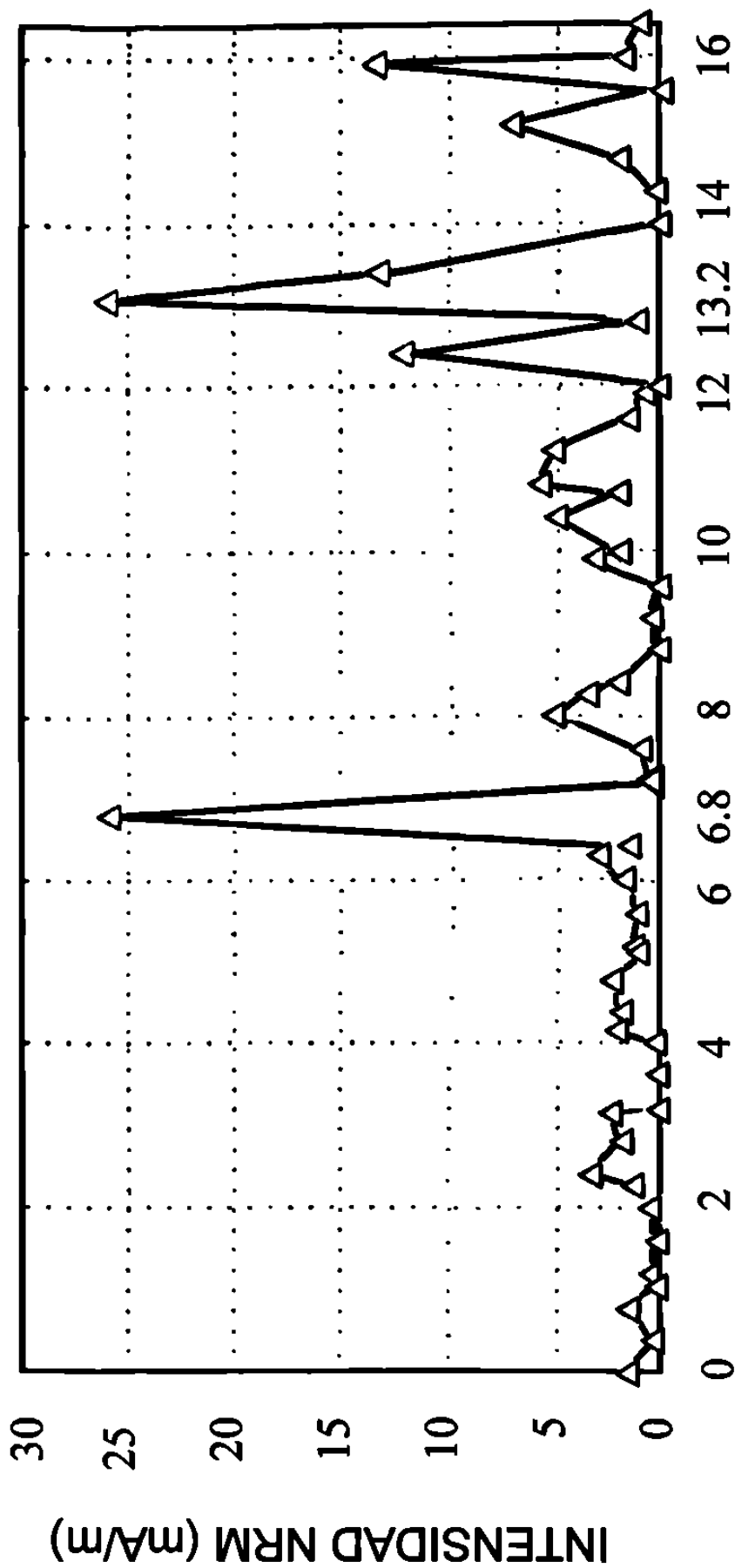
A la altura del km 34 de la carretera a Iturbide, en la localidad de Los Pinos (Mapa 1), se encuentran aflorando sedimentos finos bien estratificados que son característicos de un ambiente lacustre de depositación. Al igual que en el paleolago de El Calabozo, el origen del Lago de Los Pinos es a consecuencia de la obstrucción del curso del río por una gran masa de derrumbe, de aproximadamente un kilómetro de afloramiento a lo largo del Arroyo Santa Rosa (Mapa 1; Perfil 3.3). La zona de arranque del deslizamiento se presume proveniente de los escarpes aledaños al arroyo hacia el lado Norte del cauce.

Los sedimentos lacustres alcanzan una altura máxima de 76 m (Perfil 3.3). Se presentan en capas bien estratificadas de limos y arcillas laminadas de color café claro y café anaranjado. Se encuentran también horizontes medianos y delgados de arena fina. Los sedimentos lacustres se depositaron sobre restos de una terraza más antigua (ver Capítulo 3). Los arroyos tributarios que bajan del lado Norte y Sur han aportado gravas angulosas y restos tabulares de las formaciones del Cretácico Superior los cuales se encuentran como interdigitaciones o flotando dentro de los sedimentos finos.

En el afloramiento del lado Norte del arroyo (Mapa 1), cerca de la base del paleolago, se colectaron muestras para análisis de polen, termoluminiscencia, paleomagnetismo y  $^{14}\text{C}$ . En el campo se determinó la susceptibilidad magnética (Fig. 2.2). Además se encontraron restos intemperizados de un molar de mamut, sin posibilidad de una determinación cronológica. Algunos estratos presentan mayor contenido de polen, en comparación con los horizontes muestreados de El Calabozo 2, sin embargo aún no se tiene un perfil estadístico. Mediante el método de la termoluminiscencia se obtuvo una edad de 199 Ka, la cual resulta no confiable debido a correlaciones estratigráficas entre los diferentes elementos cuaternarios (ver Cap. 5, Estratigrafía) y a la edad obtenida a partir de  $^{14}\text{C}$  en restos de materia orgánica, que arroja un rango de 26.250 Ka.B.P. a 33.515 Ka.B.P., la cual corresponde al inicio del máximo enfriamiento de la última edad glacial (ver Cap. 6, Paleoclima).

Las determinaciones de susceptibilidad magnética desde la base al techo de los sedimentos de la localidad de Los Pinos (Fig. 2.2) presentan dos "picos" sobresalientes. El primero a los 6.8 m y el siguiente a los 13.2 m. Estas determinaciones indican los horizontes más ricos en minerales de óxidos y fierro. Las concentraciones de minerales ferromagnéticos se explican como aportes a la cuenca del paleolago bajo condiciones de cambio de clima de húmedo a seco.

Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León, México.  
Localidad Los Pinos, Sección 2



## POSICION ESTRATIGRAFICA RELATIVA EN METROS

Fig. 2.2 Diagrama que muestra las variaciones en la intensidad de la susceptibilidad magnética de los sedimentos lacustres del Paleolago Los Pinos. Modificado de Urrutia, 1996.

**El paleolago de Los Pinos muestra diferentes etapas o periodos de depositación y erosión, incluso con superficies de erosión con diferente gradiente que el que presenta actualmente el nivel de terraza más alto (Perfil 3.3).**

**En el Capítulo 5 (Estratigrafía), se presentan varias dataciones de  $^{14}\text{C}$  realizadas en muestras de materia orgánica extraída de la parte media baja de los sedimentos lacustres de Los Pinos.**

## CAPÍTULO 3

### TERRAZAS FLUVIALES DEL CAÑÓN SANTA ROSA

#### INTRODUCCIÓN

La geología de los sedimentos cuaternarios, a diferencia de los precuaternarios, precisa la aplicación de metodologías, modelos y representaciones gráficas, que incluyan la intervención de los parámetros climáticos en períodos de tiempo relativamente cortos. De esta manera, es posible comprender la estratigrafía de un perfil, en donde un nivel de terraza, estratigráficamente más bajo, corresponde a un cuerpo de gravas previamente erosionado y cubierto posteriormente por un nivel de gravas más joven, considerando que en los escalones de terraza, el más bajo es el más reciente y el más alto el más antiguo.

La naturaleza misma de los sedimentos sueltos, las condiciones del cauce del río a lo largo del cañón, la formación de suelos y las variaciones climáticas, reflejan la dinámica de depositación, erosión y redepositación de sedimentos en diferentes formas a lo largo del área de estudio, durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno.

Una gran variedad de factores participan en el moldeado de la geomorfología de los sedimentos cuaternarios. Entre ellos se incluyen los climatológicos (precipitación, temperatura, evapotranspiración, viento, heladas, etc.,) así como períodos largos y cortos de sequía, tiempos fríos o calientes, húmedos o secos, incendios, huracanes, tormentas, etc. La distribución de las precipitaciones durante el año es un factor fundamental, ya que los períodos con condiciones de lluvia distribuida regularmente no reflejarán las mismas condiciones en la cubierta vegetal que un período seco con tormentas o huracanes puntuales que erosionarán arealmente a un suelo desprotegido de vegetación.

Es importante destacar que las cuestiones climáticas no deben resultar ajenas a la Geología. Actualmente, se es testigo de los efectos de la precipitación producida por huracanes y tormentas. Basta decir que con las lluvias del Huracán Gilberto (Septiembre de 1988) la Laguna de Sánchez mantuvo un nivel de agua, superior a un metro, a lo largo de 9 meses, hasta que la evaporación y la infiltración secaron su superficie. Más recientemente, con las lluvias del Huracán Gabrielle (Agosto de 1995), la Laguna de Santa

### 3.1 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO

Los elementos principales existentes en esta sección son: Lago de Iturbide, Terraza Alta (T3); Terraza Principal de Iturbide - El Calabozo (T1), travertino en Terraza Alta, derrumbe y lago El Calabozo 1 (EC1), derrumbe y lago El Calabozo 2 (EC2), deltas (Fig. 3.2).

Debajo de un mismo nivel morfológico de terrazas se encuentran dos cuerpos de gravas de edad diferente (Fig. 3.2). La Terraza Principal Iturbide - El Calabozo, con una altura promedio de 10 m con respecto al nivel del arroyo actual, fue depositada sobre restos erosionados de la Terraza Alta o T3, más antigua que la Terraza Principal T1. De un afloramiento en donde se interdigita la Terraza Alta y un cuerpo de travertino (Mapa 1, Fig. 3.2) se tomaron cuatro muestras de este último para datación (Alemania, 1996) obteniéndose un fechamiento mediante el método isotópico U/Th de 250 a 350 mil años. Este fechamiento corresponde a la Edad Riss o Illinoian, que forma parte de un sistema complejo de cambios en el clima. La secuencia estratigráfica que explica la presencia de sedimentos de distinta edad en un mismo nivel morfológico, se muestra en el dibujo esquemático de la Figura 3.1

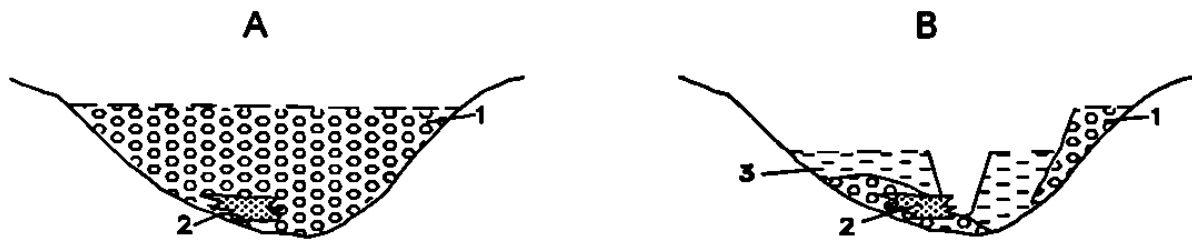


Fig. 3.1 A. Fase de acumulación y desarrollo de los sedimentos fluviales de Iturbide. B. Fase de erosión y posterior depositación de la Terraza más reciente, quedando relictos de sedimentos más antiguos. 1. Terraza Alta de Iturbide, 2. Travertino, 3. Terraza Principal Iturbide - El Calabozo.

Por no encontrarse en el campo una terraza más alta que el Lago de Iturbide (Fig. 3.2), se propone la formación de este paleolago en una cuenca limitada por un parteaguas en la salida de Iturbide a Linares (aprox. km 45, Mapa 1, Fig. 3.2). Este dique natural estaría compuesto por las Formaciones La Casita y Taraises, ambas con marcado carácter limolítico arcilloso y por eso, más fáciles de erosionar. Las características litológicas y estructurales han sido descritas en el Capítulo 2 (Paleolagos).

Antes y durante la formación de los niveles de terraza T5 y T4, que representan niveles muy antiguos y muy altos de relictos de sedimentos fluviales, se presume que existió el Lago de Iturbide cuyos sedimentos lacustres alcanzan una altura de 46 m sobre el arroyo actual. El llenado de esta



cuenca se mantuvo hasta que un evento pluvial de alta energía y descarga sobrepasó al dique (el parteaguas) iniciándose su destrucción. El nivel de agua más alto erosionó al dique (Baker, comunicación personal).

Por interpretación estratigráfica, se deduce que entre la formación de las terrazas T4 y T3 ocurrió el evento de la destrucción del parteaguas, acelerada por erosión regresiva, con lo que se inició el vaciado del Lago de Iturbide. Probablemente es el tiempo en donde el 'recién' formado Arroyo Santa Rosa, empieza a erosionar a los sedimentos lacustres del Paleolago de Iturbide.

Aunque no se han realizado dataciones de los sedimentos lacustres del Lago de Iturbide, que se presume, por correlaciones estratigráficas es más antiguo que 250 - 350 Ka. B.P., la Terraza Alta (T3), al igual que el travertino, se formó después del evento de destrucción de este paleolago. El último evento que destruyó al dique y depositó el nivel de gravas más reciente (Terraza Principal) se estima sucedió entre los 6 y 4 Ka. B.P. Esta edad se ha estimado a partir de la interpretación (Capítulo 2 Paleolagos) del fechamiento realizado en materia orgánica de la parte basal y media alta de los sedimentos lacustres de El Calabozo 2, que arroja una edad  $^{14}\text{C}$  de 5.964 Ka. B.P. Cubriendo la cima de estos sedimentos se encuentra un nivel de gravas (hasta 2 m o más) que correspondería a la Terraza Principal, a la consecuente destrucción del paleodique de El Calabozo 2 y a la cubierta de gravas sobre los mismos sedimentos lacustres.

Hacia la parte media de esta sección se encuentra la zona de El Calabozo (Mapa 1, Fig. 3.2). La descripción geológica y paleoambiental de los sedimentos lacustres que aquí se encuentran son descritos en el capítulo 2 (Paleolagos). Como allí también se describe, mediante la observación y resultados cronológicos, se puede afirmar que la formación del Lago El Calabozo 1 es más anterior que la formación de El Calabozo 2, cuyos sedimentos lacustres alcanzan una altura de 54 m. La correlación estratigráfica y en base a las dataciones mediante  $^{14}\text{C}$ , se puede asumir que El Calabozo 1 es más antiguo que el Paleolago Los Pinos. Antes de estas dataciones se estimaba que se formaron en un mismo tiempo, es decir que eran eventos sincronos. El seguimiento de la Terraza más Alta de Iturbide (Fig. 3.2) en esta parte sólo presenta relictos, pudiéndose distinguir una "Terraza Anterior El Calabozo 1 y 2", es decir el nivel de terraza fluvial anterior al evento de los grandes derrumbes y de la formación de los sedimentos lacustres que correspondería con la Terraza Alta de Iturbide, ambas con una edad entre los 250 - 350 Ka.B.P. y cuyo límite inferior se encuentra por debajo del nivel del arroyo actual. Y, por otro lado, una "Terraza Posterior El Calabozo 2", de edad Holocena (Fig. 3.2), que corresponde a la terraza que se formó después de la destrucción del paleodique, de los paleolagos y sedimentos lacustres. En esta zona sólo se observan relictos de ambas terrazas (Anterior y Posterior) y cuyo límite inferior se encuentra debajo del nivel del arroyo actual.

La Terraza Alta de Iturbide fue erosionada y cubierta por los sedimentos de los derrumbes y de los paleolagos El Calabozo 1 y 2. Este nivel sepultado prosigue en la sección siguiente (Fig. 3.3) como Terraza Principal Los Pinos.

En algunas partes de la zona de los sedimentos lacustres de El Calabozo 2 (Fig. 3.2, en cortes de la carretera y el arroyo, km 41.5 y 42, respectivamente) es posible encontrar gravas características de una facie deltaica. Éstas se presentan en capas superiores horizontales, que siguen el gradiente del arroyo y capas frontales inclinadas que atestiguan la descarga fluvial en la cuenca del antiguo lago. En la facie 'proximal' se encuentra una granulometría variada, en tanto que al avanzar los horizontes o lentes de gravas dentro de los sedimentos lacustres (zona 'distal') el tamaño de las gravas se uniformiza en gravas medianas y finas hasta arena gruesa. Las interdigitaciones y lentes de gravas dentro de los sedimentos lacustres se interpretan como eventos de alta energía fluvial que arrastraron las gravas hacia el interior de la cuenca. Ambos deltas de gravas (Fig. 3.2) pueden ser parte de la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo, con lo que se marcarían dos niveles (alturas) del Lago El Calabozo 2. Esto explica también los períodos de alta precipitación, que contribuyeron a la formación y preservación de los paleolagos. A la par de estos tiempos "húmedos" deben de ubicarse períodos más secos, pero no tan cálidos o prolongados como para evaporar el agua almacenada. Es probable que en algunos tiempos ocurriera un descenso en el nivel del agua que provocó la formación de grietas de desecación (Brandenburg, 1995; Eccarius, 1995) en los sedimentos lacustres. También es posible explicar tiempos con niveles someros del agua del Lago El Calabozo 2, ya que existen horizontes hacia la parte media de la cuenca con impresiones de hojas de encino (*Quercus*, ? sp.). La poca o nula profundidad del Lago El Calabozo 2 contribuyó a que en su suelo lodoso se preservaran las improntas de los restos orgánicos y se evitara la descomposición rápida.

Algunos relictos muy altos de terraza obtenidos dentro y fuera del área de los derrumbes de El Calabozo 1 y 2 se han designado como Terraza 4 (T4) y Terraza 5 (T5; Fig. 3.2) las cuales corresponden a restos de terrazas más antiguas que 250 - 350 Ka.B.P. (U/Th) y por lo tanto anteriores a la formación de las cuencas lacustres.

El perfil morfológico presenta saltos muy marcados en el gradiente del arroyo reciente, a la altura de los lagos El Calabozo 1 y El Calabozo 2. El más importante es donde se encuentra una cascada, generalmente seca y de una altura de 12 m. Está formada en lutitas de la Formación Méndez. Probablemente la erosión de las masas de derrumbe, favorecida por la diferencia de su litología aceleró un cambio de gradiente en el cauce del arroyo, afectando a su vez, a su mismo lecho formándose estas diferencias de altura. En esta parte se encuentran relictos de la Terraza Posterior (Fig. 3.2) que alcanzan una altura de aproximadamente 15 m.

## **3.2 SECCIÓN EL CALABOZO - LOS PINOS - EL PUENTE**

Los elementos principales en esta sección son la Terraza Anterior Los Pinos, Derrumbe y Lago Los Pinos, Terraza Posterior Los Pinos, Terraza Principal Los Pinos (Fig. 3.3).

En esta sección encontramos que la Terraza Principal de Iturbide - El Calabozo representa un nivel en Iturbide (Fig. 3.2) y otro en el área de Los Pinos (Fig. 3.3) en donde alcanza una altura de hasta 46 m sobre el nivel del arroyo actual.

La descripción del Lago Los Pinos ha sido considerada en el Capítulo 2 (Paleolagos). La determinación de la secuencia estratigráfica relacionada con los sedimentos lacustres comienza con la obstrucción del Arroyo Santa Rosa debido al dique formado por las enormes masas del derrumbe Los Pinos. Posteriormente inicia el relleno de la cuenca, alcanzando un nivel máximo de hasta 76 m, en donde después comienza una fase erosiva del dique y de los sedimentos lacustres hasta una profundidad de 20 m. Continúa la erosión hasta el nivel actual con la formación de la Terraza Posterior Los Pinos.

Los niveles altos y muy antiguos de los relictos de terraza T4 y T5 se encuentran cubiertos por el derrumbe y la Terraza Principal Los Pinos. El límite inferior de esos relictos, se encuentra actualmente por encima de los sedimentos lacustres y de la terraza que los cubrió.

En la zona de Los Altares (km 36, Mapa 1, Fig. 3.3) se realizó una perforación en el lecho del arroyo con el propósito de dotar de agua al parque recreativo ahí existente, encontrando gravas hasta los 36 m de profundidad. Este nivel, se ha inferido como el límite inferior de la Terraza Anterior Los Pinos (Fig. 3.3), encontrando dentro de los sedimentos lacustres, relictos de esta misma. Probablemente la Terraza Anterior Los Pinos se correlaciona con la Terraza Anterior de El Calabozo 1 y 2 y con la Terraza Alta de Iturbide, que se interdigita con el travertino, por lo que se le atribuye la misma edad de 250 - 350 Ka.B.P.

La Terraza Posterior Los Pinos, al igual que la Terraza Principal que cubre a los sedimentos lacustres de El Calabozo 2, podrían tener el mismo origen y ser correlacionadas en el evento de erosión y acumulación más reciente que a la vez destruyó el paleodique y a los sedimentos lacustres de El Calabozo 2 (Capítulo 2, Paleolagos). De esta manera, la Terraza Posterior Los Pinos, tendría una edad Holocena. En el Capítulo 5, Estratigrafía, se discute más ampliamente sobre la secuencia o probables secuencias estratigráficas de los sedimentos y eventos cuaternarios.

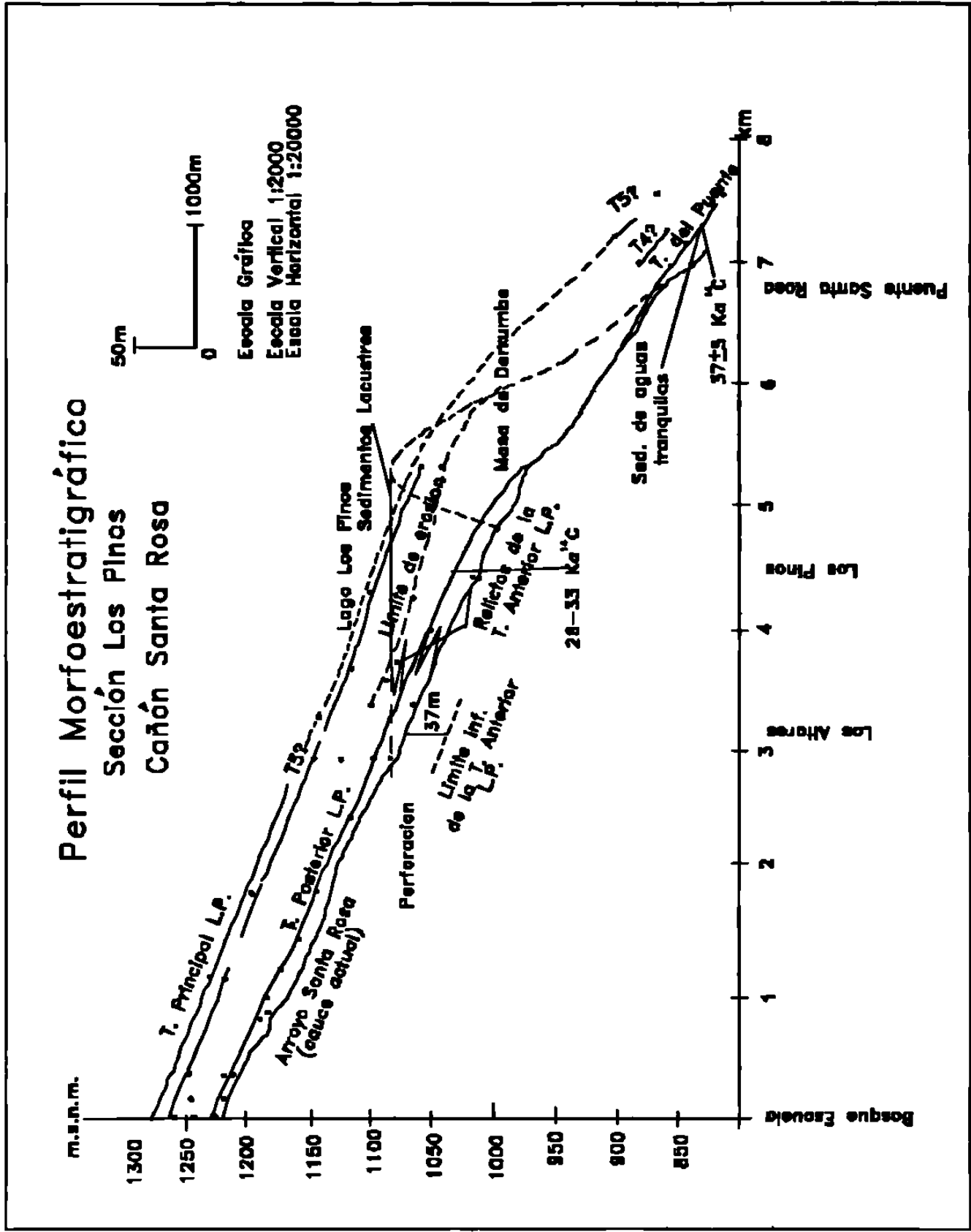


Fig. 3.3 Perfil Morfoestratigráfico, Sección El Calabozo - Los Pinos - El Puente. Las referencias de localización indican los puntos de observación de los elementos del perfil.

# Perfil Morfoestratigráfico

Sección El Puente Las Crucitas  
Cañón Santa Rosa

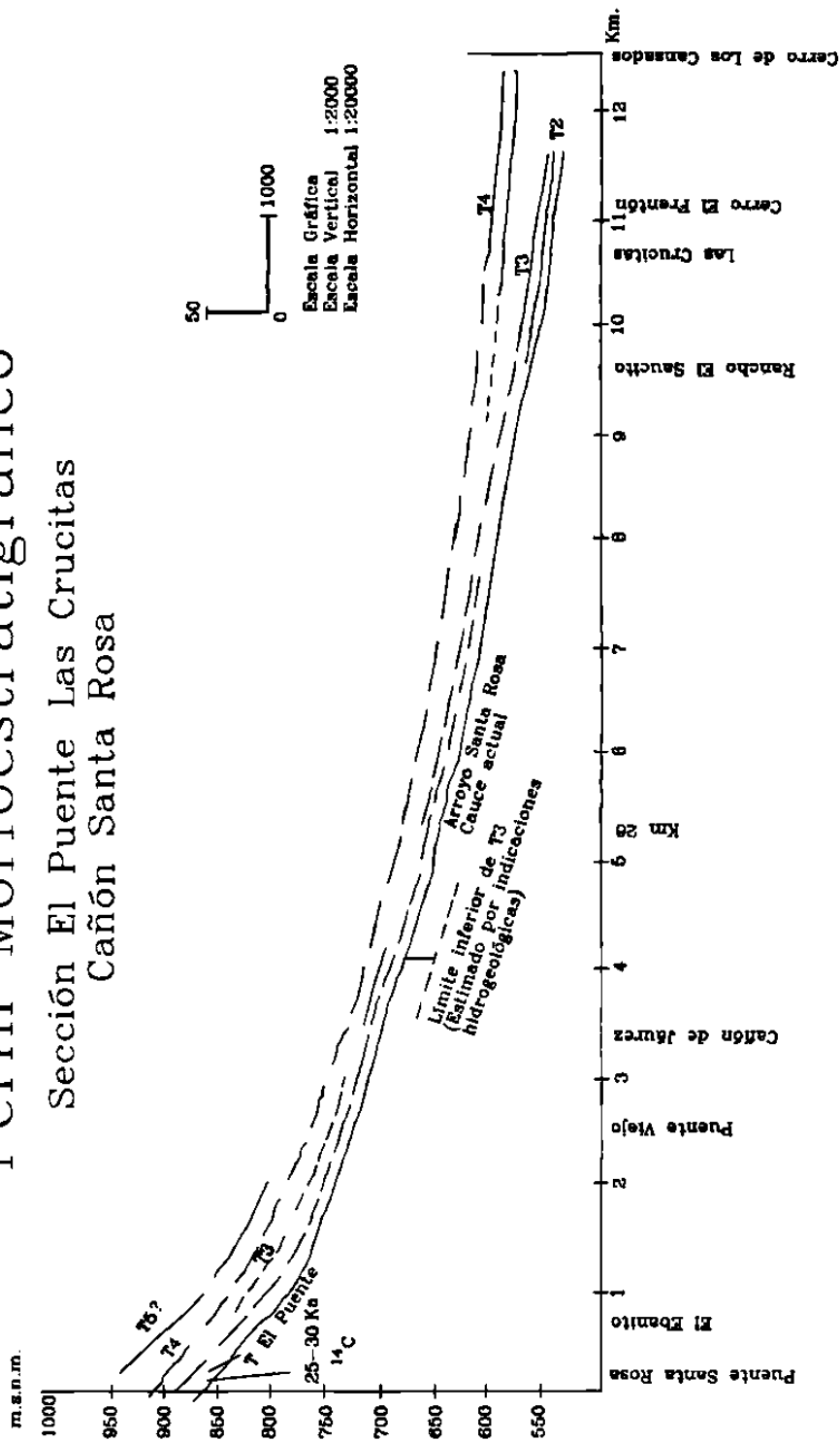


Fig. 3.4 Perfil Morfoestratigráfico, Sección El Puente – Las Crucitas, Cañón Santa Rosa. Las referencias de localización indican los puntos de observación de los elementos del perfil.

A partir del fechamiento de muestras de materia orgánica que se encuentran en los sedimentos finos, se obtuvo una edad  $^{14}\text{C}$  de  $37 \pm 5$  Ka.B.P. que indica que esta terraza se formó al mismo tiempo que los sedimentos lacustres de Los Pinos, cuyo rango de edad obtenida en las partes basales y media de los sedimentos, va desde 26.250 Ka.B.P. hasta 33.515 Ka.B.P.  $^{14}\text{C}$ .

La interpretación sedimentológica y geológica de esta terraza ha sido descrita en el Capítulo 4, Sedimentología, en la sección 4. 7 Terraza El Puente.

El evento que erosionó al dique y a los sedimentos lacustres hasta 20 m de profundidad y que posteriormente rellenó con la Terraza Principal Los Pinos, probablemente es la que comprende a la parte superior de la Terraza El Puente, con la descarga de bloques angulosos y limos del dique Los Pinos, terminando al fin con boleos y un horizonte de gravas medianas y mejor redondeadas (Fig. 4.7).

La formación o desarrollo de la parte basal de sedimentos finos de la Terraza del Puente corresponde a la formación del Lago Los Pinos, con el rango de edad de 26.250 a 33.515 Ka.B.P.  $^{14}\text{C}$ . La Terraza Baja El Puente se correlaciona en su parte superior, compuesta de bloques y gravas con el evento formativo de la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo, así como con la destrucción del dique del Calabozo 2 y con la cubierta de gravas sobre los sedimentos lacustres del Calabozo 2 (Fig. 3.2), con la Terraza Principal Los Pinos (Fig. 3.3) y con el nivel de la terraza T2 de la Planicie Costera (Fig. 3.4), es decir al primer escalón mayor de 7 m sobre la terraza actual de inundación. Estos eventos representan la fase de erosión y acumulación más reciente dentro del Cañón Santa Rosa y su prolongación a la Planicie. Todos ellos se ubican en un rango de edad menor a los 5 Ka.B.P. En el Capítulo 5, Estratigrafía, se discute más ampliamente la secuencia estratigráfica de estos sedimentos.

En la continuación hacia la salida del arroyo del Cañón en dirección a la Planicie en donde se encuentra su zona de inundación, se localizan muchos relictos de terraza de varios niveles (Fig. 3.4).

Los relictos de la Terraza Alta y Más Alta (T3,T4) y la Terraza 5, que representa al nivel más antiguo determinada dentro del sistema cuaternario de la región, pueden ser prolongados hasta su conexión con relictos de terraza que se encuentran frente al margen Este de la Sierra. Estos relictos posteriormente continúan hasta dentro de la Planicie como escalones en una morfología de cerros con crestas "aplanadas", derivadas de una inversión de relieve (Figs. 1.3 y 1.4).

La terraza más antigua y más alta, que presenta una altura de alrededor de 70 m y que empieza a determinarse después de la zona de derrumbes de El

**Calabozo 1 (Fig. 3.2) se continua en algunos relictos a la altura de Los Pinos (Fig. 3.3) y es más común a la altura del Puente Santa Rosa, entre los kms 31 y 32 (Fig. 3.4). Este es el nivel que se correlaciona con la T5 (Ruiz, 1990) cuyo único relicto conservado fue determinado en el Cerro del Tepeyac (Fig. 1.3).**

**La Terraza Más Alta (T4) de la que se encuentran pocos relictos en el Puente Santa Rosa, se conecta con relictos de T4 (Ruiz, 1990) que están en Las Crucitas, a la altura del Rancho El 18 (Mapa 1, Fig. 3.4) y en el Cerro El Frentón (Mapa 1, Fig. 3.4) y que gradualmente sigue una dirección diferente y anterior al curso actual del Arroyo Santa Rosa (Mapa 1). Esta prolongación continúa hacia la Planicie al conectarse con el relicto de T4 (Ruiz, 1990) que se encuentra sobre el Cerro Los Cansados (Mapa 1, Fig. 3.4), a la altura del km 18 y límite del área de estudio.**

**La Terraza Alta (T3) del Cañón se conecta con relictos que se encuentran en Las Crucitas, en el Cerro El Frentón (Mapa 1, Fig. 3.4) que en su prolongación como canal de gravas hacia la localidad de Ojo de Agua Las Crucitas, atestigua el cambio del curso del Arroyo Santa Rosa, que tenía una dirección original al Noreste, posteriormente cambió al Este y en la actualidad presenta una dirección franca al Sur (Mapa 1). En las etapas de cambio de curso ocurren las fases de acumulación de las terrazas T3 y T2 (Fig. 3.4; Ruiz, 1990).**

Ya que todos los niveles de terraza del área de trabajo presentan similitud en su sedimentología, se optó por describir la Terraza Baja, que se presenta más completa a lo largo del área. Después se optó por escoger áreas que reflejaran cambios en el perfil (véase Mapa 1). La ubicación de los perfiles es descrita como sigue:

1) Inicio del área, aproximadamente en el km 46, con condiciones de valle amplio, con subsidencia, bajo gradiente, río con meandros (Fig. 4.1).

2) Después del área de derrumbes, aguas abajo de El Calabozo. Aproximadamente en el km 40, en un valle en "V", alto gradiente, con influjo de material de escombros de los derrumbes (Fig. 4.2.).

3) Cerca de Los Altares, km 37, en una sección estrecha, con alto gradiente, y más alejado de los derrumbes de El Calabozo (Fig. 4.3).

4) En el área del Paleolago Los Pinos, km 35, con bajo gradiente (Fig. 4.4).

5) Debajo del Puente Santa Rosa, km 32, con condiciones locales de aguas tranquilas, de baja velocidad, sedimentos laminados ricos en limos y arcillas. Este perfil se localiza después del Derrumbe de Los Pinos (Fig. 4.5).

6) Margen de la sierra, donde aflora principalmente la Formación Méndez, con abanicos aluviales y extensa presencia de escombros, aprox. km 26 (Fig. 4.6).

7) Las Crucitas, en el Rancho El 18, a la altura del km 21, frente a la conexión con las terrazas de la Planicie Costera (Fig. 4.7).

#### **4.1 ORIENTACIÓN DE LAS GRAVAS**

La fábrica de los sedimentos fluviales está en función primaria de su orientación, la cual está controlada principalmente por el medio de transporte, el tipo de flujo, dirección y velocidad de las corrientes. Sin embargo, la morfología de la superficie de depositación puede también controlar la orientación. Esto último es visto principalmente en los sedimentos con tamaños de grano de arena (Collinson y Thompson, 1989).

Diversos autores señalan que la orientación de las gravas también está en función de su forma y de las características del río que las transporta. De tal



modo, que en los ríos con avenidas esporádicas, las gravas presentan un arreglo normal al flujo, mientras que en los ríos con flujos continuos, la orientación es paralela a la corriente. Otros estudios señalan que la orientación está en función del gradiente del cauce. De esta manera, en los cauces con alto gradiente, como los que se encuentran en las zonas montañosas, las gravas están orientadas en forma paralela a la corriente, en tanto que en los de bajo gradiente, se presentan orientaciones normales a la dirección de la corriente. Un tamaño menor, o un incremento en la concentración de las gravas reduce el grado de orientación preferencial.

La imbricación es común en las gravas de forma plana discoidal, las cuales se arreglan en una fábrica donde una está sobre la otra, produciendo patrones de imbricación con inclinaciones en contra del flujo (hacia aguas arriba). La imbricación se presenta bien desarrollada en donde la concentración de gravas es alta. Esta característica se observa en la Terraza Principal de Iturbide, ubicada al Oeste de Iturbide, en el límite del área de estudio. También se encuentra en relictos de las Terrazas Altas y Muy Altas a lo largo del Cañón Santa Rosa, a la altura de Los Pinos, Los Altares, aguas abajo del Puente Santa Rosa, y hasta en el relicto que yace sobre el Cerro El Frentón, ya fuera del Margen de la Sierra. El ángulo de inclinación de las gravas fluviales en el área de estudio es generalmente de 15° a 30°.

#### 4.2 OBSERVACIONES SOBRE EL GRADO DE REDONDEZ

La utilización del método visual para la determinación del grado de redondez de los clastos de grava (ver pág. 8), permite de una manera rápida obtener argumentos para interpretar y tratar de definir elementos que componen la historia de los sedimentos fluviales.

El valor inicial obtenido del primer nivel de terraza, en el límite Oeste del área de trabajo (Mapa 1) es de 207, mientras que en la parte final, en el Cerro "Los Cansados" (Mapa 1) es de 250. Como se puede observar no existe una diferencia sustancial en los valores de redondez, aún y cuando el río recorre más de 28 km desde Iturbide a Las Crucitas, encontrando en su paso, cambios morfológicos marcados de su cauce, presentando variaciones y valores similares del grado de redondez dentro del cañón debido a condiciones locales del arroyo.

En forma general, se puede concluir que los valores de redondez presentan un incremento en dirección a la Planicie Costera. Sin embargo, es posible determinar valores relativamente altos en terrazas que se encuentran

todavía lejos del frente de la sierra, inmediatamente antes de otros cuerpos de terraza con valores de redondez bajos. Las observaciones de estas terrazas indican que éstas se encuentran en áreas en donde la amplitud del cauce es relativamente mayor que en otras partes, y de que el gradiente es menos pronunciado, además de que el aporte de los arroyos tributarios no es significativo. Con todo ésto, es posible entender que la mecánica misma para que las aristas de los clastos en la carga del río se redondeen está en función de varios factores además de la distancia de recorrido. La redondez de las gravas se acentúa en los clastos mayores de 10 cm, es decir que en los cantos rodados y en los boleos se aprecia mucho mejor el resultado del retrabajamiento de los sedimentos que transporta el río. Esto es debido al mayor peso de los bloques que al ser arrastrados y no suspendidos, en el medio acuoso, entran en un mayor y agresivo contacto uno con otro, en tanto que los clastos menores a ese diámetro, al ser en parte suspendidos presentan redondez menor. Otro factor muy importante para la uniformidad del grado de redondez, a lo largo de todo el Arroyo Santa Rosa, está representado por la litología calcárea y siempre constante de las gravas.

Los valores disminuyen bruscamente en los sitios donde se presenta:

- a) La cercanía de las masas de derrumbes
  - a<sub>1</sub>) El Calabozo
  - a<sub>2</sub>) Los Pinos
- b) Un aporte de arroyos tributarios de corta longitud y alto gradiente
- c) Las laderas con escombros y derrumbes
  - c<sub>1</sub>) Afloramientos verticales de formaciones calcáreas del Cretácico Inferior
  - c<sub>2</sub>) Escombros de calizas con pedernales
  - c<sub>3</sub>) Sinclinales donde afloran las unidades calcáreas arcillosas del Cretácico Superior
  - c<sub>4</sub>) Clastos laminares, hojuelas de Agua Nueva - Méndez.
- d) Márgenes escarpados

El grado de redondez aumenta en las zonas donde el cauce del río se torna amplio. Coincide con los sitios en donde el río corta los núcleos de los sinclinales. Esto es, en las áreas donde la Formación Méndez aflora ampliamente y principalmente en el pie de la Sierra, frente al antepaís. La lutita representa una superficie más débil al contacto de los bloques y gravas arrastrados en la corriente.

En las partes donde el gradiente del arroyo cambia a uno más suave ocurre la depositación de las gravas, con lo que se reduce la distancia de transporte y el retrabajamiento.

### 4.3 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO

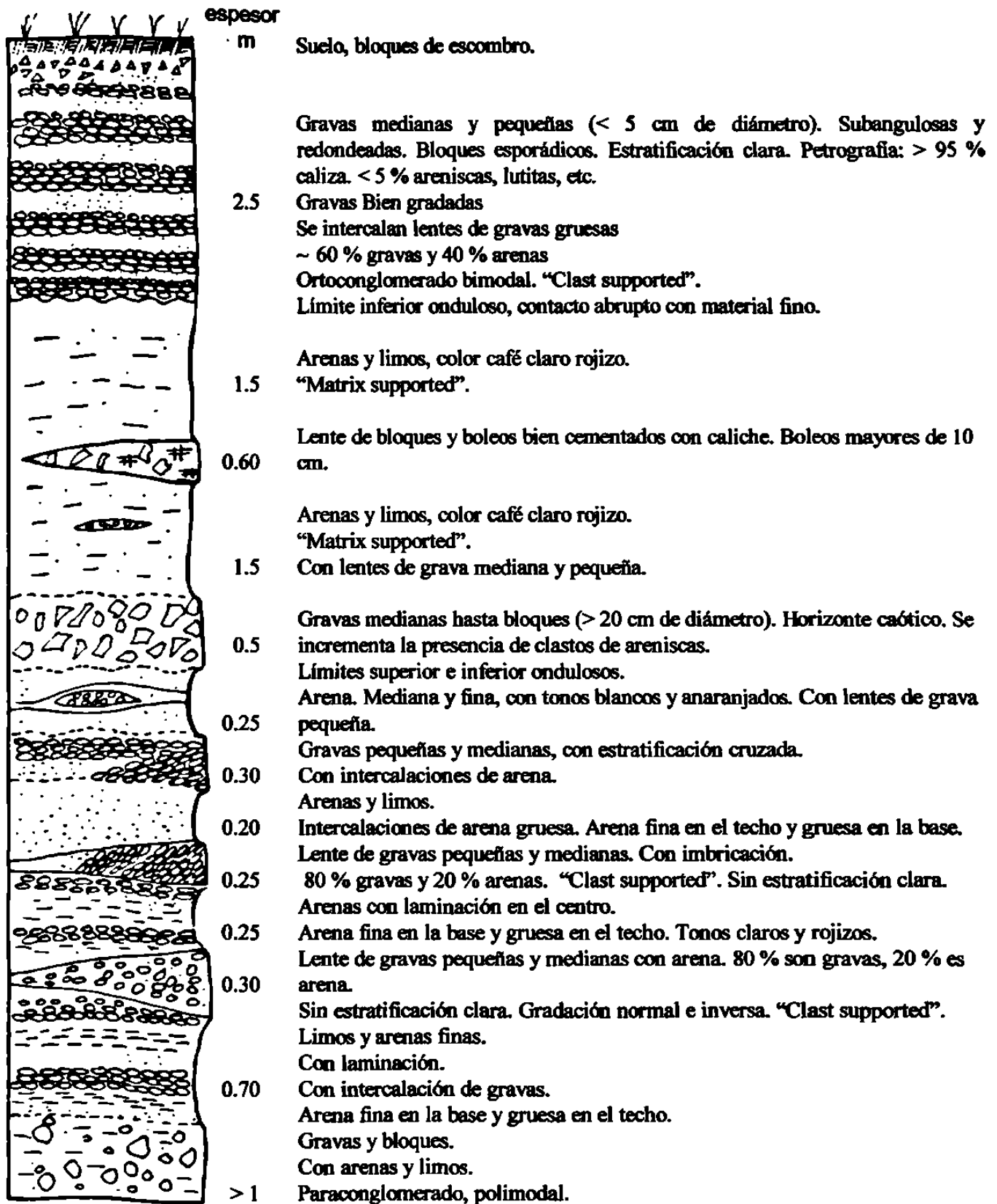
Hacia la parte inicial del área de trabajo, aproximadamente 1 km aguas arriba de la zona urbana (véase Mapa 1), se encuentra la Terraza Principal de Iturbide, con un espesor que varía de 8 a 15 m. En este nivel (Fig. 4.1) es posible determinar más de 80 % de gravas, subangulosas a redondeadas, aunque algunos metros más aguas abajo, disminuye este porcentaje hasta el orden de 20 a 30 %, en tanto que los limos y las arenas dominan con más del 60%. Este cambio en la composición es debido a la sinuosidad del cauce, ya que se presenta en una zona de valle amplio dando lugar a meandros. En general, las gravas dominan a lo largo de todo el afloramiento de este nivel.

La composición de los clastos es predominantemente de calizas (>90%). El resto lo componen areniscas, pedernales, conglomerados más antiguos y algunos clastos de lutitas. La forma de las gravas es irregular, subangulosas ( $\phi_R=207$ ). El afloramiento puede ser descrito como unimodal y bimodal bien clasificado. Unimodal debido al bajo porcentaje de matriz fina relleno de los poros. Bimodal también puede ser aplicado por los tamaños de los clastos que se reparten en gravas y boleos (Collinson y Thompson, 1989). En estos horizontes la porosidad y la permeabilidad son altas. Cuando sobreyacen capas de limos o arcillas se aprecian marcas de humedad debido al abrupto cambio de permeabilidad. Los horizontes donde existe el mayor porcentaje de gravas pueden ser descritos como un 'clast supported framework', mientras donde la matriz fina predomina se describe como 'matrix supported' (Collinson y Thompson, 1989). En pequeñas zonas de las terrazas existen afloramientos de horizontes polimodales, mal clasificados. Los niveles de gravas fluviales con clastos bien clasificados (del mismo tamaño y forma), misma petrografía, con o sin matriz fina, también pueden ser clasificados como ortoconglomerados (Collinson y Thompson, 1989). En tanto que los afloramientos de sedimentos pobremente clasificados, de 'matrix supported' y con una distribución muy variable de tamaños se describen como paraconglomerados (Collinson y Thompson, 1989)

En esta sección la gradación de las gravas es marcada por la diferencia de tamaños de los clastos. Aunque no siempre está presente. La secuencia normal de abajo hacia arriba, de un sedimento rico en arenas, es de gruesos a finos, pero en las zonas del cauce, ricas en gravas, donde las velocidades y turbulencias varían se presenta una gradación inversa. Esto puede ser debido a la dispersión de presiones ó a la pérdida progresiva de grandes clastos del fondo debido a los mayores esfuerzos de cizalla de la corriente (Collinson y Thompson, 1989). A lo largo de este nivel de terraza es posible encontrar los dos tipos de gradación.

Las gravas se orientan con su eje mayor en forma paralela al cauce, principalmente las de forma discoidal o alargada, presentan imbricación. Ésta

**Fig. 4.1 Perfil Esquemático de la Terraza de Iturbide a la altura del km 46. Inicio del Área de Estudio. Lado sur del arroyo.**



se caracteriza por que las superficies aplanadas de los clastos se inclinan en contra de la corriente. La imbricación mostraría la posición más estable de los clastos, ya que las fuerzas de arrastre y levantamiento son minimizadas y los contactos de la partícula yacen en el lado y pared delantera de su centro de gravedad (Collinson y Thompson, 1989).

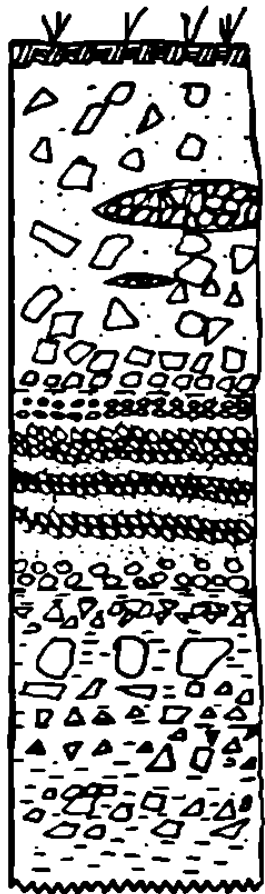
En cuanto a la presencia de estratificación, esta sección es notable por cambios en tamaño de grano, clasificación, fábrica y ligeros cambios de color (Fig. 4.1). Es muy rica en afloramientos en donde se encuentran intercalaciones de arenas y gravas, así como de gravas de distintos tamaños. Existen también contactos abruptos entre capas, marcados por diferencia de tamaño de grano. Este tipo de contactos se pueden explicar como productos de una serie de eventos de depositación. Como ya se mencionó, indican cambios en la energía y medio de transporte, dirección y velocidad de la corriente. Por ejemplo, en donde existen gravas y boleos sobre arenas y limos, se puede interpretar como un cambio de dirección del cauce hacia áreas de inundación antiguas o abandonadas. Lo cual es muy probable porque existe el espacio y el tiempo necesarios para que la carga del río sea depositada en distintos sitios y al mismo tiempo cubrir depósitos anteriores, formando así un sólo nivel de terraza.

El análisis sedimentológico de esta sección, indica alternancias climáticas de mayor y menor humedad dentro del período de formación del nivel. Las avenidas de alta energía (tiempos húmedos) depositaron su carga sobre los sedimentos finos, previamente depositados y erosionados (tiempos de menor precipitación).

#### **4.4 SECCIÓN ABAJO DE EL CALABOZO**

El perfil se localiza a la altura del km 40, en el lado Sur del arroyo, en la Terraza Posterior El Calabozo 2 (Perfil 3.2, pág. 56) y es de aproximadamente 50 m. El gradiente del arroyo es alto, en un cañón estrecho, justo en los límites de la zona de derrumbes de El Calabozo (ver Mapa 1). Esta terraza refleja la actividad fluvial sobre materiales de escombros del derrumbe.

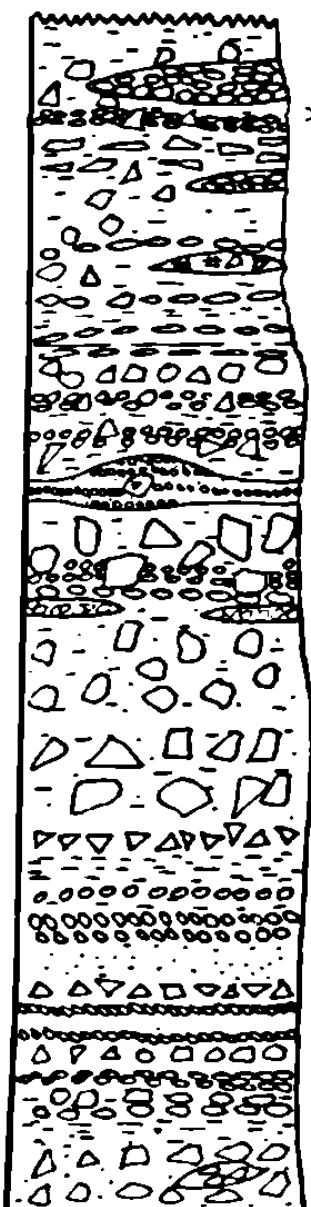
La interpretación sedimentológica demuestra que en diferentes eventos se transportaron y depositaron los bloques y boleos, mientras que en otros se depositaron los horizontes bien estratificados de arenas y gravas (Fig. 4.4). Se refleja la alternancia de eventos de alta energía que probablemente erosionaron al material de los diques del Calabozo 1 y 2. La intercalación con horizontes bien marcados de lutitas, limos y clastos pequeños de las Formaciones del Cretácico Superior, es más notoria hacia la



**Espesor Suelo**

- m material de escombros. Transportado de los derrumbes  
20 cm diámetro promedio de los bloques con horizontes de clastos y boleos de 5 - 10 cm, y limos. "Clast supported".
- 4 Más de 60 % de bloques. Menos del 40 % de limos y arenas. Petrografía: calizas y algunos clastos tabulares de Fm. Agua Nueva y San Felipe.  
No se observa claramente gradación ni estratificación. Mal clasificado. En la base se encuentran gravas y boleos pequeños en limos.  
Aspecto de paraconglomerado.
- 2 Gravas pequeñas con estratificación. < 5 cm diámetro. Contacto superior marcado. Con imbricación. Horizonte bien clasificado. Alternancia de capas de gravas medianas y pequeñas. Con gradación inversa y normal. Los ejes mayores de los clastos paralelos al cauce. Petrografía: > 90 % calizas, el resto clastos tabulares de Formaciones Agua Nueva y San Felipe.
- \*R 185
- 2.5 Horizonte de bloques y boleos, aprox. 40 % de Fm. Agua Nueva y San Felipe, con presencia de calizas angulosas. 5 cm de diámetro.
- \*R 116 Bloques y boleos entre gravas grandes y medianas, angulosas y subangulosas. Principalmente de Fm. A.N. y S.F. Algunas gravas de calizas de Fm. Cuesta del Cura con "Matrix supported". Existen intercalaciones de limos entre las gravas y boleos pequeños.

**Carretera**



- > 10 Escombros en una matriz fina (harina de roca, limos, arenas). "Matrix supported". Mal clasificado. Con esporádicas laminaciones en capas ricas de clastos orientados de Lutita Méndez y San Felipe flotando entre los limos. Con lentes de gravas más redondeadas y clasificadas. También lentes de conglomerados bien cementados hacia la base.  
Los horizontes de lutitas y limos pueden provenir de los arroyos laterales del lado sur. Estos sedimentos sobreyacen a horizontes de gravas angulosas de Fm. Agua Nueva y San Felipe, de escombros de derrumbe transportado.
- 10 Gravas medianas y grandes con bloques de escombros entre los horizontes de capas gradadas y laminadas. Con intercalaciones de gravas medianas y finas. Entre este horizonte se encuentra un lente de gravas, bien clasificado (ortoconglomerado), con gradación normal e inversa, de espesor de 2.5 m. Bloques de 50 cm a 1 m. Se encuentran entre limos y arcillas.  
Horizontes y lentes de gravas estratificadas.
- 6 Escombros y gravas con limos. Los bloques, boleos y gravas son angulosas. Se encuentran en una "Matrix supported".  
Sin orientación preferencial definida.
- 2 Bloques y boleos angulosos. Los bloques son mayores de 1 m.  
Se encuentran en una matriz fina.
- 3 Gravas medianas y pequeñas (< de 5 cm de diámetro), estratificadas, en alternancia con gravas angulosas, gruesas (~ 10 cm de diámetro). Horizontes de gravas pequeñas, imbricadas, con gradación inversa, subangulosas y angulosas. Bien clasificadas.
- 5 Intercalación de capas de gravas pequeñas y arenas. Gravas mal clasificadas con bloques de ~ 1 m. Horizonte mal clasificado.
- 5 Bloques en limos y arenas. Más del 70 % son bloques de caliza y menos del 30 % son limos y arenas. Horizonte mal clasificado.

Base sobre capas volcadas de la Formación Agua Nueva.

parte superior de la terraza (Fig. 4.2), en el lado Sur del arroyo, que es donde converge un arroyo tributario que corta el núcleo del sinclinal de El Calabozo, y que baja de Sur a Norte. En cambio en la parte expuesta de la terraza, sobre el nivel actual del río, no se observan las lutitas ni los clastos tabulares, producto de la erosión de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

El gran tamaño de los bloques (>1 m) indica la alta energía de transporte y la corta distancia de la fuente (aprox. 500 m). Se deduce un transporte fluvial de los bloques debido a que se intercalan con los horizontes bien gradados de gravas y arenas.

La observación en el campo sugiere que los sedimentos de horizontes bien estratificados, intercalados en esta terraza, se depositaron sobre sedimentos previamente erosionados, ya que muchos de los sedimentos gruesos subyacentes están limpios de arenas y limo y los contactos son ondulados.

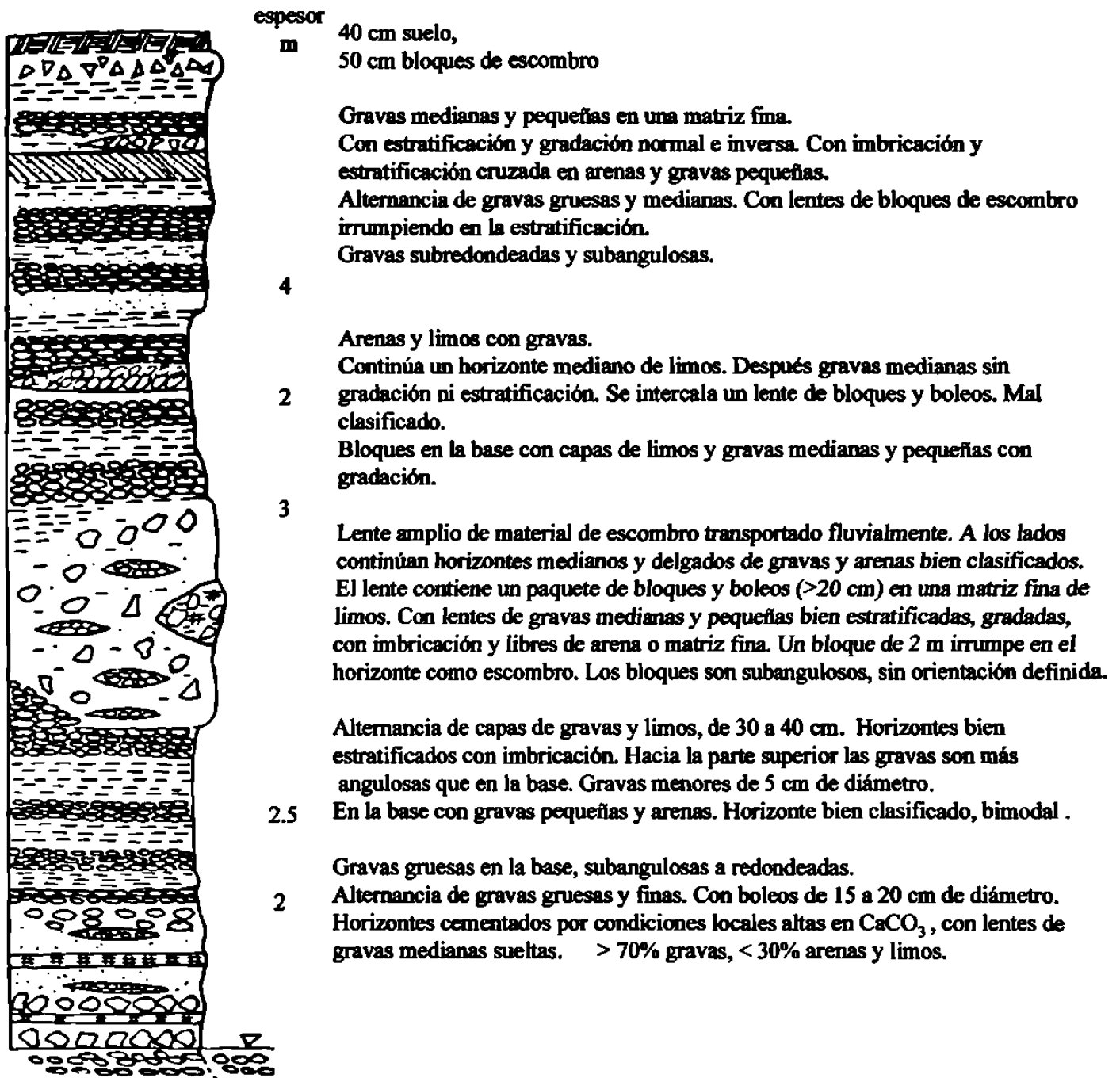
Los limos en donde flotan los bloques y boleos, pueden significar la harina de roca formada durante el derrumbe, además de sedimentos lacustres erosionados, que eventualmente fueron trasladados aguas abajo en forma de pequeñas intercalaciones. Durante los eventos de alta energía fluvial fueron deslavados y transportados hacia aguas más abajo.

Justo al pie de esta terraza, se encuentran grandes bloques (de 1.5 a > 4 m) compuestos principalmente de caliza masiva y de conglomerados bien cementados, subredondeados, de gravas angulosas y subangulosas. El cemento de los conglomerados es calcáreo y presenta huellas de disolución. Esto refleja que la energía fluvial en tiempos más recientes ha sido capaz de transportarlos desde el material de derrumbe hasta esta parte, al igual que como se aprecia en el perfil de la terraza. Hacia aguas más abajo, disminuye notablemente el tamaño y presencia de los bloques mayores de 1 m. Algunos de los bloques redondeados de conglomerados son semejantes a los depósitos en forma de barras de gravas angulosas que se encuentran en la parte Norte, alta del Derrumbe de El Calabozo (véase Mapa 1). Estas barras, extensas, contienen clastos angulosos, calizos, bien clasificados y cementados, y se orientan (bajan) hacia el arroyo actual. Son producto de clasificación por gravedad y drenaje y su cementación se favorece por la harina de roca rica en carbonato de calcio. Pedraza (1996), reporta estas estructuras coincidiendo con algunas de las observaciones aquí descritas. En la actualidad se forman en los escarpes inclinados y son conocidas localmente como chorreras.

#### **4.5 SECCIÓN LOS ALTARES**

El perfil se localiza a la altura del km 37 + 500, en el lado Norte del arroyo, en la parte cóncava de un meandro (véase Mapa 1). Presenta un espesor de 14 m.

**Fig. 4.3 Perfil esquemático de la Terraza de los Altares. Lado Norte del Arroyo Santa Rosa**





Este nivel corresponde a la Terraza Posterior Los Pinos (ver Fig. 3.3). Se encuentra en una zona donde las formaciones precuaternarias, principalmente del Cretácico Inferior, se presentan en paredes verticales y en rumbos paralelos al curso del río, favoreciendo el aporte de escombros de eventuales derrumbes que interrumpieron los procesos de transporte y sedimentación de gravas y arenas.

La presencia de horizontes de limos (Fig. 4.3) es por el cambio de curso del río. Los bloques están redondeados, aunque los de mayor tamaño reflejan condiciones de transporte por gravedad. Se aprecia el ondulamiento de los horizontes bien clasificados que subyacen a los bloques.

Las gravas que componen esta terraza presentan sus ejes mayores en forma paralela al cauce del arroyo. Debido a condiciones locales de alta concentración de carbonatos de calcio, se favoreció la litificación y formación de conglomerados bien cementados, que con la alternancia de gravas sueltas, arenas y limos remarca la formación de facetas en el perfil. Exceptuando la presencia de los bloques de escombros, el perfil presenta condiciones de depositación muy regular, rítmica y con alternancia de intervalos de alta y baja energía.

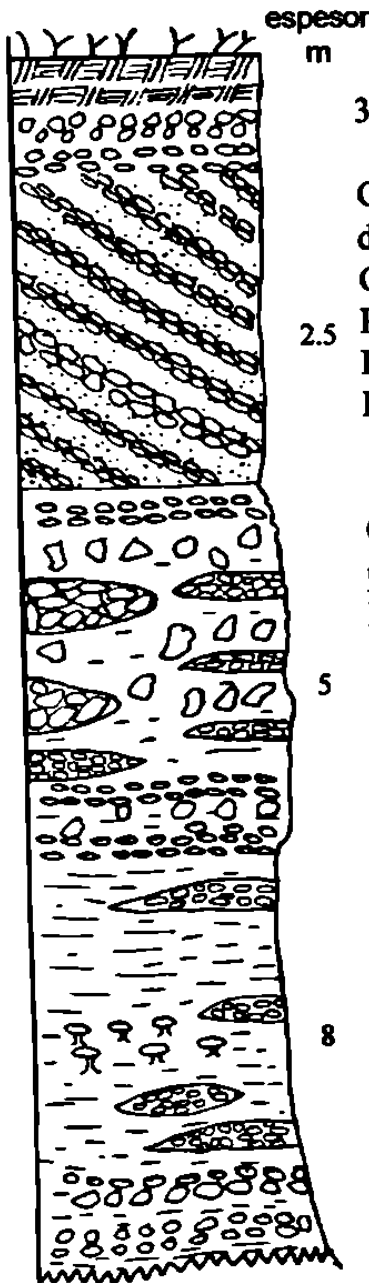
#### 4.6 SECCIÓN LOS PINOS

Esta sección se localiza en la localidad conocida como Los Pinos (Mapa 1) a la altura del km 35.5, en el lado Norte de la carretera, casi frente a la Escuela Miguel Hidalgo. Presenta un espesor de alrededor de 16 m.

La característica principal de este nivel (Fig. 4.4) es que se encuentra en las inmediaciones del Paleolago Los Pinos y corresponde a la Terraza Posterior Los Pinos (ver Fig. 3.3). En el perfil se observa un paquete de gravas de delta, al parecer una facie distal deltaica, que cubren a gravas estratificadas con irrupciones de bloques y boleos que yacen sobre sedimentos finos, lacustres.

El horizonte de gravas inclinadas (Fig. 4.4) es sobreyacido hacia la facie lateral ( $\approx 100$  m rumbo al centro de la cuenca) por sedimentos lacustres, en donde se aprecia un relleno de canal con condiciones de meandro dentro de los mismos sedimentos lacustres. Las gravas de las formaciones del Cretácico Superior (calizas y lutitas laminadas), son más comunes en las cercanías de los arroyos tributarios (Mapa 1) que cortan y ceden material al horizonte que se describe.

**Fig. 4.4 Perfil esquemático de la Terraza Baja casi frente a escuela de Los Pinos. Lado Norte del arroyo y carretera. Km 35.5**



30 cm suelo café oscuro y limos, con bloques de escombros.

Gravas subangulosas y redondeadas. Principalmente de calizas. De 5 cm de diámetro. Gravas medianas y pequeñas. Con estratificación cruzada.

Gravas intercaladas con un horizonte de boleos.

2.5 Puede significar la parte frontal de un delta.

Los clastos de arenisca bien redondeados.

Hacia la base se encuentran gravas orientadas horizontalmente

Gravas, bloques y boleos en una matriz fina - limosa. Con horizontes de gravas pequeñas en capas y lentes.

Horizontes de boleos y bloques angulosos en la matriz fina.

Se aprecia una estratificación burda.

5 En la base se encuentran horizontes de gravas pequeñas, apretadas, sin limo.

Sedimentos lacustres color café claro con lentes de gravas medianas y pequeñas subangulosas, con estratificación en la base, en capas de 10 a 20 cm.

Se intercalan con lentes y horizontes (20 cm) de clastos de caliza laminada de las formaciones San Felipe y Méndez.

< 1 % de materia orgánica.

No es clara la laminación en los limos pero se aprecia estratificación.

La erosión produce 'castillos' de gravas.

Límite inferior sobre nivel de gravas, 1m de altura sobre el cauce actual del arroyo.

La presencia de facies de deltas dentro de los niveles de terraza, es más común en las cercanías de los sedimentos lacustres y reflejan la actividad del río suministrando sedimentos finos hacia el centro de la cuenca, dejando los más pesados en la desembocadura. La energía fluvial se interpreta mejor al encontrarse horizontes aislados de gravas y arenas gruesas dentro de los limos bien laminados. El crecimiento o aumento de la cuenca lacustre, en dirección aguas arriba, se observa al encontrar sedimentos finos sobreyaciendo los horizontes de gravas de facie deltaica.

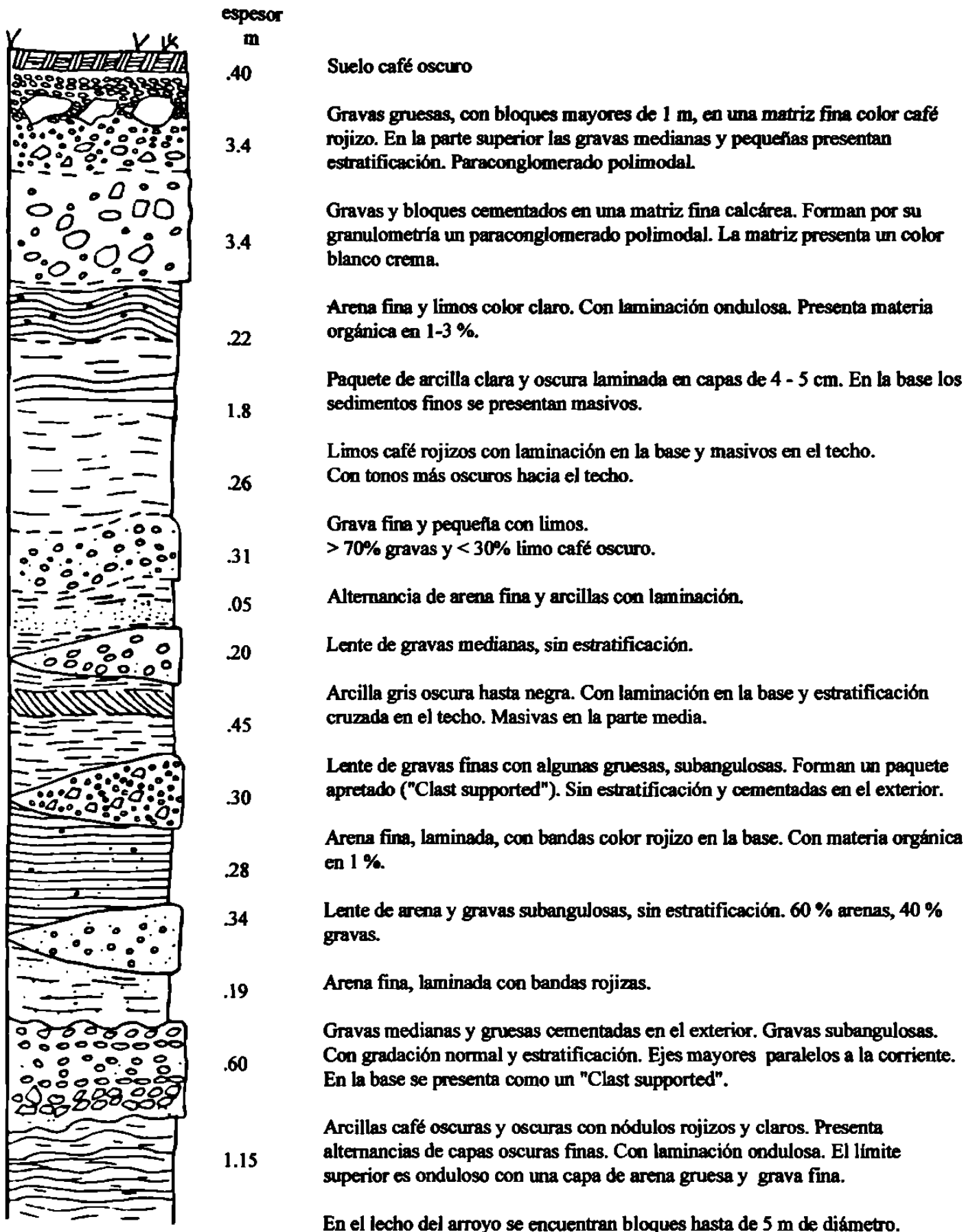
#### 4.7 SECCIÓN PUENTE SANTA ROSA

Aproximadamente 100 metros al Este del Puente Santa Rosa, km 32, (Mapa 1), directamente sobre el cauce del arroyo actual se presenta un nivel de terraza baja de 17 a 20 m de altura. Corresponde a la Terraza Baja del Puente (ver Fig. 3.4). Se caracteriza por la presencia de un potente paquete basal de sedimentos finos, limo arcillosos, con intercalaciones de arena y gravas, cubierto por boleos y bloques (Fig. 4.5).

La parte del Cañón Santa Rosa donde se ubica esta terraza presenta un cañón estrecho, con un cambio de gradiente del río (Fig. 3.4), justo aguas abajo del material de escombros del paleodique Los Pinos (Mapa 1). La terraza es de los pocos niveles dentro del área de estudio que presenta dentro de su litología una depositación de sedimentos finos, bien laminados, de color oscuro y claro (Fig. 4.5).

La interpretación de este nivel es que durante su formación, no era un sitio influenciado por la energía fluvial y su carga, ya que aguas arriba existía un lago que contenía las avenidas del río, en tiempos de alta precipitación pluvial. Por lo tanto, existieron condiciones locales de aguas tranquilas, en una especie de "poza", como existen en algunas partes de los ríos actuales, y en donde además se acumula una gran cantidad de material orgánico - vegetal -, que se descompone lentamente en condiciones reductoras, en un proceso similar a la formación de turba. Esta es la razón del color oscuro, bituminoso de los sedimentos de la base. El agua era suministrada por la lluvia y los manantiales que se encuentran debajo del puente. Los sedimentos podrían provenir de las laderas de los cerros y de la falda Este del paleodique Los Pinos, arrastrados por la precipitación. Los resultados de los análisis de  $^{14}\text{C}$  y de estudios de polen de los sedimentos finos, se discuten en el capítulo 5.

**Fig. 4.5 Perfil esquemático de la Terraza Baja del Puente Santa Rosa (Km 32)**



Hacia la parte superior de la terraza (Fig. 4.5) se presenta un grueso paquete de gravas y bloques de escombros. Estos sedimentos evidencian la etapa de destrucción del Paleodique Los Pinos, por eventos fluviales de alta energía. El primer paquete (Fig. 4.5) es polimodal por la amplia granulometría de las gravas y boleos, subangulosos, transportados fluvialmente y cementados en una matriz color crema, de sedimentos finos, probablemente de harina de roca. En tanto, hacia la parte superior (Fig. 4.5) se presenta el contacto con un paquete de bloques y boleos en una matriz fina, de color rojizo y en el que hacia el extremo superior se aprecian lentes de gravas finas bien clasificadas. Los lentes de gravas indican la disminución de la energía fluvial sin dejar de ser constante, para 'lograr' formar capas de gravas redondeadas. El paquete rojizo representaría la fase terminal del paleolago, siendo los bloques y boleos (> 2 m) sólo material de escombros transportado en poca distancia, en tanto que el tono rojizo son paleosuelos (ó sedimentos lacustres) transportados y redepositados de nuevo. Al disminuir la energía fluvial disminuye el transporte de los bloques, que en el arroyo actual, frente a esta terraza, alcanzan dimensiones de hasta > 5 m de diámetro.

Es importante observar que en el contacto entre los sedimentos finos y el paquete de gravas y bloques existe un horizonte mediano de arenas finas y limos color claro con ondulación (Fig. 4.5). Esta capa se ha interpretado como el horizonte por el cual se deslizó la masa de escombros y gravas del paleodique Los Pinos, en un movimiento más plástico que rígido (Adate, comunicación personal, 1996) que atenuó la erosión y destrucción de los sedimentos finos arcillosos subyacentes. El paquete de limos y arcillas presenta deformación por presión y muestra inyecciones hacia capas superiores, en forma de pequeños diques.

Con las observaciones sedimentológicas anteriores, es posible visualizar condiciones de aportes intermitentes de sedimentos finos y medianos hacia el sitio de esta terraza, provenientes del paleodique en continua destrucción. Posteriormente ocurrió el mayor suministro de gravas, bloques y limos que cubrió la parte superior de la Terraza Baja.

#### **4.8 SECCIÓN MARGEN DE LA SIERRA**

Esta sección se localiza a la altura del km 26, a un kilómetro al Este del “Volcán de Jáurez” (Mapa 1) y se caracteriza por el mayor afloramiento de sedimentos de la Formación Méndez y la constante presencia de material de escombros que cubre a las terrazas fluviales. También es importante por el contacto tectónico entre las calizas del Cretácico Inferior sobre las lutitas del Cretácico Superior. Este elemento propicia la formación de grandes volúmenes de escombros de caliza, con bloques de hasta 5 m de diámetro, que ‘bajan’ y se concentran en el cauce actual del arroyo.

En esta sección las terrazas casi no son visibles o no se presentan totalmente debido al ensanchamiento del cauce del arroyo que erosiona más fácilmente sus orillas y produce cambios en la dirección del río (Mapa 1). Debido al extenso afloramiento de la Formación Méndez, se ha favorecido el desarrollo de grandes abanicos aluviales (Mapa 1) que cubren los niveles de terraza. Más que describir la sedimentología de una terraza, en el Perfil de la Fig. 4.6 se presenta un corte del abanico aluvial en el que es clara la ausencia de estructuras sedimentarias tales como estratificación, gradación o clasificación de sus componentes. Sólo presenta bloques angulosos cementados en una matriz fina color claro (Fig. 4.6).

#### **4.9 SECCIÓN LAS CRUCITAS**

Esta sección se localiza en los límites del Rancho El 18, a la altura del km 21, en la localidad Las Crucitas, frente al pie de la Sierra Madre Oriental (Mapa 1). Forma parte de la conexión entre las terrazas del Cañón Santa Rosa y la Planicie Costera (ver Fig. 3.4, pág. 62).

La terraza, ó relicto de terraza, se encuentra en una zona amplia del valle, casi frente a la curvatura hacia el Sur del arroyo Santa Rosa. Presenta en su base (Fig. 4.7) un paquete de 4 m de sedimentos rojizos compuestos de limos y arenas con intercalaciones de lentes de gravas medianas y clastos aplanados de lutitas del Cretácico superior. Hacia la parte superior, la terraza es coronada por un paquete mayor de 2 metros compuesto de gravas medianas redondeadas en alternancia con gravas pequeñas bien estratificadas y gradadas.

La presencia de clastos de lutita es alta y es favorecida por encontrarse en la desembocadura de un arroyo tributario (Mapa 1) que baja desde la ladera Norte - Oeste y cruza en su mayor parte sólo a la Formación Méndez.

Fig. 4.6 Perfil esquemático de un Abanico aluvial a la altura del km 26. Lado Sur del arroyo.

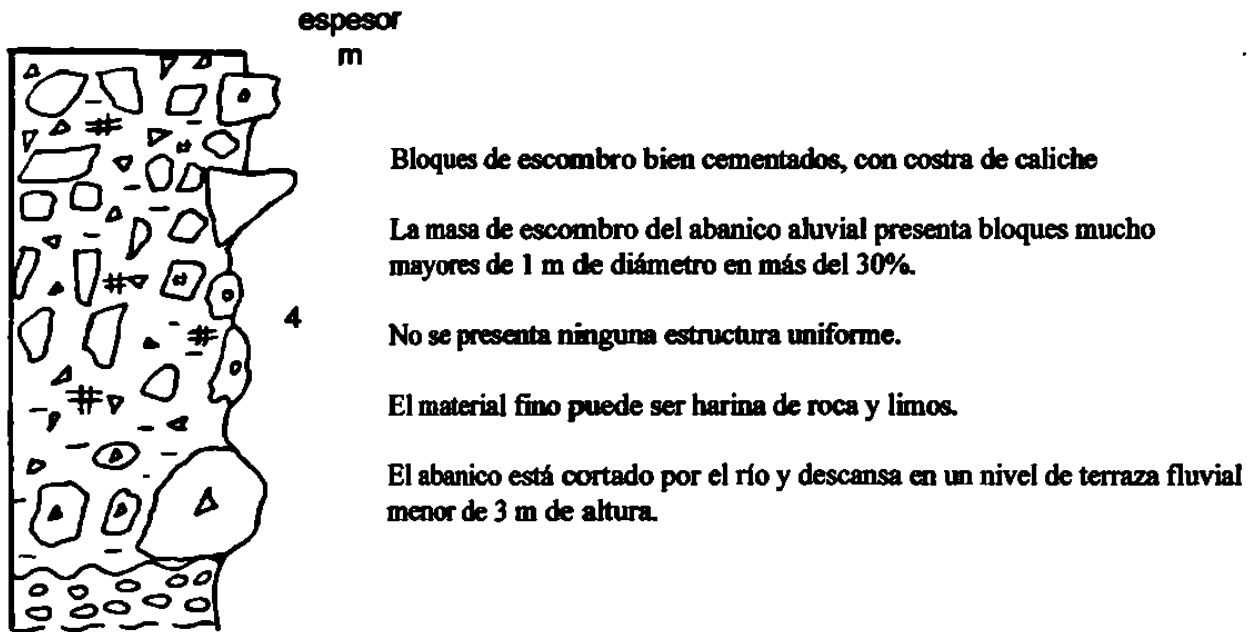
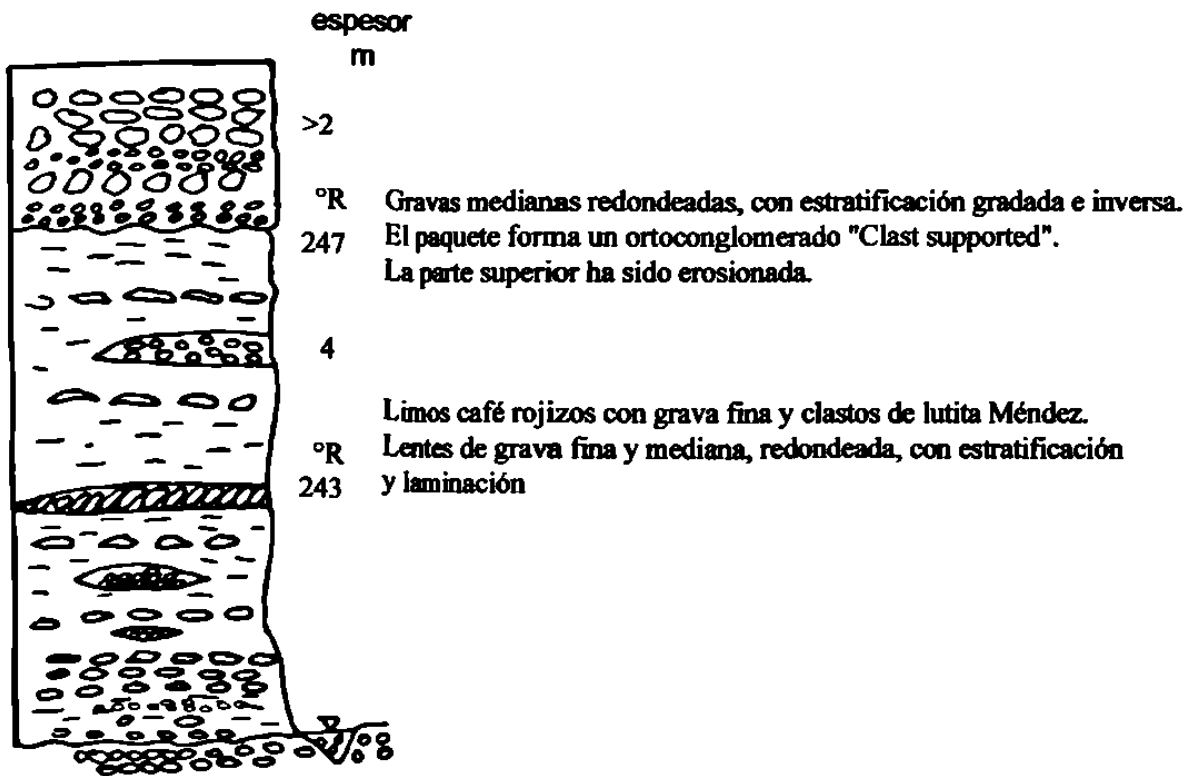


Fig. 4.7 Perfil esquemático de la Terraza del Rancho El 18, en Las Crucitas, a la altura del km 2



Estos clastos forman parte de la matriz fina, con laminación del paquete basal, y representan una facie antigua y abandonada del río en donde sólo se depositaron limos, debido a la presencia de los meandros, comunes en las zonas en donde el cauce del arroyo se ensancha considerablemente. Al igual que en otros sitios, el color rojizo de los sedimentos se interpreta como paleosuelos transportados y redepositados. Al encontrarse esta terraza en las partes más distales del arroyo que baja del cañón, no se excluye la idea de que represente el colector de los sedimentos lacustres erosionados por el río a lo largo de su curso. Posteriormente, ocurrió la depositación de las gravas, cubriendo a todos los sedimentos que formaban los bancos de las orillas del arroyo.



## CAPÍTULO 5

### ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DEL CUATERNARIO

#### INTRODUCCIÓN

La aplicación de diversas metodologías para determinar edades absolutas y relativas de los sedimentos fluviales y lacustres presentes en el área de estudio, hacen posible interpretar la secuencia de eventos que ocurrieron en la última parte del Pleistoceno y Holoceno.

En este capítulo se muestran los métodos empleados para la datación de las muestras, las edades obtenidas y la posición estratigráfica de las muestras de materia orgánica colectada de los sedimentos lacustres (Tabla 2). Se incluyen los datos de altura, claves de las muestras, etc.

Esta parte del estudio comprende la secuencia estratigráfica de los sedimentos fluviales y lacustres del Cañón Santa Rosa y su conexión con la Planicie Costera. Aquí es preciso separar y describir por secciones al área de estudio, ya que no es posible correlacionar todo un nivel de terraza a lo largo del Cañón. Esta característica se produce debido a las diferencias geológico - estructurales dentro del mismo Cañón y que en tiempos, espacios y condiciones climáticas diferentes, se formaron y erosionaron sedimentos fluviales, lacustres y coluviales (masas de derrumbes).

Hasta hace poco, los sedimentos sueltos derivados del transporte de los ríos y de su intemperismo y acumulación, sólo eran clasificados como sedimentos Cuaternarios, ubicados en la parte superior de casi todas las columnas estratigráficas de los trabajos geológicos de la región. Actualmente, y debido a los fechamientos realizados en muestras de materia orgánica y de análisis de U/Th en travertinos, (por parte de los colaboradores del Proyecto CONACYT "Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas del Cuaternario en el Noreste de México"), es posible ubicar, con límites más precisos, las etapas de formación y erosión de sedimentos lacustres, así como correlacionar los niveles de terrazas fluviales que bajan en el Cañón Santa Rosa y se conectan con las terrazas de la Planicie Costera.

La investigación de los sedimentos y eventos cuaternarios, incluye dentro de sus observaciones, la interpretación de las condiciones climáticas

que prevalecieron durante la formación y erosión de los sedimentos fluviales o lacustres. Es necesario considerar los parámetros climatológicos que apoyan el origen de enormes derrumbes y los deslizamientos en masa, el desarrollo de grandes embalses de agua, perennes o intermitentes, la formación de sedimentos lacustres, la destrucción de paleodiques y el desarrollo de niveles de terraza. Entre éstos, cabe esperar períodos de intensa precipitación, sequías, heladas, etc., que influyeron en el desarrollo o desaparición de la cubierta vegetal.

Por otra parte, las estimaciones de las edades de los sedimentos pertenecientes al Pleistoceno ú Holoceno han provenido de los hallazgos de restos óseos de mamíferos en sedimentos sueltos de la Planicie o en cuevas dentro de la Sierra (Franzen, 1994; Hähnel, 1986; Lundelius, 1980) así como de antigua actividad humana (Bryant y Riskind, 1980) ó mediante el registro de análisis de polen en sitios selectos relativamente lejos de la región que aquí se ocupa (Brown, 1985). En septiembre de 1996 se reportó el hallazgo de molares y colmillos de mamut en la región de Montemorelos, N.L., 50 km al Norte de Linares. Los restos se encontraron en una capa detrítica de aproximadamente 60 cm de altura, compuestos principalmente de hojuelas intemperizadas de lutita Méndez en una matriz limolítica, yaciendo sobre la Formación Méndez. El género propuesto con el que se clasificó a los restos es el de *Mammuthus Cf. imperator*, ?, (López Oliva, 1996, Comunicación Personal). Este posible género alcanza un rango de hasta 12 Ka. B.P. Con este hallazgo y todavía con la falta de una investigación más detallada y completa del área, es posible inferir una edad de formación de la terraza más baja (ó de la ciénaga o pantano antiguo) bastante joven, Pleistoceno más superior, casi Holoceno. Sin embargo se necesitan más informaciones a través de polen, mineralogía de arcillas, etc., para interpretar y definir más detalladamente la edad del primer nivel de terraza sobre los cauces actuales de la región frontal a la Sierra Madre Oriental.

## 5.1 REGIÓN DE LINARES

La región de Linares se encuentra localizada en la Planicie Costera del Golfo (ver Fig. 1.1) y el paisaje dominante es una serie de escalones de terrazas fluviales sobre un relieve colinar suave (Ruiz, 1990) constituido por la Formación Méndez. La preservación de los sedimentos fluviales conformados por gravas (que pueden estar mal o bien clasificadas), limos y arcillas se produce debido a la resistencia contra la erosión y al fenómeno morfológico de la inversión de relieve. La preservación de los sedimentos fluviales es facilitada por la formación de costras de caliche que, total o parcialmente, cementan las gravas formando conglomerados macizos y resistentes al intemperismo y erosión, en comparación con las más débiles y deleznales lutitas que las subyacen (ver Fig. 1.4).

Uno de los primeros investigadores que estimó una edad de los sedimentos fluviales de la Planicie Costera fue Mulleried (1944,1945). Él correlacionó las gravas de esta región con los sedimentos que se encuentran en la frontera Norte del país, a los lados del Río Bravo y que son conocidos como Formación Reynosa (Penrose, 1890; Trowbridge, 1923; Deussen, 1924; Weeks, 1933; Armstrong Price, 1933; Byrd, 1971; López Ramos, 1980).

Mulleried consideró los niveles de gravas de esta región como de edad Plioceno o Pleistoceno Inferior, que es el rango en que sitúan los autores arriba citados a la Formación Reynosa (ó Caliche Reynosa ó Conglomerado Reynosa). Mulleried (1945) definió a las gravas de esta región como una delgada capa de sedimentos sueltos inclinada ligeramente hacia el Golfo de México. La correlación que él hizo con la estratigrafía estadounidense fue solamente por su parecido litológico y estructural, sin ningún otro parámetro morfológico como altura ó fósiles. Cabe aclarar que a la fecha no se han encontrado restos de material orgánico fosilizado (huesos, madera, etc.) dentro de las terrazas fluviales de la región de Linares, que ayuden a la determinación de la edad absoluta del estrato que los contiene.

Actualmente, en diversas entidades de investigación geológica norteamericana, se encuentra en discusión el aspecto relacionado con la nomenclatura de la llamada Formación Reynosa (Baker, 1996, comunicación personal), mientras que Ruiz *et al.* (1996) discuten su correlación con las terrazas fluviales de la Planicie Costera.

Ruiz (1990) incluye una carta geomorfológica (ver Fig. 1.3) donde se muestra y delimita las terrazas fluviales de una amplia parte del Municipio de Linares, extrapolándolas a la Planicie Costera. En esa carta se han propuesto los distintos niveles como T1, T2, T3, T4 y T5. La terraza T1 corresponde a las

gravas del lecho o terraza de inundación reciente de los ríos de la región (ver Figs. 1.1 y 1.3) y la terraza T2 al primer escalón o nivel sobre el mismo cauce. Las demás terrazas corresponden a los niveles más altos y más antiguos. La estimación relativa de edad o antigüedad se basa solamente en la posición alta o baja de las terrazas, y en forma general las ubica en el Cuaternario. Posteriormente, Ruiz *et al.* (1996) y mediante el análisis de altura y tasa de denudación del área, determinan que el nivel más alto, T5, que se encuentra en la localidad conocida como Cerro El Tepeyac (ver Fig. 1.3), se puede reconocer de edad más joven que Pleistoceno Antiguo o medio, pero no Plioceno o Pleistoceno Inferior como Mulleried (1944, 1945) lo estimó.

La formación de los niveles de terrazas de la Planicie Costera, frente a la Sierra Madre, se relaciona con la actividad del sistema de ríos alóctonos que atraviesan la Sierra, bajan a la Planicie y se dirigen hacia el Golfo de México. Debido a esto, se pueden seguir los antiguos cauces de los ríos, que en el paso del tiempo han cambiado su curso (ver Fig. 1.3). El relleno de los paleocauces, la alternancia de fases de acumulación y erosión y el cambio de dirección de los ríos responden a cambios climáticos, como se menciona en el Capítulo 1.9 (Formación de Terrazas), Capítulo 6, Paleoclima y en el Anexo: Variaciones Climáticas.

La edad de formación ó fase de acumulación de la Terraza Baja de Linares (T2), así como la del resto de las terrazas dentro de la Planicie, se relaciona con los eventos formadores de terraza dentro del Cañón Santa Rosa y de los demás sistemas fluviales que atraviesan la Sierra Madre Oriental en la región de estudio. Los eventos que formaron las terrazas fueron de tal magnitud, que alcanzaron dimensiones catastróficas (Baker, 1996, comunicación personal), quizás comparables con las proporciones de un huracán como el Gilberto u otros similares, por lo que el transporte de materiales fluviales se dio desde la Sierra Madre hasta varios kilómetros dentro de la Planicie Costera.

En base a la correlación de los perfiles morfoestratigráficos elaborados dentro del Cañón Santa Rosa, y al hallazgo de restos óseos de mamut en la región de Montemorelos, es posible inferir el posible tiempo de formación de la Terraza Baja de Linares (T2).

La edad propuesta es la que corresponde al actual período: el Holoceno. Esta hipótesis se apoya en los resultados de los fechamientos mediante  $^{14}\text{C}$  obtenidos de la parte basal y superior del Paleolago El Calabozo 2 (véase Capítulo 2, Paleolagos y Capítulo 3, Terrazas Fluviales). En la parte basal, 4 metros sobre el nivel más bajo, se obtuvo una edad de 5,964 a B.P.  $^{14}\text{C}$ . Hacia la parte superior, 31 metros más arriba y 8 m antes de la cima, se obtuvo una edad de 5,313 a. B.P.  $^{14}\text{C}$ . Cubriendo la cima de estos sedimentos se encuentra

un nivel de gravas que corresponde a la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo (Ver Fig. 3.2 Perfil 3.2).

Estratigráficamente, la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo es más joven que la última edad obtenida (5,313 a. B.P.) y representa al último evento formativo de terraza fluvial en el cañón. Si el evento pluvial y fluvial formativo de esta terraza tuvo la suficiente energía para transportar gravas y arenas hasta la salida del cañón, en su conexión con la Planicie Costera, entonces, la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo se relaciona con los niveles bajos de terraza de la Planicie Costera en la región de Linares, y la Terraza Baja de Linares (T2) tendría una edad de formación menor a los 5000 años. Un dato más que apoya la posibilidad de una edad Holocénica para la Terraza Baja de Linares (T2) es el hallazgo de huesos de mamut, encontrados en la región de Montemorelos, N.L.

Otra posibilidad es que la edad de la Terraza Baja de Linares (T2) sea más antigua y corresponda a un evento de acumulación que ocurrió en el Pleistoceno Superior, dentro del Período conocido como Wisconsin, hace más de 25 000 años. Al igual que como ocurrió al final del desarrollo de la cuenca lacustre de El Calabozo 2, en el Paleolago Los Pinos, ocurrió un evento pluvial y fluvial que destruyó el paleodique, formado por masas de derrumbe (Fig. 3.3) y posteriormente desarrolló la Terraza Posterior Los Pinos y las partes superiores de los niveles bajos de terraza que se prolongan desde el Puente Santa Rosa (Fig. 3.4; véase Capítulo 3, Terrazas Fluviales) hasta la conexión con la Terraza T2 y T3 de la Planicie Costera (Fig. 3.4). El rango de edades varía desde los 26.250 Ka.B.P. hasta los 33.515 Ka.B.P. (Tabla 2). Estas edades corresponden solamente a las partes basales de los sedimentos lacustres. Debido a que faltan datos de edades para la parte superior del Paleolago Los Pinos, no es posible correlacionar u obtener una estimación del último evento que destruyó a los sedimentos lacustres y formó posteriormente los niveles de terraza más bajos del Cañón Santa Rosa y la Región de Linares.

La estimación de edad Wisconsin, hace aproximadamente 25 000 años, determinada para el nivel de Terraza Baja, dentro del Cañón Santa Rosa y a partir del Puente (Fig. 3.4), bien puede corresponder a la edad de la terraza T3 de Linares y no a la T2, dentro de la Planicie Costera. De esta manera, la Terraza de Linares o T2, se enmarca dentro de una edad Holocénica, como fue descrita antes

La correlación de los niveles de terrazas fluviales en la región de Linares y su conexión con las terrazas que se formaron dentro del Cañón Santa Rosa, es más clara en las terrazas más antiguas y más altas de Linares (T4 y T3, Fig. 3.4).

**Aunque de los niveles más antiguos de terraza ahora se conserven sólo pequeños relictos, es más clara su conexión, ya que los niveles más jóvenes fueron erosionados en parte por los cambios de curso de los ríos alóctonos.**

**La misma actividad de los ríos que bajan por los cañones en los tiempos o períodos más recientes de inundación (acumulación) y de erosión lateral y vertical, han confundido los niveles más bajos de terraza, que en el área de trabajo corresponden a la Terraza Baja y en la Planicie Costera son la terraza T1 y T2 (Ruiz, 1990).**

**Tabla 2. Tabla de Edades Absolutas y Métodos Empleados**

<b>SITIO</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>	<b>EDADES</b>
		<b>Ka.B.P.</b>
<b>Análisis de Termoluminiscencia</b>		
<b>(Realizados en Varsovia, Polonia)</b>		<b>(Miles de años antes del presente)</b>
<i>Los Pinos,</i>	sedimentos lacustres, capa arenosa aprox. 15 m arriba de la base del Perfil Kiel.	199.6 ± 29.9
<b>Análisis de <sup>14</sup>C (Realizados por HUBBERTEN, Potsdam, Alemania)</b>		
<i>El Puente,</i>	madera, base de los sedimentos de aguas tranquilas de la terraza fluvial de 17 m.	25 - 30
<i>Los Pinos,</i>	sedimentos lacustres, capa de material orgá- nico (carbón) aprox. 8 m arriba de la base del Perfil Kiel (LP1 10).	26.25
<i>Los Pinos,</i>	sedimentos lacustres, ubicación dudosa (capa 40, aprox. 21 m arriba de la base del Perfil Kiel. Contiene gravas sin carbón; LP2 40 VI).	28.9
<i>Los Pinos,</i>	capa de materia orgánica, carbón, con caracoles, (Kiel, base: 1055 msnm, muestra: 1060 msnm) LP4	33,515
<i>El Calabozo 1,</i>	capa de carbón. Afloramiento en el arroyo.	70,524 (> 50)
<i>El Calabozo,</i>	sedimentos lacustres, capa de carbón aprox. 11 m arriba de la base del Perfil Kiel (EC2 26).	6.6
<i>El Calabozo 2,</i>	capa de carbón, 10 m arriba de la base Kiel (base: 1344 msnm, muestra: 1354 msnm)	5.313
<i>El Calabozo 2,</i>	capa de carbón, 4 m arriba de la base Kiel (base: 1319 msnm, muestra: 1323 msnm - arroyo)	5.964
<i>Perforación de Investigación Laguna Santa Rosa,</i>	sedimentos lacustres con materia orgánica, 2 m de profundidad (Pr.1).	1.525
<b>Análisis de Uranio / Thorio (Realizados por MANGINI, Heidelberg, Alemania)</b>		
<i>Iturbide,</i>	Travertino, interdigitándose con gravas, muestras:	
	H1:	300± 30
	H2:	320± 40
	H3:	254± 20
	H4:	> 350

## **5.2 CAÑÓN SANTA ROSA**

### **INTRODUCCIÓN**

**La Tabla Estratigráfica de los Sedimentos Cuaternarios del Cañón Santa Rosa, (Fig. 5.1) fue elaborada a partir de la interpretación de los fechamientos y de la posición morfoestratigráfica de los distintos sedimentos lacustres y fluviales encontrados en la región de estudio, así como la correlación con las terrazas de la Planicie Costera, frente a la Sierra Madre Oriental.**

**La interpretación de los sedimentos comprendidos dentro de esta área es presentada mediante la separación del área de estudio en tres secciones, nombradas como sigue:**

**Sección Iturbide - El Calabozo**

**Sección El Calabozo - Los Pinos - El Puente**

**Sección El Puente - Las Crucitas**

**La secuencia estratigráfica se apoya en los Perfiles Morfoestratigráficos mostrados en el Capítulo 3.**

#### **5.2.1 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO**

**Las unidades sedimentarias determinadas en esta sección son, para la región de Iturbide, la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo, la Terraza Alta, el travertino, un paleodique y los sedimentos lacustres del Paleolago de Iturbide (ver Fig. 3.2; Fig. 5.1). Mientras que para la localidad de El Calabozo (ver Fig. 1.1, Mapa 1), se determinaron los sedimentos lacustres de dos paleocuevas (El Calabozo 1 y El Calabozo 2), masas de derrumbe, relictos de la Terraza Anterior a los sedimentos lacustres de ambos paleolagos, continuación de la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo y dos deltas entre otros rasgos geomorfológicos más. Así mismo, cabe agregar que al final de esta sección se presenta la Terraza Posterior Los Pinos, la Terraza Principal Los Pinos y relictos de la Terraza Más Alta del Cañón, correlacionada como T5 (Fig. 3.2; Fig. 5.1)**



Iturbide - El Calabozo	El Calabozo - Los Pinos - El Puente	El Puente - Las Crucitas	Edad Abs.	RUIZ (1990)	Unidad Estratigráfica
T. Principal Iturbide - El Calabozo T. Posterior El Calabozo 2 Derrumbe EC 2, Sed Lac EC 2	Terraza de niveles bajos. T. Posterior Los Pinos Cortada en el dique y los sedimentos lacustres Los Pinos T. Principal. L.P, parte inferior: Interdigitación con sedimentos lacustres Los Pinos Derrumbe y sedimentos lacustres Los Pinos	Terraza Baja Principal T. El Puente. Parte Superior: Corresponde a T Principal Los Pinos Parte inferior: Con Sedimentos de aguas tranquilas hacia abajo los niveles Terraza EP y T Posterior no se pueden diferenciar transiciona en la T Baja T2 Cambio del Arroyo Santa Rosa al curso actual	5.984 Ka. 6.313 Ka 26 - 30 Ka 14 C 26 - 29 Ka 33.515 Ka	T1 T2 T3 - T2	Holoceno Wisconsin
Derrumbe y Sed Lac EC1, Dos Deltas			70 624 (> 50) Ka		
T Más Alta Iturbide = Parte Baja de la T Princ. Iturbide con Travertino = Terraza Anterior EC 1 y 2	Terraza Anterior Los Pinos	Terraza correspondiente a T3, desde Las Crucitas como canal de gravas	260 a 360 UTh Travertino	T3	Illinoian hasta Kansan - Minolian
Fase de erosión a prof. importante (Límite Inf. de la acumulación siguiente debajo del Arroyo actual hasta 37 m de prof.)	Terraza correspondiente a T4 (T Alta) cubierta por derrumbe y Terraza Principal Los Pinos Límite inferior	Pocos relictos de T corresp. a T4 debajo del Puente, Relictos El Frontón y Cerro Los Cansados en Alta Posición		T4	Pleistoceno Temprano
Terraza Más Alta del Cañón Sed. Lacustres de Iturbide	Santa Rosa, Límite inferior	en Alta Posición		T6	Pleistoceno Tempr.

Fig. 5.1 Tabla Estratigráfica de los Sedimentos Cuaternarios del Cañón Santa Rosa (Sierra Madre Oriental) y su correlación con las Terrazas Fluviales de la Planicie Costera en la región de Linares, N.L. México. (T. = Terraza; EC = Paleolago El Calabozo; L.P. = Paleolago Los Pinos; prof. = profundidad; EP = Terraza El Puente) (De León, Werner, 1996)

La estructura de origen fluvial más antigua determinada en esta sección, es la que se denominó como Terraza Más Alta del Cañón T5 (Fig. 3.2; Fig. 5.1). Como previamente se describió, los niveles de las terrazas fluviales más antiguas quedan dispersos como pequeños relictos en las partes más altas de las paredes del Cañón Santa Rosa debido al mayor tiempo de exposición al intemperismo y erosión. Morfológicamente se estima que el límite inferior de estos niveles queda en una posición mucho más alta con respecto a las demás terrazas. Estos niveles varían desde 50 hasta 70 m sobre el lecho del cauce actual. Como se puede apreciar en la Figura 3.2 (pág. 56), los relictos de la Terraza Más Alta empiezan a ser determinados hacia las partes distales de las zonas de derrumbes, los cuales probablemente cubrieron en parte su continuación hacia Iturbide (ver Fig. 3.2). Como se presenta en la Tabla 2, la edad estimada para la Terraza Más Alta del Cañón Santa Rosa es del Pleistoceno Temprano.

En la sección que corresponde al área de Iturbide, no se encuentra un nivel de terraza más alto de 30 a 40 m. Este nivel corresponde a la Terraza Alta o Más Alta de Iturbide (ver Fig. 3.2; Fig. 5.1). La edad asignada es la que se determinó con los resultados obtenidos del Travertino (250 - 350 Ka. B.P. U/Th). La relación del travertino con la Terraza Más Alta de Iturbide es mostrada en la Figura 3.1 (pág. 51). Por no encontrarse un nivel de terraza más alto que el nivel superior de los sedimentos lacustres del Paleolago de Iturbide, se propone la existencia del lago (véase Capítulo 2, Paleolagos) mediante un parteaguas (ver Fig. 3.2) en la salida de Iturbide a Linares, compuesto por las formaciones La Casita y Taraises. En el campo, a la altura de la "Y" a Iturbide y la carretera a Galeana, aproximadamente en el km 43.5, se observa la erosión de las paredes del paleodique en forma de pendientes inclinadas, socavadas y acumulación de bloques angulosos. Los bloques atestiguan los derrumbes posteriores a la erosión regresiva del antiguo dique.

Aunque todavía no se cuenta con datos cronológicos de este paleolago, se propone que antes y durante la formación de los niveles de terraza T5 y T4 existió el Lago de Iturbide. Las terrazas T5 y T4 (Fig. 5.1) son mucho más antiguas que 250 - 350 Ka., probablemente del Pleistoceno Temprano. Con estas observaciones se estima que el Lago de Iturbide es más antiguo que la edad anteriormente citada.

Entre la formación de las terrazas T4 y T3 (Terraza Alta de Iturbide; Fig. 3.2; Fig. 5.1) ocurrió el evento de la destrucción del parteaguas, principalmente por erosión regresiva de las formaciones La Casita y Taraises. Continuó con el vaciado del Lago de Iturbide en una forma no necesariamente inmediata y posteriormente se desarrolló la fase de acumulación de la Terraza Alta de Iturbide (T3), a la cual se le asigna la edad U/Th de 250 a 350 Ka.B.P. Continuando con la secuencia estratigráfica fluvial, la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo se depositó sobre sedimentos de la Terraza Alta de Iturbide

erosionada y sobre los sedimentos lacustres de El Calabozo 2 (ver Fig. 3.1). La edad estimada para la formación de la Terraza Principal Iturbide - El Calabozo es menor a 5000 años.

En esta sección están incluidos los paleolagos El Calabozo 1 (EC1) y El Calabozo 2 (EC2). La edad obtenida mediante  $^{14}\text{C}$ , de muestras de materia orgánica dentro de El Calabozo 1 es mayor a los 50.0 Ka.B.P., por lo que estratigráficamente se interpreta como un lago que se formó mucho antes que El Calabozo 2, ya que el valor de edad más joven es el obtenido casi en el techo y corresponde a 5,313 a. B.P. (ver Fig. 3.2; Fig. 5.1; Capítulo 2, Paleolagos).

Aunque actualmente se encuentran en proceso más determinaciones cronológicas en materia orgánica de sedimentos lacustres de Los Pinos (en el Instituto Alfred Wegener, Alemania), cabe esperar que El Calabozo 1 y Los Pinos, sean eventos formados casi en el mismo tiempo (sincronos) o muy cercanos uno del otro.

Los sedimentos lacustres de ambas cuencas (EC1 y EC2) se encuentran sobre relictos de la Terraza Anterior El Calabozo 1 y 2 (ver Fig. 3.2; Fig. 5.1). Estratigráficamente, este nivel se correlaciona con la Terraza Alta de Iturbide.

## 5.2.2 SECCIÓN EL CALABOZO - LOS PINOS - EL PUENTE

Los elementos principales en esta sección son: la Terraza Anterior Los Pinos, Derrumbe y Lago Los Pinos, Terraza Posterior Los Pinos, Terraza Principal Los Pinos (ver Fig. 3.3). Los niveles de Terraza Baja El Puente, Terraza Alta T3, T4 y T5, corresponden al Perfil de la Figura 3.4 (pág. 62).

Al igual que en la sección anterior, el nivel de terraza fluvial más antiguo (Pleistoceno Temprano) es el denominado Terraza Más Alta del Cañón, cuyo nivel inferior se encuentra en alta posición (ver Figs. 3.3 y 5.1). Los primeros relictos se pueden seguir inmediatamente después de las masas de derrumbe de El Calabozo 1 y continúan a lo largo de esta sección como terraza T5. Restos de relictos se encuentran en y sobre la masa de derrumbe de Los Pinos (Fig. 3.3). En esta sección no es posible definir un nivel de terraza T4, ya que se encuentra cubierto por la masa de derrumbe de Los Pinos y por la más reciente Terraza Principal Los Pinos (Fig. 3.3). La secuencia estratigráfica continúa con la Fase de Erosión a Profundidad Importante (Fig. 5.1). Es un evento del cual se desconocen los tiempos de inicio y fin. Solamente se ha estimado, mediante correlación morfoestratigráfica, como más antiguo que 250

- 350 Ka. B.P. (véase subcapítulo 3.2). La fase siguiente en la formación de terrazas fluviales es, después de la de erosión hacia abajo (downcutting), la de acumulación. El siguiente nivel formado y cuyo límite inferior se estima al menos, de 37 m debajo del cauce actual del arroyo, es el denominado como Terraza Anterior Los Pinos (Figs. 3.3 y 5.1). La relación temporal de esta terraza es con respecto a la formación del Paleolago Los Pinos. La relación morfoestratigráfica (Capítulo 3, Terrazas Fluviales) la correlaciona con la Terraza Alta de Iturbide, la Terraza Anterior al Calabozo 1 y 2 , y la Terraza T3 de la región de Linares, asignándosele una edad de formación de 250 - 350 Ka. B.P. (Fig. 5.1).

El siguiente evento que se presentó en esta sección del cañón, fue la obstrucción del arroyo Santa Rosa como causa de enormes masas de derrumbe compuestas de bloques, escombros, harina de roca y gravas. Inicia el relleno de la cuenca con sedimentos lacustres. El derrumbe alcanzó al menos una altura de 76 m sobre el cauce actual. En la Tabla 2, se muestran las dataciones realizadas en materia orgánica de los sedimentos más cercanos a la base que al techo. El valor más antiguo, 33.515 Ka. B.P., indica que el derrumbe es anterior a esta edad. Faltan todavía más datos para determinar la duración y tasa de sedimentación del Paleolago Los Pinos.

A medida que el nivel del agua alcanzó la altura máxima del dique, ocurrió un nuevo evento pluvial y fluvial de considerable magnitud ya que se destruyó el dique cortándolo hasta una profundidad de 20 m hacia abajo, formando superficies con diferentes gradientes, con respecto al cauce del arroyo (Fig. 3.3). Este evento formó a su vez la Terraza Principal Los Pinos, que en su parte inferior se interdigita con los sedimentos lacustres de Los Pinos, en tanto que su parte superior cubre estos sedimentos, presentando además las superficies con diferente gradiente (Fig. 3.3).

La formación y desarrollo de la Terraza Principal Los Pinos, es seguida por la erosión de los sedimentos lacustres Los Pinos y de la Terraza Principal, para dar lugar, posteriormente, al evento de acumulación de la Terraza Posterior Los Pinos (Fig. 3.3).

Al existir una diferencia tan marcada entre el gradiente del arroyo y el formado en los más erosionables detritos del derrumbe, la Terraza Principal Los Pinos y la Terraza Posterior Los Pinos no se prolongan en los sitios donde afloran las masas de derrumbe. Sin embargo, un poco más hacia aguas abajo, a la altura del Puente Santa Rosa (Figs. 3.3 y 3.4), se encuentra el nivel de Terraza Baja El Puente, cuya parte superior, formada de bloques y gravas se relaciona con la Terraza Principal Los Pinos (Fig. 5.1).

### 5.2.3 SECCIÓN EL PUENTE - LAS CRUCITAS

Los elementos principales son la Terraza Baja El Puente ó Terraza El Puente, la terraza T3, relictos de terraza T4 y T5 y su conexión con las terrazas altas de la Planicie Costera en la región de Linares (ver Fig. 3.4).

El nivel de terraza más antiguo determinado en esta sección, es la Terraza más Alta del Cañón (T5). Es el mismo nivel que se prolonga por todo el cañón después de las masas de derrumbe de El Calabozo 1 (Figs. 3.2,3.3 y 3.4). A la altura del Puente Santa Rosa, además de escasos relictos de gravas, se encuentran superficies planas en afloramientos precuaternarios, que se correlacionan con el nivel de al menos 70 m sobre el cauce actual, que es el que caracteriza a la T5. Este mismo nivel encuentra una prolongación en el relicto de la Terraza Más Alta de Linares ó T5 (Ruiz, 1990) que se encuentra en el Cerro del Tepeyac (Fig. 3.4).

Los pocos relictos de la Terraza Alta ó T4, que se encuentran en esta sección, se proyectan y correlacionan con relictos que se encuentran ya fuera de la Sierra, a la altura de Las Crucitas, Cerro El Frentón y Cerro de los Cansados (Mapa 1, Fig. 3.4) y que se pueden prolongar hasta los niveles altos de terraza dentro de la Planicie Costera en la región de Linares, (Fig.3.4). Como ya fue descrito en el Capítulo 3, las prolongaciones de los niveles altos y más antiguos de terraza que bajan del Cañón Santa Rosa, no coinciden con la dirección del curso actual del arroyo Santa Rosa (ver Fig. 1.3). Estas diferencias atestiguan los cambios de curso o desviaciones del patrón fluvial alóctono y autóctono en la Planicie Costera a lo largo del tiempo.

La desviación del cauce del arroyo Santa Rosa a su posición actual (ver Fig.1.1, Mapa 1), se deduce que coincidió con la formación de los niveles de terraza T3 y T2 (Fig. 5.1). La Terraza Alta o T3 del Cañón Santa Rosa, en su nivel base, encuentra su prolongación hacia la Planicie Costera, en forma de un canal de gravas que conecta a Las Crucitas (km 20.5) con la localidad de Ojo de Agua Las Crucitas (km 17; Fig.1.1). A lo largo de la carretera y caminos que conducen de una localidad a otra (Mapa 1) y en las áreas de cultivo, al Noreste y muy lejos del actual Arroyo Santa Rosa, se encuentran relictos de conglomerados de gravas bien redondeadas que atestiguan un curso anterior del arroyo, y que forman la parte baja de la Terraza Alta T3. Los relictos altos de la Terraza Alta T3, se encuentran en la parte media del Cerro El Frentón (Fig. 3.4; Mapa 1), y en su prolongación hacia la Planicie (Fig. 1.3).

En la Terraza Baja del Puente (Fig. 3.4), compuesta en su parte basal de sedimentos finos y restos de materia orgánica, se determinó una edad de  $37 \pm 5$  Ka.B.P.<sup>14</sup>C. Se correlaciona como sincrona a la formación del Paleolago Los Pinos (Capítulo 3, Terrazas Fluviales).

**La correlación y continuación de este nivel hacia la Planicie Costera, se dificulta por el material de escombros, conos de deyección (abanicos coluviales) que cubren a los sedimentos fluviales, amplitud del cauce debido al sustrato más suave compuesto de lutitas y a la cercanía de la zona de inundación del río con la consiguiente erosión de los depósitos fluviales. Sin embargo, la prolongación del nivel de la Terraza Baja El Puente hacia la Planicie, transiciona en los niveles bajos de terraza ó T2 (Ruiz, 1990), que bordean al cauce actual del Arroyo Santa Rosa (Fig. 3.4).**

**La fase de acumulación que dio origen a la formación de la Terraza Baja de Linares o T2, es posterior al cambio de curso del Arroyo Santa Rosa. Por esta razón la Terraza Baja o T2, prosigue a los lados del cauce actual. Esta observación implica asignarle una edad a la Terraza Baja de Linares de al menos 25 000 años, en un evento que ocurrió en el Período Glacial conocido como Wisconsin (Fig. 5.1).**

**La edad citada, es una de las propuestas para el tiempo de formación del nivel de terraza más bajo de la región del valle de Linares. La otra posibilidad corresponde al período Holoceno y fue discutido en el subcapítulo 5.1.**

## CAPÍTULO 6

### PALEOCLIMA

#### INTRODUCCIÓN

Los periodos de alta depositación de sedimentos fluviales que conducen al relleno de los valles pueden variar de causas diversas como flujos de agua provenientes de la fusión de glaciares, ascenso del nivel base del arroyo, levantamiento tectónico del área y variaciones climáticas (Baker, 1983).

#### 6.1 GLACIARES

En la región de estudio, dentro de la cuenca hidrológica a la que pertenece el arroyo incluyendo las cuencas anexas, no se encuentran las condiciones necesarias para el desarrollo de grandes masas de hielo y por lo tanto, para el desarrollo de procesos geocriogénicos inherentes: cuñas de hielo, loess, geliflucción, y escombros de hielo. Además, la altura a la que se han estudiado los glaciares en México (Cinturón Volcánico Mexicano) supera los 4000 msnm (Heine, 1994). Por lo tanto, relacionar los tiempos de alta energía fluvial y consecuentemente la depositación de grandes volúmenes de sedimentos con fusiones de glaciares (Baker, 1983) no es aceptable ni congruente. Sin embargo, y como información anexa al desarrollo de glaciares en la región, Werner (1996) presenta estudios más detallados en el flanco Norte, Noreste del Cerro El Potosí, en donde probablemente se desarrolló un pequeño glaciar, con indicaciones de morrenas (Oropeza, 1990) terminales en una altura de aproximadamente 3 500 m. Más hacia abajo, a una altura aproximada de 2 500 m, continúan las huellas de la región periglacial con escombros de congelación típico de calizas, ya que se encuentran depósitos alternados de gravas de caliza angulosa en lóbulos, característicos o asociados a condiciones periglaciales.

## **6.2 ASCENSO DEL NIVEL BASE DEL ARROYO**

**Las causas del ascenso y descenso del nivel base de un río se atribuyen generalmente a los cambios en el nivel medio del mar. Estos cambios sí producen efectos considerables en los cauces de un río (los profundizan o los hacen más amplios). Sin embargo, para el área de estudio se descarta la influencia de las variaciones en el nivel medio del mar, debido a la gran distancia que media entre el río (los ríos) de la sierra y la costa. Por supuesto, los ríos cercanos al litoral si experimentan cambios. El nivel del mar puede variar debido a la acumulación de enormes volúmenes de agua en los casquetes polares y por lo tanto en el hielo y nieve de los glaciares en períodos glaciales, y a la fusión de las mismas masas, en los tiempos de deglaciación o interglaciales. Estas variaciones producen profundas incisiones en los ríos cercanos al mar y terrazas marinas altas y sumergidas. Los cambios en el nivel del mar se han propuesto de hasta 100 m (Plummer y McGeary, 1991).**

## **6.3 LEVANTAMIENTOS TECTÓNICOS**

**Una de las condiciones que se han propuesto para la formación de las terrazas, es que ocurra un levantamiento regional para que el río corte hacia abajo, dentro de su mismo cauce y forme consecuentemente los niveles de terraza. Sin embargo, no es posible atribuir al levantamiento tectónico del área la formación de terrazas, no al menos las formadas dentro del Cañón Santa Rosa y en su conexión con la Planicie. Bajo esta dinámica, se requieren levantamientos rítmicos y periódicos para desarrollar la geomorfología del área. Además, el movimiento tectónico forzosamente provocaría discordancias (fallas, interrupciones, etc.) dentro de un mismo nivel, y a la fecha, no se han encontrado estas características y en cambio, si ha sido posible definir varios escalones de terraza con un gradiente similar al del cauce actual (Figuras 3.2, 3.3 y 3.4). Probablemente en la región de la Planicie, más cercana al litoral, si sea posible determinar estructuras dentro de las terrazas cuaternarias que se atribuyan a movimientos isostáticos.**



## 6.4 VARIACIONES CLIMÁTICAS

Como se ha visto, algunas de las probables causas geológicas se han descartado para la formación de las terrazas en el área de estudio. Por esta razón, las variaciones del clima a lo largo del Cuaternario son, con mayor probabilidad, los agentes moldeadores de la geomorfología actual.

Son numerosos y extensos los trabajos dedicados a relacionar los efectos del clima en la geología cuaternaria de un lugar en particular. Sin embargo, dichas investigaciones se concentran en las regiones cercanas a las áreas que estuvieron cubiertas por glaciares. Por otra parte, faltan esos estudios en las regiones debajo de las altas latitudes.

En regiones ahora desérticas (desierto de Arizona, Sonora, Mojave, Great Basin Desert, Suroeste de Estados Unidos) se desarrollaron enormes extensiones de lagos en tiempos similares a las glaciaciones continentales, correlacionadas por múltiples dataciones de  $^{14}\text{C}$  y registros de polen (Spaulding et al., 1983). La estrecha correspondencia entre los tiempos en que prevalecieron condiciones glaciares en los continentes y desarrollo de grandes lagos en zonas ahora desérticas es la base principal para correlacionar eventos "pluviales" con eventos glaciares (Spaulding et al., 1983). Esta correlación se ha empleado en diversos sitios del planeta en donde no se desarrollaron eventos glaciares pero sí se rellenaron enormes cuencas con sedimentos lacustres.

Como se puede observar, la precipitación es un parámetro muy importante en la dinámica geológica del cuaternario en la región, pero lo es así mismo la distribución de la lluvia en el tiempo, así como la variación de los demás parámetros climatológicos.

A la fecha, no existen modelos climáticos del Cuaternario Tardío para esta región. En Norteamérica y en Europa se han desarrollado a partir de numerosas variantes tales como diagramas de polen, varvas, límite inferior de nieve,  $^{14}\text{C}$ , isótopos de oxígeno, fósiles de animales y plantas, paleolagos, etc. Para México, Heine (1988,1994) elaboró modelos estratigráficos climáticos, en donde correlaciona los procesos glaciares y periglaciares en la cordillera neovolcánica (Figs. 6.1 y 6.2). De acuerdo a sus modelos, el máximo de enfriamiento, formación y avance de glaciares, corresponde a un máximo de humedad en el ambiente, de manera que existe un suministro de agua para la formación de hielo y nieve (precipitación y/o condensación). En forma contraria, a un máximo de temperatura corresponde un descenso en la humedad. Es necesario señalar que tales modelos están realizados a partir de la investigación de los relictos de glaciares ( antiguos y actuales ) y de los

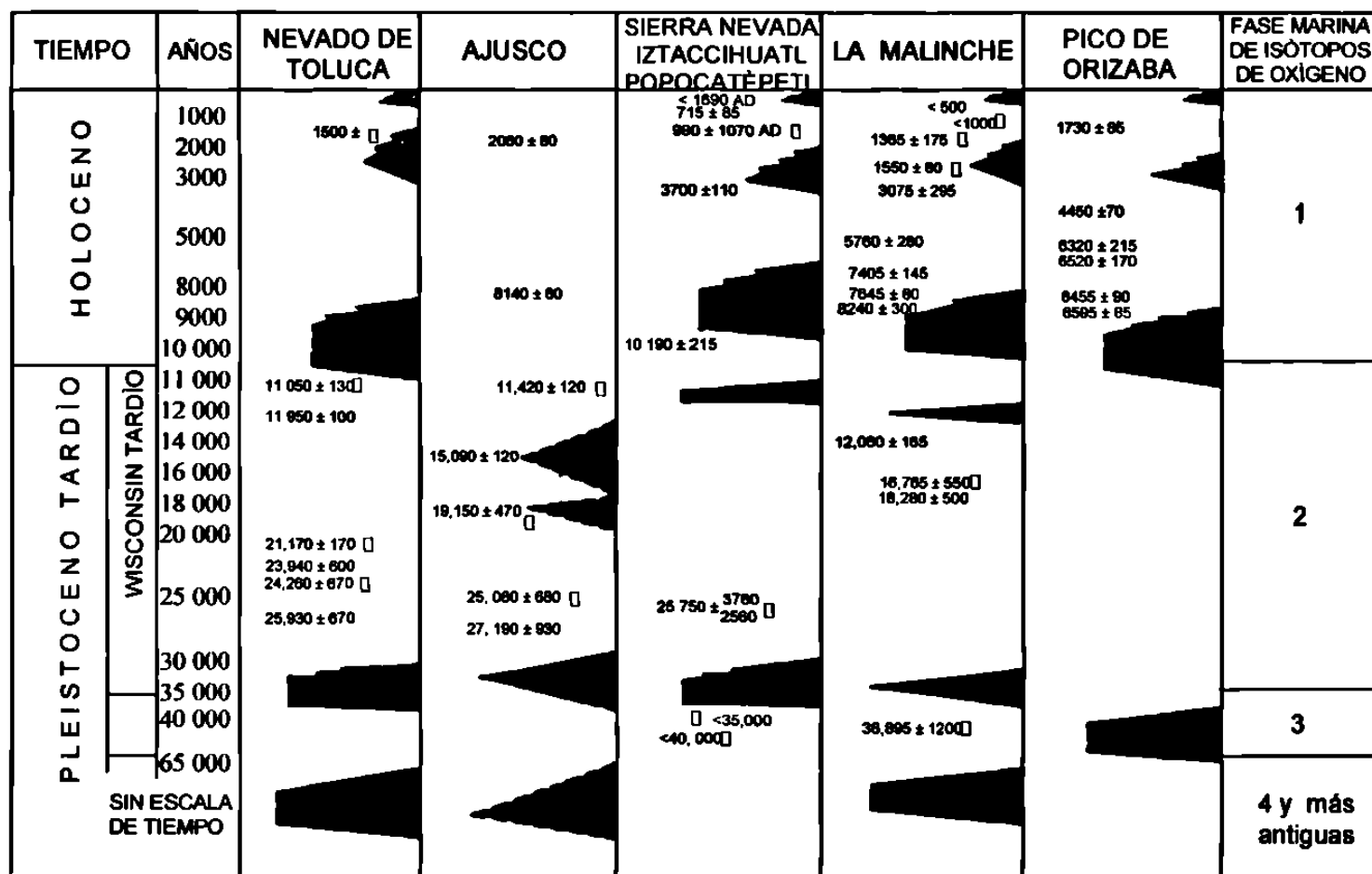


Fig. 6.1 Desarrollo de depósitos glaciales en los grandes volcanes de México a través del Cuaternario Superior. Modificado de Heine, 1998.

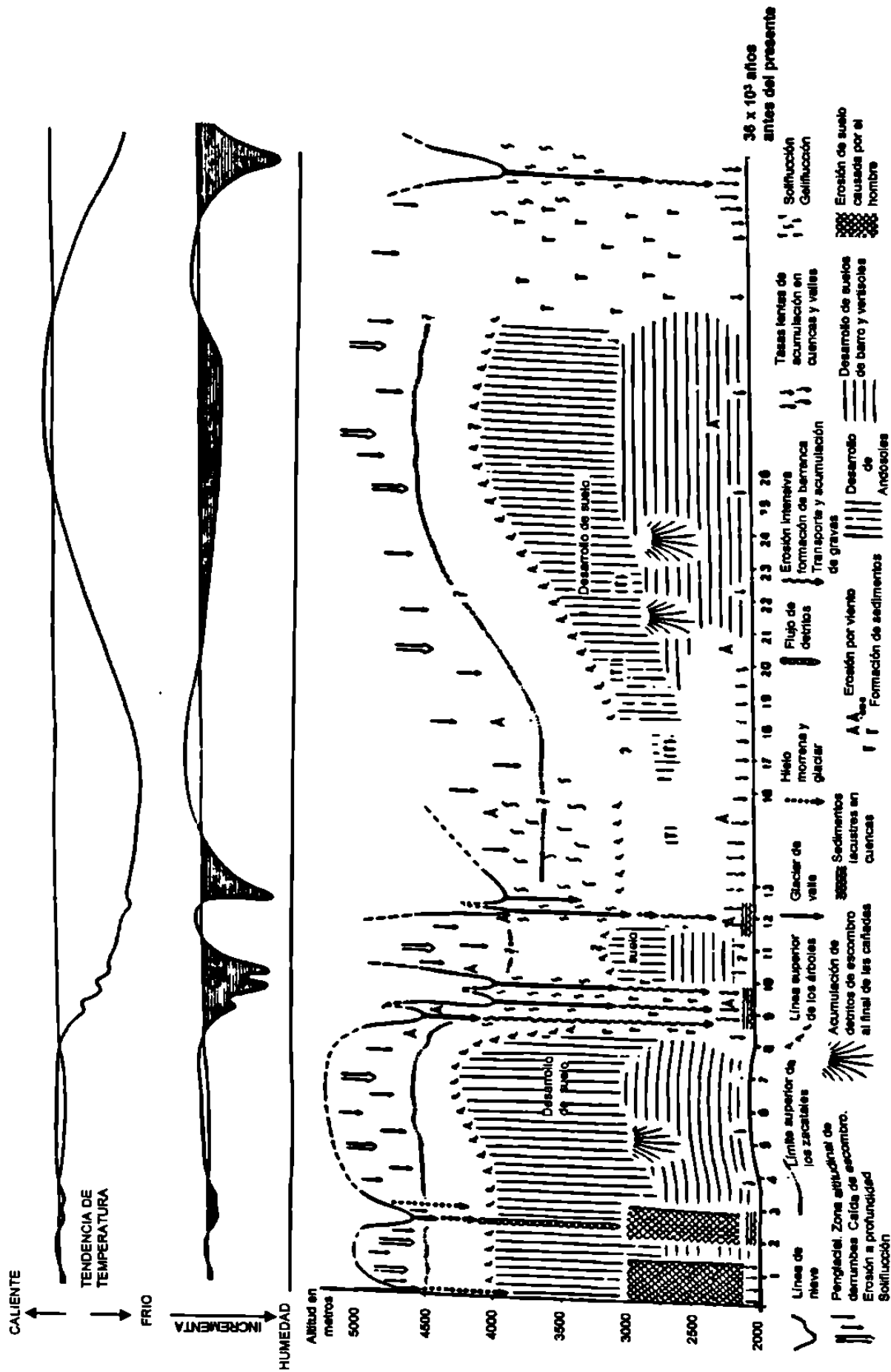


Fig. 6.2 Reconstrucción paleoambiental de las zonas altas del Centro de México durante el Cuaternario Tardío. Modelo tomado y modificado de Heine (1994). El modelo incluye procesos glaciales y periglaciales, así como la interpretación sobre las condiciones de la temperatura y humedad a lo largo del tiempo.

procesos geocriogénicos relacionados con éstos (Heine, 1994), en las zonas altas de las montañas del Cinturón Volcánico Mexicano (Fig. 6.1). Sin embargo, es posible correlacionar hacia esta región (y al Noreste de México) la interpretación de variaciones climáticas de tiempos fríos a calientes (y viceversa) y de aumento y descenso de la humedad del ambiente a través de los períodos relativamente cortos, los cuales son los más recientes dentro del Cuaternario.

Globalmente, los efectos del clima han estado, entre otros, en función de diversos parámetros tales como variaciones solares, cambios en la trayectoria elíptica e inclinación del eje de la órbita terrestre (Emiliani, 1978). Estos cambios globales tratan de explicar la existencia de las grandes variaciones cuaternarias conocidas como las Edades de Hielo. Para la zona de estudio, y a un nivel más regional, podría hablarse de Edades Pluviales, ya que se encuentra lejos de la influencia que tuvo el desplazamiento de los casquetes polares hacia latitudes más bajas durante las épocas glaciales e interglaciales. El clima de esta región depende en gran parte de los vientos provenientes del Golfo de México saturados de humedad, huracanes y tormentas tropicales tempestivas que producen una gran erosión areal y desbordamiento del sistema fluvial de la región. Así mismo, no se descarta la ausencia de tales lluvias debido a cambios en el régimen de los vientos como se propone para el Suroeste de los Estados Unidos (Markgraf & Scott, 1981), en donde además de la ausencia de lluvias en verano, se incrementó la precipitación en Invierno debidos a cambios hacia el Sur de las tormentas frontales del Pacífico durante el Wisconsin Tardío. De esta manera, el incremento en las lluvias en Invierno, con tasas de evapotranspiración menores que las que existen en Verano y una nubosidad mayor, ayudaron al llenado de las cuencas lacustres en una forma más rápida, al igual que como sucedió en la mayoría de los paleolagos en regiones hoy completamente desérticas.

La ausencia de la precipitación en períodos prolongados produce un decremento notable en la extensión y desarrollo de la cubierta vegetal, como actualmente sucede con la sequía. La pobreza de la cubierta vegetal impide el desarrollo y protección del suelo. Al disminuir la protección del suelo, el intemperismo y erosión por el viento aumenta la denudación del área. Posteriormente, un evento pluvial repentino o puntual en el año, produce una gran erosión del suelo y arrastra una gran cantidad de material clástico hacia los cauces de los arroyos y ríos.

En la región que abarcan Nuevo León y Tamaulipas, Lundelius (1980) propone que hacia el Wisconsin Tardío (9000 - 10 000 a. B.P.), ocurrió un incremento de la aridez ó un incremento en el tiempo entre cada período de lluvias. Esta hipótesis se puede correlacionar con el tiempo de traslados o acarreo de suelos rojos, formados anteriormente en condiciones de mayor

humedad. La erosión del suelo es favorecida por grandes tormentas dentro de los períodos más secos.

La distribución normal de la lluvia a lo largo del año fomenta el desarrollo de la vegetación y con eso, la formación de suelo y protección del mismo. El río no arrastra grandes volúmenes de agua y por lo tanto no deposita bancos de gravas o arenas.

Las terrazas fluviales, sedimentos lacustres y demás estructuras cuaternarias del Cañón Santa Rosa, así como de otras localidades del Noreste de México, han sido desarrolladas durante eventos o ciclos de acumulación y erosión. Estos ciclos, que como se ha explicado anteriormente, deben más su origen a las variaciones climáticas, pueden ser entendidos dentro del sistema establecido por Rohdenburg (1970) para zonas de clima semiárido (Ruiz, 1991; Tabla 3):

<b>Fases de Estabilidad</b>	<b>Fases de Actividad</b>
(Corresponde a Edades Interglaciales)	(Corresponde a Edades Glaciales)
Tendencia a precipitación uniforme en el año	Precipitación irregularmente distribuida en el año. Se concentra en grandes tormentas
Vegetación estable y bien desarrollada formando una densa cubierta de suelo	Vegetación pobre
Flujo laminar mínimo	Flujo laminar torrencial
Altas tasas de infiltración	Descarga superficial, infiltración mínima
Formación de suelo	Destrucción de suelo
Temperaturas templadas	Temperaturas extremas, alta evaporación, períodos o estaciones marcadamente secos
Baja producción de escombros	Alta producción de escombros
<b>Domina erosión</b>	<b>Domina acumulación</b>

Tabla 3. Modelo propuesto por Rohdenburg (1970) para los ciclos de erosión y acumulación según las condiciones climáticas en zonas de clima semiárido.

Para un mejor entendimiento de las variaciones climáticas y sus efectos a nivel mundial, así como las causas y los tipos de variaciones que existen, se ha incluido un Anexo que describe en forma general estos aspectos.

## CONCLUSIONES

Los objetivos planteados al inicio de esta investigación fueron cubiertos gracias a la interpretación de las observaciones de campo, aplicación de nuevas metodologías y a los resultados de laboratorio de un equipo multidisciplinario que forma parte del proyecto en el que se enmarca la presente tesis de maestría.

La formación de las terrazas fluviales, paleolagos y el moldeo de la geomorfología más reciente, que incluye la interacción Sierra Madre Oriental y Planicie Costera del Golfo, forman parte de un sistema complejo tiempo - espacio - clima, que sucede en un período de tiempo bastante corto, en comparación con la estratigrafía precuaternaria conocida del área.

Los eventos de intemperismo, erosión, depositación y de nuevo erosión, etc., se sucedieron con una dinámica tal, que el desarrollo de un nivel de terraza en una sección del Cañón Santa Rosa, no corresponde con el que se encuentra en otra sección dentro del mismo Cañón, incluso en alturas similares. De la misma manera, la formación, desarrollo y destrucción de las cuatro cuencas lacustres determinadas, ocurrió en intervalos de tiempo distintos y en sitios muy cercanos entre sí.

La observación a detalle de los sedimentos fluviales que componen a las terrazas, sus estructuras primarias y secundarias, y el seguimiento de las mismas, conducen a interpretar el origen de las terrazas como resultado de las variaciones climáticas que se sucedieron alternadamente en períodos de tiempos secos y húmedos, que condujeron al empobrecimiento de la cubierta vegetal y suelo (tiempos secos), para posteriormente, y debido a eventos pluviales puntuales (tormentas, ciclones), los sedimentos sueltos fueran arrastrados por la energía fluvial, rellenando los cauces y planicies de inundación. Después, y de nuevo bajo la acción de un período de tiempo relativamente seco, los ríos cortan su propio cauce formando un nuevo escalón de terraza.

Hasta antes de esta investigación, existió la hipótesis propuesta por Mullerried (1944, 1945) de que la formación de las terrazas fluviales correspondía a eventos tectónicos rítmicos de levantamiento y basculamiento de la superficie. Sin embargo, a la fecha, no se han encontrado indicaciones de actividad tectónica que hayan afectado a los sedimentos cuaternarios del Cañón Santa Rosa y su conexión con las terrazas de la Planicie Costera en la región de Linares, N.L.

**El levantamiento morfoestratigráfico de las terrazas fluviales, masas de derrumbe, sedimentos lacustres y los resultados de las dataciones de materia orgánica e inorgánica, condujeron a la elaboración de la primera Tabla Estratigráfica de la región que comprende un rango que va desde antes de 350 Ka.B.P. hasta menos de 5000 años.**

**Es importante señalar la correspondencia que existe entre las dataciones obtenidas dentro de los sedimentos lacustres y las dataciones que ofrece la literatura especializada en la Geología del Cuaternario en otras regiones del mundo. Aún considerando que faltan más investigaciones de este tipo en el Noreste de México, se puede apreciar que las conocidas Edades de Hielo (Glaciales e Interglaciales) y sus respectivas secuencias geológicas del Norte de Europa y América, bien pueden ser correlacionadas con las llamadas Edades Pluviales e Interpluviales que tantas huellas geológicas dejaron en las latitudes más bajas y más ecuatoriales del mundo.**

**Es necesario recordar que el Período Cuaternario es el que más debe interesarle al hombre, ya que en él vive, encuentra una gran diversidad de flora y fauna, por lo tanto su alimentación así como las materias primas, bosques, suelos y agua que le proveen trabajo, vivienda y modo de subsistir.**

**Cualquier cambio en las condiciones climáticas pone en riesgo todo lo arriba señalado, incluso la misma existencia humana. Para saber la historia geológica más reciente y entender el presente será necesario contar con más información sobre las variaciones climáticas cuyos registros se encuentran dentro de los sedimentos cuaternarios.**

## Bibliografía

- Adatte, T., Stinnesbeck, W. y Remane, J., 1994, The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals, mineralogy, calpionellids and ammonites, GEOBIOS, M.S. No. 17, p. 37-56.
- Allen, J.R.L., 1979, Physical processes of sedimentation. George Allen and Unwin Ed. 248 p.
- Allen, J.R.L., 1984, Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier Ed. 663 p.
- Armstrong Price, W., 1933, Reynosa Problem of South Texas, and origin of Caliche. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 17, No. 5, p. 488 - 522.
- Ashley, G.M. y Hamilton, T.D., 1993, Fluvial response to late Quaternary climatic fluctuations, central Kobuk Valley, northwestern Alaska. Journal of Sedimentary Petrology., vol. 63, No. 5, p. 814- 827.
- Baker, V.R., 1974, Paleohydraulic interpretation of Quaternary alluvium near Golden, Colorado. Quaternary Research 4, p. 94 - 112.
- Baker, V.R., 1975, Competence of rivers to transport coarse bedload material. Geological Soc. of America Bulletin., vol. 86, p. 975 - 978.
- Baker, V.R. y Penteado Orellana, M.M., 1978, Fluvial sedimentation conditioned by Quaternary climatic change in Central Texas. Journal of Sedimentary Petrology., vol 48, No. 2, p. 433-451.
- Baker, V.R., 1983, Late -Pleistocene Fluvial Systems. en: The Late Pleistocene of the United States., Porter, S.C. ed., Univ. of Minnesota Press., p. 115 - 129.
- Barsch, D.B. y Royse, Ch.F., 1972, A model for development of Quaternary terraces and pediment Terraces. en: Z. Geomorph. N.F., 16, 1, p. 54 - 75.
- Barrera, N.R., 1991, Mapeo geológico en el área de Lajas Negras, al Norte de Galeana, N.L. y el desarrollo facial de la Formación Minas Viejas en la región al norte de Galeana, N.L., Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., 83 p. (Inédita)
- Beynon. B., Baskin, J.A., Harding, S., Russell, J.L. y Chisholm, D.M., 1983, Structure and Mesozoic Stratigraphy of Northeast Mexico. Field Trip, Corpus Christi Geol. Society, 48 p.
- Blair, T.C. y Mcpherson, J.G., 1974, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research., vol. A64, No. 3, p. 450 - 489.
- Blauser, W.H. y McNulty, C.L., 1980, Calpionellids and Nannoconids of the Taraises Formation (Early Cretaceous) in the Santa Rosa Canyon, Sierra de Santa Rosa, Nuevo León, México. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. vol. 30, p. 263 - 272., New Orleans, Louisiana.
- Bloch, M.R., 1965, A hypothesis for the change of ocean levels depending on the albedo of the polar ice caps. Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., vol. 1, No. 2, p. 127 - 142.
- Böhnel, H., 1990, Paleomagnetismo y propiedades magnéticas en estudios del Cuaternario. Primer Simposio sobre el Cuaternario en México., p. 40 - 42.



- Branderburg, L.A., 1995, Quartärgeologie, Sedimentologie und paläohydrologische Entwicklung des Sedimentationsbeckens in El Calabozo, Canyon Sta. Rosa in der Sierra Madre Oriental, Nordostmexiko., Diplomarbeit., Univ. Kiel., 123 p. (Inédita)
- Brown, R.B., 1985, A summary of Late - Quaternary pollen records from Mexico West of the Isthmus of Tehuantepec. en: Pollen Records of Late Quaternary North American Sediments., p. 71 - 93.
- Bryant, V.M. y Riskind, D.H., 1980, The paleoenvironmental record for Northeastern Mexico: A Review of the pollen evidence. Center of Archeological Research, Univ. of Texas, San Antonio, Special Report., p. 7- 31.
- Byrd, C.L., 1971, Origin and History of the Uvalde Gravel of Central Texas. en: Baylor Geological Studies, Baylor University, Waco, Texas, Bull. no. 20, p. 48
- Carlson, T.W., 1987, Stratigraphy and structural traverse of Santa Rosa Canyon, Nuevo Leon, Mexico. Actas Fac. Ciencias Tierra U.A.N.L., Linares, 2, p. 205 - 212.
- Cervantes - Borja, J.F., 1990, La definición de unidades edafoestratigráficas en la Cuenca de México. Primer Simposio sobre el Cuaternario en México., p. 23 - 27.
- Chapa, G.J.R., Meiburg, P., y Schetelig, K., 1994, Riesgos geológicos en la Sierra Madre Oriental. Zbl.Geol.Paläont. Teil 1 (1993), p. 555 - 566, Stuttgart.
- Coleman, J.M., Roberst, H.H. y Bryant, W.R., 1991, Late Quaternary Sedimentation. en: The Geology of North America - An overview., vol. J, The Gulch of Mexico Basin, The Geological Society of America., p. 325 -352.
- Collinson, J.D. y Thompson, D.B., 1989, Sedimentary Structures. Second Ed. London Urwin Hyman ed., 207 p.
- Cooke, H.B.S., 1973, Pleistocene Chronology: Long or Short? en: Quaternary Research 3, p. 206 - 220.
- Cserna, Z., de, 1975, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. 20 Congreso Geológico Internacional., México, 87 p.
- Cserna, Z., de, 1989, An outline of the geology of Mexico. en: Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., The Geology of North America - An overview., vol. A, Geol. Soc. of America., p. 233 - 264.
- De León, G. A., 1991, Mapeo Geológico en la región de Galeana y el desarrollo facial de la Formación Cupido en el área de Galeana, N.L., Tesis de Licenciatura., Fac. Ciencias Tierra. U.A.N.L., Linares, 122 p. (Inédita)
- De León, G. A. y Werner, J., 1995, Los sedimentos cuaternarios del Cañón Santa Rosa (región de Linares, N.L.) y el Ensayo de una Estratigrafía Cuaternaria Regional. Reporte Interno.
- Denneborg, M., 1986, Beiträge zur Geologie und Hydrogeologie im Bereich Laguna de Sánchez / Sierra Madre Oriental / México., Dipl. Arbeit, Univ. Aachen, 95 p.
- Deussen, A., 1924, Geology of the Coastal Plain of Texas West of Brazos River., U.S. Geol. Survey Prof.Paper 126, 139 p.
- Díaz, G.T., 1951, Sección geológica a través de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana, N.L., México, D.F., PEMEX. Reporte Interno, núm. 358, (Inédito)

- Díaz, T., Mixon, R.B., Murray, G.E., Weide, A.E. y Wolleben, J.A., 1959, Mesozoic stratigraphy & structure, Saltillo - Galeana Areas. Coahuila and Nuevo León, México. South Texas Geol. Soc., Field Trip Guidebook, San Antonio, Texas.
- Doert, U., 1987, Contribución al desarrollo estructural taramídico de la Sierra Madre Oriental Media (Nuevo León, México), Actas Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., Linares, 2, p. 201 - 204.
- Eccarius, B., 1995, Quartärgeologie, Sedimentologie und Genese der lakustrinen Sediment und Terrases bei Los Pinos im Canyon Santa Rosa, Nordost - Mexiko., Diplomarbeit., Univ. Kiel., 55 p. (Inédita)
- Ely, L.L., Enzel, Y., Baker, V.R. y Cayan, D.R., 1993, A 5000 year record of extreme floods and climate change in the Southwestern United States., en: Science, vol. 262, p. 410 - 412.
- Emiliani, C., 1978, The cause of the Ice Ages, en: Earth and Planetary Science Letters. 37, p. 349 - 352.
- Epstein, J., 1972, Some implications of recent excavations and Surveys in Nuevo León and Coahuila., Texas Journal of Science No. 24, (1), p. 45 - 46.
- Evangelista, P.M.G., 1993, Cartografía geológica y Estudio bioestratigráfico del Límite Jurásico Cretácico en el área de "La Poza", al sureste de Galeana, N.L., México. Tesis de Licenciatura., Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., 70 p. (Inédita)
- Fitzpatrick, E.A., 1984, Suelos, su formación, clasificación y distribución. Ed. C.E.C.S.A., 430 p.
- Foster, F. R., 1971, Glacial and Quaternary Geology. John Wiley and Sons. Inc., 892 p.
- Franzen, J.L., 1994, Eine Rancho-La Brea-Fauna aus Nordost-Mexiko (Bundesstaat Nuevo León), en: Natur und Museum, 124, (8), Frankfurt a.M., 1.8., p. 241 - 258.
- Friedman, G.M. y Sanders, J.E., 1978, Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons Eds., 792 p.
- Garza, J.F.A., 1993, Mapeo geológico en el área Purísima de Conchos, Linares, N.L. y Análisis de sedimentos fluviales de los ríos Pablillo, Potosí, Anegado y Conchos, en la misma área. Tesis de Licenciatura., Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., 84 p. (Inédita)
- Garza, M.M., 1996, Sobre el ordenamiento y desarrollo del suelo y el paisaje entre los valles del Río Cabezones y el Río Pilón de la región suroeste de Montemorelos, N.L., Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias Forestales, U.A.N.L., (En preparación)
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C. y Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico., A Field Guide Book., Gulf Coast Section S.E.P.M., 85 p.
- González, C.D.A., 1989, Sedimentología lacustre del Antiguo "Lago de Lampacitos" (Sierra Madre Oriental, México), Diplomarbeit., Technischen Hochschule Darmstadt, B.R.D., 146 p. (Inédito)
- Götte, M., 1988, Estudio geológico - estructural de Galeana, N.L. (México) y sus alrededores. Actas Fac. Ciencias Tierra. U.A.N.L., vol. 3, p. 61 - 67.
- Götte, M., 1990, Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas - Formation (Ober Jura) in der Sierra Madre Oriental, Norost - Mexiko., Diss., TH Darmstadt, 298 p.

- Götte, M. y Michalzick, D., 1992, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental, Nordost - Mexiko., Inaug., Diss., TH-Darmstadt., 270 p.
- Hafsten, U., 1970, A sub-division of the Late Pleistocene period on a synchronous basis, intended for global and universal usage. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 7, No. 4, p. 279 - 286.
- Hattingh, J. y Rust, I.C., 1993, Flood transport and deposition of tracer heavy minerals in a gravel - bed meander bend channel. *Journal of Sedimentary Petrology.*, vol. 63, No. 5, p. 828 - 834.
- Hähnel, W., 1986, Excavaciones de huesos de mamút en Mina y La Ascensión, Nuevo León. *Actas Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., Linares*, 1, p. 78 - 82
- Heine, K., 1988, Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes, en: *Die Geowissenschaften*, 6, Jahrg. Nr. 7, p. 197 - 205.
- Heine, K., 1994, Present and Past Geocryogenic Processes in Mexico, en: *Permafrost and Periglacial Processes.*, vol. 5, p. 1 - 12.
- Hernández, A.H., 1966, Geología de una parte de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana Nuevo León, México. Tesis Prof., Fac. Ing., UNAM, México, D.F., 49 p. (Inédita)
- Holmes, J.W., 1969, On the absolute fall of sea - level during the Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 6, No. 3, p. 237 - 239.
- Ice, R.G., 1981, The Cuesta del Cura Formation in North-Central Mexico, en: SMITH, C.L.: Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northern Mexico., *West Texas Geol.Soc.*, Pub. 81 - 74, p. 58 - 77.
- Kumar, R. y Tandon, S.K., 1985, Sedimentology of Plio - Pleistocene Late orogenic deposits associated with intraplate subduction - the Upper Siwalik Subgroup of a part of Penjob sub-Himalaya, India., J.D. de Jong Ed. *Sedimentary Geology.*, vol. 42, p. 105 - 158.
- Lamb, H.H., 1965, The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 1, No. 1, p. 13 - 37.
- Lamy, F., 1994, Geologie (Stratigraphie, Mikrofazies, Tektonik) der Frontalketten der Sierra Madre Oriental nordwestlich von Linares, N.L., Mexiko, Diplomarbeit, der Westfälischen Wilhelms - Univ. Munster/ Westfalen, Deutschland, 173 p. (Inédita)
- Lara, T.C.A., 1991, Mapeo geológico en el área de San Lucas, Galeana, Nuevo León y Desarrollo facial de la Formación Taraises en el área de Galeana, N.L., Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. 114 p. (Inédita)
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., y Miller, J.P., 1964, *Fluvial processes in Geomorphology*. London, Freeman Publ., 522 p.
- Leopold, L.B., 1976, Reversal of Erosion Cycle and Climatic Change., en: *Quaternary Research*, vol.6, p. 557 - 562.
- Llamas, M.L.A., 1996, Investigaciones sobre la paleoclimatología y la pedogénesis de los suelos de las terrazas fluviales en el Cañón Santa Rosa, N.L., en base a su susceptibilidad magnética., Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias Forestales, U.A.N.L., (En preparación).

- López, D.R.A., 1990, Mapeo geológico en el área de Puente de Dios al norte de Galeana, N.L. y Desarrollo facial de las formaciones Aurora, Cuesta del Cura y Agua Nueva (Albiano - Turoniano) en las regiones de Galeana e Iturbide, N.L., Tesis de Licenciatura., Fac. Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., 113 p. (Inédita)
- López Ramos, E., 1972, Bosquejo Geológico del Estado de Nuevo León., Bol. de la A.M.G.P., vol. XXIV, n. 4-6, p. 202 - 234.
- López Ramos, E., 1980, Geología de México., Tomo II. México, D.F.
- Lorenzo, J.L., 1959, Los Glaciares de México., U.N.A.M., Monografías del Inst. Geofísica, vol. 1 114 p.
- Lozano - García, S., 1990, La Cuenca de México durante el Cuaternario. Primer Simposio sobre el Cuaternario en México., p. 10 - 13.
- Lugo - Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana. U.N.A.M. Inst. Geología, Revista, vol. 9, Núm. 1, p. 82 - 111.
- Lundelius, E.L., 1980, Late Pleistocene and Holocene Mammals from Northern Mexico and their implication for archaeological research, en: Epstein, J. (ed.), Papers on the Prehistory of Northeastern Mexico and adjacent Texas. Center of Archeological Research., Univ. of Texas at San Antonio, Special Report, 9, p. 32 - 40.
- Markgraf, V. y Scott, L., 1981, Lower timberline in central Colorado during the past 15,000 years., Geology, 9, p. 231 - 234.
- Martínez - Goytre, J., House, y P.K., Baker, V.R., 1994, Spatial variability of small - basin paleoflood magnitudes for a southeastern Arizona mountain range. Water Resources Research, vol. 30, No, 5, p. 1491 - 1501.
- Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J.R., Grotehusmann, I., Kustus, T., Lentzy, P., de León-Gómez, H. y Mancilla-Terán, M.A., 1987, El Basamento Precretácico de Aramberri - estructura clave para comprender el décollement de la cubierta jurásica/cretácica de la Sierra Madre Oriental, México., Actas Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L., Linares, 2, p. 15 - 22
- Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental Septentrional, México., Actas Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L., Linares, 2, p. 197-199.
- Meyer, E.R., 1973, Late Quaternary Paleocology of the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, México., en: Ecology, vol. 54, No. 5, p. 982 - 995.
- Metcalf, S.E. y Harrison, S.P., 1984, Cambio ambiental del Cuaternario tardío en depósitos lacustres en la Cuenca de Zacapú, Michoacán. Reconstrucción Preliminar. Bol. del Inst. de Geografía, UNAM, n. 14, p. 127 - 151.
- Michalzik, D., 1986a, Stratigraphy and paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic - Lowermost Cretaceous), Zbl. Geol. Paläont., Teil I., p. 1161-1169.
- Michalzik, D., 1986b, Procedencia y parámetros ambientales de los lechos rojos Huizachal en el área de Galeana, Nuevo León, México., Actas Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L., Linares, 1, p. 23 - 41
- Michalzik, D., 1988, Trias bis Tiefste Unter-Kreid Nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko - Fazielle Entwicklung eines Passiven Kontinentalrandes. Diss. TH. Darmstadt, 247 p.

- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico., *Sedimentary Geology*, vol. 71, p. 243 - 259.
- Mingarro, F. y Ordóñez, D.S., 1982, *Petrología Exógena 1, Hipergénesis y Sedimentogénesis Alóctona*. Ed. Rueda, España, 387 p.
- Mixon, B.R., Murray, G.E. y Díaz, T.G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico, *Bull. Am.Assoc.Petrol.Geol.*, vol. 43, p. 757-771.
- Mullerried, F.K.G., 1944, Geología del Estado de Nuevo León., *An.Inst.Invest.Cient.*, T.1, núm. 1, U.A.N.L. p. 1 - 33.
- Mullerried, F.K.G., 1946, Geología del Estado de Nuevo León., *An.Inst.Invest.Cient.*, T.1, núm. 2, U.A.N.L., p. 39 - 83.
- Návar, J. y Cavazos, T., Domínguez, P.A., 1993, Los balances hidrológicos mensuales con tres posibilidades de precipitación en el estado de Nuevo León., en: *Actas Fac. Ciencias Tierra*, U.A.N.L., vol. 8, p. 71 - 82.
- Navarro, G.A., 1959, Reconocimiento geológico del área Montemorelos, Linares, General Terán, Estado de Nuevo León., *Tesis Profesional.*, IPN., México, D.F., 36 p. (Inédita)
- Nelson, R. A., 1992, Lithofacies analysis of colluvial sediments - an aid in interpreting the recent history of Quaternary Normal Faults in the Basin and Range Province, Western United States., *Sedimentary Geology*, vol. 62, p. 237 - 293.
- Nuncio, A., Vigil, A., Garza, L.L., Arenal, S., Aguilera, A. y Estrada, E., 1989, Gilberto, La Huella del Huracán en Nuevo León. Ed. Castillo, Monterrey, N.L. México., 241 p.
- Oropeza, O.O., 1990, Depósitos periglaciales y erosión de suelos en el Cerro El Potosí, Municipio de Galeana, N.L., México., en: *Primer Simposio Nacional, Degradación del Suelo, Memoria.*, Instituto de Geología, Dept. de Edafología., U.N.A.M., p. 21 - 22.
- Ortega, G. B., 1990, Paleomagnetismo en sedimentos lacustres. *Primer Simposio sobre el Cuaternario en México.* p. 14 - 20.
- Ortega, G. B., 1992, Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el Lago de Chalco, de México., *Tesis de Doctorado.*, Inst. De Geofísica, UNAM, 161 p. (Inédita)
- Oviedo, L.R.E., 1991, Mapeo Geológico en el área de Brownsville, al Sureste de Galeana, Nuevo León y Estudio Bioestratigráfico del Límite Jurásico - Cretácico en el área de San Lucas, Galeana, Nuevo León., *Tesis de Lic.*, Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L.. 146 p. (Inédita).
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León. *U.N.A.M. Inst. Geología, Revista.*, vol. 2, No. 1., p. 37 - 48.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Bosquejo geológico estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares - Galeana - San Roberto, estado de Nuevo León. *U.N.A.M., Inst. Geología, Revista.*, vol. 2, No. 1, p. 45 - 54.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey, Mexico. *Ph.D.Diss.Univ. of Texas at Austin.*, 217p.

- Patton, P.C. y Baker, V.R., 1977, Geomorphic response of Central Texas stream channels to catastrophic rainfall and runoff., *Geomorphology of Arid and Semi-arid Regions*. D. Doehring, ed., State Univ. of N.Y. Publ., en *Geomorphology*, p. 189 - 217.
- Pedraza Rodríguez, U.M., 1996, "Movimientos en Masa, Origen y consecuencias en el área de Iturbide, N.L., Sierra Madre Oriental., Tesis de Maestría, Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L., 114 p. (Inédita).
- Penck, A. y Brückner, E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*.- 3 Bde., 1119 S., Tauchnitz, Leipzig.
- Penrose, R.A.F., 1990, A Preliminary Reporte on the Gulf Tertiary of Texas from Red River to the Rio Grande., *Texas Geol. Survey 1st Ann. Rept.*, p. 3 - 101.
- Peña, P. V.H., 1992, Mapeo geológico en el área de Puerto Pastores al sureste de Galeana, N.L. y Estudio bioestratigráfico en la parte superior de la Formación Taraises en el área de San Lucas, Galeana, N.L., Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., 109 p. (Inédita).
- Pettijohn, F.J., 1957, *Sedimentary rocks*. Harper and Row publishers., 2nd Ed., 647 p.
- Plummer Ch.C. y McGearry, D., 1991, *Physical Geology*. Fifth Ed., Wm.C.Brown Publ., 543 p.
- Quinn, J.H., 1957, Paired river terraces and Pleistocene Glaciation., *Journal of Geology*, vol. 65, p. 149 - 166.
- Reichert, G., 1955, Untersuchungen zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwal des durch Schotteranalysen.- *Beitr. naturkundl. Forsch. Südwestdeutschland*, 24, p. 32 - 42.
- Reichert, G., 1961, Über Schotterformen und Rundungsanalysen als Feldmethode.- *Peterm. geogr.Mitt.*, 1961, p. 15 - 24, Gotha.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1986, *Depositional Sedimentary Environments*, Springer - Verlag Berlin, 549 p.
- Retallack, G.J., 1986, The fossil record of soils. en: *Paleosols: their recognition and interpretation*. V. Paul Wright Ed.. Princeton University Press., p. 1 - 57.
- Rohdenburg, H., 1970, Morphodynamische Aktivitäts - und Stabilitätszeiten statt Pluvial - und Interpluvialzeiten., *Eiszeitalter, Gegenwart*, 21, p. 81 - 96, Öhringen.
- Ross, M.A., 1979, *Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone Northeastern Mexico*. M.S. Thesis, Univ. Texas, Arlington., 96 p.
- Ruiz, M.A.M., 1990, Zur Gliderung, Verbreitung und ökologischen Bewertung der Böden in der Region von Linares, N.L., México. *Göttinger Beitr. Z. Land - und Forstwirtschaft in den Tropen und Subtropen*, 56, Göttingen.
- Ruiz, M.A.M. y Werner, J., 1994, Quaternary sediments and climatic variations in NE - México., *Reporte interno*, 19 p.
- Ruiz, M.M.A, De León G. A. y Werner, J., 1996, Los sedimentos fluviales en el Noreste de México y el Problema del Límite Plioceno - Pleistoceno. *Reporte interno*.
- Rutten, M.G., 1966, Geologic data on atmospheric history. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 2, No. 1, p. 47 - 57.

- Rühle, E., 1972, Stratigraphic and facies problem of Eo - Pleistocene and Meso - Pleistocene deposits in Poland., *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol.11, No.3, p.191-211.
- Salvador, A., 1991, Triassic - Jurassic., en: SALVADOR, A. (Ed.) *The Gulf of Mexico Basin.*, Geol. Soc. Am., *The Geology of North America*, vol. J, p. 131 - 180, Boulder, Colorado.
- Sambrock, S.G.H. y Fergurson, R.I., 1995, The gravel - sand transition along river channels., *Journal of Sedimentary Research.*, vol. A65, No. 2, p. 423 - 430.
- Schreiner, A., 1992, Einführung in die Quartärgeologie, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung., 257 p.
- Schmidtt, R., 1986, Desarrollo de una Plataforma Carbonatada durante el Cretácico Inferior en el Noreste de México., *Actas Fac. Ciencias Tierra.*, U.A.N.L., 1, p. 42 - 48.
- Schumann, D., 1988, Observaciones paleoecológicas en secuencias del Kimmeridgiano / Tithoniano (Formación La Casita) de Nuevo León, Noreste de México., *Actas Fac. Ciencias Tierra*, U.A.N.L., Linares, vol. 3, p. 43 - 59.
- Stinnesbeck, W., 1992, Amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior - Cenomaniano Inferior) en el área de Galeana, Nuevo León, México., *Rev. Soc. Mexicana de Paleontología*, vol. 4, 1991, p., 63 - 85.
- Spaulding, W.G., Leopold, E.B. y Van Devender, T.R., 1983, Late Wisconsin paleoecology of the American Southwest, en: Wright, H.E., Jr. (ed.), *Late Quaternary Environments of the United States.*, vol 1. The Late Pleistocene (Porter, S.C., ed), University of Minnesota Press. Minneapolis, p. 259 - 293.
- S. P. P., 1979, Carta topográfica Iturbide, clave G14C67, escala 1: 50 000.
- S. P. P., 1979, Carta geológica Iturbide, clave G14C67, escala 1: 50 000.
- S. P. P., 1979, Carta topográfica Hualahuises, clave G14C57, escala 1: 50 000.
- Tavera, A.E., 1960, Yacimientos de barita en el distrito de Galeana, Nuevo León., *Cons. Rec. Nat. No Renovables.*, Bol. 55, p. 70.
- Treviño, G.E.J., 1992, Aplicación de imágenes de satélite en la cartografía de la vegetación, como ejemplo un área de la región 'Sierra Madre Oriental' en el Noreste de México., *Diss. Tesis de Doctorado. Univ. Georgia Augusta, Gotinga, Alemania.*, 121 p.
- Trowbridge, A.C., 1923, A Geologic Reconnaissance in the Gulf Coastal Plain of Texas Near the Rio Grande., *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 131-D*, p. 98 - 99.
- Urrutia, F..J., 1990, Sistema Tierra - Estudios Interdisciplinarios sobre el Cuaternario. Primer Simposio sobre el Cuaternario en México., p. 54 - 60.
- Van der Hammen, T., 1973, The Quaternary of Colombia: introduction to a research project and a series of publications., *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol.14, No.1, p.1-9.
- Valladares, A.J.G., 1993, Mapeo geológico, área El Encinal, al sureste de Galeana, N.L., México y Bioestratigrafía del Límite Jurásico - Cretácico, al Sureste de Galeana, N.L., *Tesis de Licenciatura.*, Fac. Ciencias Tierra., U.A.N.L., 76 p. (Inédita)
- Villalón, M.H. y Flores, L.J.E., 1991, Contribución al análisis agrometeorológico de la región de Linares, N.L., en: *II Simposio Regional, avances y perspectivas de la investigación del clima*

y del agua en el noreste de México., Fac. de Ciencias Forestales, Linares, N.L., Reporte Científico No. Especial 12., p. 41 - 58.

Villegas, D.G., 1972, Tipos de vegetación en los municipios de Linares y Hualahuisés, Nuevo León; sus características, aprovechamiento y condiciones ecológicas en que se desarrollan., Tesis de Licenciatura. Esc. de Agricultura, Univ. de Guadalajara, Jal. México., 104 p. (Inédito)

Weeks, A.W., 1933, Lissie, Reynosa, and upland terrace deposits of Coastal Plain of Texas between Brazos River and Río Grande., Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol 17, No. 5, p. 453-483.



# **A N E X O**

## **VARIACIONES CLIMÁTICAS GLOBALES**

### **INTRODUCCIÓN**

**Acompañando siempre el pensamiento del hombre a sido la búsqueda constante de explicaciones a las variaciones climáticas, que de muchas maneras afectan su entorno, posesiones y vida misma. El clima y todos los parámetros relacionados con éste, han dejado huellas tanto en los estratos geológicos como en la corta existencia humana. La observación continua de estos registros ha producido una serie de teorías tratando de entender al clima. Una de las inquietudes más grandes de los investigadores es la de tratar de explicar las famosas Edades Glaciales, que para los fines y ubicación del presente trabajo, equivaldría a Edades Pluviales. A continuación se presenta un breve resumen obtenido de Plummer & McGeary (1991), en donde en una forma bastante sintetizada se exponen las teorías más actuales y de mayor aceptación mundial.**

### **CAUSAS DE LAS EDADES GLACIALES**

**¿Cuáles son las causas de las Edades Glaciales? Esta interrogante ha sido expuesta por los científicos desde que la teoría de las edades glaciales fue aceptada hace más de un siglo. Sin embargo, es hasta los últimos años que los climatologistas han sentido que están empezando a proveer respuestas aceptables.**

**El entendimiento de los cambios en el clima puede proveer la clave para precisar variaciones del clima a largo plazo. Aún los cambios en el clima, por menores que sean, afectan las cosechas y al problema de la alimentación y abastecimiento de agua para el hombre. Si conociéramos las causas de las fluctuaciones entre los episodios glaciales e interglaciales, probablemente sabríamos si otra edad glacial es inminente o si estamos en una etapa de enfriamiento o calentamiento en la historia de la tierra.**

Un número de teorías e hipótesis han sido propuestas para explicar las edades glaciales. Sin embargo ninguna puede ser considerada como la más factible, debido a la gran cantidad de factores que implica el clima de la tierra. Algunas de ellas son expuestas a continuación.

## **VARIACIONES DE LA INCLINACIÓN Y ÓRBITA TERRESTRE CON RESPECTO AL SOL**

La cantidad de calor de la radiación solar recibida por cualquier porción de la Tierra está relacionada al ángulo de incidencia de los rayos solares y, en menor grado, de la distancia al sol. Las dimensiones de la órbita terrestre, alrededor del sol cambian ligeramente sobre un período de miles de años. El ángulo de los polos de la Tierra en relación al plano de la órbita alrededor del sol también cambia periódicamente. Recientes análisis de datos han aportado un fuerte apoyo a la teoría (ahora conocida como la Teoría de Milankovitch), que las variaciones en las relaciones entre la órbita y el bamboleo de los ejes de la Tierra son en gran parte responsables de los episodios glaciales e interglaciales. Milutin Milankovitch, un matemático yugoslavo, calculó que la radiación solar que llega a la Tierra varía en ciclos de 21,000, 41,000 y 100,000 años. Las pruebas para los Ciclos de Milankovitch vinieron de datos oceanográficos. Los núcleos de sedimentos del mar profundo, han proveído un récord bastante preciso de variaciones climáticas sobre los últimos cientos de miles de años. Los ciclos de enfriamiento y calentamiento determinados a partir de los sedimentos marinos son de 23,000, 42, 000 y 100,000 años, por lo tanto, bastante acordes a los tiempos predecidos por Milankovitch.

La teoría de las variaciones en la órbita terrestre falla en explicar la ausencia de glaciación a lo largo de todo el tiempo geológico. Uno o más de los demás mecanismos descritos abajo debieron haber contribuido para las edades glaciales.

## **CAMBIOS EN LA ATMÓSFERA**

Un conjunto de hipótesis busca explicar las edades glaciales debido a cambios en la habilidad de la atmósfera para filtrar la radiación solar. Mucha de la energía solar que alcanza a nuestro planeta es reflejada de nuevo al espacio o absorbida por la atmósfera. Si la composición de la atmósfera cambia, la cantidad de calor solar reflejada o absorbida también cambia.

Una hipótesis considera al bióxido de carbono como el responsable para los principales cambios en el clima. De acuerdo a esta propuesta, si hay un incremento en el contenido de bióxido de carbono en la atmósfera, la Tierra se calienta. Esto es debido al efecto "Invernadero", en el cual la energía solar penetra la atmósfera y el calor es retenido o atrapado en la superficie terrestre. El bióxido de carbón en la atmósfera reduce la cantidad de calor que puede radiar desde la tierra hasta el espacio. Esto da como resultado una tendencia de calentamiento hasta que, por alguna razón, el bióxido de carbón en la atmósfera se disminuye. Un alto contenido de éste coincidiría con los episodios calientes entre las edades glaciales, y un contenido bajo de bióxido de carbón correspondería con los períodos de glaciación.

Un problema importante de la hipótesis sobre el bióxido de carbono, es el de explicar un cambio cíclico en la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera. Una sugerencia ha sido de que cuando la vegetación es abundante, hay menos bióxido de carbono en la atmósfera. El enfriamiento que esto causa, resulta en una edad de hielo, y mucha de la vegetación de la Tierra muere, liberando bióxido de carbono a la atmósfera para empezar la tendencia en el calentamiento. Sin embargo, no hay evidencia de profundos cambios de vegetación. Una dificultad adicional viene para explicar porqué el proceso es efectivo para un pequeño porcentaje del tiempo geológico.

Otra hipótesis involucra a los volcanes. La temperatura mundial cayó alrededor de 2 °C enseguida de la gran erupción volcánica del Krakatoa, en Indonesia, en 1883. El polvo arrastrado por altos vientos de la atmósfera, redujo la penetración de la energía solar a la atmósfera durante pocos años. Presumiblemente, una serie de grandes erupciones, poco espaciadas podrían causar la suficiente caída en la temperatura para disparar la glaciación y empezar una edad glacial.

## **CAMBIO DE LA POSICIÓN DE LOS CONTINENTES**

Otra hipótesis es que las edades glaciales ocurren cuando las masas de tierra se acercan a las regiones polares. La tectónica de placas provee el mecanismo para el movimiento de las masas de tierra. Pero las fluctuaciones del clima durante el Cenozoico tardío no se explican por placas tectónicas. Toda la evidencia para la deriva continental indica que la posición de los continentes no ha cambiado en forma significativa respecto a los polos durante el tiempo del Cenozoico tardío. Ciertamente los continentes no se han movido una y otra vez de nuevo durante las recientes edades glaciales e interglaciales.

Sin embargo, el movimiento temprano de los continentes de una posición más cercana al ecuador hacia latitudes más al norte, han ubicado a los actuales continentes del norte en una posición favorable para la glaciación.

## **CAMBIOS EN LA CIRCULACIÓN DEL AGUA DEL MAR**

Nuestros actuales climas son bastante afectados por los patrones de circulación del agua marina. Las masas terrestres bloquean la libre circulación mundial del agua del mar, de manera que algunos océanos son más calientes que otros.

De acuerdo a una hipótesis, un episodio glacial inicia cuando el agua del Atlántico circula libremente con agua del Océano Ártico. Actualmente, las aguas más calientes del Océano Atlántico no pueden mezclarse libremente con el agua del Océano Ártico. Por esta razón la superficie del Océano Ártico está congelada durante mucho tiempo en el año. La Glaciación Continental inicia, de acuerdo a esta hipótesis, cuando el agua más caliente del Atlántico fluye a través de un angosto canal entre Groenlandia y Canadá. Esto impediría al Océano Ártico congelarse completamente durante todo el invierno. La humedad levantada por los vientos soplando sobre el Océano Ártico precipitaría pesadas masas de nieve en las masas continentales más hacia el norte. Las capas de hielo crecerían tan grandes en tanto los mares libres de hielo suministrarán la humedad. Pero mientras la glaciación continuaba, el nivel del mar descendería debido a la pérdida de agua para los cuerpos de hielo. El nivel del mar caería eventualmente debajo del fondo del canal somero entre Groenlandia y Canadá, cerrando el suministro de agua más caliente del Atlántico hacia el Océano Ártico. Debido a esto, la superficie del Océano Ártico se congelaría, reduciendo la humedad del aire suministrado para las masas de hielo continentales. Las masas de hielo retrocederían y desaparecerían.

Algunos científicos cuestionan lo adecuado de este mecanismo para explicar las glaciaciones de larga escala. Otros señalan que esta hipótesis no puede explicar los climas interglaciales bastante calientes. Además, la nieve y el hielo reflejan mucha radiación solar. Por lo tanto, un Océano Ártico congelado, acoplado con el hielo glacial que cubre a un tercio de las masas terrestres, tendería a perpetuar una edad glacial al reflejar más radiación solar hacia el espacio.

## **DESLIZAMIENTO DE MASAS DE HIELO ANTÁRTICO SOBRE EL OCÉANO**

Una intrigante aunque altamente especulativa hipótesis considera a los cambios en el hielo del Antártico como responsable de las épocas glaciales. Un gran segmento de las masas de hielo, lubricadas por agua a todo lo largo de su base, se desliza sobre la superficie del océano. Antes de que la gran masa de hielo flotante pueda ser rota por la acción de las olas, el hielo refleja una

**significante cantidad de calor solar de regreso al espacio. Esto resulta en un enfriamiento mundial lo suficiente para iniciar una edad glacial.**

**Hay algo de evidencia de que partes de masas de hielo del Antártico se han deslizado rápida y repentinamente en el pasado. Si el mecanismo es capaz de enfriar el clima del mundo tanto, tiene todavía que ser demostrado.**

**Los científicos no entienden totalmente qué causa las edades glaciales y los alternantes períodos calientes. Es hasta ahora que la Teoría de Milankovitch ha venido a ser ampliamente aceptada. Esta, al menos, busca explicar lo que controla los ciclos de variación climática. Sin embargo, una o más de los demás mecanismos postulados también debieron contribuir significativamente.**

