

# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



INVESTIGACIÓN SOBRE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL CAÑÓN  
SANTA ROSA, ITURBIDE, N.L., COMO BASE PARA EL  
ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTRATIGRAFÍA DEL  
CUATERNARIO EN EL NORESTE DE MÉXICO

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO  
ACADÉMICO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

ALBERTO DE LEÓN GUTIÉRREZ

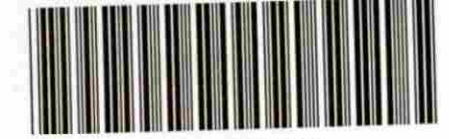
LINARES, NUEVO LEÓN

AGOSTO 1999

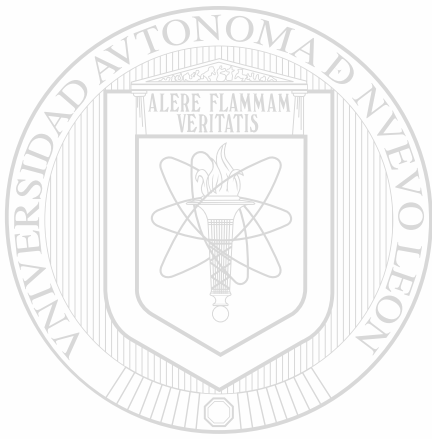
ALBERTO DE LEÓN GUERREREN  
MAESTRÍA

FM  
QE741  
L4  
1999  
c.1





1080092570



# UANL

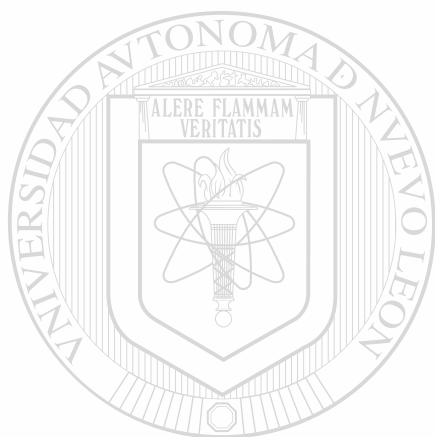
---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

20087  
24



# UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

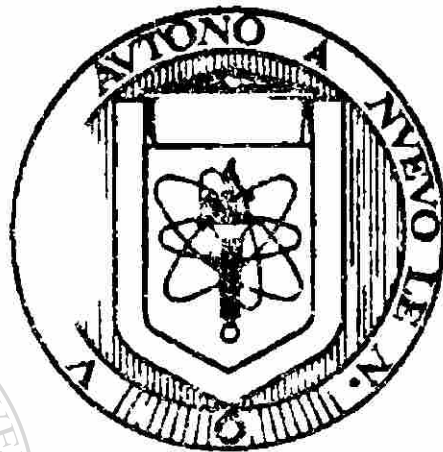


DIVISION DE ESTUDIOS  
DE POSTGRADO



# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



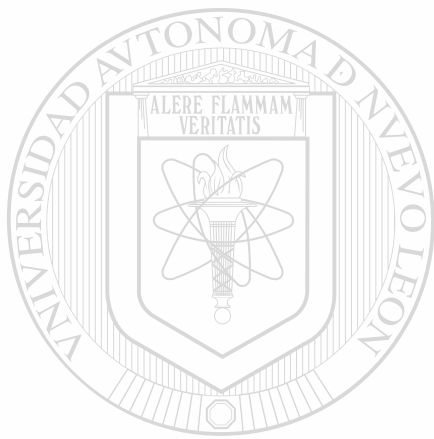
INVESTIGACIÓN SOBRE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL CANON  
DE SAN ANTONIO DE NUEVO LEÓN COMO BASE PARA EL  
ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTRATEGIA DEL  
CUATERNARIO EN EL NORESTE DE MÉXICO

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

COMO EQUIVOTO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO  
ACADEMICO DE  
ESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

PRESENTA

ALBERTO DE LEON GUTIERREZ



# UANL

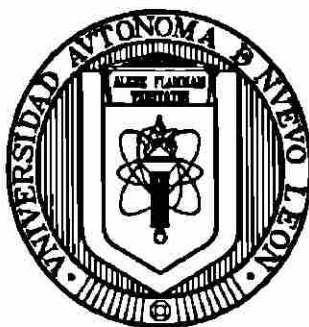
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

BURO GENERAL DE BIBLIOTECAS  
UANL  
FONDO  
TESIS MAESTRIA

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**

**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**INVESTIGACIÓN SOBRE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL CAÑÓN  
SANTA ROSA, ITURBIDE, N.L., COMO BASE PARA EL  
ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTRATIGRAFÍA DEL  
CUATERNARIO EN EL NORESTE DE MÉXICO**

---

**TESIS**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO  
ACADÉMICO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA**

**ALBERTO DE LEÓN GUTIÉRREZ**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**AGOSTO 1999**





**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**Investigación sobre las terrazas Fluviales del Cañón Santa Rosa,  
Iturbide, N.L., como base para el establecimiento de una  
Estratigrafía del Cuaternario en el Noreste de México.**

elaborada por

**ALBERTO DE LEÓN GUTIÉRREZ**

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**COMITÉ DICTAMINADOR DE LA TESIS**

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Héctor de León Gómez**  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Francisco Medina Barrera**  
\_\_\_\_\_  
**Dr. José Guadalupe López Oliva**  
\_\_\_\_\_  
**Dr. José Rosbel Chapa Guerrero**

**Vo. Bo.**

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. G. Javier Castro Larragoitia**  
Jefe de la División de Estudios de Postgrado



**INVESTIGACIÓN SOBRE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL  
CAÑÓN SANTA ROSA, ITURBIDE, N.L., COMO BASE PARA EL  
ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTRATIGRAFÍA DEL  
CUATERNARIO EN EL NORESTE DE MÉXICO.**

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



**El tema desarrollado en esta tesis fue propuesto y asesorado inicialmente por el Dr. Jörg Werner Paulus (†).**

UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



## **AGRADECIMIENTOS**

**Deseo agradecer a la Facultad de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Autónoma de Nuevo León por ser la Institución donde desarrollé la investigación del período Cuaternario dentro de su programa de maestría.**

**Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la oportunidad de la beca crédito para mis estudios.**

**Al Dr. Jorge Werner Paulus (†) por su ofrecimiento del tema para la investigación de sedimentos y eventos del Cuaternario así como por su generosa asesoría. Extrañaré su: "pues sí pero no".**

**Al Dr. Miguel Ángel Ruiz Martínez por su gran apoyo al incluir este trabajo dentro del Proyecto CONACYT " Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas durante el Cuaternario en el Noreste de México".**

**Al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero quién fungió como mi asesor desde la ausencia del Dr. Jorge Werner y de quien siempre recibí apoyo.**

**Al Comité Dictaminador de Tesis, integrada por el Dr. Héctor de León Gómez, el Dr. Juan Antonio Ramírez Fernández, el Dr. Francisco Medina Barrera y el Dr. José Guadalupe López Oliva, quienes me ayudaron a mejorar con mucho el contenido de esta investigación.**

**A mis demás maestros y maestras de la Facultad de Ciencias de la Tierra por su profesionalismo y reconocido prestigio.**

**A mis amigos Enrique, Miguel, Roberto, Uriel, Ignacio, Efraín, Alejandra, Marcial, Salvador, Jorge y Fernando. Leales compañeros de escuela y de recorridos de campo.**

1.11.3 MATORRAL ALTO ESPINOSO CON ESPINAS LATERALES	38
1.11.4 BOSQUE ESCLERÓFILO	38
1.11.5 BOSQUE ESCLERO – ACICULIFOLIO	39
1.11.6 BOSQUE CADUCIFOLIO ESPINOSO DE <i>Prosopis</i>	39
1.12 HIDROGRAFÍA	40
<b>CAPÍTULO 2 PALEOLAGOS</b>	<b>44</b>
INTRODUCCIÓN	44
2.1 PALEOLAGO ITURBIDE	45
2.2 PALEOLAGO EL CALABOZO	45
2.2.1 EL CALABOZO 1	46
2.2.2 EL CALABOZO 2	47
2.3 PALEOLAGO LOS PINOS	50
<b>CAPÍTULO 3 TERRAZAS FLUVIALES DEL CAÑÓN SANTA ROSA</b>	<b>53</b>
INTRODUCCIÓN	53
3.1 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO	55
3.2 SECCIÓN EL CALABOZO - LOS PINOS - EL PUENTE	59
3.3 SECCIÓN EL PUENTE - LAS CRUCITAS	61
<b>CAPÍTULO 4 SEDIMENTOLOGÍA</b>	<b>65</b>
INTRODUCCIÓN	65
4.1 LA ORIENTACIÓN DE LAS GRAVAS	66
4.2 OBSERVACIONES SOBRE EL GRADO DE REDONDEZ	67
4.3 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO	69
4.4 SECCIÓN DESPUÉS DE EL CALABOZO	71
4.5 SECCIÓN LOS ALTARES	73
4.6 SECCIÓN LOS PINOS	75

4.7 SECCIÓN PUENTE SANTA ROSA	77
4.8 SECCIÓN MARGEN DE LA SIERRA	80
4.9 SECCIÓN LAS CRUCITAS	80
<b>CAPÍTULO 5 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DEL CUATERNARIO</b>	<b>83</b>
INTRODUCCIÓN	83
5.1 REGIÓN DE LINARES	85
5.2 CAÑÓN SANTA ROSA	90
5.2.1 SECCIÓN ITURBIDE - EL CALABOZO	90
5.2.2 SECCIÓN EL CALABOZO - LOS PINOS - EL PUENTE	93
5.2.3 SECCIÓN EL PUENTE - LAS CRUCITAS	95
<b>CAPÍTULO 6 PALEOCLIMA</b>	<b>97</b>
INTRODUCCIÓN	97
6.1 GLACIARES	97
6.2 ASCENSO DEL NIVEL BASE DEL ARROYO	98
6.3 LEVANTAMIENTOS TECTÓNICOS	98
6.4 VARIACIONES CLIMÁTICAS	99
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS	
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>104</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>106</b>
<b>ANEXO:</b>	
<b>VARIACIONES CLIMÁTICAS GLOBALES</b>	<b>115</b>



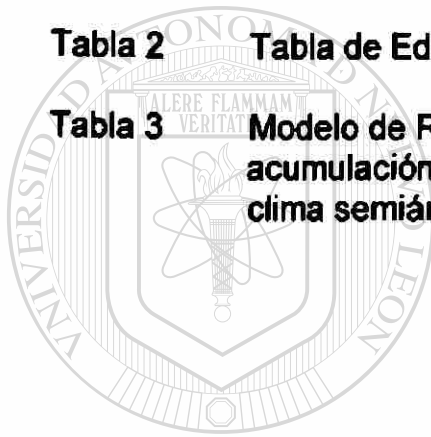
## LISTA DE FIGURAS

		Página
Fig. 1.1	Localización del área de estudio.	4
Fig. 1.2	Clasificación de gravas según el grado de redondez (Reichert, 1955, 1961, cit. en Schreiner, 1992).	8
Fig. 1.3	Terrazas fluviales de la Planicie Costera del Golfo de la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990.	11
Fig. 1.4	Figura de inversión de relieve / relictos de terraza.	16
Fig. 1.5	Columna Litológica y Estratigráfica de la región de estudio. Modificada de Lamy, 1994, Michalzik, 1988, Padilla y Sánchez, 1982.	18
Fig. 1.6	El levantamiento de la superficie puede incrementar el grado de erosión de un río. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.	23
Fig. 1.7	Los cambios en el gradiente de un río pueden causar depositación y erosión. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.	23
Fig. 1.8	Regiones de máxima velocidad de una corriente. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.	24
<hr/>		
Fig. 1.9	Formación de las terrazas pares. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.	26
Fig. 1.10	Formación de las terrazas impares. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.	27
Fig. 1.11	Diagrama de Temperatura Media Anual de las Estaciones Linares, Iturbide, San Francisco, Ojo de Agua Las Crucitas. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.	29
Fig. 1.12	Diagrama de Precipitación Total Anual de las Estaciones Linares, Iturbide, San Francisco, Ojo de Agua Las Crucitas. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.	30
Fig. 1.13	Diagrama de Evaporación Total Anual de las Estaciones Linares, Iturbide, San Francisco, Ojo de Agua Las Crucitas.	

	<b>Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.</b>	<b>31</b>
<b>Fig. 1.14</b>	<b>Diagrama Climático de la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990.</b>	<b>34</b>
<b>Fig. 1.15</b>	<b>Tipos de vegetación en los municipios de Hualahuises y Linares, N. L . Modificado de Villegas Durán, 1972.</b>	<b>36</b>
<b>Fig. 1.16</b>	<b>Diagrama de Gastos Máximos de Ríos. Estaciones San Francisco, Pablillo, Camacho y Las Adjuntas. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.</b>	<b>43</b>
<b>Fig. 2.1</b>	<b>Diagrama de Susceptibilidad Magnética El Calabozo 2</b>	<b>49</b>
<b>Fig. 2.2</b>	<b>Diagrama de Susceptibilidad Magnética Los Pinos</b>	<b>51</b>
<b>Fig. 3.1</b>	<b>Fases de Acumulación y Erosión de Terrazas Fluviales</b>	<b>55</b>
<b>Fig. 3.2</b>	<b>Perfil Morfoestratigráfico Sección Iturbide - El Calabozo</b>	<b>56</b>
<b>Fig. 3.3</b>	<b>Perfil Morfoestratigráfico Sección El Calabozo - Los Pinos - El Puente</b>	<b>60</b>
<b>Fig. 3.4</b>	<b>Perfil Morfoestratigráfico Sección El Puente - Las Crucitas</b>	<b>62</b>
<b>Fig. 4.1</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza de Iturbide</b>	<b>70</b>
<b>Fig. 4.2</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza Posterior El Calabozo 2.</b>	<b>72</b>
<b>Fig. 4.3</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza de los Altares</b>	<b>74</b>
<b>Fig. 4.4</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza Los Pinos</b>	<b>76</b>
<b>Fig. 4.5</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza El Puente</b>	<b>78</b>
<b>Fig. 4.6</b>	<b>Perfil Sedimentológico de abanico aluvial</b>	<b>81</b>
<b>Fig. 4.7</b>	<b>Perfil Sedimentológico de la Terraza Las Crucitas</b>	<b>81</b>
<b>Fig. 5.1</b>	<b>Tabla Estratigráfica de los Sedimentos Cuaternarios del Cañón Santa Rosa</b>	<b>91</b>
<b>Fig. 6.1</b>	<b>Desarrollo de Depósitos Glaciales en Volcanes de México durante el Cuaternario Superior. Modificado de Heine,1988.</b>	<b>100</b>

**LISTA DE TABLAS**

	<b>Página</b>
<b>Tabla 1</b> <b>Resumen de los parámetros climatológicos de la región de estudio. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.</b>	<b>32</b>
<b>Tabla 2</b> <b>Tabla de Edades Absolutas y Métodos Empleados.</b>	<b>89</b>
<b>Tabla 3</b> <b>Modelo de Rohdenburg (1970) para los ciclos de erosión y acumulación según las condiciones climáticas en zonas de clima semiárido</b>	<b>103</b>



**UANL**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



## LISTA DE SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

mm	milímetros
cm	centímetros
m	metros
km	kilómetros
°R	grado de redondez
gg	bien redondeado
g	redondeado
kg	subanguloso
kt	anguloso
# gg	número de gravas bien redondeadas
# g	número de gravas redondeadas
# kg	número de gravas subangulosas
# kt	número de gravas angulosas
70°	ángulo de 70 grados
°C	grados centígrados
Ka.	mil años
Ka. B.P.	mil años antes del presente
Fig.	figura
Fm.	Formación
SMO	Sierra Madre Oriental
EC1	Sedimentos Lacustres El Calabozo 1
EC2	Sedimentos Lacustres El Calabozo 2
EP	Terraza Baja del Puente Santa Rosa
=	igual a, equivalente a.
~	Aproximadamente
<	Menor que
>	Mayor que
prof.	Profundidad
Inf.	inferior
Corresp.	correspondiente
Abs.	Absoluta
T.	Terraza
T. Alta	Terraza Alta
T. Principal	Terraza Principal
T. Anterior	Terraza Anterior
T. Posterior	Terraza Posterior
L.P.	Los Pinos
T1	Terraza 1 (lecho actual de los arroyos)
T2	Terraza 2 (primer escalón de terraza)
T3	Terraza 3
T4	Terraza 4
T5	Terraza 5
<sup>14</sup> C	Datación radiométrica mediante Carbono 14
U/Th	Datación radiométrica mediante Uranio - Thorio

## RESUMEN

El Cañón Santa Rosa se localiza en la Sierra Madre Oriental, en la región que comunica a los municipios de Iturbide y Linares, Nuevo León, en el Noreste de México. El acceso es a través de la Carretera Número 58 transitable todo el tiempo y se encuentra en forma casi paralela al cauce del Arroyo Santa Rosa. Este arroyo, de carácter intermitente, inicia en la alta montaña, en Iturbide y baja a Linares, adentrándose en la Provincia Costera del Golfo de México.

Acompañando al Arroyo Santa Rosa, se encuentran niveles de terraza que se han cartografiado e identificado en el presente estudio y que bordean el cauce y paleocauce del Arroyo Santa Rosa a lo largo de más de 27 kilómetros que incluyen estructuras y sedimentos cuaternarios que se encuentran desde los 1360 m.s.n.m en la región de Iturbide hasta los 550 m.s.n.m., al frente del Margen Este de la Sierra Madre Oriental.

Los sedimentos cuaternarios que se observaron corresponden a arcillas y arenas de antiguos lagos, de los cuales se identificaron cuatro de distinta edad y origen. Otros sedimentos son arenas, gravas y bloques en las terrazas de origen fluvial y material de escombros en las masas de derrumbe y abanicos aluviales. Además se identificaron masas de travertino y algunos restos fósiles de plantas y de un molar de mastodonte (muy mal conservado) dentro de los sedimentos lacustres.

Las determinaciones estratigráficas de las terrazas fluviales y de los sedimentos lacustres fueron posibles gracias a la aplicación del método morfoestratigráfico que correlaciona las alturas de los sedimentos y estructuras cuaternarias con respecto al nivel base del arroyo Santa Rosa a lo largo de todo el cañón. Los restos de las terrazas más antiguas aparecen generalmente como relictos separados en las zonas altas, mientras que los niveles más recientes afloran como bandas continuas a los lados del cauce del arroyo y en una posición más baja.

La aplicación del método arriba descrito, trajo por consiguiente que los sedimentos y estructuras del Cañón Santa Rosa fueran divididos en tres grandes perfiles morfoestratigráficos: Perfil Iturbide – El Calabozo; El Calabozo – Los Pinos – El Puente, y El Puente – Las Crucitas. Estos perfiles reflejan diferentes secuencias estratigráficas así como condiciones climáticas diferentes en el tiempo y en el espacio. Cada uno se describe por separado.

Para un mejor conocimiento e interpretación de su formación, se realizaron perfiles sedimentológicos de las terrazas fluviales, describiendo su composición así como las estructuras primarias encontradas.

La correlación estratigráfica de los sedimentos cuaternarios se basó en dataciones de  $^{14}\text{C}$  en materia orgánica y de U/Th para muestras de travertino. Dichas dataciones fueron realizadas en laboratorios de Alemania y Polonia.

Con las determinaciones morfoestratigráficas y las edades absolutas se elaboró la primera Tabla Estratigráfica de los sedimentos cuaternarios de esta región del Noreste de México. La estratigrafía cuaternaria incluye a los sedimentos así como a algunos de los eventos que los formaron y alcanza rangos que van desde los menores a los seis mil años, Holoceno, hasta más antiguos que 350 mil años, del Pleistoceno Tardío al Pleistoceno Temprano. Además presenta una correlación con la estratigrafía glacial norteamericana denominadas edades glaciales: Wisconsin, Illinoian y Kansan.

La correlación con las edades glaciales arriba citadas no debe ser ajena a las determinaciones estratigráficas de los sedimentos de las latitudes más meridionales. Dichas edades corresponden a alternancia de tiempos con duración de algunas hasta varias decenas de miles de años de máximo enfriamiento (Edades Glaciales) y calentamiento (Edades Interglaciales).

Las variaciones climáticas se reflejaron en el crecimiento y decrecimiento de los glaciares de los casquetes polares, mientras que en las regiones más cercanas a los Trópicos y al Ecuador la manifestación climática en esos períodos fue, como la extensa bibliografía lo presenta: las Edades Pluviales.

Estos tiempos presentaron períodos de precipitación irregularmente distribuida en el año que se concentra en grandes y frecuentes tormentas (Edades Pluviales), con pobre desarrollo de la vegetación, flujo laminar torrencial y destrucción del suelo, y períodos con precipitación uniforme en el año (Edades Interpluviales), con altas tasas de infiltración y desarrollo de la vegetación y de suelo.

En la región de estudio, los eventos pluviales causaron los grandes derrumbes que formaron diques, los cuales dieron lugar a los paleolagos y al arrastre de miles de toneladas de sedimentos y bloques que se depositaron como lecho y relleno de los ríos y arroyos de la región. En tanto que en los períodos Interpluviales, el bajo caudal del arroyo, erosionó su propio cauce, dando lugar a la formación de las terrazas y a sus diferencias de altura.

Tales investigaciones contribuirán a un mejor conocimiento de las condiciones climáticas de un tiempo geológico que alcanza y enmarca al Hombre: El Cuaternario.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

El presente estudio comprende la cartografía y determinación estratigráfica de los sedimentos, elementos y estructuras geomorfológicas pertenecientes al período Cuaternario, es decir, los últimos 1.6 millones de años en el Cañón Santa Rosa.

El estudio sistemático de la geología del Cuaternario no tiene precedentes en la Facultad de Ciencias de la Tierra. Esta investigación se suma a los pocos trabajos (citados más adelante) realizados con fines palinológicos, edafológicos, geomorfológicos, ambientales y cronoestratigráficos en los sedimentos y estructuras cuaternarias del Norte de México. En cambio, la mayor parte de los estudios geológicos realizados se concentran en los sedimentos precuaternarios y la descripción incluida en tales investigaciones sobre los depósitos del Pleistoceno al Reciente sólo generalizan y los clasifican como sedimentos fluviales, caliche, sedimentos lacustres, escombros, suelo, etc.

Los trabajos realizados y que se relacionan con la Geología Aplicada son los que más describen a los sedimentos cuaternarios, ya que en general representan el sustrato en donde se apoyan la mayoría de las obras civiles y asentamientos urbanos, desde pequeñas comunidades hasta las más grandes y pobladas ciudades en el mundo. Cabe destacar que los sedimentos cuaternarios, además de constituir acuíferos importantes, son la cantera para el material de construcción (arena, arcillas, gravas, etc.) y en ciertos lugares son criaderos de Uranio y otros minerales económicamente importantes (metálicos y no metálicos) sin contar, entre otros, que es el estrato geológico que sostiene la vida sobre los continentes.

Uno de los objetivos generales de este estudio es la contribución al conocimiento de las variaciones del clima durante el Cuaternario en los sedimentos fluviales y lacustres del Cañón Santa Rosa. Se ha elegido este sitio debido a la presencia de los niveles de terraza fluvial bien preservados y constantes en su mayoría. Además, porque en este sitio se dieron las condiciones propicias para el desarrollo, formación y duración de paleolagos con la consecuente depositación de sedimentos lacustres.

La importancia de este estudio, el cual se suma a las investigaciones que sobre el mismo tema se están llevando en todo el mundo, es la búsqueda y determinación de las condiciones paleoambientales y climáticas imperantes en el pasado reciente para la depositación de los sedimentos fluviales y lacustres.

A partir de los hallazgos geomorfológicos y geológicos de las regiones de estudio, se interpretan las condiciones paleoambientales bajo las cuales se

formaron. Algunas de las estructuras geomorfológicas estudiadas son los niveles o escalones de restos de terrazas, grandes abanicos de escombros, valles rellenos con las aportaciones continuas de ríos cuyos cauces han variado de dirección en el transcurso del tiempo, entre muchas otras más.

Aunque el mecanismo para la depositación de estos sedimentos es bien conocido, es muy poco lo que se sabe sobre los cambios climáticos del Cuaternario y su influencia con la sedimentación en estas regiones. De ahí la importancia de establecer, mediante criterios morfoestratigráficos, una determinación de las condiciones climáticas pasadas y un pronóstico de las futuras.

## 1.1 OBJETIVOS

El primer objetivo de esta investigación comprende la cartografía de los depósitos de gravas, que forman las terrazas fluviales del Cañón Santa Rosa, así como los sedimentos lacustres y otros sedimentos cuaternarios de importancia. Con la cartografía y la representación de alturas en un perfil morfoestratigráfico, se determinará la secuencia estratigráfica de los sedimentos fluviales y lacustres. La interpretación de las condiciones paleoambientales para la formación de terrazas y sedimentos lacustres es parte de los objetivos de este trabajo. Esta interpretación estará en función de parámetros tales como altura de los niveles de terraza, litología, sedimentos lacustres, depósitos de derrumbes, paleosuelos e interpretaciones palinológicas y paleomagnéticas.

Un objetivo estratigráfico es el de clasificar las terrazas fluviales dentro de una tabla estratigráfica que incluya a los eventos cuaternarios del área. Buscar la correlación con sedimentos y estructuras cuaternarias de otras regiones más al Norte de América, que tuvieron mayor influencia con los cambios climáticos, y en forma más local, correlacionar la relación estratigráfica de las terrazas del Cañón Santa Rosa con respecto a las terrazas fluviales de la Planicie Costera de la región de Linares.



## 1.2 ALCANCES DEL PRESENTE TRABAJO

El estudio de los sedimentos y eventos, que han y están ocurriendo durante el Cuaternario, implica la investigación interdisciplinaria de las más diversas especialidades de las ciencias naturales y aplicadas. El presente trabajo se apoyó en diversas metodologías para proveer la información necesaria y así elaborar estimaciones sobre distintos parámetros geológicos y climatológicos, con los cuales se interpreta la historia geológica más reciente. Algunas de estas disciplinas se enmarcan dentro del subcapítulo correspondiente a la Metodología empleada.

Son múltiples los alcances que logra la investigación científica del Cuaternario. En particular, en este trabajo se apoya al reconocimiento geológico de los sedimentos cuaternarios en el Cañón Santa Rosa. Determina la estratigrafía de los sedimentos y eventos del Cuaternario en la región. Contribuye al conocimiento de las condiciones climáticas del Cuaternario para esta parte del país. Incrementa el conocimiento de los procesos sedimentológicos más recientes y, entre otros, colabora en la investigación mundial sobre los procesos climatológicos y geológicos del Cuaternario que han y seguirán afectando a los seres vivos, incluyendo al hombre.

## 1.3 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra localizada en el frente Este de la Sierra Madre Oriental y se interna en ella aproximadamente 50 km en dirección al Oeste, casi perpendicular a su rumbo general de NNW - SSE. El área se enmarca entre las coordenadas 24° 43' y 24° 46' de Latitud Norte y 99° 42' y 99° 55' de Longitud Oeste (Fig. 1.1). Está limitada al Oeste por la Cabecera Municipal de Iturbide, a la altura del km 46 de la Carretera Nacional Número 58 Linares - San Roberto. Al Este, a la altura del km 18, en el cerro conocido como Loma Larga ó "Cerro Los Cansados". Al Norte y al Sur, las áreas que limitan al cauce del arroyo Santa Rosa.

El acceso al área de estudio es por la Carretera Número 58 Linares - San Roberto, transitable todo el tiempo.



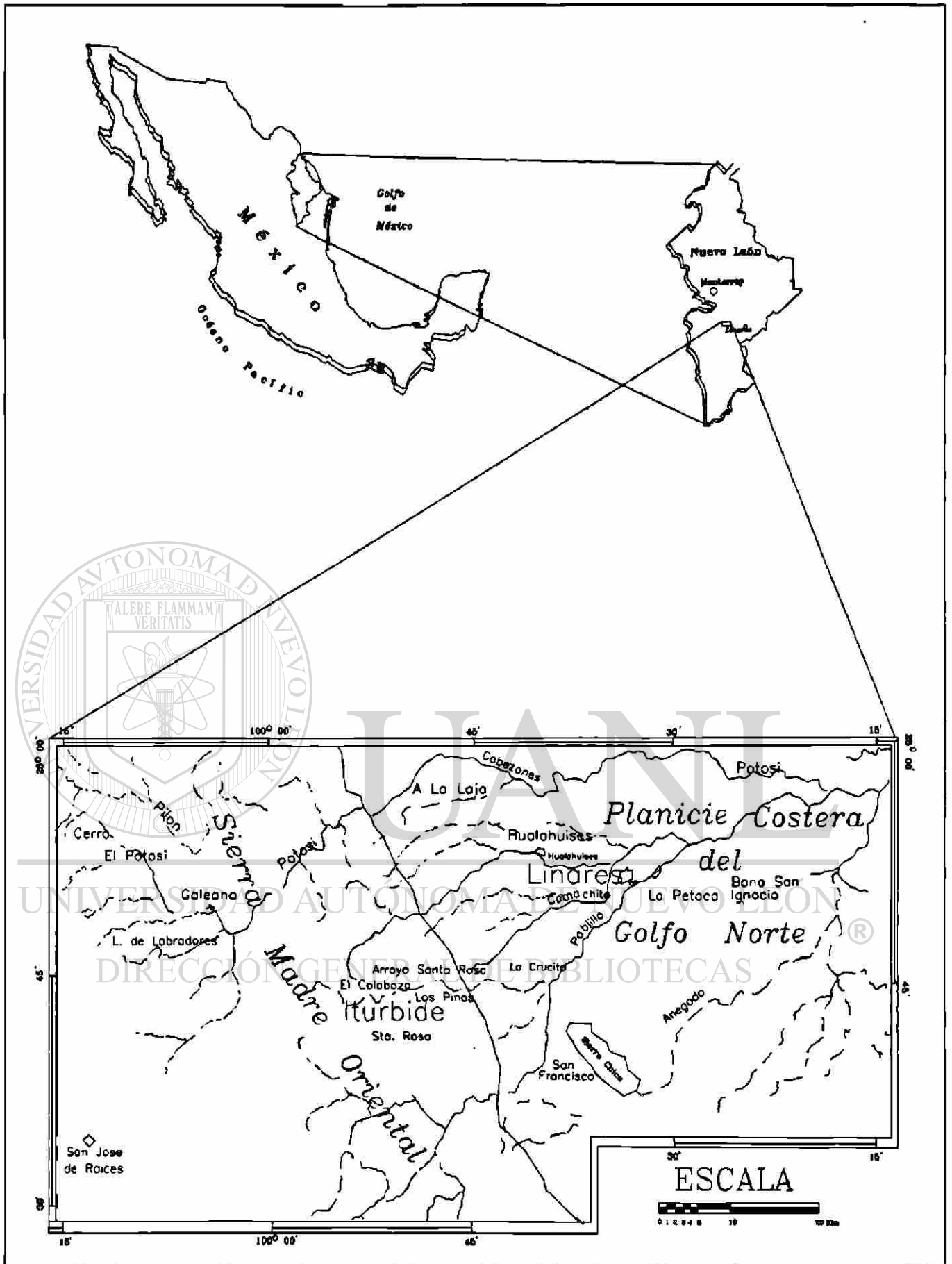


Fig. 1.1 Localización del área de estudio

## 1.4 METODOLOGÍA

La cartografía de las terrazas y los demás sedimentos cuaternarios tienen como base los mapas topográficos 1 : 10 000 ampliados de las cartas ITURBIDE G14C67 y HUALAHUISES G14C57 escala 1 : 50 000. Debido al carácter del presente trabajo, no se delimitaron las Formaciones precuaternarias.

A continuación se describen las diversas metodologías empleadas en la presente investigación, así como los participantes que apoyaron con sus resultados de laboratorio.

### 1.4.1 MÉTODO MORFOESTRATIGRÁFICO

Para la determinación estratigráfica de los niveles de terraza se empleó el Método Morfoestratigráfico, propuesto por Penck y Brückner (1909) y descrito en Schreiner (1992) en sus investigaciones sobre los depósitos de origen glaciar. Comprende mediciones con altímetro de alta precisión del lecho del río formando bancos de nivel, así como de cada techo y piso de las terrazas y de los sedimentos lacustres, a lo largo de toda el área de estudio.

Cada punto obtenido se graficó en papel milimétrico confrontando altura y distancia, con lo que se obtuvo el perfil del arroyo, niveles de terraza y las alturas de los diques y paleolagos del área. Las terrazas más jóvenes son las que se encuentran actualmente mejor preservadas y por lo tanto, son las que más valores de altura poseen. En cambio, los niveles más antiguos se presentan como relictos aislados y no siempre es posible su continuación a lo largo del cauce.

Una vez que cada escalón de terraza ha sido determinado, se obtiene su altura con respecto al nivel base del arroyo. De esta manera fue posible determinar cuatro niveles de terrazas en el área de trabajo. De cada terraza se obtuvo un perfil estratigráfico, el cual, cabe decir, no significa que sea representativo, ya que existen grandes variaciones en cada afloramiento, tanto en su proyección vertical como horizontal, incluso en distancias muy cortas. Estas variaciones son debidas a la mecánica misma de la depositación de las gravas y a las variaciones en la carga de los antiguos cauces. Estas condiciones pueden cambiar según sea la amplitud, pendiente y área de erosión de los antiguos cauces del arroyo Santa Rosa, así como de las condiciones climáticas existentes. En las zonas estrechas del cañón, los escalones de terrazas se "pierden" debido a posteriores erosiones de las mismas y por lo tanto no siempre se determinan en un punto dado cada uno de los niveles.

## 1.4.2 GRADO DE REDONDEZ

La determinación del Grado de Redondez es uno de los parámetros de la sedimentología que se aplican a los depósitos constituidos por arenas, gravas y cantos rodados. Esta determinación se efectuó en las terrazas fluviales, que se encuentran a lo largo del Cañón Santa Rosa, desde Iturbide hasta el frente de la Sierra Madre, en la localidad conocida como Las Crucitas, Linares, N. L.

La forma de los guijarros es una de sus características más obvias y una de las más significativas en la sedimentación. En su origen, los fragmentos de roca son normalmente angulares y de formas muy variadas. Aquellas rocas compuestas de minerales que son quebradizos o que tienen buenos cruceros, tienden a permanecer angulares al ser reducidas en tamaño, principalmente por fractura; pero aquellas compuestas de minerales resistentes, como el cuarzo, son reducidas por fricción durante el transporte. El desgaste de tales partículas está concentrado principalmente en las orillas y esquinas y éstas son desgastadas hasta hacerse romas y los fragmentos se redondean progresivamente. El redondeamiento está entonces en función de la agudeza de las orillas y las esquinas.

La investigación del grado de redondez de las gravas de las terrazas fluviales proporciona información sobre la génesis del sedimento, de tal modo, que al ir aumentando el grado de redondez, es decir, la disminución progresiva de las aristas y esquinas de los clastos en el medio que lo transporta, se incrementa la velocidad de sedimentación y se modifica el mecanismo de transporte. El grado de redondez también está en función de la litología y situación estructural de la roca madre. Esto se explica porque en un mismo afloramiento se encuentran gravas bien redondeadas de una arenisca y gravas angulosas de pedernal, por ejemplo. Por lo que se recomienda realizar las determinaciones de redondez para un mismo tipo litológico, y en el caso de las terrazas fluviales, se aplicó en las gravas de las calizas.

Si a manera breve se observan algunos de los métodos descritos en Mingarro y Ordóñez (1982), resalta el uso de fórmulas para la determinación del grado de redondez, gráficas y de la utilización de dispositivos tales como microscopios e incluso cámaras fotográficas y de televisión. Además de que las determinaciones se realizan a un mínimo de 300 muestras de gravas.

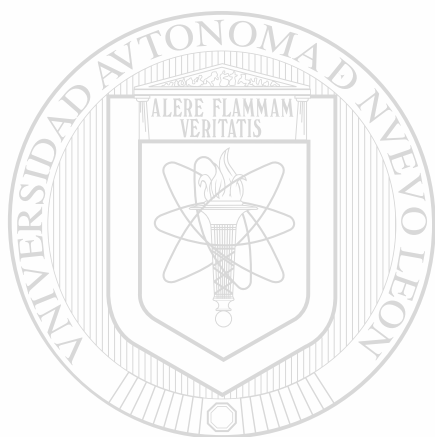
Así también estas determinaciones están en función de las dimensiones a, b, y c, que corresponden a la longitud, ancho y espesor de cada grava, por así nombrarlos, y que además deben ser medidas.

El método empleado en este trabajo es el propuesto por Reichelt (1955, 1961) el cual es un método práctico y de campo. Él propone la formación de un patrón establecido a partir de la determinación y clasificación de las gravas en 4 grupos principales (Fig. 1.2):

- gg ⇒ bien redondeado
- g ⇒ redondeado
- kg ⇒ subanguloso
- kt ⇒ anguloso

La determinación se realiza con 100 gravas de diámetro entre uno a seis centímetros. Para la comparación de los resultados se utiliza el Grado de Redondez °R, que se calcula como sigue:  $^{\circ}R = \#gg \times 4 + \#g \times 3 + \#kg \times 2 + \#kt \times 1$

De esta manera se obtienen grados de Redondez de 100 (escombros angulosos) hasta 400 (todo son gravas bien redondeadas; Fig. 1.2).



# UANL

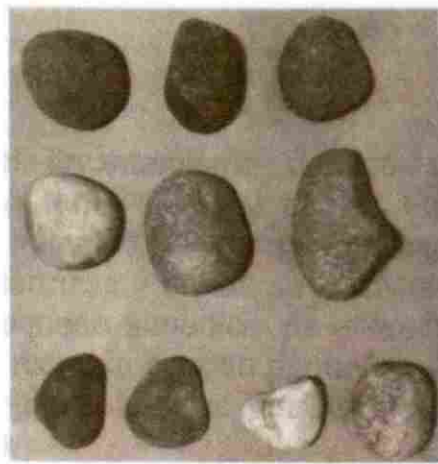
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



**gg**



**g**



**kg**



**kt**

**Clasificación de gravas según el grado de redondez**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

- gg** → **bien redondeado**
- g** → **redondeado**
- kg** → **subanguloso**
- kt** → **anguloso**

**Fig. 1.2 Clasificación de gravas según el grado de redondez (Reichelt, 1955, 1961)**

### 1.4.3 MAPA GEOLÓGICO

El mapa geológico contiene el levantamiento de los sedimentos cuaternarios del área de estudio, y en forma general de las Formaciones Precuaternarias. En él se han colocado números y letras que indican los sitios en donde se levantaron perfiles de las terrazas y donde se obtuvieron valores de redondez. Debido a la escala y la pequeña superficie de afloramiento, que muchas terrazas presentan, éstas en su mayoría ocupan pequeñas áreas en el mapa, en tanto que su seguimiento longitudinal si es posible marcarlo en la carta geológica (véase Mapa 1 y Perfiles ).

### 1.4.4 PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

Se levantaron 7 perfiles sedimentológicos (Capítulo 4) de la terraza baja principalmente, ya que presenta mejores condiciones de conservación. En el mapa se han marcado los sitios de los perfiles, los cuales se distribuyen en toda el área de estudio.

### 1.4.5 DETERMINACIONES DE LABORATORIO

La interpretación estratigráfica de los levantamientos de campo de las unidades cuaternarias del Cañón Santa Rosa, que representan uno de los objetivos principales de esta investigación, y su ubicación en una Tabla Estratigráfica (véase Capítulo 5) precisaron de datos de laboratorio. Entre estas pruebas de laboratorio se pueden mencionar las determinaciones de polen en el Palinology Laboratory, Department of Anthropology, Texas A & M por el Dr. J. J. Jones; El método de Termoluminiscencia fue empleado por un Instituto de Varsovia, Polonia; el Paleomagnetismo y Tefrocronología por el Dr. J. Urrutia F., del Instituto de Geofísica de la UNAM; dataciones mediante isótopos de  $^{14}\text{C}$  fueron realizadas por el Dr. H.W. Hubberten, del Instituto Alfred Wegener, de Potsdam, Alemania, y de Uranio - Thorio por el Dr. Mangini, de la Universidad de Heidelberg, Alemania. Además de determinaciones de diatomeas por la Dra. M. Caballero, de la UNAM; el Dr. V. Baker, de la Universidad de Arizona, en conjunto con Brandenburg (1995) realizó estudios de paleohidrología de las paleocuencas lacustres del área. El Dr. W. Stinnesbeck (Universidad de Karlsruhe) participó en la restauración y determinación de un molar de mamut del área de Los Pinos.



Es importante señalar que no todas las determinaciones de estos laboratorios han sido contenidas en la presente investigación, ya que forman parte del Proyecto Internacional de CONACYT: "Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas durante el Cuaternario en el Noreste de México". Sin embargo, algunas de estas determinaciones son incluidas aquí.

## **1.5 TRABAJOS PREVIOS**

### **1.5.1 PRECUATERNARIO**

Gracias a la excelente exposición de las Formaciones mesozoicas y a su geología estructural, el área de estudio es y ha sido tema de numerosas investigaciones geológicas con mucho mayor énfasis en la geología precuaternaria clásica que en los sedimentos más modernos. Las referencias al Cuaternario se limitan a la descripción general de los depósitos fluviales, escombros, caliche y suelos. En la bibliografía y referencias se enlista una amplia serie de artículos de los cuales algunos se citan en el capítulo de Geología General.

El detalle de esas investigaciones varía desde guías de campo con observaciones generales hasta estudios detallados de facies, tectónica y ambientes de depositación para cada formación.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



### **1.5.2 CUATERNARIO**

El antecedente más inmediato de la investigación del Cuaternario en los límites del área, recae en el trabajo doctoral de Ruiz (1990). Esta investigación está realizada principalmente en los sedimentos fluviales de la Planicie Costera del Golfo (Fig. 1.3) y propone el mecanismo para la formación de las terrazas y edades relativas para las mismas. Anteriormente, investigadores de la Universidad de Texas colectaron muestras de sedimentos del interior de una cueva, dentro del Cañón Santa Rosa, para determinaciones palinológicas (Epstein, 1972).

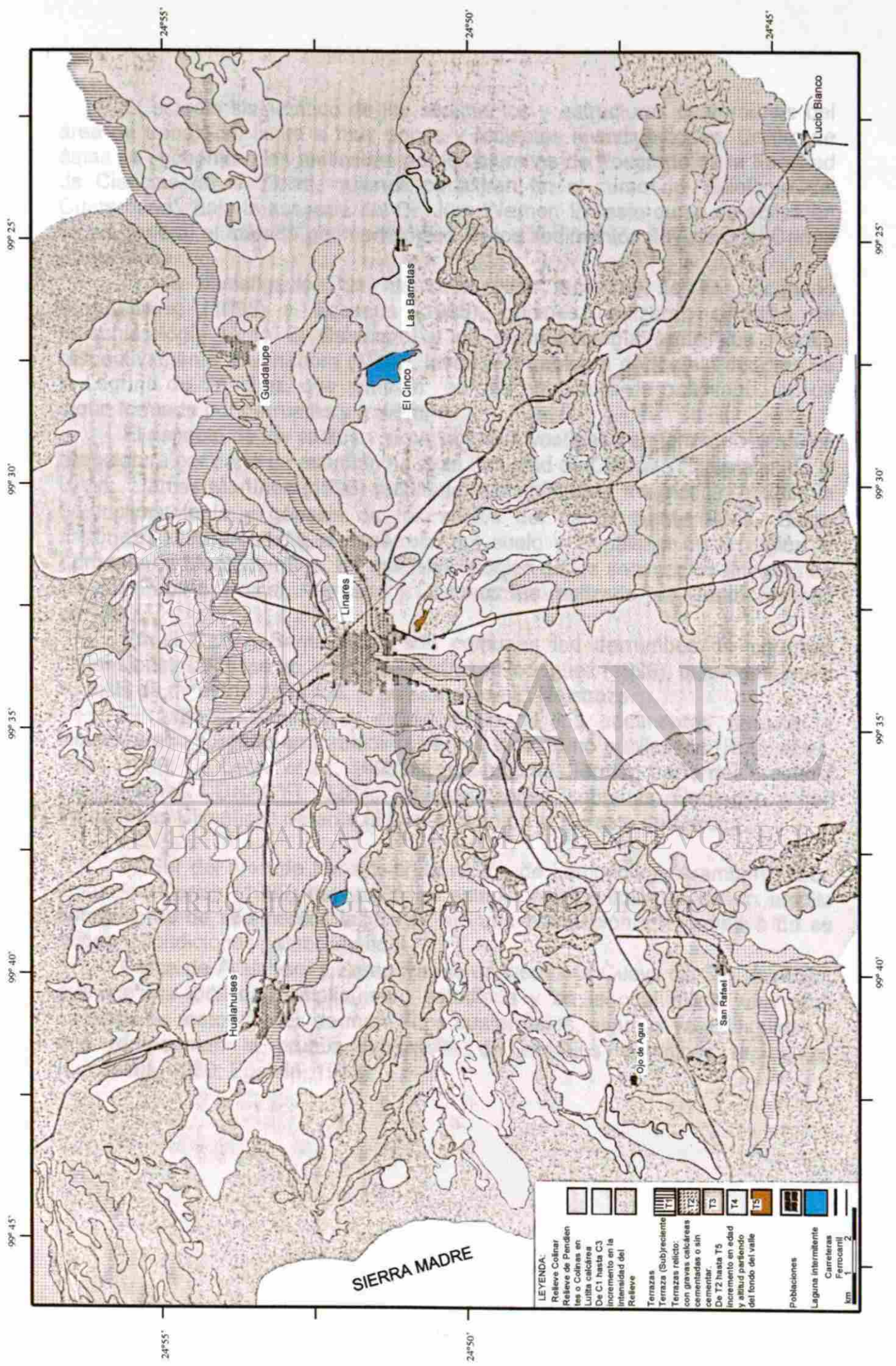


Fig. 1.3 Terrazas fluviales de la Planicie Costera del Golfo en la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990.



El estudio sistemático de los sedimentos y estructuras cuaternarias del área de trabajo se limita a muy pocas y recientes investigaciones. Dentro de éstas se encuentran las realizadas por los alumnos de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, quienes participan en el curso de "Geología del Cuaternario", bajo la asesoría del Dr. Jörg Werner. En este curso se aplica en forma general el método geomorfológico en los sedimentos fluviales del Cañón Santa Rosa.

En la investigación de los sedimentos lacustres se han ocupado Brandenburg (1995) y Eccarius (1995), quienes realizaron estudios de paleohidrología (área El Calabozo) y de sedimentología (área Los Pinos), respectivamente. Denneborg (1992), levantó la geología de los alrededores de la Laguna de Sánchez, que también es una estructura de paleolago con un dique formado por derrumbe y travertino.

El aspecto de los suelos y el paisaje es investigado en forma de tesis de licenciatura por parte de estudiantes de la Facultad de Ciencias Forestales de la UANL. Llamas Martínez (1996) mediante susceptibilidad magnética, estudia la Paleoclimatología y génesis de los suelos del cañón Santa Rosa. Garza Martínez (1996) estudia el desarrollo del suelo y el paisaje en la región al Suroeste de Montemorelos. Un análisis litológico de los sedimentos fluviales de los ríos Pabillo, Potosí, Anegado y Conchos fue realizado por Garza Jiménez en 1993.

En el Cañón Santa Rosa son comunes los derrumbes de enormes dimensiones. Al respecto, se ocupa Pedraza Rodríguez (1996), quien desarrolla su tesis de maestría de la F.C.T. en el área de El Calabozo.

El aspecto climático y estratigráfico de los sedimentos fluviales y lacustres es abordado en trabajos recientes todavía no publicados (Ruiz, *et al.*, 1994, 1996; De León, *et al.*, 1996). Estos estudios forman parte del Proyecto Internacional CONACYT 3207: "Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas durante el Cuaternario en el Noreste de México".

Al Sur del área de trabajo, en la región de Lampacitos, Aramberri, N.L.,<sup>®</sup> González Cortés (1989) desarrolló un estudio sedimentológico de un amplio afloramiento de sedimentos lacustres, sin una orientación interpretativa de su origen y condiciones paleoclimáticas.

Cerca de Aramberri y Zaragoza, se encuentra la Cueva de San Josecito, que es una localidad ampliamente estudiada y en la cual existe una gran cantidad de restos fósiles de mamíferos cuaternarios, algunos ya extinguidos y que representan la prueba fehaciente de cambios climáticos regionales (Lundelius, 1980; Epstein, 1972).

## 1.6 FISIOGRAFÍA

La zona de estudio abarca dos provincias fisiográficas. La mayor parte, de aproximadamente 25 km de longitud, pertenece a la Provincia de la Sierra Madre Oriental, mientras que el extremo Este, alrededor de 4 km, se ubica dentro de la Provincia de la Planicie Costera del Golfo (Fig. 1.1; Mapa 1)

En la región de estudio, la Sierra Madre Oriental se caracteriza por un relieve montañoso con alternancias de sierras y valles. Las alturas promedio son de 2200 m.s.n.m. La orientación principal de las cordilleras y cañones es del Noroeste al Sureste. Algunas pendientes sobrepasan los 70°, teniendo como promedio 50°. Coronando las crestas se encuentran las calizas formando escarpes verticales. La formación de los valles intermontanos paralelos se explica como una disección producida por un retroceso lateral de las vertientes y penetración de los valles fluviales a lo largo de las estructuras, favorecido por zonas de debilidad de las mismas (núcleos de pliegues compuestos por Formaciones limo-arcillosas poco resistentes, ejes de pliegues, fracturas, contactos entre rocas de distinta resistencia), así como por procesos de erosión fluvial, carst y disecciones preferenciales (Lugo-Hubp, 1990).

La Planicie Costera del Golfo de México, conocida también como Llanura Costera del Golfo Norte, presenta como relieve una superficie nivelada y escalonada, en la que se alternan elevaciones pequeñas de rocas mesozoicas con planicies aluviales y de piedemonte, inclinadas en general hacia el Sureste. Las alturas de la planicie varían de menos de los 1000 m.s.n.m en la base de las montañas del frente Este de la Sierra Madre Oriental, a los 200 m.s.n.m hacia la margen del Río Bravo (Lugo-Hubp, 1990)

La erosión fluvial, a través de barrancos numerosos, actúa con carácter diferencial: las rocas poco resistentes, como las lutitas, expuestas ampliamente, son disectadas más extensamente. La capa de conglomerados (antiguas terrazas fluviales) de edad Plioceno (?) (Ruiz, *et al.*, 1996) ha sido intensamente desmembrada en la superficie, permaneciendo a manera de manchones delimitados por valles fluviales (Lugo-Hubp, 1990).

El área de estudio comprende los lomeríos al pie de la sierra, conformados principalmente por lutitas y limolitas de la Formación Méndez. Así mismo, por valles amplios cubiertos por sedimentos fluviales de poco espesor destinado principalmente al cultivo y como áreas de agostadero. Un estudio geomorfológico bien detallado de esta porción de la Planicie Costera del Golfo, ha sido elaborado por Ruiz (1990).

## 1.7 GEOMORFOLOGÍA

El área de trabajo ha sido dividida para su presentación en cuatro secciones (véase Mapa 1). De éstas, tres pertenecen a la Provincia de la Sierra Madre Oriental y la última a la Planicie Costera del Golfo. Esto también ayudará para una mejor comprensión de la geomorfología del área y del papel preponderante que juega para la configuración del arroyo Santa Rosa y de las terrazas que lo limitan. Los elementos litológico estructurales son definitivamente condicionantes de la geomorfología de la Sierra Madre Oriental.

### 1.7.1 SIERRA MADRE ORIENTAL

El paisaje de la Sierra Madre Oriental, en relación con la Planicie Costera del Golfo, da una imagen de montañas altas, por los cortes profundos de hasta 1000 m o más, escarpes de cientos de metros y un cambio brusco de pendientes. Las calizas, rocas muy competentes y resistentes a la erosión, están expuestas en grandes territorios, con Formaciones de espesores de hasta varias decenas de metros (Cap. 1.8, Geología General). Los valles principales son del tipo de cañones y valle en "V", con laderas escalonadas estrechándose hacia la parte más profunda, de 300 a 800 m de corte vertical (Lugo-Hubp, 1990). En su modelado, se conjugan las variaciones litológicas y la geología estructural (diaclasas, fallas, pliegues, orientaciones, etc.) así como los efectos del clima durante el Cuaternario (Lugo-Hubp, 1990).

El área de estudio inicia 2 km al Oeste de la cabecera municipal de Iturbide, casi a la altura del km 46 de la Carretera Número 58 Linares - San Roberto. Se eligió este sitio porque a partir de allí empiezan los sedimentos fluviales y por que terminan los grandes abanicos de escombros que bajan de las laderas que circulan al valle. Se presenta como la zona de mayor amplitud del área de estudio ya que está enclavada en una amplia cuenca de subsidencia, similar a la de la Laguna de Santa Rosa. Las dimensiones de la cuenca de Iturbide son de aproximadamente 2 x 5 km, y representa el relleno del núcleo erosionado del Anticlinal de Iturbide, conformado por las lutitas y margas deleznales de la Formación La Casita (Jurásico Superior) que se encuentra aflorando al pie de los cerros que limitan el área. En esta área, existe un grueso paquete de sedimentos lacustres que refleja condiciones de cuenca cerrada y subsidencia. El paleolago termina en la parte más angosta del valle, con características de un 'paleoparteaguas' (véase Mapa 1). A partir de esta zona, aproximadamente en el km 44, da principio una morfología de cañones estrechos, en forma de "V", limitados por paredes casi verticales, donde el río presenta gradientes muy altos, incluso con formación de cascadas en su trayecto. Son comunes los bloques de grandes dimensiones en el lecho actual del arroyo. Esta morfología, favorecida por los potentes espesores de calizas,

es interrumpida por pequeñas zonas de mayor amplitud, principalmente en las áreas donde existen los núcleos de sinclinales, con litologías limolítico arcillosas. Allí se ensancha el valle, el gradiente del río disminuye y en algunos sitios se presentan abanicos aluviales o derrumbes. También coincide con la presencia de los sedimentos lacustres del área: El Calabozo y Los Pinos.

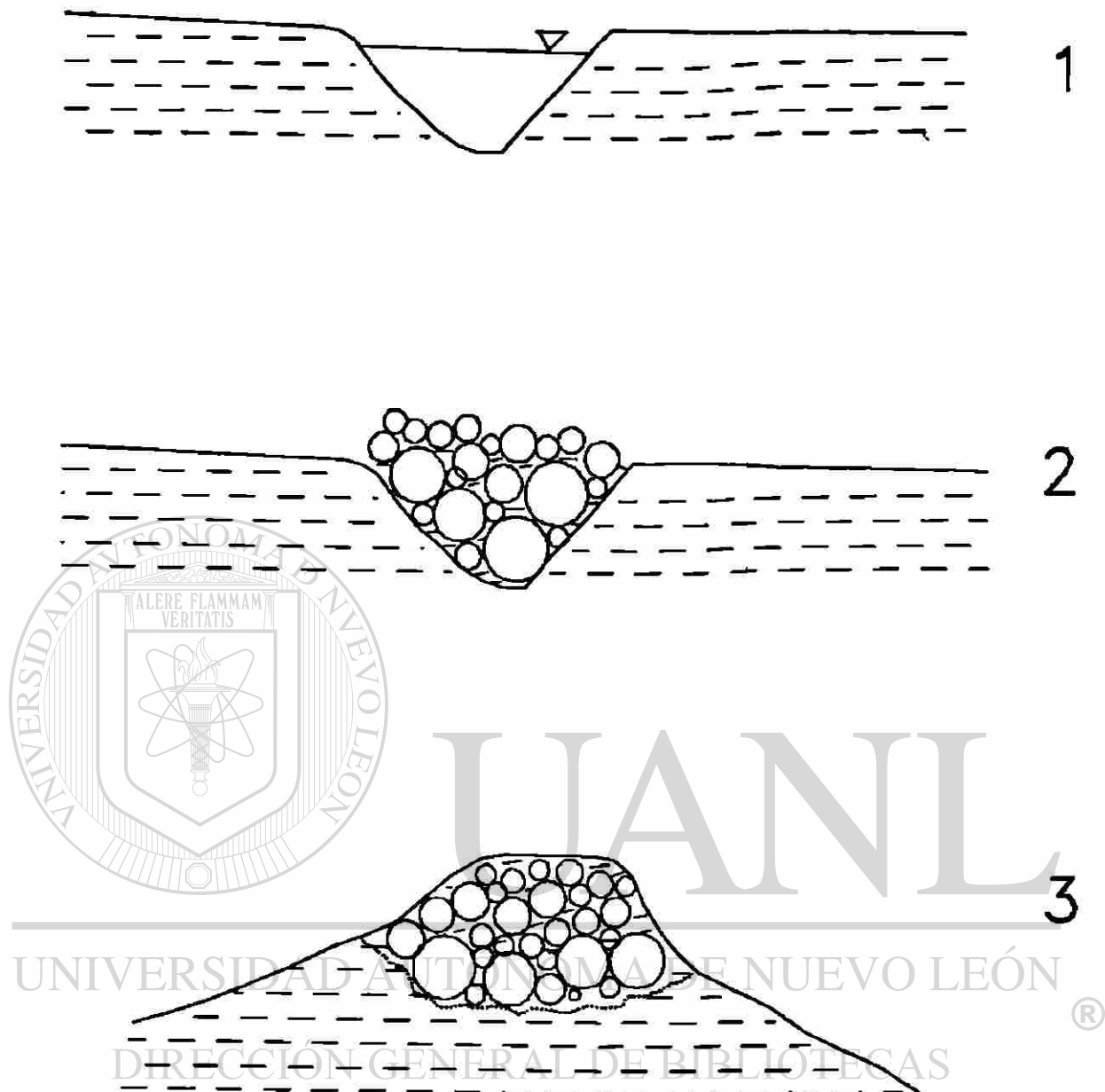
### **1.7.2 PLANICIE COSTERA DEL GOLFO**

El margen Este de la Sierra Madre Oriental se encuentra aproximadamente en el km 22, cerca de Las Crucitas (véase Mapa 1). Colinda con la Provincia de la Planicie Costera del Golfo. Da inicio entonces una morfología de pendientes suaves, lomeríos conformados casi en su totalidad de las lutitas de la Formación Méndez (Cretácico Superior). Después de esta zona, se extiende un valle muy extenso, de relativamente bajo gradiente, en donde existen pequeñas elevaciones de cerros, de los cuales algunos son coronados por sedimentos fluviales de terrazas más antiguas. Este rasgo geomorfológico es propio de la inversión de relieve, la cual se conforma de varias etapas y es característica para la preservación de los niveles de terrazas fluviales de la región de la Planicie Costera (Fig. 1.4)

### **1.8 GEOLOGÍA GENERAL Y SUELOS**

En este capítulo se incluyen las características geológicas tanto de los sedimentos y estructuras precuaternarias como de los sedimentos y eventos cuaternarios del área de estudio. Se han descrito a partir de la observación de campo y del análisis de la literatura existente.

Como el objetivo de este estudio es solamente lo que concierne al período Cuaternario, se ha creído conveniente describir, en forma general a las Formaciones y estructuras tectónicas precuaternarias, considerando que éstas son las fuentes y el soporte de los sedimentos sueltos en estudio.



**Fig. 1.4** La preservación de antiguas terrazas fluviales se debe al fenómeno de la Inversión de Relieve. La presencia de relieves inversos en la morfología de la Planicie Costera en la región de Linares inicia con: 1 Etapa de Formación del drenaje superficial y arroyos en las lutitas deleznales precuaternarias. 2. Relleno de los cauces con sedimentos fluviales. El depósito puede estar mal clasificado, con matriz de limos calcáreos y posterior formación de costras de caliche. 3. Etapa de intemperismo y erosión del sustrato pre-Cuaternario, y preservación de los sedimentos fluviales.



### 1.8.1 PRECUATERNARIO

El cauce del arroyo Santa Rosa tiene una dirección de Oeste a Este y cruza casi perpendicularmente en una distancia aproximada de 30 km, al rumbo general de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (SMO). Ésta es una cadena montañosa compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas de edad Mesozoica y Cenozoica. La SMO fue plegada y fallada durante la Orogenia Laramide de edad Paleoceno Tardío - Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1982).

La Sierra Madre Oriental tiene una dirección general NNW - SSE, pero en la región comprendida entre Monterrey, Nuevo León y Saltillo, Coahuila, cambia su rumbo a una dirección E - W, donde recibe el nombre de "Curvatura de Monterrey". Posteriormente continúa hacia el Sur con la dirección NW - SE hasta ser cubierta por el Cinturón Volcánico Mexicano. La Sierra Madre Oriental tiene una longitud aproximada de 600 km, una anchura de 50 - 80 km y llega hasta altitudes de 3000 m.s.n.m., con un promedio de 2000 m.s.n.m.

Cerca del área de trabajo, aproximadamente a 30 km al Sur de Iturbide, en la comunidad de La Purísima, las rocas más antiguas que se pueden encontrar como basamento, están representadas por los Lechos Rojos de la Formación Huizachal (Triásico Sup? - Jurásico Inferior). Michalzik (1986a,b) la incluye junto con otros sitios cercanos dentro de sus investigaciones.

La columna estratigráfica pre Cuaternaria del área de estudio, comprende las unidades mesozoicas, del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Fig. 1.5). En esta columna se han incluido las características litológicas y faciales más representativas de cada Formación. Los siguientes son algunos que han estudiado la región: Lamy, 1994; Michalzik, 1986a,b, 1988, 1991; Padilla y Sánchez, 1982, 1978ab; Wilson, 1970; Mulleried, 1944; Díaz-González, 1951; Díaz et al. , 1959; Tavera, 1960; Hernández Arana, 1966; Ross, 1979; Schmidt, 1986; Götte 1988, 1990, 1992; López Doncel, 1990; De León Gutiérrez, 1991; Barrera, 1991; Lara Tristán, 1991; Peña, 1992; Oviedo, 1991.

Las Formaciones del Jurásico Superior, son la Formación Zuloaga y la Formación La Casita (Fig. 1.5). La primera compuesta por capas medianas y delgadas de calizas oolíticas, y la segunda está formada por lutitas, areniscas y limolitas con alternancias de calizas con concreciones micríticas.

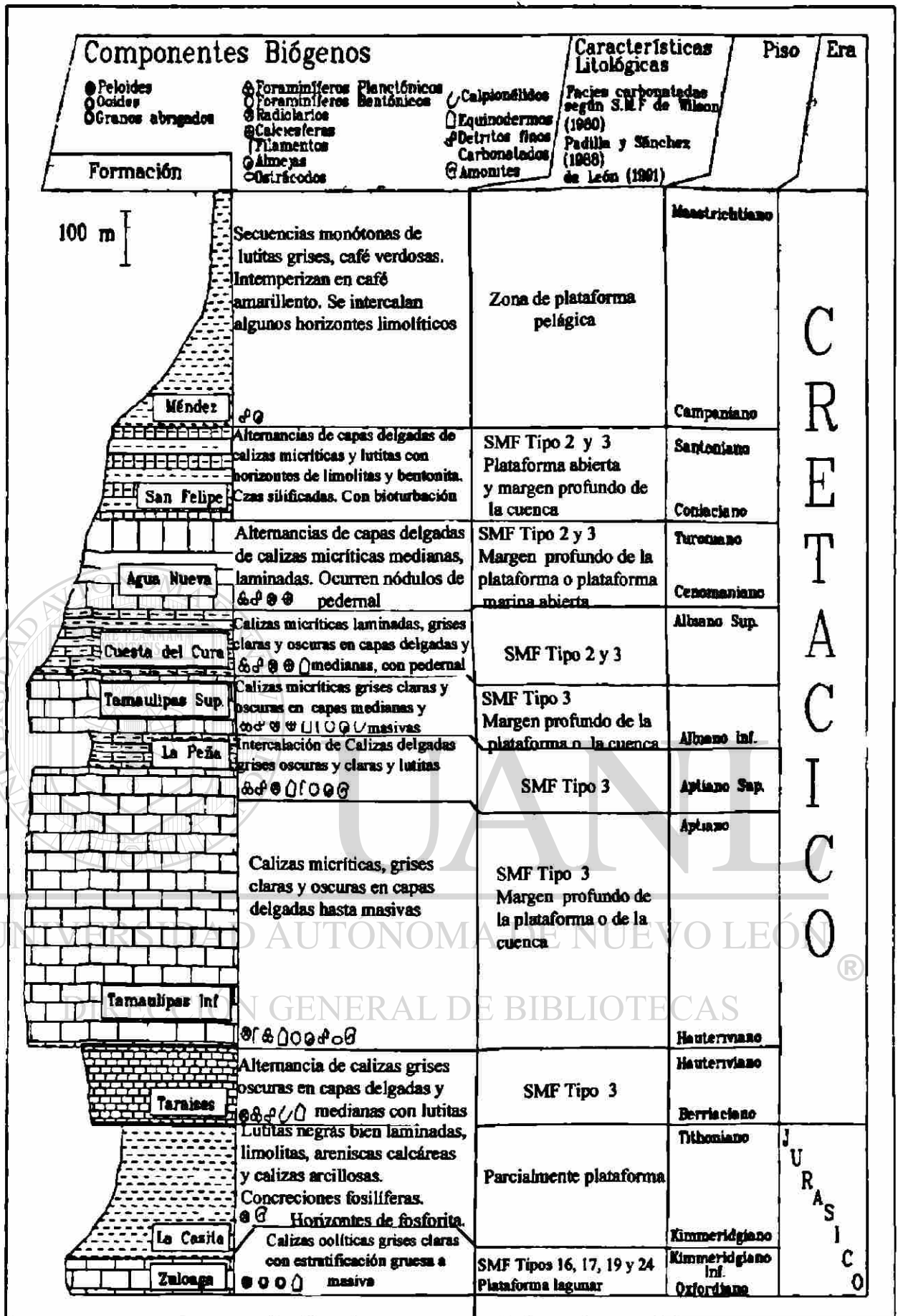


Fig. 1.15 Columna litológica y estratigráfica del pre-Cuaternario de la región de estudio. Modificada de Lamy (1994); Michalzik (1988) y Padilla y Sánchez (1982).

Básicamente, las Formaciones del Cretácico Inferior (Fig. 1.5) están constituidas por capas medianas y gruesas de calizas, con un amplio espectro facial y alternancias de horizontes medianos y delgados de carácter pelítico. Resalta en la Formación Taraises la presencia de miembros potentes de areniscas de grano fino y mediano. En cambio, hacia el Cretácico Superior (Fig. 1.5), las calizas se muestran bien laminadas, en estratos que van de gruesos a delgados dando lugar posteriormente a las capas de lutitas y limolitas que las sobreyacen. Sobresalen las bandas y nódulos de pedernal claro y negro de las Formaciones Aurora y Cuesta del Cura.

La geología estructural de la Sierra Madre Oriental es amplia y compleja. Diversos autores presentan perfiles y modelos de la tectónica del área (Díaz-González, 1951; Díaz, et al. 1959; Padilla y Sánchez 1978b, 1982; Götte, 1988; Meiburg, 1987; Meiburg, 1987b; Doert, 1987; Carlsen, 1987; Lamy, 1994). Estos autores concluyen que la tectónica regional del área de estudio, está representada principalmente por pliegues apretados y fallas normales e inversas hasta cabalgaduras. Los mismos esfuerzos que los produjeron son los responsables de la densa red de diaclasas y esquistosidad que existe en todas la estratigrafía mesozoica.

La Formación Méndez forma el núcleo de los sinclinales, mientras que en los núcleos de los anticlinales aflora la Formación La Casita. Ambas Formaciones son fácilmente erosionables. Coronando las crestas de la sierra se encuentran las Formaciones Cupido (Tamaulipas Inferior) y Aurora (Tamaulipas Superior). Dichas unidades conforman los flancos de los pliegues y en muchos sitios a lo largo del cañón, se observan afloramientos de paredes verticales.

Los arroyos tributarios que convergen al arroyo principal, muchas veces tienen su origen en la erosión de las Formaciones ricas en limos y lutitas, como la Formación La Peña y las del Cretácico Superior. También, deben su origen al intenso fallamiento, que favorece al drenaje superficial.

Las unidades precuatemarias que afloran son la fuente de los bloques y gravas. Debido a la mayor resistencia de las calizas medianas y masivas que lo caracterizan, el Cretácico Inferior (Fig. 1.5) está más representado en la petrografía de gravas. El Cretácico más superior (Fig. 1.5) se encuentra comúnmente en los sitios cercanos a los sinclinales y a las áreas de derrumbes, ya que posteriormente las gravas de rocas de esta edad son desintegradas y cubiertas por gravas de calizas del Cretácico más antiguo. De esta manera, las terrazas poseen un porcentaje mayor de gravas de las Formaciones Taraises, Cupido, Aurora y Cuesta del Cura, a lo largo de todo el cañón.

## 1.8.2 CUATERNARIO

Las terrazas del área de trabajo están compuestas por lo general de cuerpos de gravas, bloques y arenas, y de material de escombros. En ciertas áreas se encuentran limos interdigitados entre las gravas, lo cual refleja condiciones de depositación tranquila o muy tranquila por disminución en la velocidad de flujo y caudal que los transporta.

Las terrazas que se encuentran en las zonas de ejes de sinclinales, cuyo núcleo lo compone la Formación Méndez, están parcialmente compuestas por clastos de lutitas y limo calcáreo proveniente de los arroyos tributarios paralelos al eje del sinclinal.

Con respecto al grado de redondez ( $^{\circ}R$ ) de las gravas, está previsto un incremento hacia las partes distales del arroyo Santa Rosa. Sin embargo, existen valores relativamente altos de redondez en terrazas que se encuentran todavía lejos de la Planicie, inmediatamente antes de otros cuerpos de terraza con grados de redondez bajos.

Las terrazas con valores altos de  $^{\circ}R$  se encuentran en áreas en donde la amplitud del cauce es relativamente mayor y su gradiente es menos pronunciado. Además, el aporte de sedimentos de los arroyos tributarios no tiene un valor significativo.

Los sedimentos lacustres están localizados en las áreas de El Calabozo, Los Pinos y en Iturbide (Mapa 1, Perfiles 3.2, 3.3, 3.4). El origen de los dos primeros se debe a la obstrucción del cauce del río por grandes derrumbes. En Iturbide las condiciones fueron las de una cuenca cerrada, causada por subsidencia cárstica, parecida a la de la Laguna de Santa Rosa. Al erosionarse las calizas y lutitas de las Formaciones La Casita y Taraises, se rompe el "parteaguas" del extremo oriental, iniciándose el desagüe y erosión del lago (perenne o intermitente). Inicia la formación de posteriores niveles de terraza, así como el moldeo de las superficies de las rocas firmes precuaternaria de los márgenes de la cuenca hidrológica. A la fecha no existe un fechamiento de este lago.

El color de los sedimentos es un parámetro que auxilia en la interpretación paleoclimática. Con el tiempo, sobre los antiguos niveles de terraza se desarrollaron suelos, como actualmente sucede. Posteriormente, con el siguiente evento de alta energía del río, éste erosionó y transportó el suelo, depositándolo entre las gravas, con lo que adquiere un tono rojizo la matriz fina en algunos afloramientos de terraza. El color rojizo de los suelos, del tipo Luvisol, es indicador de climas más húmedos (FitzPatrick, 1984). Esta tonalidad es posible apreciarla también en los sedimentos lacustres de El Calabozo.



Los suelos recientes en la región, típicos de montaña, son litosoles y rendzinas. Éstos se encuentran sobre calizas, en laderas con pendientes que van de fuertes a moderadas. Estos suelos son superficiales (entre 10 y 20 cm de profundidad) con un horizonte A de color oscuro y con un alto contenido de materia orgánica. Son muy susceptibles a la erosión (Treviño, 1992).

Los suelos del tipo Luvisol se presentan al pie de la montaña, así como en pequeñas áreas dentro de la Sierra (en zonas húmedas). Son suelos profundos con un horizonte A claro de aproximadamente 20 cm y un horizonte B de 80 cm de profundidad (Treviño, 1992). Se encuentran también como relictos y paleosuelos e indican un paleoclima más húmedo. FitzPatrick (1984) presenta varias clasificaciones de los suelos en Litosoles, rendzinas, luvisoles, etc. Esta nomenclatura forma parte de la clasificación propuesta por la FAO (Organización para la Alimentación y la Agricultura; FitzPatrick, 1984)

## 1.9 FORMACIÓN DE TERRAZAS

El arroyo Santa Rosa, durante tiempos de intensas precipitaciones y por lo tanto de alta energía fluvial, trasladó sedimentos sueltos compuestos de bloques, gravas, arenas y limos. Éstos se depositaron en forma de cuerpos tabulares, planos, en posición casi horizontal y siguiendo, casi siempre, al gradiente del río, desde Iturbide hasta la Llanura Costera del Golfo. Estos cuerpos, formados en ciclos de acumulación y erosión, son las llamadas terrazas fluviales, que posteriormente son erosionadas y cortadas por el mismo o diferentes cauces.

Las terrazas fluviales representan al antiguo lecho del río, cuyas aguas, en los períodos de baja energía hidráulica, solamente socavan o cortan hacia abajo dentro de su propio lecho. Durante estos períodos prevalece la erosión. Eventualmente, las partes aledañas al cauce van siendo separadas y quedan topográficamente más altas que el cauce actual.

Las razones por las que se forman estos escalones se apoya más en la alternancia de períodos de climas húmedos y secos, que en levantamientos tectónicos regionales, que fueran muy recientes y además rítmicamente periódicos, los cuales pueden existir, pero no son condicionantes de primer grado.

Barsch and Royse (1972) realizaron un estudio al respecto en la región fisiográfica de "basins and ranges" en donde existen niveles de terrazas los cuales no presentan indicios de levantamiento tectónico, mientras que su origen ha sido atribuido a condiciones climatológicas propicias.

**¿Porqué podría un río cambiar su régimen de depositación al de erosión? Una razón podría ser el levantamiento regional (Fig. 1.6) elevando un río que una vez fue meandroso cerca del nivel de base hasta una elevación arriba del nivel de base. El levantamiento escalonaría el gradiente de un río, provocando que el río aumente su velocidad e inicie la erosión (Fig. 1.7).**

**Existen otras razones de porqué un río podría cambiar de depositación a erosión. Un cambio de clima de seco a húmedo puede incrementar la descarga y causar que un río inicie a transportar y depositar grandes volúmenes de carga. Es muy importante destacar el papel que representa la interacción del clima y la vegetación. En un clima seco y bajo un evento pluvial fuerte, se incrementa la carga de la escorrentía superficial por la falta de una vegetación densa que protege a la superficie en contra de la erosión areal. Además, debe señalarse que la erosión areal se produce en períodos de tiempo en donde la precipitación se concentra en pocos pero muy fuertes eventos pluviales que causan la depositación y la erosión areal.**

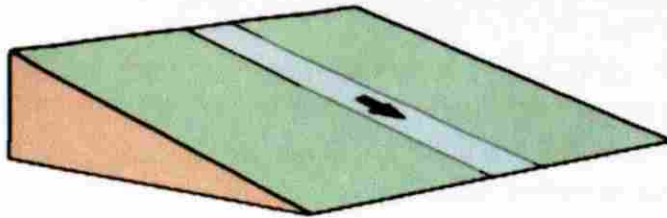
**Estas condiciones no prevalecerían en períodos en los cuales la precipitación está bien distribuida en el año y la vegetación cubre eficazmente al suelo. En el cambio de clima húmedo a seco, como actualmente se presenta, el cauce del río, es erosionado hacia abajo, por el menor caudal de agua.**

**Una caída en el nivel de base (tal como un descenso en el nivel del mar) puede traer el mismo efecto. Este argumento no afecta a las terrazas del cañón debido a la distancia a la costa y a que la pendiente de la misma es suave y gradual. En los sitios cercanos al mar si se refleja el efecto de descensos y ascensos del nivel del mar por la presencia de canales profundos, algunos rellenos de sedimentos, terrazas marinas, etc., sumergidos en el mar o sobre el mismo.**

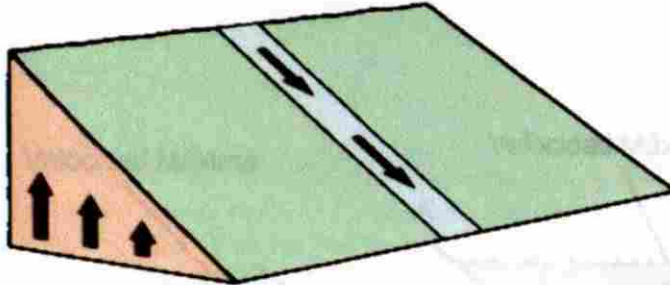
**Dentro de la dinámica misma de un río, el parámetro de la velocidad de corriente es un factor importante en la erosión y depositación de sedimentos en su cauce o a los bordes de éste (Fig. 1.8). La erosión de corriente y la depositación están controladas principalmente por la velocidad de un río y, en menor extensión, por su descarga. La velocidad es grandemente controlada por el gradiente de la corriente, la forma del cauce, y la rugosidad del mismo.**

**La velocidad a la que el agua viaja en una corriente es llamada la velocidad de corriente. Un río moderadamente rápido fluye alrededor de 5 km/h. Los ríos fluyen mucho más rápido durante las inundaciones, excediendo algunas veces a los 25 km/h.**

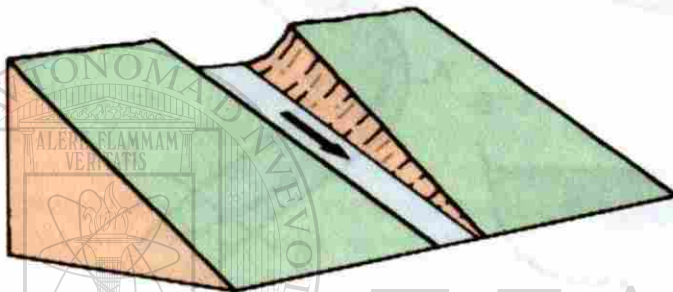
**Una corriente vista en sección transversal (Fig. 1.8), muestra que un torrente alcanza su máxima velocidad cerca de la parte media del cauce. Cerca de las paredes y el fondo del cauce la fricción entre el agua y el canal hace más lenta la velocidad.**



A) El río fluye lentamente en un gradiente suave, con poca erosión

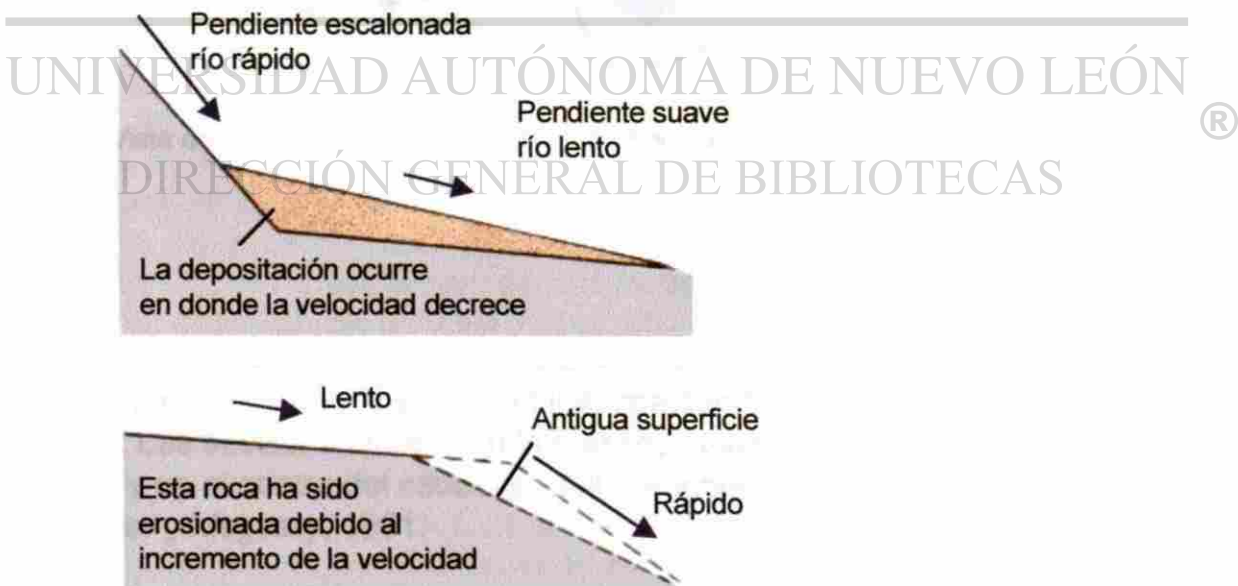


B) El levantamiento diferencial aumenta el gradiente, el cual incrementa la velocidad del río



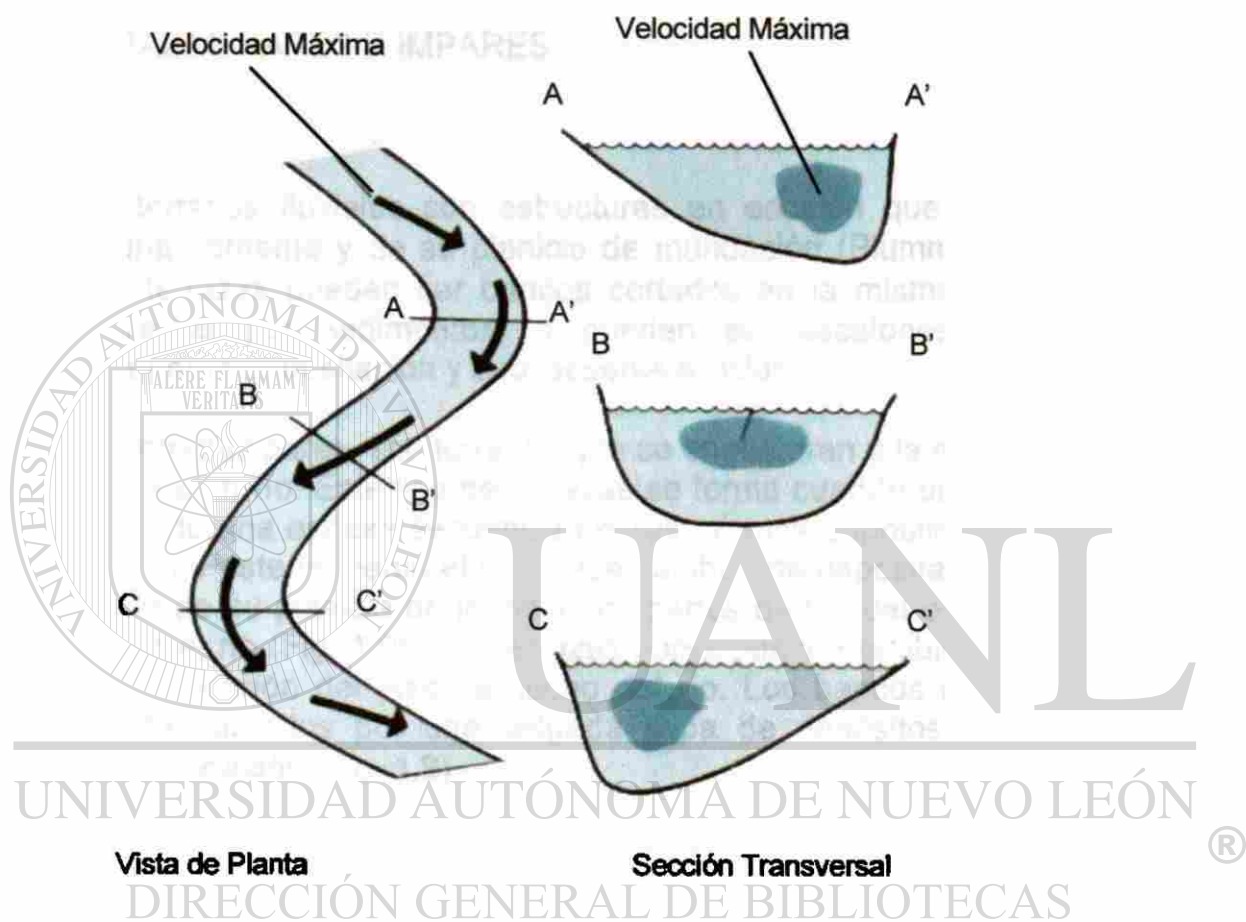
C) El valle es profundizado por la rápida erosión que resulta del incremento de la velocidad

**Fig. 1.6 El levantamiento de la superficie puede incrementar el grado de erosión. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.**



**Fig. 1.7 Los cambios en el gradiente de un río pueden causar deposición y erosión. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.**





**Fig. 1.8 Regiones de máxima velocidad en una corriente. Las flechas en el mapa muestran cómo la velocidad máxima cambia hacia el exterior de las curvas. Las secciones muestran la máxima velocidad en el extremo de las curvas y en el centro del cauce de una corriente estrecha. Modificado de Plummer y Mcgeary, 1991.**

Quando un torrente pasa por una curva (Fig. 1.8), la región de máxima velocidad se desplaza, por la fuerza centrífuga, hacia el exterior de la curva. La velocidad es el factor clave en la capacidad de una corriente para erosionar, transportar y depositar. La velocidad alta generalmente resulta en erosión y transporte; la depositación ocurre cuando un río baja su velocidad. Los cambios ligeros en la velocidad pueden causar grandes cambios en la carga de sedimentos trasladados por un río.

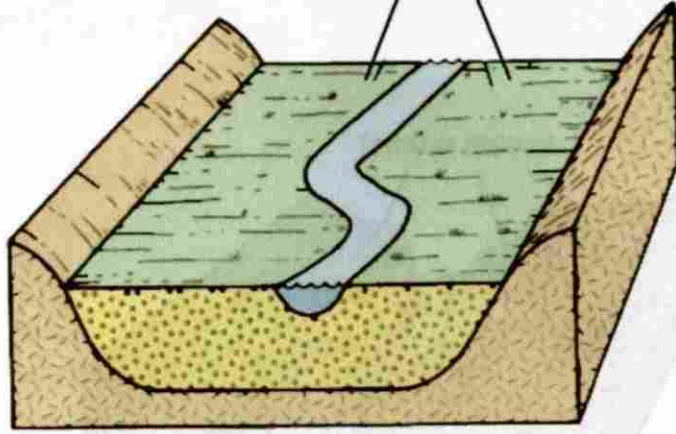
### 1.9.1 TERRAZAS PARES E IMPARES

Las terrazas fluviales son estructuras en escalón que se encuentran arriba de una corriente y de su planicie de inundación (Plummer & McGeary, 1991). Las terrazas pueden ser bancos cortados en la misma roca (algunas veces cubiertos por sedimentos) o pueden ser escalones formados en sedimentos por la depositación y subsecuente erosión.

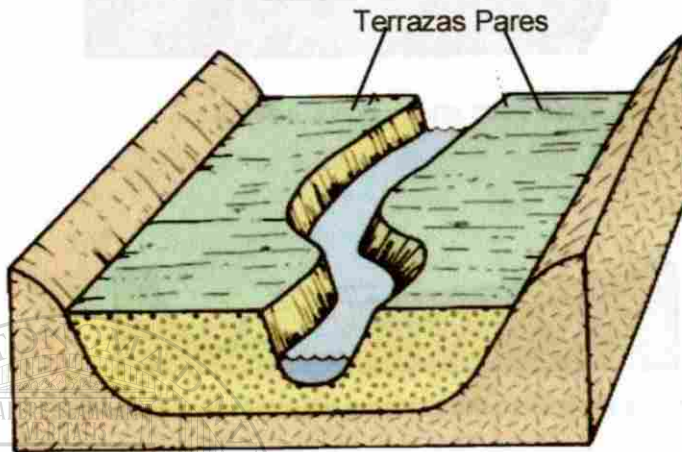
Las terrazas pares son terrazas que se encuentran a la misma elevación a cada lado de un río. Este tipo de terrazas se forma cuando un río corta hacia abajo dentro de una espesa secuencia de sus mismos depósitos de la planicie de inundación. Posteriormente el río puede cambiar de depositación a erosión y cortar dentro de su planicie de inundación, partes de la cual permanece como terraza sobre el río (Fig. 1.9). Las terrazas pares pueden también desarrollarse a partir de la erosión del piso del lecho del río. Los bancos en el lecho son generalmente cubiertos por una delgada capa de depósitos de limo de la planicie de inundación (Fig. 1.9)

Las terrazas impares son terrazas de distinta elevación que se encuentran en los lados opuestos de un río. Un río que está cortando hacia abajo (downcutting) y erosionando lateralmente, al mismo tiempo se retrae y avanza a lo largo de su valle mientras corta hacia abajo. Este movimiento puede cortar una serie de bancos de roca o terraza a niveles progresivamente más bajos en cada lado de un valle (Fig. 1.10).

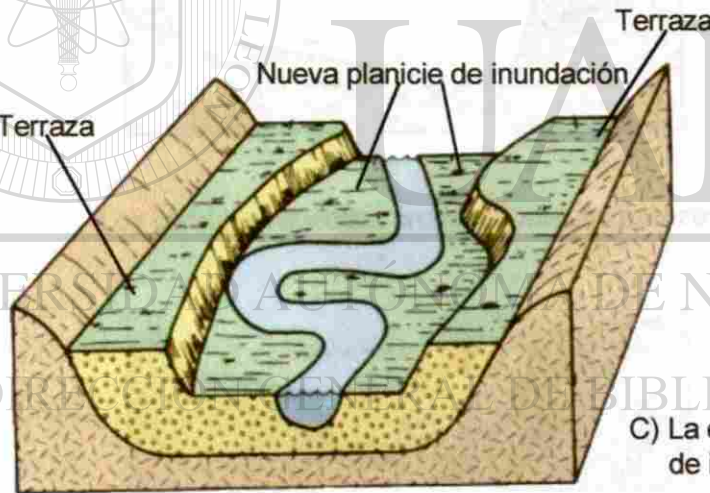
En el área de estudio se identificaron estos tipos de terrazas. Las terrazas pares son más comunes en las zonas en donde se ensancha el cauce, por ejemplo en Los Pinos, El Ebanito (Mapa 1), en donde se suaviza el gradiente del río, ya que corta a las lutitas de la Formación Méndez. El cambio en el gradiente parece ser un factor importante para la depositación de las gravas en forma de terrazas pares. En cambio, en las zonas estrechas, por ejemplo, a la altura del Puente Santa Rosa, y en Los Altares (Mapa 1), se observan diferencias de altura de las terrazas a cada lado del arroyo.



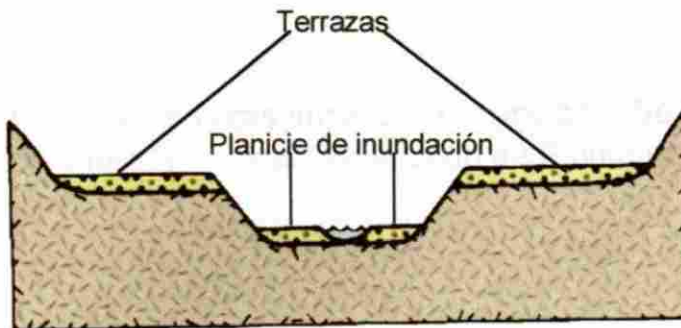
A) El río deposita un grueso paquete de sedimentos



B) El río erosiona su propia planicie de inundación cortando hacia abajo. La superficie de las antiguas planicies de inundación forman las terrazas pares.



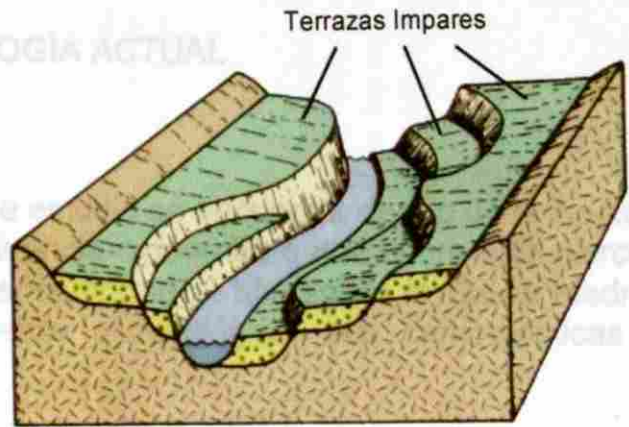
C) La erosión lateral forma una nueva planicie de inundación debajo de las terrazas.



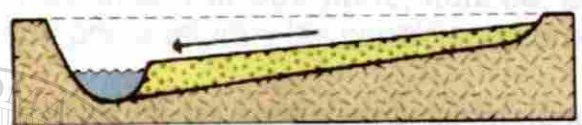
Las terrazas pares pueden ser superficies planas, producto de la erosión del sustrato rocoso

Fig. 1.9 Las terrazas pares se forman cuando un río corta hacia abajo dentro de los depósitos de su propia planicie de inundación. Modificado de Plummer & McGear, 1991.

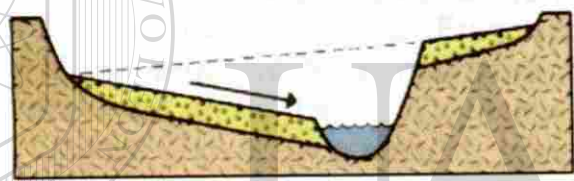




Erosión lateral y corte hacia abajo



El río cambia de dirección, erosionando parte de la primera terraza



Los cambios repetidos producen nuevas terrazas

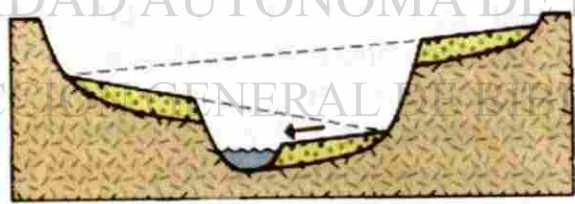


Fig. 1.10. Las terrazas impares no coinciden. Se forman por la simultánea erosión lateral y vertical. Modificado de Plummer y McGeary, 1991

## 1.10 CLIMATOLOGÍA ACTUAL

La zona de estudio se encuentra dentro de la Región Hidrológica Número 25, donde la influencia moderadora que sobre ésta ejerce su vecindad al Golfo de México y el encontrarse al abrazo de la Sierra Madre Oriental, da lugar a que, en el aspecto climatológico, sus características no sean demasiado extremosas.

En cambio, y debido a las diferencias topográficas y geográficas, en Iturbide y en la región de Linares se observa un margen de diferencia entre los parámetros climatológicos. Linares, por sí solo, refleja una gran variabilidad climática por su ubicación dentro de la Planicie Costera del Golfo y su vecindad con la Sierra Madre Oriental. Por otra parte, Iturbide, enclavado entre valles y sierras es influenciado por la altura y las condiciones orográficas.

Mediante el análisis de los parámetros climatológicos proporcionados por la Oficina de Meteorología de la Comisión Nacional del Agua con sede en Monterrey, N.L., se elaboraron tablas y gráficas de Temperatura, Precipitación y Evapotranspiración potencial. Los datos provienen de las estaciones Camacho (121), Ojo de Agua Las Crucitas (118), San Francisco - La Carrera (122) e Iturbide (123). Del análisis se obtuvo la temperatura media anual (Fig. 1.11), precipitación pluvial promedio anual (Fig. 1.12) mínima y máxima así como la evapotranspiración potencial (Fig. 1.13) promedio, mínima y máxima para cada una de las estaciones.

El manejo e interpretación de estos datos, ayuda a comprender mejor las condiciones climáticas del pasado geológico más inmediato. Cabe señalar que los eventos que dieron lugar a la formación de terrazas, derrumbes, lagos, abanicos aluviales, etc., ya estaban influenciados por las mismas condiciones orográficas actuales, por poseer éstas una historia geológica mucho más temprana que los sedimentos y eventos cuaternarios. Por esta razón, la causa de las variaciones del clima local, debe buscarse en las mismas que produjeron las variaciones climáticas globales: variaciones de la inclinación del eje terrestre, avance, crecimiento, retroceso y fusión de glaciares, variaciones del patrón de los vientos, de los frentes polares continentales ("nortes"), incremento y distribución anual de la precipitación, etc.

### DIAGRAMA DE TEMPERATURA MEDIA ANUAL

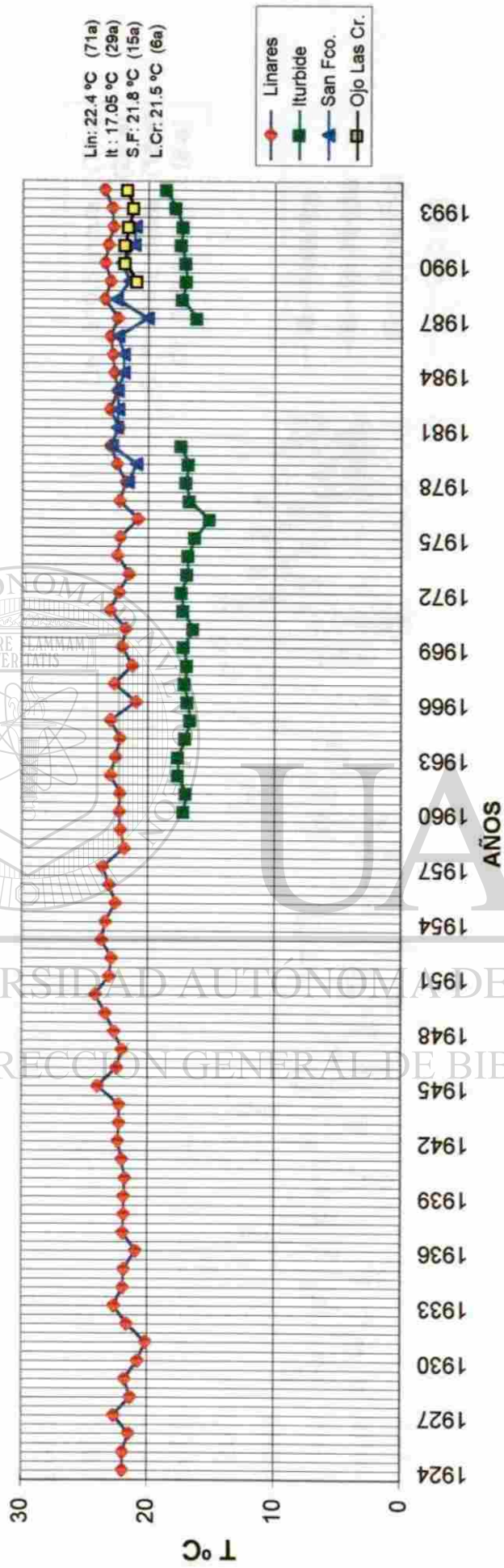


Fig. 1.11 Diagrama de Temperatura Media Anual. Datos procesados de la Comisión Nacional del Agua.



# DIAGRAMA DE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL

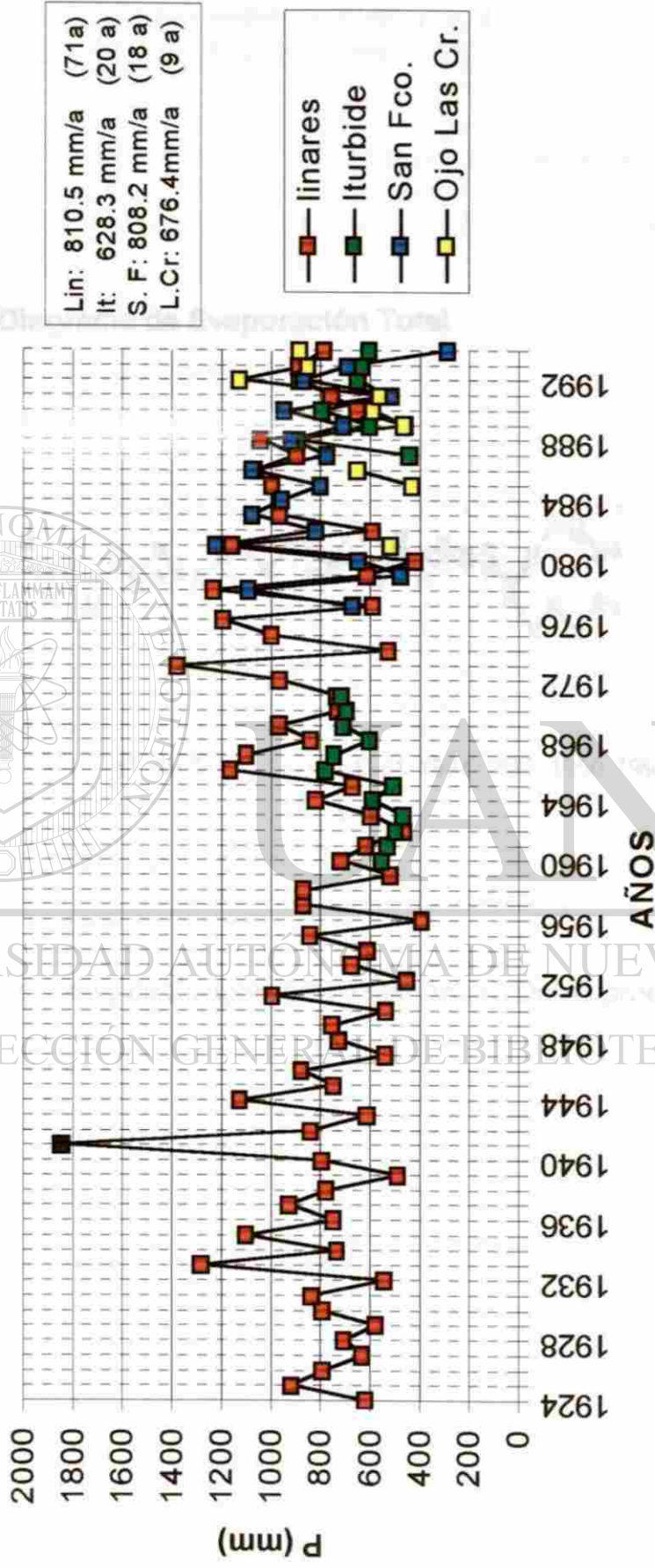
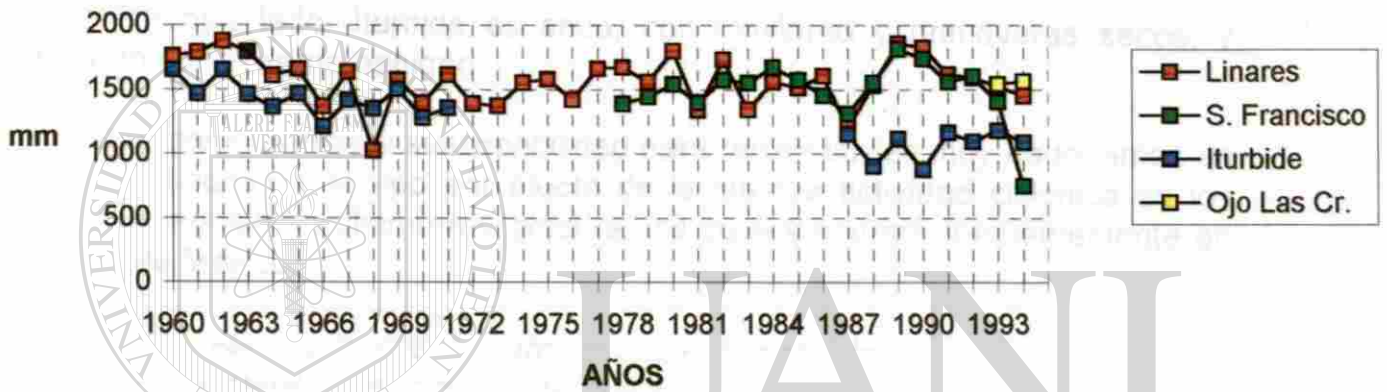


Fig. 1.12 Diagrama de Precipitación Total Anual. Datos procesados de la Comisión Nacional del Agua.

### Diagrama de Evaporación Total

Linares 1580 mm (20 años)  
 S. Fco. 1573.9 mm (9 años)  
 Iturbide 1359 mm (20 años)  
 Ojo Las Cr. 1553 mm (2 a.)



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Fig. 1.13 Diagrama de Evaporación Total Anual. Datos procesados de CNA ®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Es por esta razón que el análisis del clima actual proporciona útiles herramientas para interpretar la geología cuaternaria, ya que como se describe más tarde, el desarrollo, extensión, duración y destrucción de los rasgos geomorfológicos requiere, principalmente, de específicas condiciones climatológicas.

Para los meses invernales, se encuentra que el promedio de la temperatura media mensual es de 15.1, 14.5 y 16.8 °C (diciembre, enero y febrero, respectivamente), lo cual coloca a la región en la categoría de "con invierno benigno"

Desde el punto de vista de las precipitaciones, Linares es seco, sin estación seca bien definida, cálido con invierno benigno. Presenta una ligera disminución en la lámina llovida en los meses de diciembre y enero, que resulta menor a los 10 mm.

Por otro lado, Iturbide es seco, con invierno y primaveras secos, y templado con invierno benigno.

La región presenta susceptibilidad para recibir lluvias muy abundantes en breves períodos de tiempo por efecto de la intensa actividad ciclónica en los meses de agosto, septiembre y octubre, los cuales ocurren frecuentemente en el Golfo de México.

Los meses con evaporación mínima, basada la comparación con los datos medios mensuales, son los de noviembre, diciembre y enero. Los meses con máxima evaporación (promedios mensuales) son los de junio, julio y agosto. A continuación se presenta un resumen de los parámetros climatológicos de cada estación registrada en las cercanías del área de estudio (Tabla 1).

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

**Tabla 1. Resumen de los parámetros climatológicos de la región de estudio. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.**

Precipitación (mm)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	810.56	71	389.9	1956	1847.7	1941
Iturbide	628.3	20	636.5	1987	892.8	1988
San Francisco	808.26	18	477	1979	1223.7	1981
Ojo de Agua Las Crucitas	747.08	9	465.6	1989	1127.3	1992

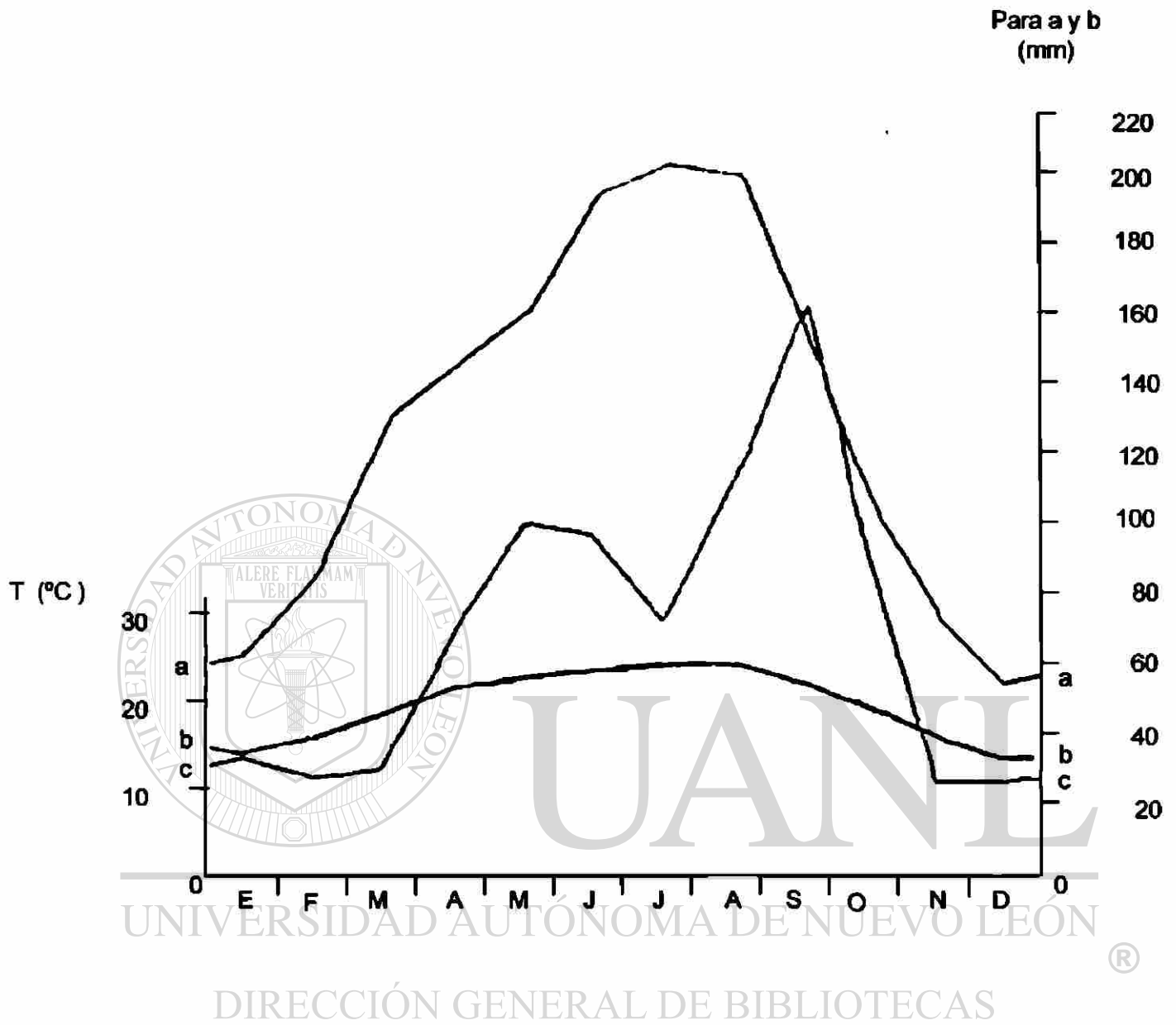
Temperatura (°C)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	22.4	71	20.2	1931	24.2	1950
Iturbide	17.05	29	15.19	1976	18	1994
San Francisco	21.8	15	20.1	1987	22.55	1988
Ojo de Agua Las Crucitas	21.5	6	20.3	1992	21.88	1990

Evaporación (mm)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	1580.70	34	1201.9	1987	1876.6	1962
Iturbide	1358.77	20	1091.51	1990	1358	1960
San Francisco	1573.89	9	1388.8	1978	1815.8	1989
Ojo de Agua Las Crucitas	1553.79	2	1542.79	1993	1564.8	1994

Según Villalón y Flores (1991), Linares tiene un clima subhúmedo y moderadamente caliente, ya que su temperatura media anual es superior a los 18°C y las temperaturas en el mes más frío se ubican entre -3°C y 18°C. Las máximas precipitaciones pluviales ocurren en verano, pero son interrumpidas por un periodo seco (la canícula). El mes más caliente tiene una temperatura promedio mayor a los 22°C y las fluctuaciones climáticas entre el mes más frío y el mes más caliente son extremas: 14°C.

El diagrama climático de la región de Linares, (Fig. 1.14) muestra la precipitación media anual (de los últimos 62 años de registro) de 812.31 mm. La temperatura media anual (de los últimos 67 años de registro) es de 22.4°C.

De mayo a octubre cae el 78% de la precipitación anual, o bien de abril a octubre el 85%. Las máximas temperaturas (40°C hasta 45°C a la sombra) se presentan en los meses de julio y agosto. A partir del mes de septiembre las temperaturas empiezan a disminuir paulatinamente hasta el invierno (por lo regular seco), alcanzando -7°C o menores en los meses de diciembre y enero. La evapotranspiración potencial anual promedio es de 1581 mm. Ésta casi dobla la cantidad de precipitación anual promedio.



- a EVAPORACIÓN POTENCIAL
- b TEMPERATURA MEDIA MENSUAL
- c PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL

Fig. 1.14 Diagrama climático de la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990

## 1.11 VEGETACIÓN

La vegetación está determinada principalmente por el clima. Posee un papel muy importante para proteger la cubierta de suelo o, en su ausencia, la erosión areal acarrea grandes volúmenes de material detrítico hacia las cuencas de los sistemas fluviales. Por lo tanto, los cambios en la población vegetal de cualquier región pueden afectar o incidir en el balance de erosión - transporte - acumulación de los ríos y en el relleno de los valles. Además, ciertas especies vegetales son indicadoras de condiciones climáticas específicas.

El área de trabajo presenta una amplia variedad de especies vegetales. Esta diversidad está en función de la altura y de las condiciones geográficas y climáticas de cada región.

Villegas Durán (1972) en un trabajo a detalle incluye los municipios de Linares y Hualahuises. Treviño (1992) abarca en su área de trabajo la región de Iturbide.

Villegas Durán (1972) determinó 6 tipos vegetativos (Fig.1.15) de acuerdo a criterios de población, distribución, uso pecuario y especies nocivas. En el área de trabajo 4 de estos tipos están presentes:

- 1) Matorral alto sub - inerme
- 2) Matorral mediano sub - inerme<sup>o</sup>
- 3) Matorral alto espinosos con espinas laterales
- 4) Bosque esclerófilo
- 5) Bosque esclero - aciculifolio
- 6) Bosque caducifolio espinoso de *Prosopis*<sup>o</sup>  
(<sup>o</sup> no incluidos en el área de estudio).

Descripción

### 1.11.1 MATORRAL ALTO SUB - INERME

Se caracteriza por la predominancia de arbustos altos ó arboles bajos de 2 a 4 m de altura, compuestos principalmente por especies inermes y caducifolias por un período breve. Entre las especies inermes se encuentran barreta *Helietta parvifolia*, zapotillo *Diospyros palmeri*, anacahuita *Cordia boissieri*, chapote amarillo *Sargentia greggii*, coyotillo *Karwinskia humboldtiana*,



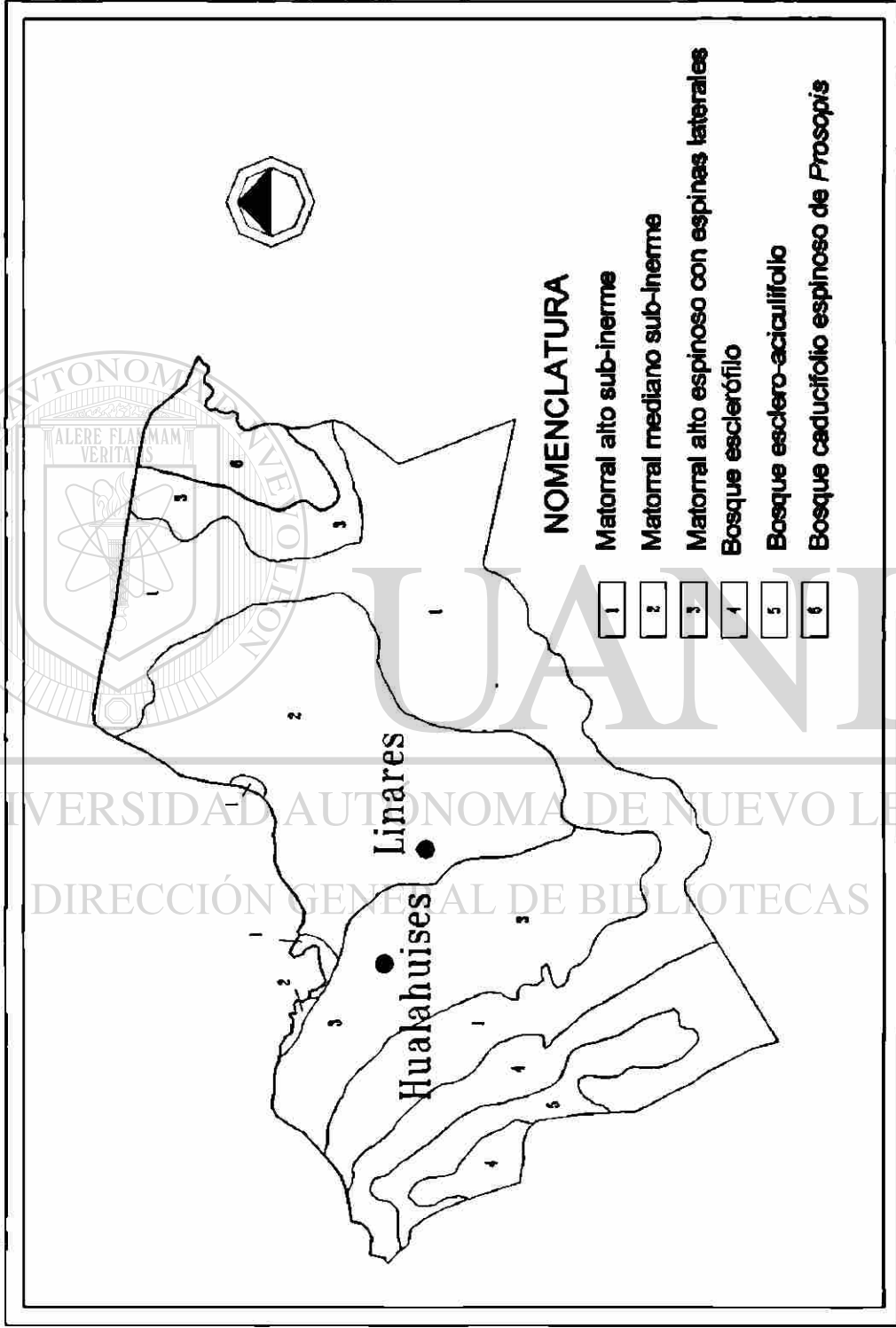


Fig. 1.15 Tipos de vegetación en los municipios de Linares y Hualahuis, N.L. (según Villegas Durán, 1972)

etc., Algunas de las especies espinosas son chaparro amargoso *Castela texana*, granjeno *Celtis pallida*, chaparro prieto *Acacia rigidula*, huajillo *A. Berlandieri*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, ébano *P. flexicaule*, etc. Participan además diversas herbáceas gramíneas.

En el área de trabajo es común el desarrollo de este tipo de vegetación hacia la parte del margen Este de la sierra, hasta alturas de 1000 m.s.n.m., así como en la Planicie Costera, particularmente en la región de Las Crucitas (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima templado con lluvias en verano (Cfb) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial de 800 a 900 mm al año, con una época de lluvias que comienza la segunda quincena de abril y termina la primera quincena de Noviembre, con una época de sequía de 5 meses en Invierno y con una temperatura anual de 20 a 22°C. En la Planicie Costera se le encuentra dentro del clima seco árido (BS<sub>1</sub>h) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial de 600 a 737 mm al año, con una época de lluvias de mayo a octubre, una época de sequía de 5 a 7 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 23°C.

#### 1.11.2 MATORRAL MEDIANO SUB - INERME

Se caracteriza por la predominancia de arbustos medianos de 1 a 2 m de altura, compuesto principalmente por especies inermes y más o menos caducifolias, combinado con especies espinosas; entre las primeras las más comunes son: cenizo *Leucophyllum texanum*, anacahuita *Cordia boisieri*, guayacán *Portiera angustifolia*, etc., y entre las segundas chaparro prieto *Acacia rigidula*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, panalero *Condalia spathulata*, cruceto *Lycium carolinianum*, etc.

Esta comunidad predomina principalmente hacia el oriente y áreas de menor altitud de la Planicie Costera, principalmente en las regiones urbanas y circunvecinas de Linares y Hualahuises (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima seco o árido (BS<sub>1</sub>h) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 737 mm al año, con una época de lluvias que comienza la segunda quincena de abril y termina a fines de octubre, con una época de sequía de 5 a 6 meses y con una temperatura media anual de 22.9°C.

### 1.11.3 MATORRAL ALTO ESPINOSO CON ESPINAS LATERALES

Se caracteriza por el predominio de arbustos altos ó árboles bajos de 2 a 4 m de altura, en su mayoría espinosos y con hojas pequeñas. Algunas de estas especies son: chaparro prieto *Acacia rigidula*, huajillo *A. Bertandieri*, huizache *A. farnesiana*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, ébano *P. flexicaule*, etc. Entre las especies inermes, caducifolias se encuentran: anacahuita *Cordia boissieri*, chapote amarillo *Sargentia greggii*, colima *Zanthoxylum fagara*, etc., además de tipos herbáceos.

En el área de estudio este tipo vegetativo es común tanto en la Planicie Costera como en las áreas de cerros y colinas (375 m.s.n.m) cercanas al margen de la Sierra (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima subcálido con lluvias en verano (Cfa) según el sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 752 mm al año, con una época de lluvias de abril a octubre, con una época de sequía de 5 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 22.3°C.

### 1.11.4 BOSQUE ESCLERÓFILO

Se caracteriza por el predominio de árboles bajos de 4 a 15 m de altura, deciduos en su mayoría por un período breve y con hojas esclerotizadas o duras, con fuste alto y relativamente delgado. Es el predominio de los encinos: *Quercus polymorpha*, *Q. diversifolia*, *Q. fusiformis*, *Q. oleoides*, *Q. laceyi*, *Q. canbyi*, etc., se encuentran además otros géneros de menor importancia por su escasa presencia, pero de gran altura, como son: nogal *Juglans spp.*, nogal morado *Hicoria pecan*, manzanita *Colubrina greggii*, sasafrás *Nectandra salicifolia*, etc., además del estrato herbáceo.

Este tipo vegetativo se encuentra localizado en la ladera expuesta hacia el Este de la Sierra, a una altura que varía de 600 a 1 800 m.s.n.m. en las áreas escarpadas o de mayores pendientes que las que se encuentran en las colinas de la Planicie Costera (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima subcálido con lluvias en verano (Cfa) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 800 a 900 mm al año, con una época de lluvias que dura de abril a noviembre, con una época de sequía de 4 a 6 meses y con una temperatura media anual de 21 a 22°C.

### 1.11.5 BOSQUE ESCLERO - ACICULIFOLIO

Está formado por árboles bajos y medianos de 10 a 18 m de altura, generalmente sub - perennifolios, caracterizándose por la densidad de población de árboles con fuste alto y relativamente delgado, de hojas esclerosas y aciculares. Las principales especies de los géneros *Quercus* y *Pinus* existentes son las siguientes: *Q. polymorpha*, *Q. fusiformis*, *Q. laceyi*, *Q. affinis*, *Q. cupreata*, *Pinus montezumae*, *P. arizonica*, *P. teocote*, *P. ayacahuite*, *P. pseudostrobus*, etc., encontrándose además, aunque en menor proporción: pinabete *Abies religiosa*, madroño *Arbutus arizonica*, laurel *Litsea schaffneri*, etc., además del estrato herbáceo.

Esta comunidad vegetativa se encuentra localizada en la parte más alta de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra a una altura que varía desde los 750 hasta los 2 200 m.s.n.m. (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima templado con lluvias en verano (Cfb) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 800 a 1000 mm al año, con una época de lluvias que dura de marzo a noviembre, una temporada de sequía que dura de 2 a 4 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 19 a 20°C.

### 1.11.6 BOSQUE CADUCIFOLIO ESPINOSO DE *Prosopis*

Se caracteriza por la predominancia de árboles leguminosos espinosos, que poseen una altura que varía de 4 a 8 m, presentando generalmente hojas compuestas y laminares pequeñas, de textura que varía de pergaminosa a dura y la mayor parte de ellas caducas. El principal componente de esta comunidad es el mezquite *Prosopis glandulosa*. Otras especies son: chaparro prieto *Acacia rigidula*, chaparro amargoso *Castela texana*, granjeno *Celtis pallida*, palo verde *Cercidium floridum*, tasajillo *Opuntia leptocaulis*, nopal *O. Lindheimeri*, colima *Zanthoxylum fagara*, palma loca *Yucca treculeana*, etc., además de diversas especies herbáceas.

Este tipo vegetativo se encuentra hacia el oriente y fuera del área de trabajo (fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se desarrolla son de clima caliente subhúmedo (Aw) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 600 a 700 mm al año, una época de lluvias bien definida de mayo a octubre, una época de sequía de 5 a 6 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 24 °C.

Presentes en toda el área se encuentran las cactáceas, los magueyes y lechuguillas, así como arbustos diversos (duraznillo, gavia, huizaches, madroño,

lantrisco, pinos piñoneros, juníperos, etc. ) Este ecosistema vegetal es común en el área de Iturbide, con condiciones climáticas semiáridas.

Un factor fisiográfico determinante de la densidad de la vegetación, principalmente dentro de la zona de montaña, es la *frontera climática*, que se presenta en las laderas Norte y Sur de la sierra. Las pendientes que están frente al Norte presentan alta densidad y diversidad de especies vegetales, propiciado por las nubes y vientos con humedad que 'chocan' contra ellas, mientras que las del lado Sur, son pobres en densidad y diversidad ya que es menor la concentración de humedad sobre ellas.

Debe resaltarse que en los alrededores de Iturbide, el sobrepastoreo (principalmente de ganado caprino) aunado a litologías de lutitas y margas, producen un paisaje pobre en vegetación, y por lo tanto con un lavado intenso de suelo.

## 1.12 HIDROGRAFÍA

El drenaje principal del área está representado por el Arroyo Santa Rosa, que inicia en los alrededores del valle de Iturbide y baja por todo el cañón con una dirección constante Oeste – Este. En la región de Las Crucitas cambia abruptamente hacia el Sur, donde se conoce como Arroyo Seco (véase Mapa 1). Posteriormente se une con el Río Pabillo en la localidad de Caja Pinta, Linares N. L.

El Arroyo Santa Rosa tiene un carácter intermitente, presentando un caudal pequeño, en relación con otros ríos alóctonos, y sólo en períodos de lluvias, ya que la mayor parte del año se encuentra seco. Los ríos alóctonos son los ríos que bajan de la sierra al valle de la Planicie. En cambio, los ríos autóctonos son los que tienen su origen en la misma Planicie (ejemplo el Río Camacho, La Laja, etc.).

Gran parte del caudal del Arroyo Santa Rosa, se infiltra en el subsuelo gracias a la permeabilidad de las gravas y arenas de su lecho y al intenso fracturamiento de las unidades mesozoicas por donde transcurre, así como a la diferencia de la altura del nivel base con respecto al Río Pabillo, el cual es más bajo y por lo tanto recibe las infiltraciones de los acuíferos y manantiales.

Una proporción considerable del caudal del Arroyo Santa Rosa es cedida por los manantiales que ocurren a su paso, localizándose los más importantes a la altura del Puente Santa Rosa y en la localidad conocida como "Volcán de



Jáurez" (Mapa 1). Alimentando al drenaje principal se encuentran los arroyos tributarios que también sólo ceden agua en tiempos de lluvia.

En Iturbide, el arroyo presenta un caudal muy pequeño e intermitente el cual es alimentado por pequeños manantiales a lo largo del área urbana. El caudal desaparece (se infiltra) aproximadamente 6 km después, en las cercanías de El Calabozo. Entre estas infiltraciones y los grandes manantiales arriba mencionados, el arroyo es seco, con excepción de cortas avenidas, causadas, principalmente por la temporada de ciclones.

El Arroyo Santa Rosa es un río que nace dentro de la Sierra, la atraviesa y desciende a la Planicie Costera para unirse posteriormente con el Río Pabillo (Fig. 1.1). Este último río, de mayor longitud que el Santa Rosa, también es un río alóctono, que al igual que el Hualahuises y el Cabezones forman parte de los ríos principales de la región (Fig. 1.1). Ellos son testigos de las variaciones climáticas ya que han participado en la erosión, moldeo del relieve y relleno de la Planicie, formando los niveles de terrazas, cambiando su curso repetidas ocasiones (Ruiz, 1990) y transportando sedimentos hasta su confluencia con los ríos que desembocan en el Golfo de México.

Con excepción de pocos tramos (áreas El Calabozo, debajo del Puente Santa Rosa, Mapa 1), el lecho actual del Arroyo Santa Rosa no corta la roca firme, sino a sus propios sedimentos. Una posibilidad es que las secciones en donde el río alcanza las rocas firmes, pertenezcan a tramos epigenéticos. Una sección epigenética se desarrolla con el cambio del curso del río debido a un obstáculo (derrumbe, pared rocosa) y cuando posteriormente rellena su cauce se produce el cambio del curso, algo parecido a la forma de un río meandroso. Otra posibilidad es que las secciones en donde afloran las rocas firmes, son precisamente después de las zonas de derrumbes (El Calabozo, Los Pinos y después del 'paleoparteaguas de Iturbide), que como se explica más adelante, es donde ocurre con mayor energía la erosión vertical (downcutting) produciéndose un cambio muy significativo dentro del gradiente normal del río.

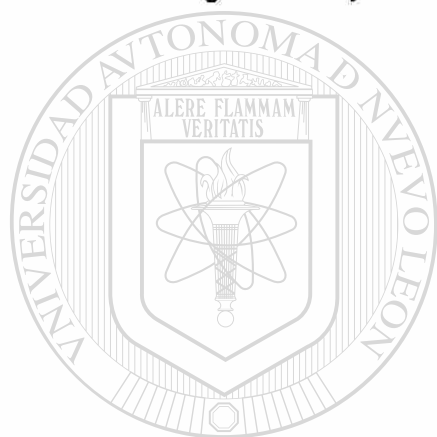
El espesor de los sedimentos sueltos, en las secciones donde el río corta solamente su lecho, alcanza profundidades de relleno superiores a los 37 m. Este dato proviene de la perforación que se realizó a la altura de Los Altares (Mapa 1). En la localidad de Los Pinos se realizó una perforación (para prospección de agua) y alcanzó también 35 m de gravas.

Dentro de los objetivos de esta investigación se incluye el reconocimiento, recopilación e interpretación de algunos de los procesos dinámicos que ocurren actualmente y que moldean el paisaje y que además, por su duración y periodicidad, están dentro del tiempo de vida del hombre.

Pertencen a esta categoría los ríos. El registro de los caudales de los ríos proporciona argumentos válidos para tratar de interpretar las condiciones que existieron en el pasado más reciente.

**El río es el medio de erosión, transporte y redepositación de kilómetros cúbicos de sedimentos de cualquier región determinada. Su cauce puede ser estrecho o ancho, somero o profundo, con un gradiente muy alto o muy pequeño. Significa el drenaje de una cuenca de captación y el suministro o alimentación del agua subterránea de las regiones que atraviesa. Cuando el caudal lo permite, el transporte de los sedimentos varía desde partículas coloidales en suspensión, hasta bloques de toneladas en arrastre.**

**A partir del análisis de los gastos máximos de los ríos Pablillo y Hualahuises (datos de la CNA), que fueron los formadores de los niveles de terraza en el valle de la región de Linares y que tuvieron cambios en la dirección de su cauce en el transcurso del tiempo, se han obtenido las gráficas de los caudales máximos (Fig. 1.16) de las estaciones localizadas a lo largo de su curso. Estos datos ayudan a comprender mejor la interpretación de eventos catastróficos, pluviales y fluviales, en ríos desbordados con caudales muchísimo más grandes que los registrados desde hace 30 años.**



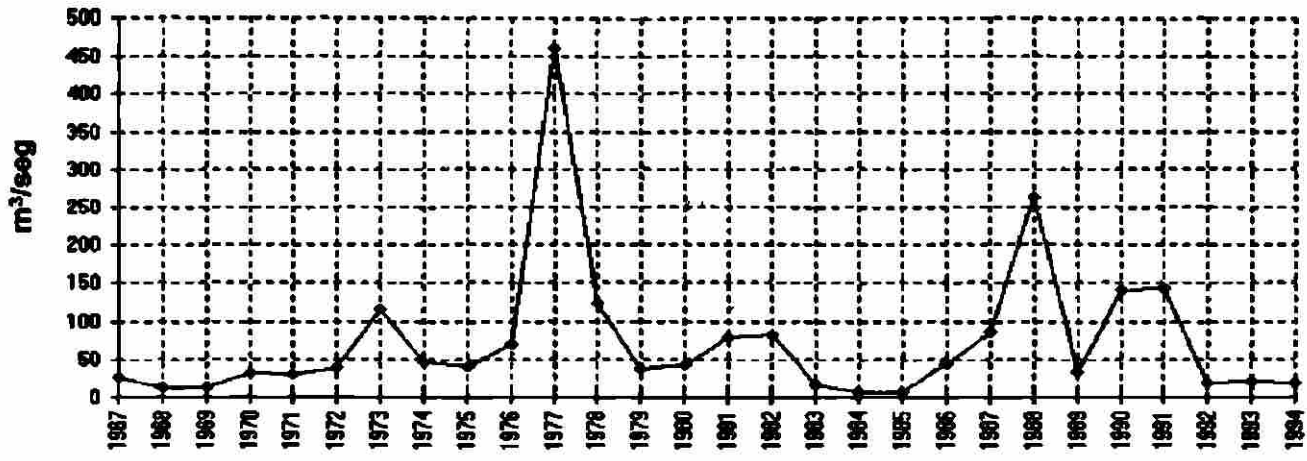
**UANL**

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**

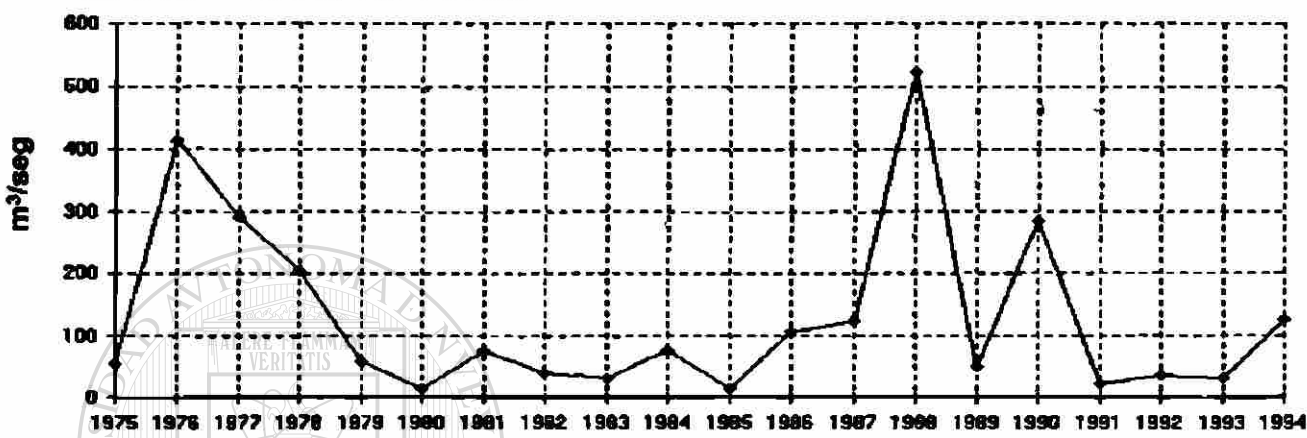


**DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS**

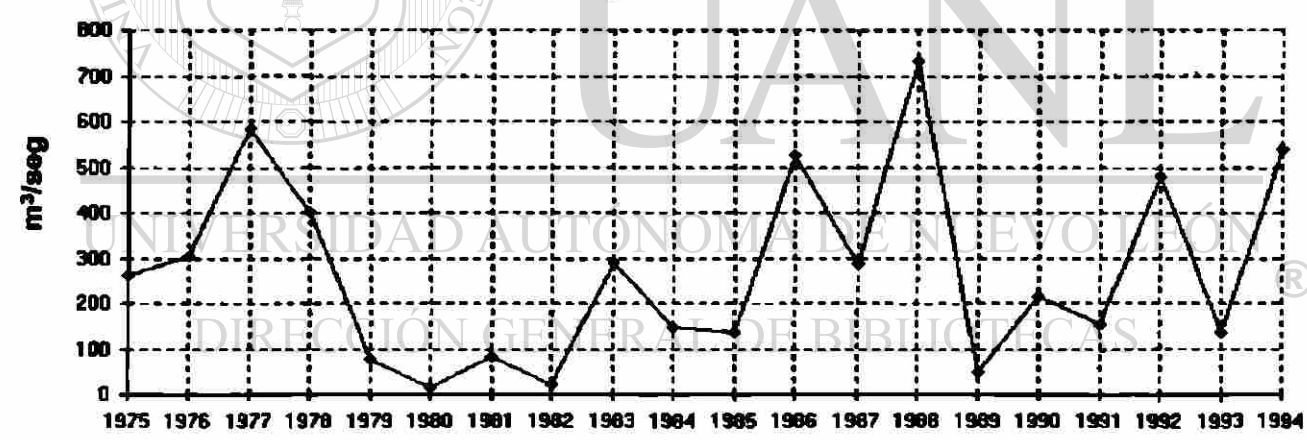
Estación San Francisco, Río Pabillón



Estación Pabillón, Río Pabillón



Estación Camacho, Río Camacho y Hualahuises



Estación Las Adjuntas, Río Hualahuises

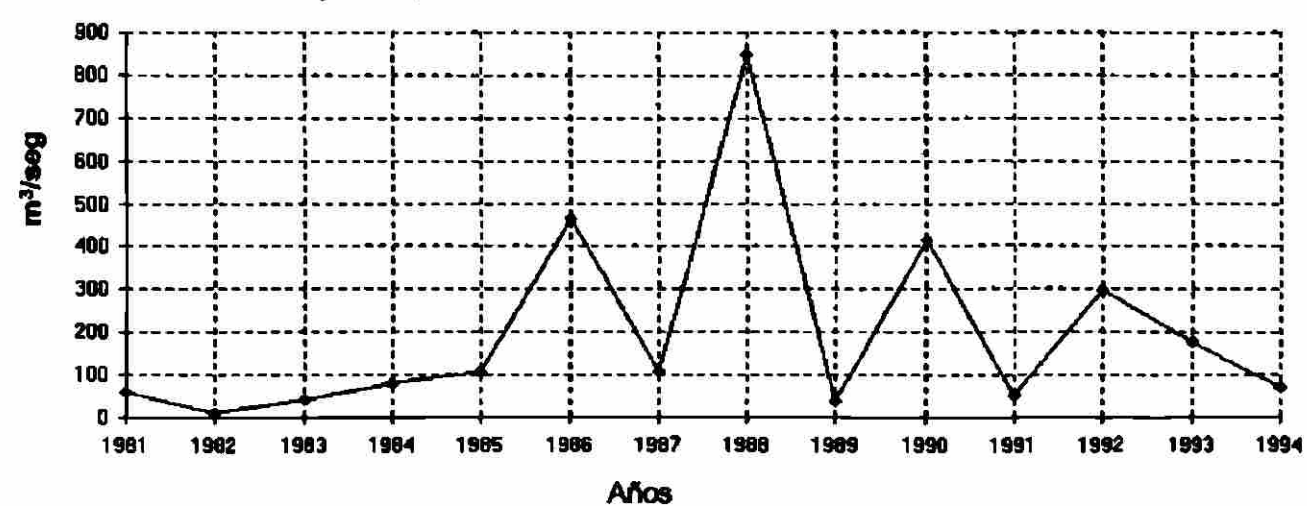


Fig. 1.16 Diagrama de Gastos Máximos de Ríos. Datos procesados de la CNA

## CAPÍTULO 2

### PALEOLAGOS

#### INTRODUCCIÓN

A lo largo del Cañón Santa Rosa se dieron las condiciones propicias para el desarrollo de cuencas lacustres. Los sedimentos que se depositaron en ellas atestiguan períodos de mayor precipitación pluvial que la que existe actualmente, así como variaciones en parámetros tales como temperatura y evaporación.

Los sitios en donde se desarrollaron los paleolagos son Iturbide, El Calabozo y Los Pinos. Estas estructuras, excepto la Cuenca de Iturbide, fueron incluidas dentro de los objetivos de trabajo de Brandenburg (1995) y Eccarius (1995) quienes presentan perfiles sedimentológicos de los mismos. El Calabozo se divide en Calabozo 1 y Calabozo 2 (Fig. 1.1). El paleolago de Iturbide es una estructura bastante grande que requiere de una investigación particular. En este trabajo, sólo se han obtenido la altura de sus sedimentos y una aproximación de su edad, siendo el más antiguo y el que posee un origen diferente a los de El Calabozo y Los Pinos.

Las determinaciones de susceptibilidad magnética (Figs. 2.1 y 2.2), se realizaron en primer lugar para encontrar horizontes ricos en minerales ferromagnéticos. Al encontrarse minerales y variaciones en los rangos de susceptibilidad magnética se interpreta el origen de tales minerales. Estos minerales (cromita, magnetita, hematita, etc.) deben su presencia en los sedimentos lacustres ya sea por transporte fluvial, formación in situ, ó formación secundaria, es decir por descomposición y alteración de otros (Urrutia, Com. Personal, 1996). Además, la formación y preservación de algunos de esos minerales se rige con ciertas condiciones climáticas, con lo que se apoya la interpretación paleoclimática. No se descarta tampoco un transporte eólico, a partir de cenizas volcánicas. De encontrarse tales horizontes, la tefrocronología y la correlación de eventos volcánicos cuaternarios auxiliaría enormemente a la estratigrafía de los sedimentos cuaternarios de la región.

## **2.1 PALEOLAGO DE ITURBIDE**

Los sedimentos del paleolago de Iturbide se localizan en las inmediaciones de la cabecera municipal de Iturbide (Mapa 1). Su superficie se encuentra ocupada por instalaciones deportivas, escolares y un cementerio, así como por casas habitación. Desde la carretera Linares - San Roberto, que pasa a través de Iturbide, es posible observar la estructura y sedimentos de este paleolago.

El paleolago de Iturbide (Perfil 3.2) se caracteriza por el tono blanco de sus sedimentos, bien laminados y con una costra calichosa de poco espesor que cubre y que no penetra mucho dentro de los limos y arcillas. Desde el arroyo que se encuentra en la base, se alcanzan a medir hasta la parte más alta 46 m. Sin embargo, los sedimentos lacustres no se encuentran uniformemente depositados desde el arroyo, sino que en algunos sitios cubren relictos de sedimentos fluviales de la Terraza Alta de Iturbide, por lo que desde el techo de esta terraza hasta la parte más alta de los sedimentos lacustres, se midieron 36 m.

El origen de este paleolago se atribuye a una cuenca cerrada dentro del valle de Iturbide, limitada al Este por un parteaguas constituido por las Formaciones La Casita y Taraises (Perfil 3.2). Al Oeste se encuentran grandes abanicos aluviales. Una estructura similar se encuentra en el área de la Laguna de Santa Rosa, 6 km al Sur de Iturbide. En esta cuenca todavía no ocurre la erosión del parteaguas, solamente la depositación de sedimentos en períodos de lluvia intensa. En cambio, en la Cuenca de Iturbide, antes de la erosión del parteaguas, se desarrolló el paleolago. Posteriormente, ocurrió la destrucción del paleoparteaguas.

Mediante la correlación de los diferentes sedimentos cuaternarios del Cañón, se propone una edad para el desarrollo del Paleolago de Iturbide más antigua ó tal vez mucho más antigua que 250 - 350 Ka. Sin embargo hacen falta dataciones radiométricas para precisar la edad del Paleolago de Iturbide.

## **2.2 PALEOLAGO EL CALABOZO**

En la localidad de El Calabozo (km 41, Carretera Nacional Número 58 Linares - San Roberto), 4 km aguas abajo de Iturbide, se encuentran sedimentos lacustres que atestiguan la existencia de un paleolago. Sin embargo, se puede deducir la existencia de otro lago adjunto y más antiguo, por lo que se han denominado El Calabozo 1 y El Calabozo 2 (Mapa 1).



**Ambos paleolagos se formaron por la obstrucción del arroyo Santa Rosa debido a las enormes masas de dos derrumbes que se produjeron en forma relativamente rápida, formando paleodiques de enormes proporciones. La avalancha trajo consigo, además de bloques y gravas, sedimentos finos de tamaño de arcilla, con lo que se aumentó la impermeabilidad de los paleodiques.**

**Con cada lluvia fuerte, el río descargaba sedimentos finos en el lecho del paleolago y el nivel del agua ascendía gradualmente. Con la presencia de huracanes y tormentas, se descargaban además de sedimentos finos, gravas que formaban interdigitaciones, principalmente en la zona de deltas (Perfil 3.1). Según la magnitud de la precipitación, los horizontes de gravas progradaban hacia el centro de la cuenca.**

### **2.2.1 EL CALABOZO 1**

**La existencia de El Calabozo 1 se deduce a partir de un pequeño afloramiento de sedimentos finos cubiertos por masas de derrumbe del paleodique de El Calabozo 2. Se encuentra en la parte Sur del arroyo Santa Rosa, aproximadamente a la altura del km 41 de la Carretera Linares San Roberto, (Mapa 1; Perfil 3.1). Este paleolago, estratigráficamente más antiguo, está compuesto de limos arcillosos, laminados, con presencia de arenas y un horizonte de gravas. Se estima una altura un poco mayor que la de El Calabozo 2, ya que de alcanzar varias decenas de metros más, el nivel del paleolago alcanzaría la topografía suave de los cerros compuestos de la lutita Méndez (que conforman el núcleo de un sinclinal) y consecuentemente ocurriría un desbordamiento y por lo tanto erosión y destrucción rápida del paleodique. Los sedimentos lacustres se encuentran deformados, plegados, en posición casi vertical. La razón que se propone, por la cual sucedió este fenómeno, es que estos sedimentos formaron parte de un paleolago muy antiguo y erosionado que, al ocurrir el derrumbe que dio lugar al paleolago de El Calabozo 2, la avalancha compuesta de sedimentos y agua deformó los sedimentos lacustres anteriores. Posteriormente la erosión del paleodique y paleolago de El Calabozo 2, contribuyó a la deformación de los relictos del paleolago El Calabozo 1.**

**De ambos sedimentos lacustres se colectaron muestras de materia orgánica y se enviaron al Instituto Alfred Wegener, en Alemania. De El Calabozo 1 se obtuvo una datación  $^{14}\text{C}$  de 70, 524 años. Por el alcance de datación de Carbono 14 se entiende como mayor que 50 mil años.**

## 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 indicadoras 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

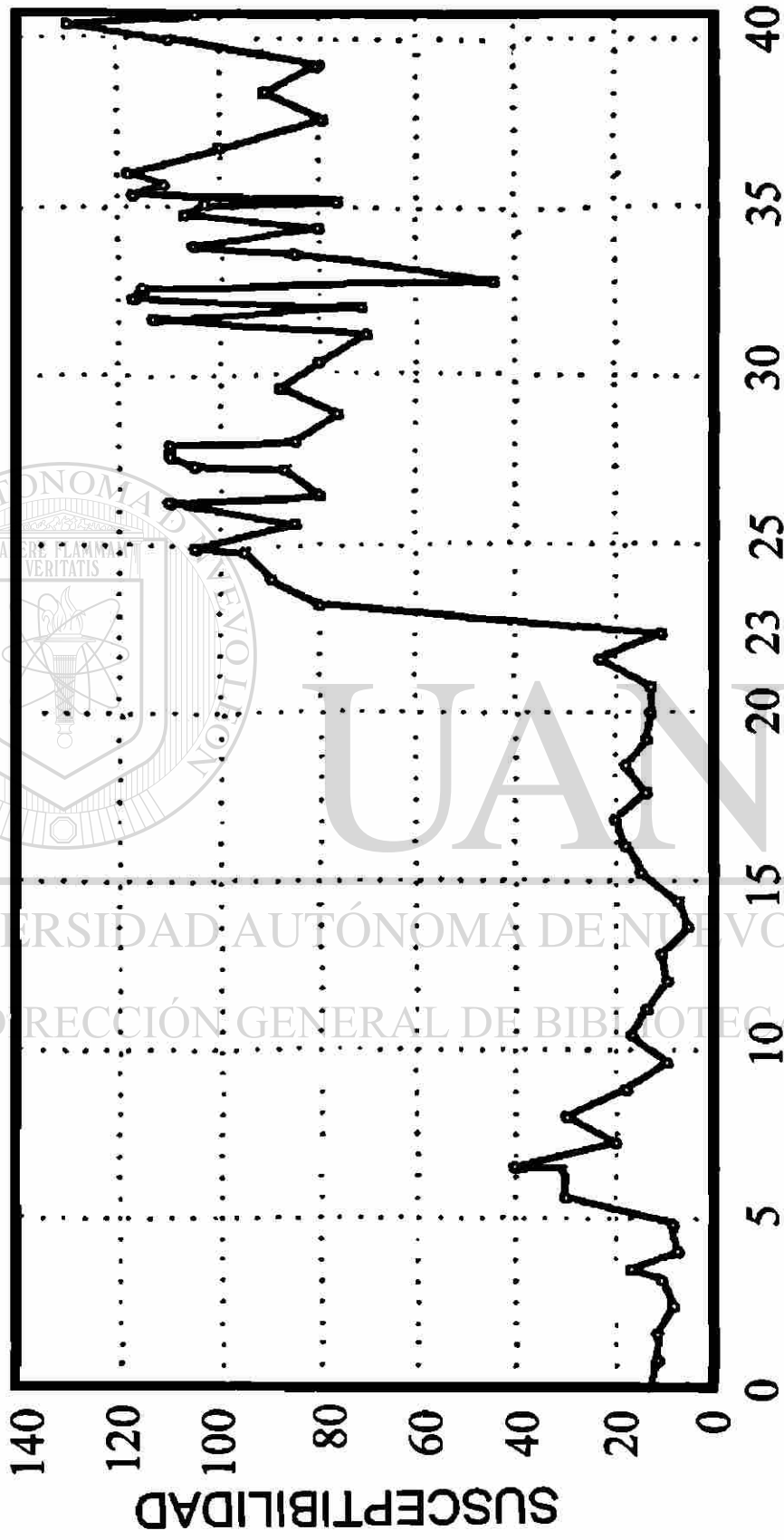
una duración de 540 años. Mayor precisión se obtendrá con estudios detallados de polen.

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.

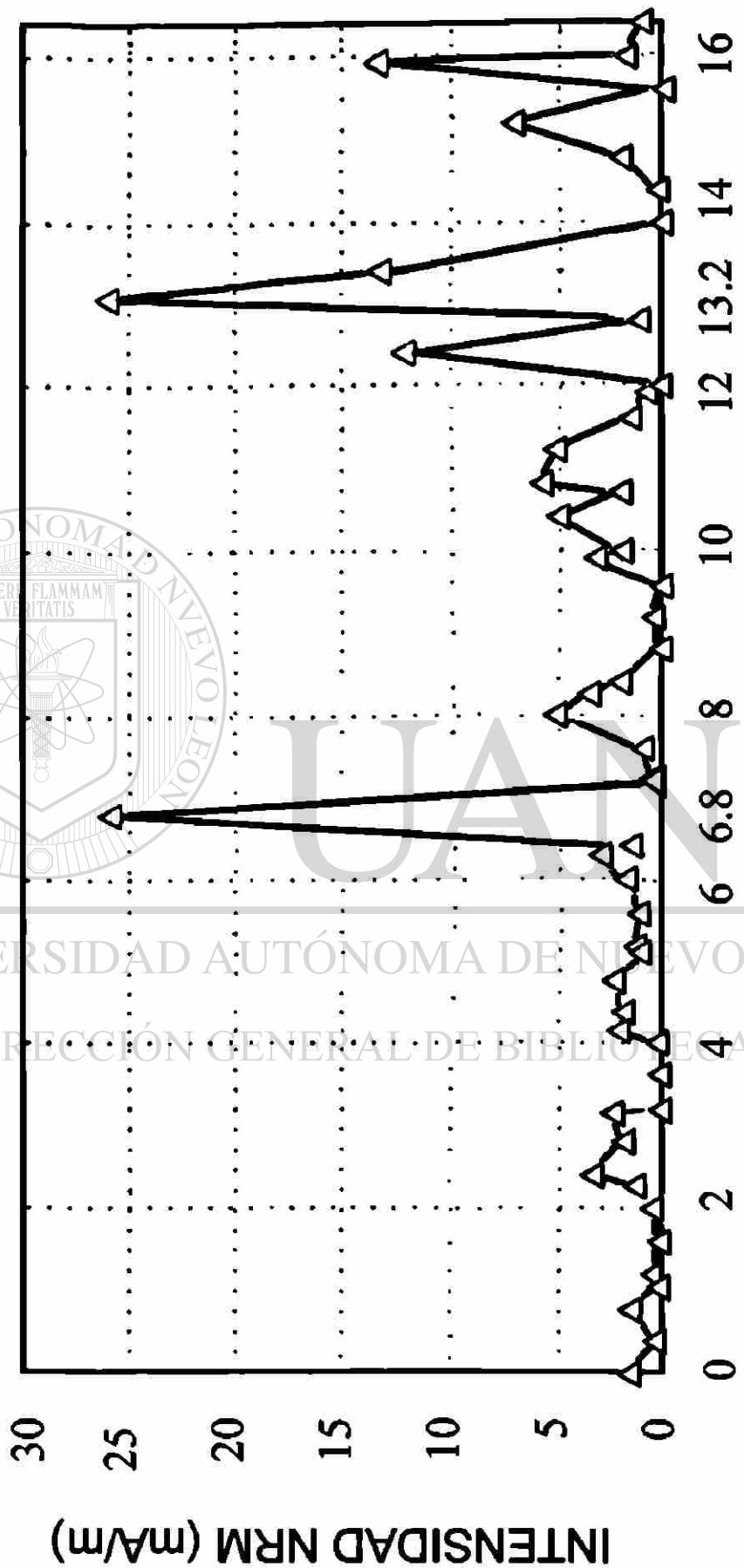
Los sedimentos lacustres alcanzan una altura máxima de 76 m (Perfil 3.3). Se presentan en capas bien estratificadas de limos y arcillas laminadas de color café claro y café anaranjado. Se encuentran también horizontes medianos y delgados de arena fina. Los sedimentos lacustres se depositaron sobre restos 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

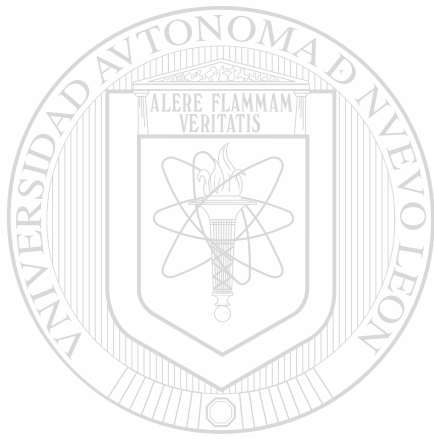


**POSICION ESTRATIGRAFICA RELATIVA EN METROS**

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.**



UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

## 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 moldeo 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

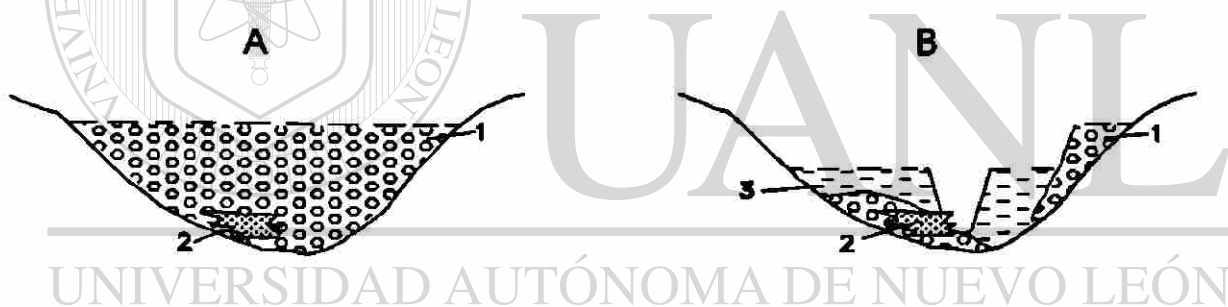


Fig. 3.1 A. Fase de acumulación y desarrollo de los sedimentos fluviales de Iturbide. B. Fase de erosión y posterior deposición de la Terraza más reciente, quedando relictos de sedimentos más antiguos. 1. Terraza Alta de Iturbide, 2. Travertino, 3. Terraza Principal Iturbide - El Calabozo.

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.

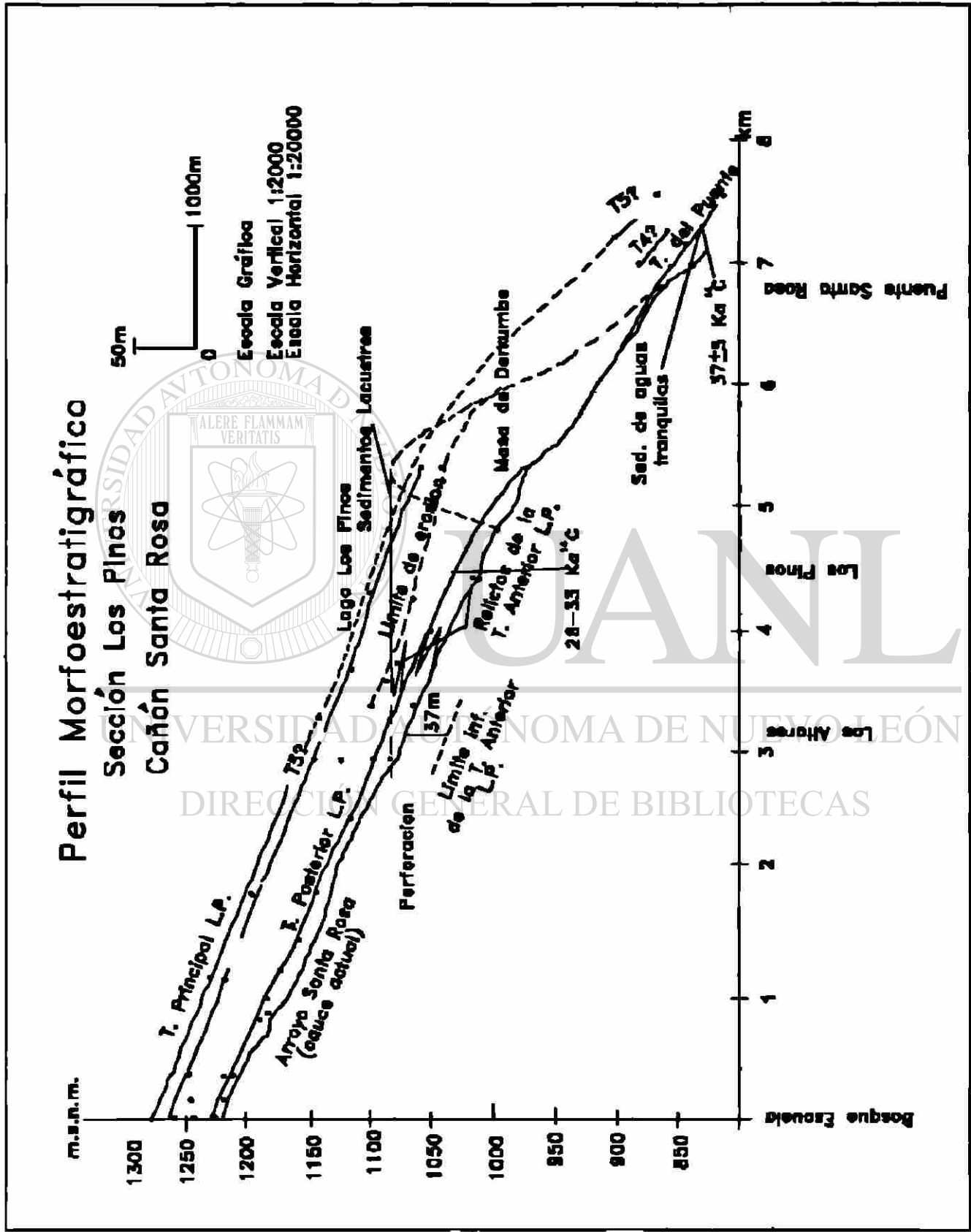


Fig. 3.3 Perfil Morfoestratigráfico, Sección El Calabozo - Los Pinos - El Puente. Las referencias de localización indican los puntos de observación de los elementos del perfil.

# Perfil Morfoestratigráfico

Sección El Puente Las Crucitas  
Cañón Santa Rosa

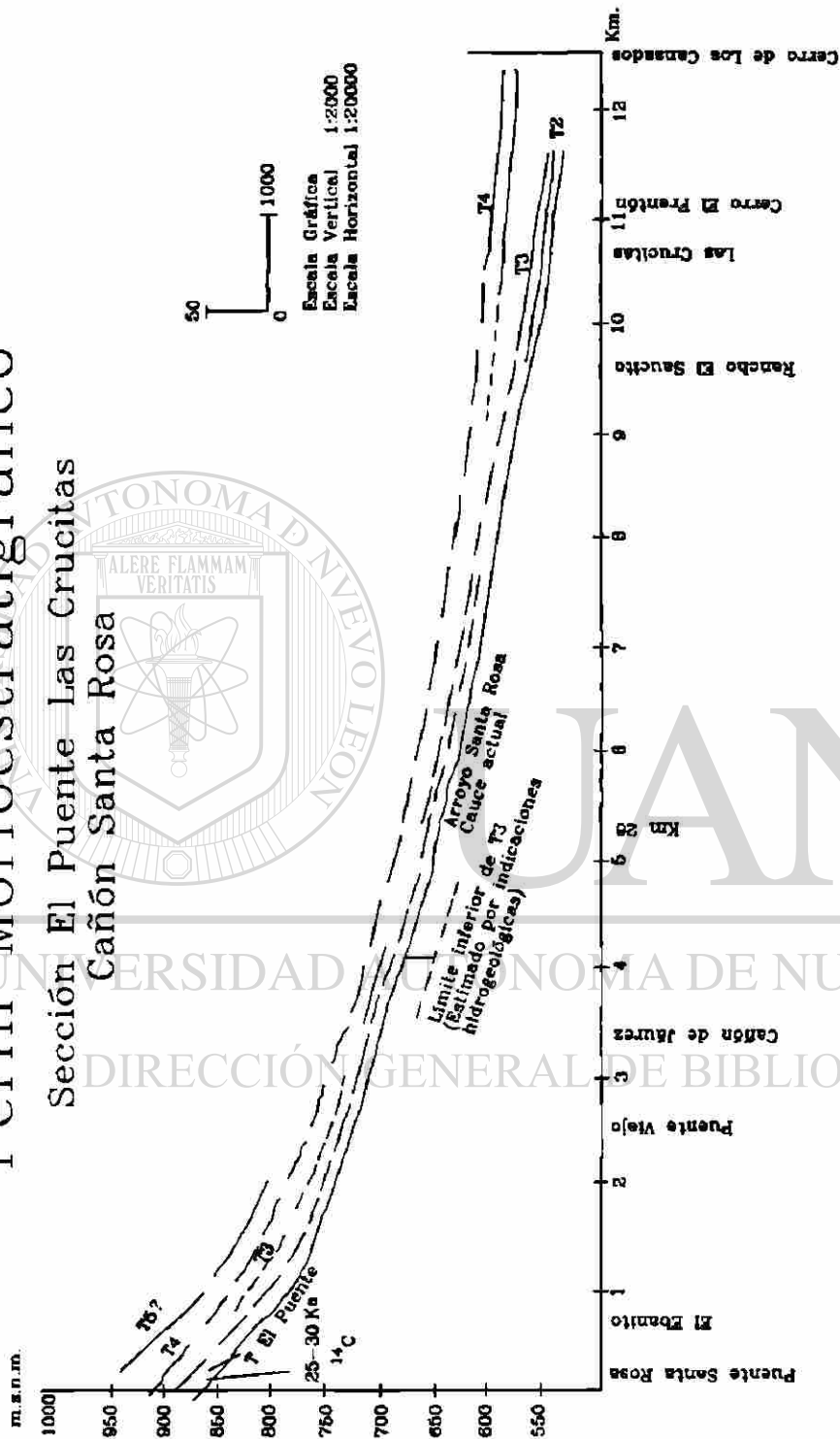


Fig. 3.4 Perfil Morfoestratigráfico, Sección El Puente – Las Crucitas, Cañón Santa Rosa. Las referencias de localización indican los puntos de observación de los elementos del perfil.

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).

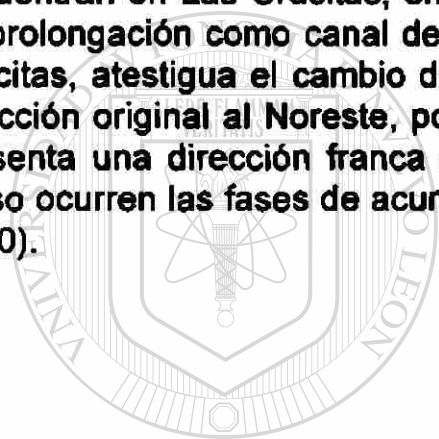
La terraza más antigua y más alta, que presenta una altura de alrededor de 70 m y que empieza a determinarse después de la zona de derrumbes de El



**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, atestiguan 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).**



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

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).

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

#### 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 escombro y derrumbes
  - c<sub>1</sub>) Afloramientos verticales de formaciones calcáreas del Cretácico Inferior
  - c<sub>2</sub>) Escombro de calizas con pedernales
  - c<sub>3</sub>) Sinclinales donde afloran las unidades calcáreo arcillosas del Cretácico Superior
  - c<sub>4</sub>) Clastos laminares, hojuelas de Agua Nueva - Méndez.
- d) Márgenes escarpadas

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.

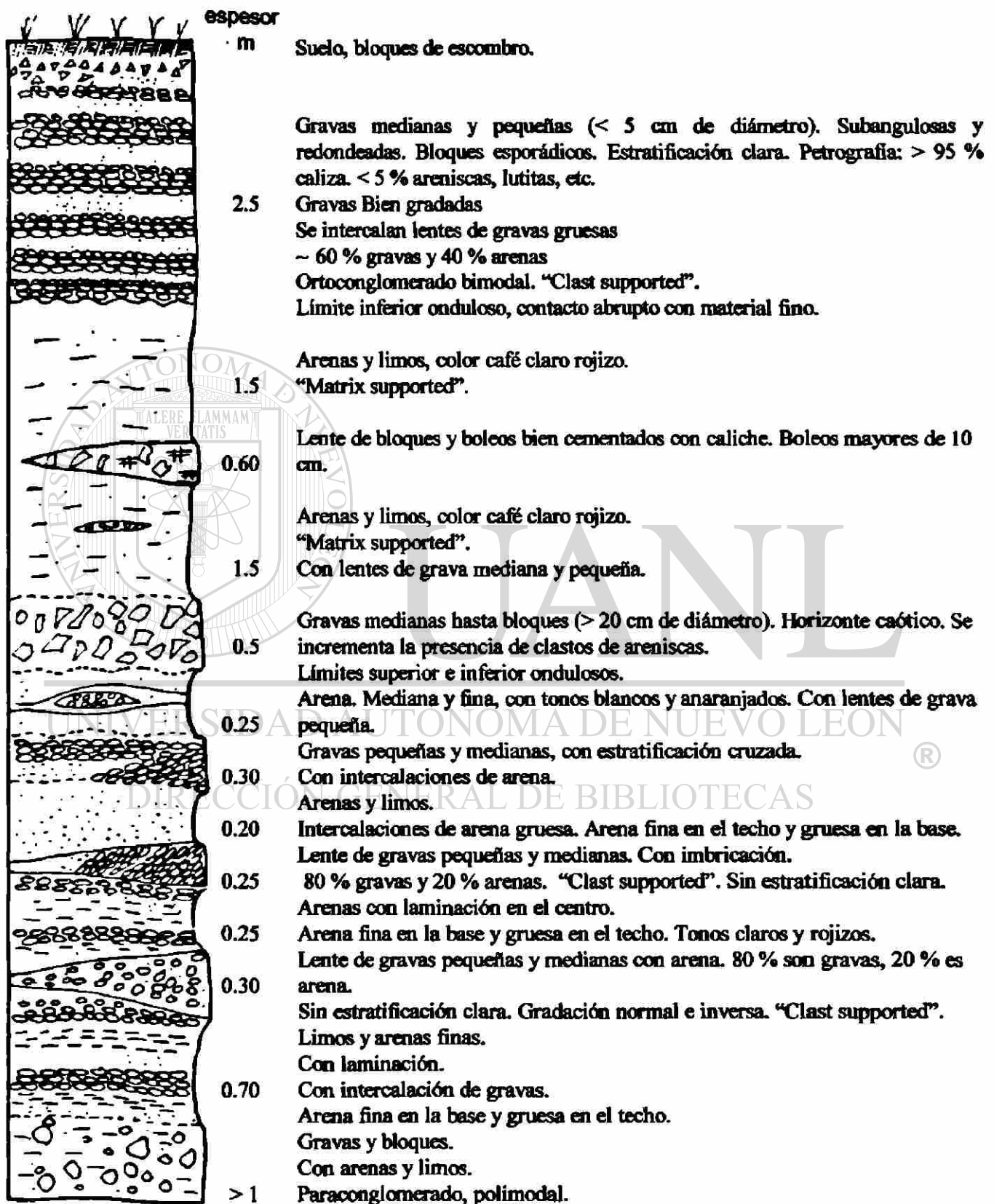
La composición de los clastos es predominantemente de calizas (>90%). El resto lo componen areniscas, pedernales, conglomerados más antiguos y algunos clastos de lutitas. La forma de las gravas es irregular, subangulosas ( $^{\circ}R=207$ ). El afloramiento puede ser descrito como unimodal y bimodal bien clasificado. Unimodal debido al bajo porcentaje de matriz fina rellenando 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).

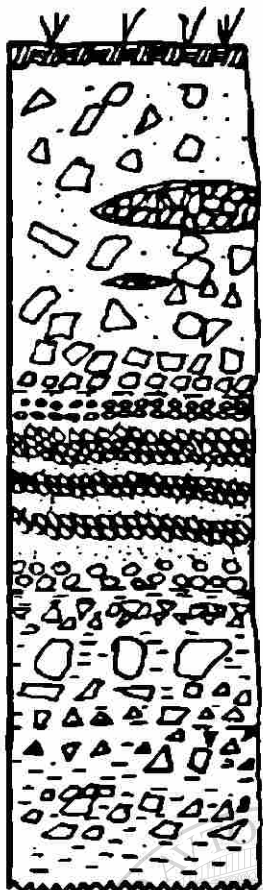
En cuanto a la presencia de estratificación, esta sección es notable por cambios en tamaño de grano, clasificación, fábrica y ligeros cambios de color (Fig. 4.1). Es muy rica en afloramientos en donde se encuentran intercalaciones de arenas y gravas, así como de gravas de distintos tamaños. Existen también 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".  
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.
- 4
- 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.
- <sup>R</sup> 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.
- <sup>R</sup> 116
- 1.16 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.

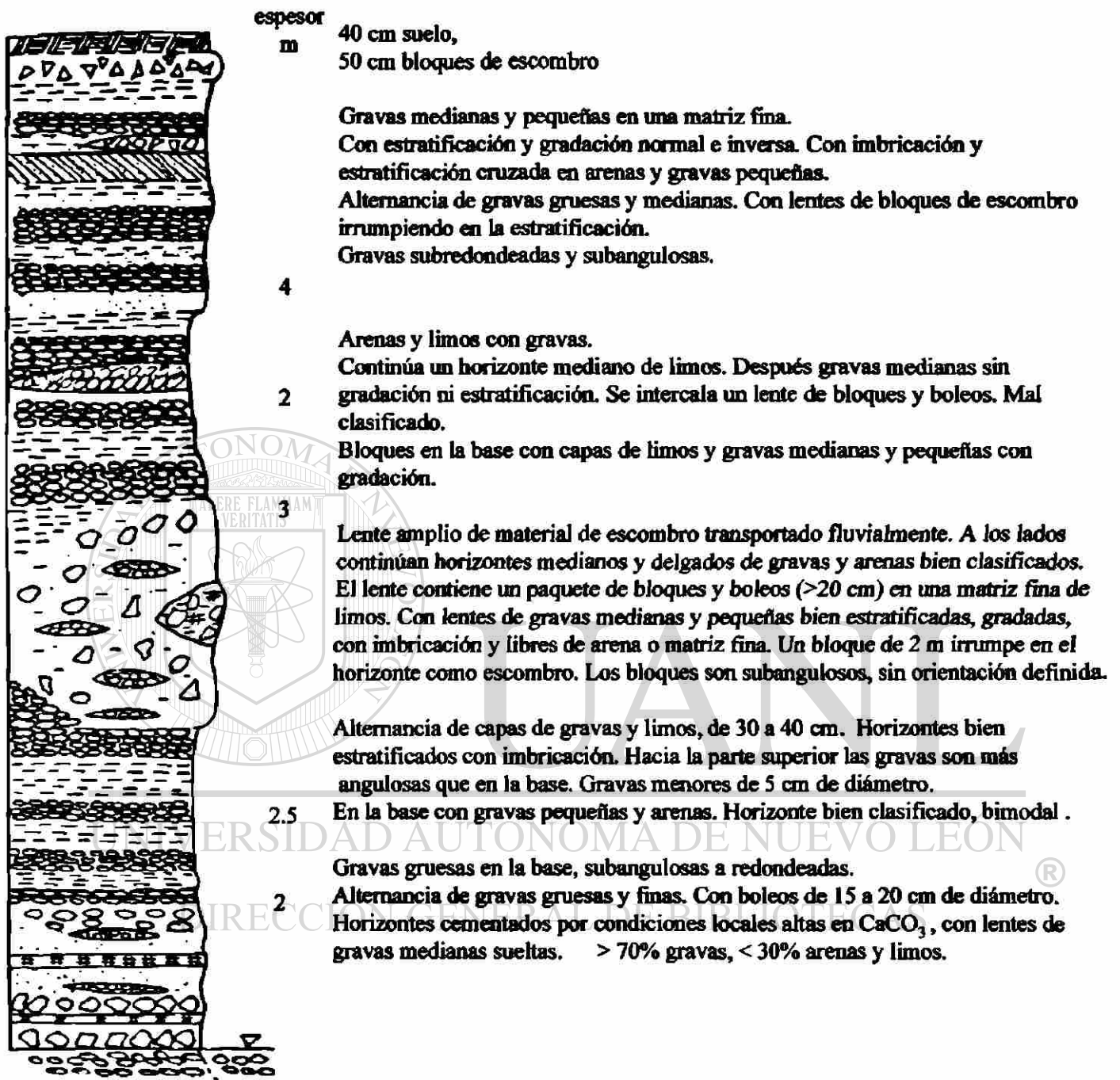
Justo al pie de esta terraza, se encuentran grandes bloques (de 1.5 a > 4 m) compuestos principalmente de caliza masiva y de conglomerados bien cementados, subredondeados, de gravas angulosas y subangulosas. El cemento de los conglomerados es calcáreo y presenta huellas de disolución. Esto refleja que 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 escombro 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 escombro, el perfil presenta condiciones de depositación muy regular, rítmica y con alternancia de intervalos de alta y baja energía.

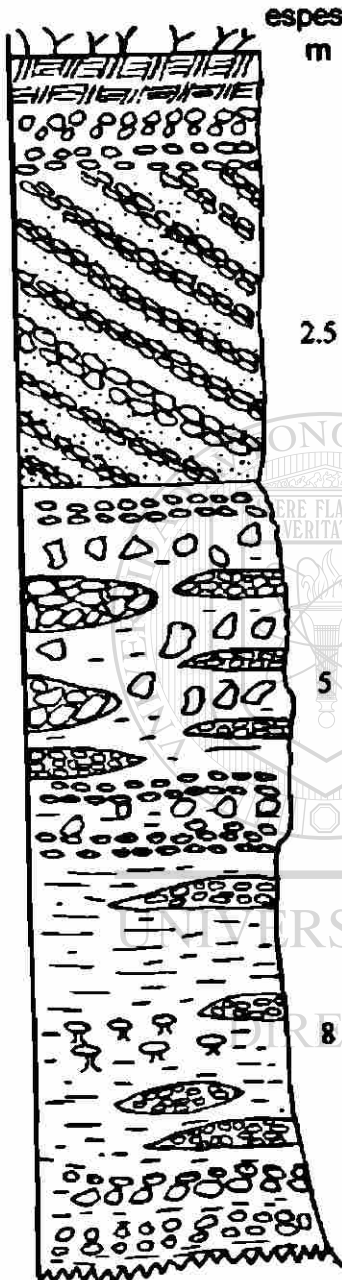
#### 4.6 SECCIÓN LOS PINOS

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 (Mapa1) 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**



espesor  
m

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.

8 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.

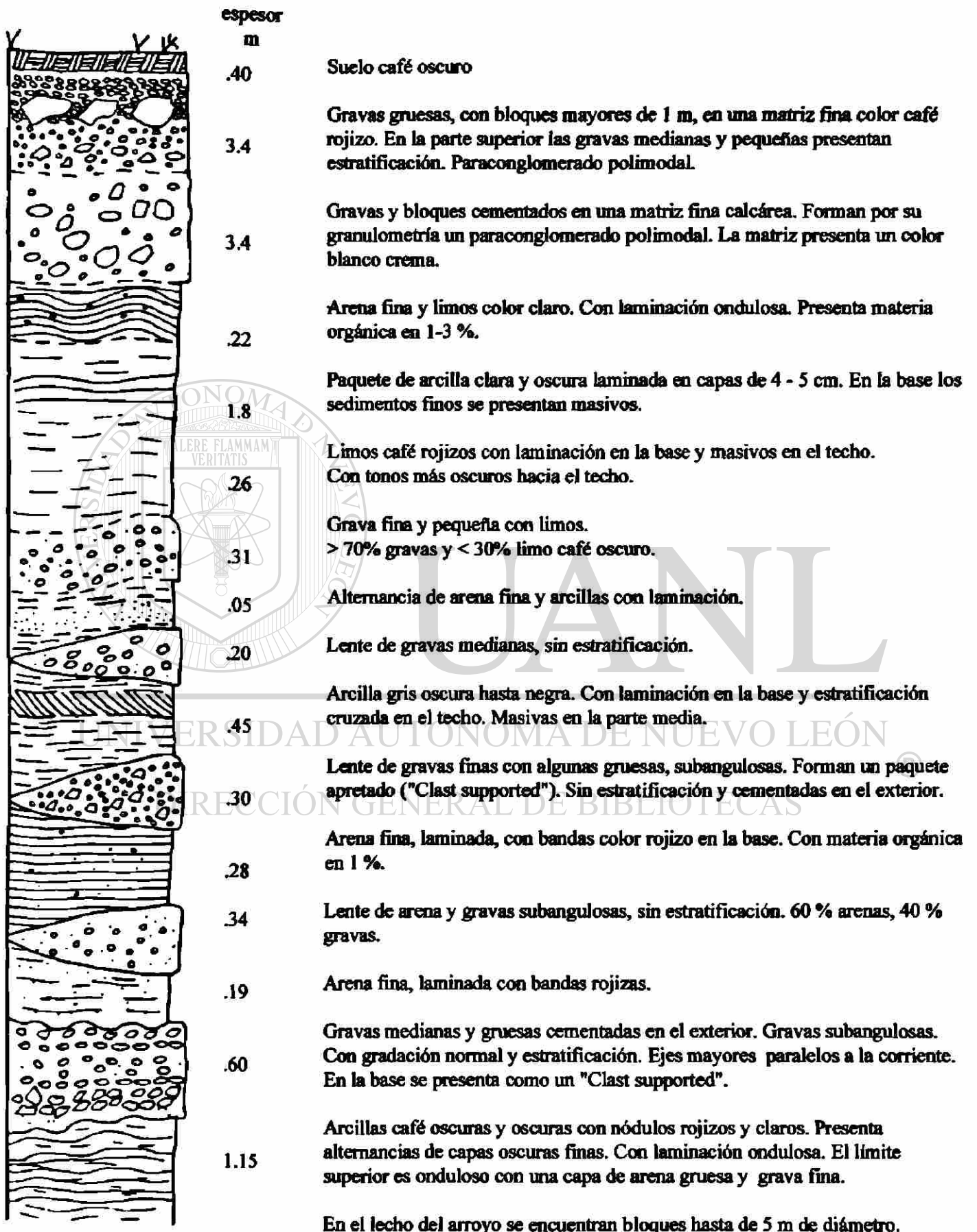
#### 4.7 SECCIÓN PUENTE SANTA ROSA

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 descender 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 escombro 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 escombro 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.

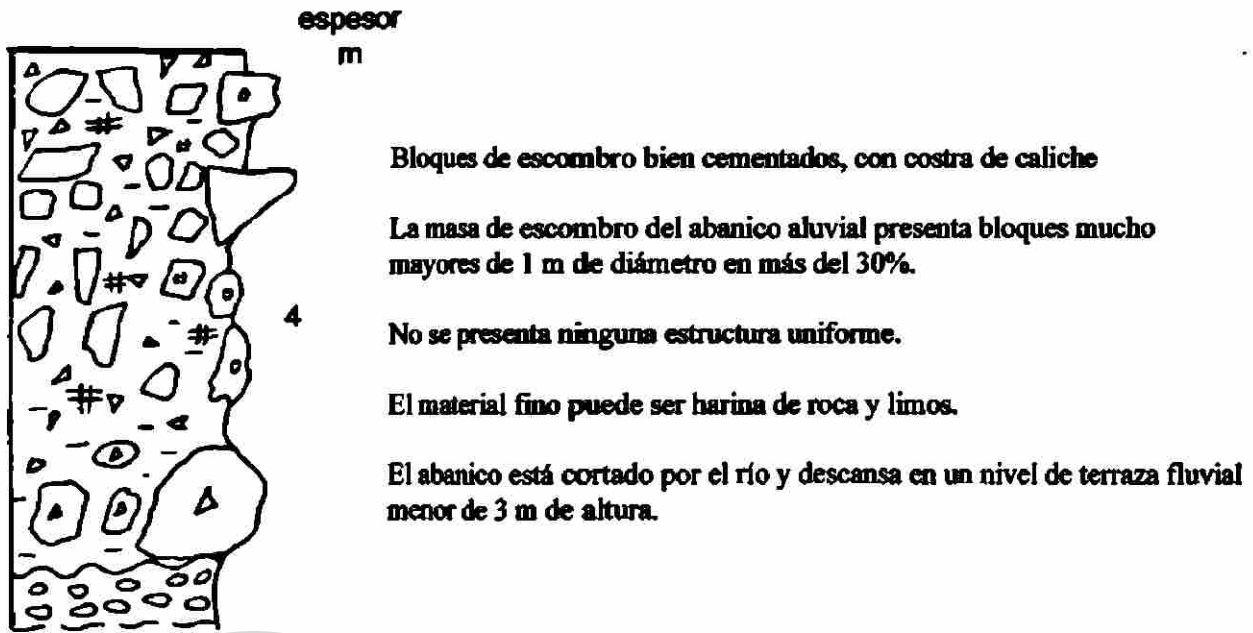
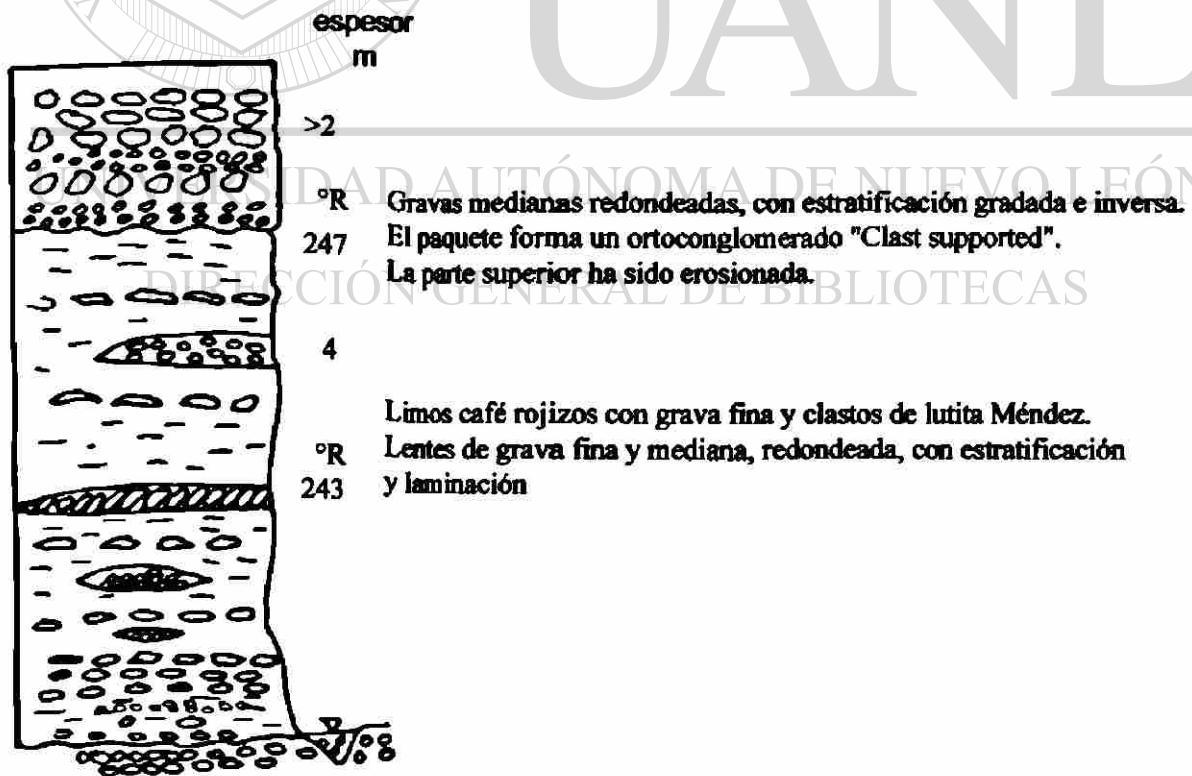
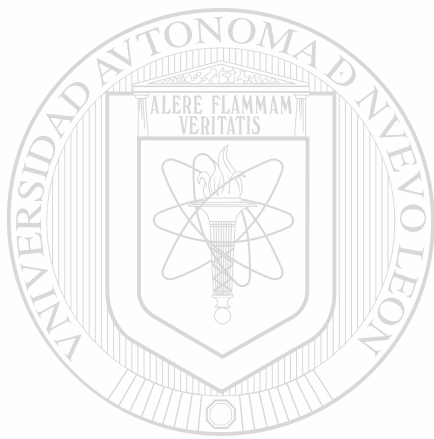


Fig. 4.7 Perfil esquemático de la Terraza del Rancho El 18, en Las Crucitas, a la altura del km 2



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.



# UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

## 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.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



## 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 deleznable 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.

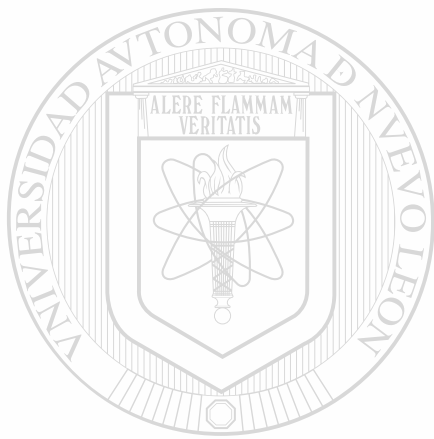
#### DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

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).**



# UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

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

SITIO	DESCRIPCIÓN	EDADES
		Ka.B.P.
<b>Análisis de Termoluminiscencia</b> (Realizados en Varsovia, Polonia)		(Miles de años antes del presente)
<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</b> (Realizados por HUBBERTEN, Potsdam, Alemania)		
<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</b> (Realizados por MANGINI, Heidelberg, Alemania)		
<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 paleocuenas (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)

Kurbide - El Calabozo	El Calabozo - Los Pinos - El Puente	El Puente - Las Crucitas	Edad Abs.	RUIZ (1990)	Unidad Estratigráfica
T. Principal Iturbide - El Calabozo	Terraza de niveles bajos.	Terraza Baja Principal	5.964 Ka.	T1	Holoceno
T. Posterior El Calabozo 2	T. Posterior Los Pinos Cortada en el dique y los sedimentos lacustres Los Pinos	T. El Puente. Parte Superior: Corresponde a T Principal Los Pinos	6.313 Ka	T2	Wisconsin
Derrumbe EC 2, Sed Lac EC2	T. Principal. L.P. parte inferior: interdigitación con sedimentos lacustres Los Pinos	Parte inferior: Con Sedimentos de aguas tranquilas	14 C		
	Derrumbe y sedimentos lacustres Los Pinos	Hacia abajo los niveles Terraza EP y T Posterior no se pueden diferenciar	26 - 29 Ka		
		transición en la T Baja T2	33.515 Ka	T3 - T2	
Derrumbe y Sed Lac EC1, Dos Deltas		Cambio del Arroyo Santa Rosa al curso actual	70 624 (> 60) 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	250 a 350 UTh	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.]		Travertino		
Terraza Más Alta del Cañón	Terraza correspondiente a T4 (T Alta)	Pocos relictos de T corresp. a T4 debajo del Puente, Relictos El Frontón y Cerro Los Caneados		T4	Pleistoceno Temprano
Sed. Lacustres de Iturbide	Los Pinos	en Alta Posición		T6	Pleistoceno Tempr.
	Límite inferior	en Alta Posición			
	Santa Rosa.	en Alta Posición			

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.

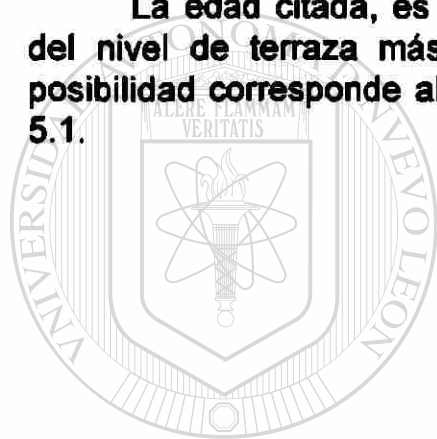
La desviación del cauce del arroyo Santa Rosa a su posición actual (ver Fig.1.1, Mapa 1), se deduce que coincidió con la formación de los niveles de terraza T3 y T2 (Fig. 5.1). La Terraza Alta o T3 del Cañón Santa Rosa, en su nivel base, encuentra su prolongación hacia la Planicie Costera, en forma de 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.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

## CAPÍTULO 6

### PALEOCLIMA

#### INTRODUCCIÓN

Los períodos 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 sí 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, sí 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



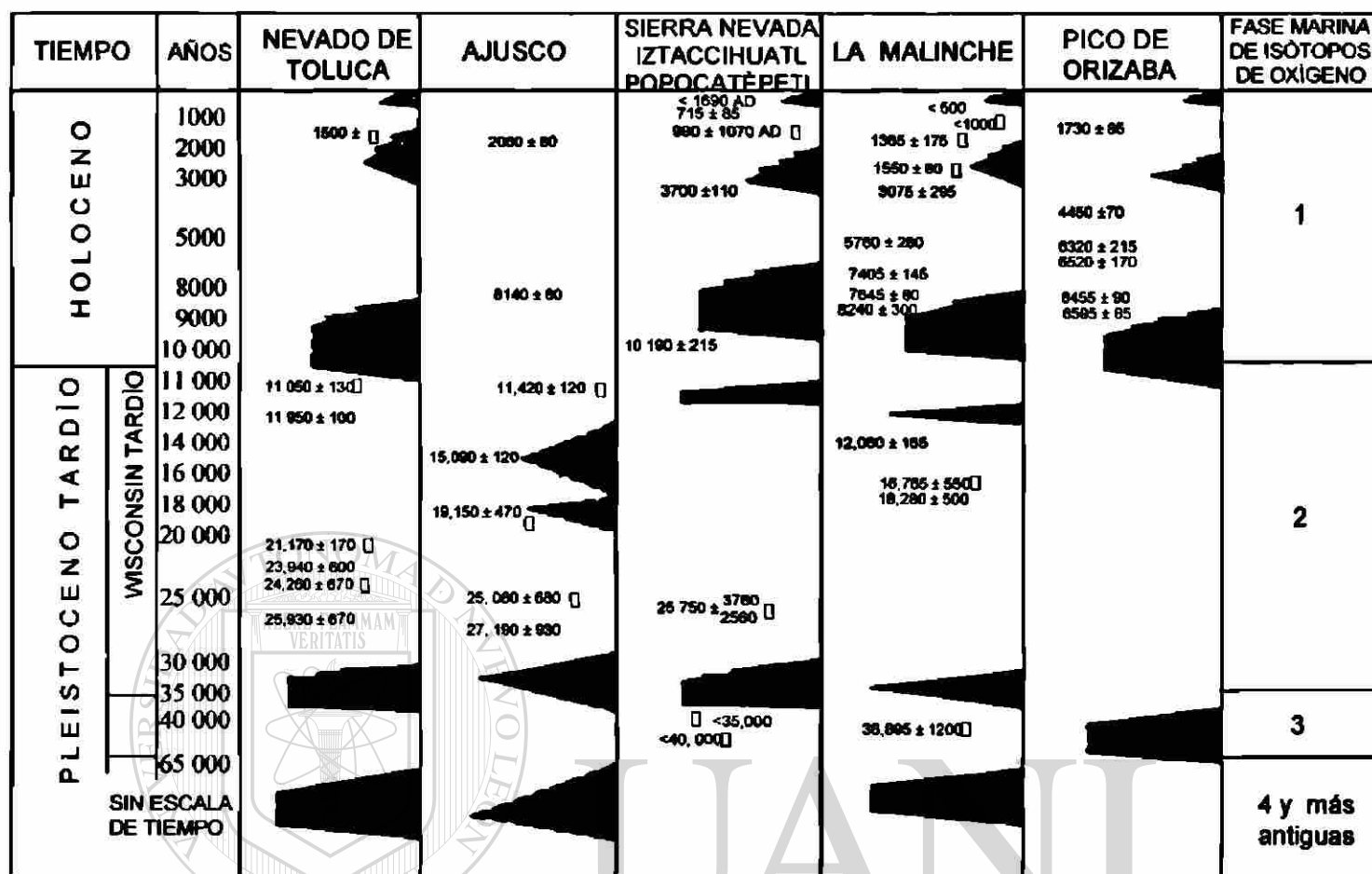


Fig. 6.1 Desarrollo de depósitos glaciales en los grandes volcanes de México a través del Cuaternario Superior. Modificado de Heine, 1998.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

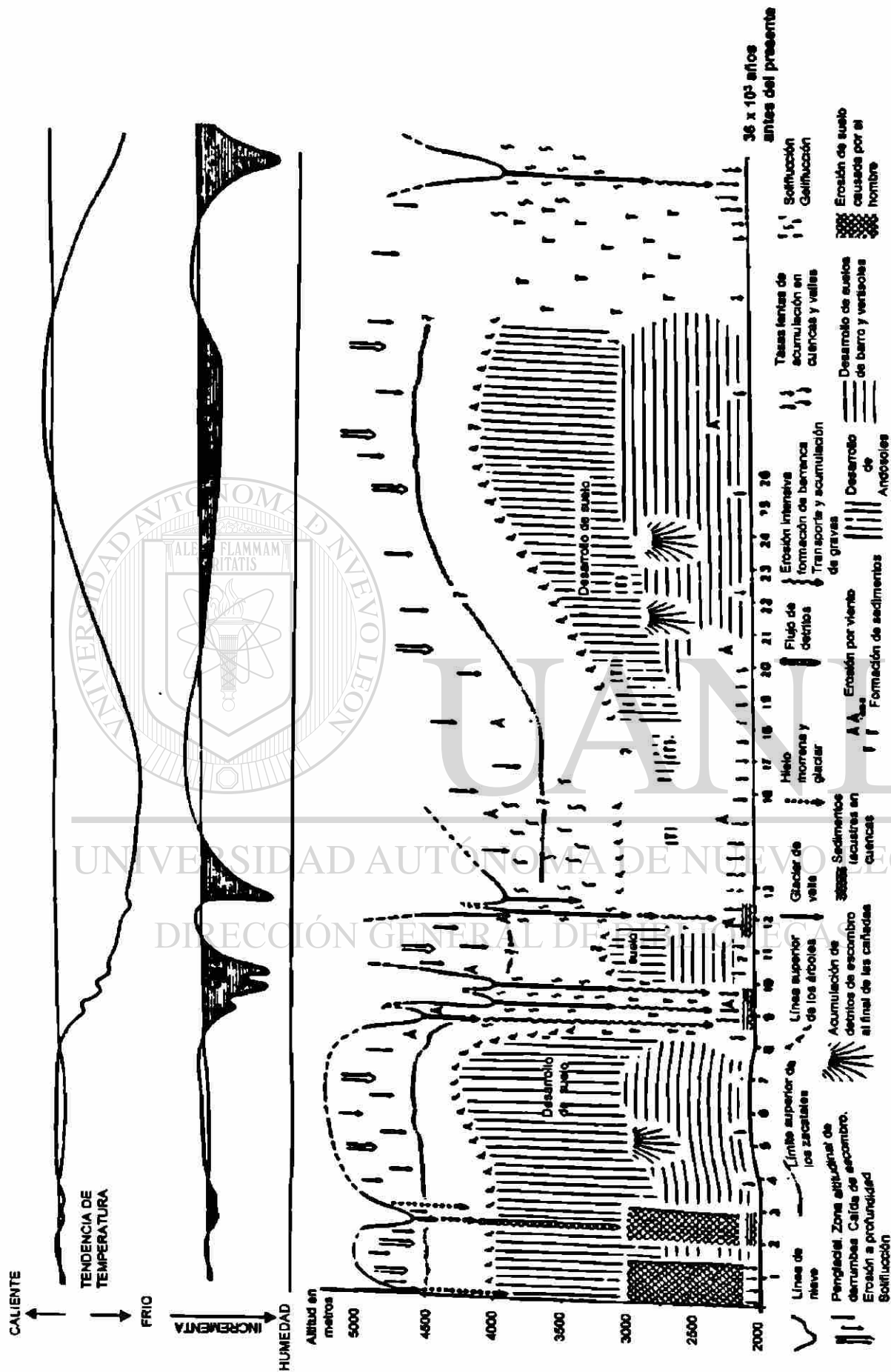


Fig. 6.2 Reconstrucción paleoambiental de las zonas altas del Centro de México durante el Cuaternario Tardío. Modelo tomado y modificado de Heine (1994). El modelo incluye procesos glaciales y periglaciales, así como la interpretación sobre las condiciones de la temperatura y humedad a lo largo del tiempo.

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 acarreos 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
Domina erosión	Domina acumulación

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.**

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

## 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
- Carlsen, 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 Gulg 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 Limite 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 - 296.
- 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 Perjib 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., Kustusch, T., Lentzy, P., de León-Gómez, H. y Mancilla-Terán, M.A., 1987, El Basemento 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.

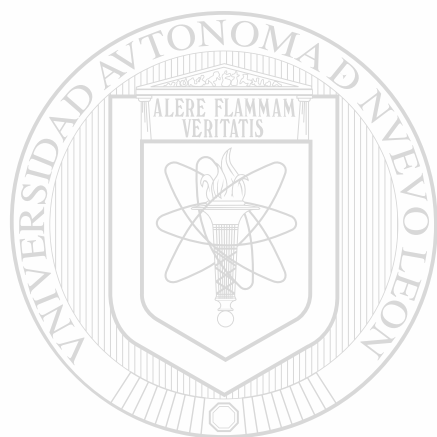
- Patton, P.C. y Baker, V.R., 1977, Geomorphic response of Central Texas stream channels to catastrophic rainfall and runoff., *Geomorphology of Arid and Semi-arid Regions*. D. Doehring, ed., State Univ. of N.Y. Publ., en *Geomorphology*, p. 189 - 217.
- Pedraza Rodríguez, U.M., 1996, "Movimientos en 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 McGeary, 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.- *Petern. 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 Ferguson, 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.
- Schmidt, 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.
- Umutia, 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 Hualahuis, 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.



# UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



# ANEXO

## 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

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



**¿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.

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
CAMBIO DE LA POSICIÓN DE LOS CONTINENTES  
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

®

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.

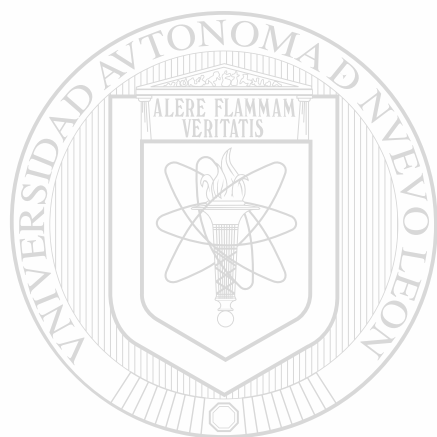
## **DESLIZAMIENTO DE MASAS DE HIELO ANTÁRTICO SOBRE EL OCÉANO**

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, uno o más de los demás mecanismos postulados también debieron contribuir significativamente.**



UANL

---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



