

01066 205  
4



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

"ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA  
CUENCA DE ORIENTAL, ESTADOS DE  
PUEBLA, TLAXCALA Y VERACRUZ,  
MÉXICO"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

EL LICENCIADO EN GEOGRAFÍA:

JUAN CARLOS MOYA SANCHEZ

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

MÉXICO, D. F.

1987.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA DE ORIENTAL

### INDICE

- *Introducción*
- *Antecedentes*
- *Generalidades de la Cuenca de Oriental*
  
- I. *Marco Geológico*
  - *Estratigrafía*
  - *Geología Estructural y Tectónica*
  
- II. *Zonación Geomorfológica*
  - *Bloques Tectónicos*
  - *Aparatos Volcánicos y Derrames de Lava Recientes*
  - *Domos Volcánicos*
  - *Caldera de Los Hornos*
  - *Estructuras Volcánicas Mayores y sus Pledomontes*
  - *Montañas Poligénicas*
  - *Planicies de Nivel de Base*
  
- III. *Geomorfología Actual de la Cuenca de Oriental*
  - *Interpretación Morfotectónica*
  - *Interpretación de la Disecación*
  - *La Erosión Hídrica en las Vertientes*
  - *Interpretación de los Niveles de Base Actuales y Antiguos*
  - *Algunas Evidencias Glaciares y Periglaciares en la Cuenca de Oriental*
  
- *Conclusiones*
- *Carta Geomorfológica de la Cuenca de Oriental*

## INTRODUCCION

La geomorfología es una disciplina de reciente desarrollo en México. Si bien los estudios geológicos, edafológicos, hidrológicos, etc., son escasos, los geomorfológicos son aún más, debido a que son del mismo modo, - pocos los especialistas en esta disciplina.

Debido a esto nos enfrentamos a una problemática seria: aún se desconoce el relieve del país.

Se puede decir que todavía no es posible hablar siquiera de un conocimiento cabal de alguna porción de México. Ejemplo concreto es el caso de la cuenca de México, en donde se han abocado gran cantidad de especialistas, sin llegar aún a establecer por lo menos el origen exacto de ésta.

Así, los escasos geomorfológicos no pueden adentrarse del todo a líneas o tópicos específicos del relieve, si no han entendido el origen de las formas, ya que en un estudio global sino no se conoce éste, no se pueden establecer otros enfoques como es el caso de análisis de la dinámica, evolución, edad, etc., de las formas del relieve.

En este trabajo se presenta el relevamiento geomorfológico de la cuenca de Oriental desde el punto de vista genético. Se muestra el estudio de una región geomorfológica con ciertos problemas, donde (a juicio del autor) se abordan los más sobresalientes, para poder entender la evolución de la cuenca y finalmente su modelado actual.

Cabe mencionar que este tipo de trabajos de tipo genético en el Sistema Volcánico Transversal han sido realizados de manera sistemática por un grupo de trabajo en el Instituto de Geografía de la UNAH, bajo la dirección del Dr. José T. Lugo H.

### Planteamiento del Problema

En la parte central de México, asociadas a la evolución del Sistema Volcánico Transversal (SVT), se localizan una serie de cuencas hidrológi-

cas de carácter endorréico y exorréico, como es el caso de las cuencas de México, Lerma, Puebla-Tlaxcala y Oriental.

Una de las cuencas más importantes por sus dimensiones (más de 5000 km<sup>2</sup>) es la cuenca de Oriental, localizada en el extremo oriental del mismo SVT. Esta cuenca de carácter endorréico, es una unidad geomorfológica regional, donde a pesar de su endorreísmo, se presentan contrastes locales - de tipo genético, tectónico, dinámico, hidrológico, etc.

Como es típico de las zonas comprendidas dentro del SVT, la cuenca de Oriental ha sufrido modificaciones en sus formas del relieve durante el -- Cuaternario, sobre todo por la intensa actividad volcánica y por los sucesivos cambios climáticos. Estas variaciones han sido (como en el caso de otras cuencas) en todo tipo de relieve; en las planicies, piedemontes y en las pequeñas y altas montañas.

Así, son muchas las preguntas que se plantean sobre las características de la región:

¿Cómo se han originado las planicies de la cuenca? ¿Los distintos niveles de base que conforman las planicies han tenido cambios en el tiempo? ¿La evolución de las planicies estuvo en función de movimientos tectónicos, vulcanismo o algún otro agente? ¿Existe alguna expresión morfológica específica de los eventos volcánicos? ¿Existen evidencias glaciares y periglaciares, testigos de los cambios climáticos en las porciones altas de la cuenca? ¿El comportamiento morfotectónico tiene una zonalidad específica, etc?

Cada uno de los cuestionamientos planteados será analizado a lo largo del trabajo, pero solo se han definido 2 objetivos para el análisis de la cuenca de Oriental:

- Llevar a cabo un levantamiento geomorfológico regional a escala -- 1:250 000 desde el punto de vista genético, para posteriormente -- entender la evolución y dinámica actual del relieve.

- Explicar los factores que a nivel regional han dado origen a las -- modificaciones del relieve, remarcando la importancia de los procesos (endógenos y exógenos), principalmente durante el cuaternario - tardío y holoceno.

Así, se ha dividido el análisis de la cuenca en 3 partes:

- El marco geológico.
- la zonalidad geomorfológica (base de la carta geomorfológica).
- la interpretación de los cambios geomorfológicos.

En el marco geológico, se establece la cronología de los eventos geológicos que han dado un matiz especial al carácter estructural de la región. Además, se presentan las características tectónicas más relevantes y que tienen influencia en el relieve.

En la parte de zonalidad geomorfológica, se le ha dado énfasis a la descripción explicativa del relieve, ya que esta parte es el elemento modular de la carta geomorfológica. Así, se enmarcan las características -- morfogenéticas del relieve y en algunos casos las morfométricas, para explicar cómo es y cómo ha ido cambiando el relieve de la región.

Finalmente, la tercera parte, consiste en la interpretación e interrelación de todos los elementos anteriormente descritos, con el objeto de -- entender el modelado actual y su dinámica. De esta forma se resaltan los problemas más apremiantes (desde el punto de vista del autor) que determinaron el relieve actual de la cuenca y sobre todo se dan las evidencias -- para entender los puntos mencionados.

Por lo anterior, se plantea que este trabajo es original debido a varios factores:

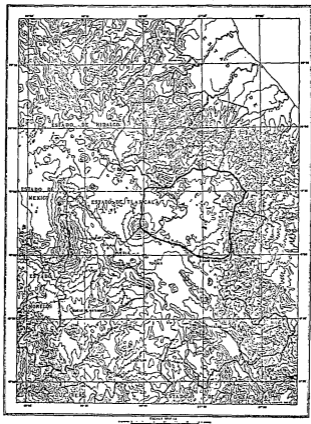
- Parte del estudio de una unidad geomorfológica regional muy específica; una cuenca endorréica. Dicha cuenca comparte varios niveles de base, en los que su evolución ha determinado la formación o desaparición de cuerpos lacustres. Del mismo modo los piedemontes -

sufrieron modificaciones en amplitud por esta variación en algunos cambios de nivel de base.

- Se ha podido interpretar el comportamiento morfoestructural de una región, con variaciones locales muy específicas como son: una red disyuntiva cambiante de acuerdo a la edad y tipo de roca en la que se presenta; diferentes etapas y tipos de vulcanismo, los cuales se pudieron regionalizar en edad y morfología, estableciendo así unidades del mismo modo específicas, éstas pudieron ser interpretadas -- únicamente por comparación regional.
- El reconocimiento de evidencias glaciares y periglaciares hasta ahora desconocidas en algunas porciones de la región y sobre todo el haber definido altitudinalmente el límite de dichas influencias. Esto hace que las evidencias de la cuenca de Oriental, puedan ser comparadas y en algunos casos hasta extrapoladas con otras del Centro de México. Debe mencionarse que las observaciones mencionadas se consideran por el autor como descubrimientos que de alguna manera podrán aportar nuevas ideas de los límites y las zonas de influencia glacial y periglacial en el Centro de México.
- la elaboración de una carta geomorfológica hasta ahora inédita que permite entender las características del relieve de la región.
- El reconocimiento de que la cuenca de Oriental, no ha quedado fuera del patrón general de cambios endorréicos-exorréicos y viceversa, común en otras cuencas hidrológicas del Centro de México, ya que se presentan las evidencias de un cambio de exorreísmo a endorreísmo en algunas porciones de la región.

Por todo lo anterior y por otros elementos que serán analizados a lo largo del trabajo se puede considerar éste, como distinto a los trabajos geomorfológicos presentados hasta ahora a nivel regional en el Sistema Volcánico Transversal.

Es importante señalar que este trabajo se enmarca dentro del proyecto "Estudios Geomorfológicos en el Sistema Volcánico Transversal", que se lleva a cabo en el Instituto de Geografía de la UNAM.



Mapa de localización de la Cuenca de Oriental entre los estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz. De Puentes (1972).

Figura 1.



## ANTECEDENTES

Entre los trabajos relacionados con la geomorfología de la cuenca de Oriental se tienen los siguientes:

Las publicaciones de Lorenzo (1964 y 1969), en la primera describe los glaciares actuales en el Pico de Orizaba. Señala además rasgos de antiguas etapas glaciares en el mismo Pico de Orizaba. El otro trabajo trata sobre las condiciones glaciares y periglaciares de las altas montañas de México, lo que incluye al Pico de Orizaba, el Cojate de Perote y La Malinche.

Los trabajos mencionados dieron idea de la localización de la morfología glacial y periglacial actual en las porciones superiores de las unidades mencionadas.

Se consideraron algunas publicaciones denominadas "Comunicaciones", de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, realizadas en la década de los setentas, aunque referidos a la cuenca Puebla-Tlaxcala, incluyen también parcialmente a la cuenca de Oriental. Los trabajos considerados mencionan los aspectos más relevantes de la geología de la región y además, de los cambios geomorfológicos en los últimos 40 000 años. Los trabajos consultados fueron los de Helne y Heide-Weise (1971 y 1973), Hilgen (1972 y 1973) y Erffa et. al. (1976).

La Síntesis Geográfica de Tlaxcala (SPP 1981), contiene información cartográfica útil de una parte de la cuenca en estudio, sobre todo en el aspecto de los suelos y de la geología de la región.

Ordóñez (1905) publicó una detallada descripción de los maares (xala pascos) del estado de Puebla y propuso explicaciones del origen de cada uno de ellos. Los datos mencionados por el autor sirvieron para comparaciones de edades del relieve entre los maares de la región.

Reyes (1979) presentó un estudio de orientación geológica de la cuenca con análisis petrográfico importante. De este trabajo se consideró más que nada el aspecto litológico.

Otros trabajos incluyen cartografía geológica como es el caso de los trabajos realizados por la Comisión Federal de Electricidad (Vañez, 1980; Vañez y García 1982), aunque se trata de informes internos, sin duda fueron el elemento básico de la estratigrafía considerada en esta tesis.

También Gasca (1981) en su trabajo referente a la génesis de los lagos-crater de la cuenca de Oriental, lleva a cabo importantes anotaciones de carácter volcanológico y que ayudaron a la localización y entendimiento del origen de los mismos.

En los últimos años han aparecido trabajos muy importantes que remarcan las características de edad, petrología, relieve, etc., de unidades volcánicas localizadas dentro de la cuenca de Oriental y sus alrededores. Los trabajos son interesantes ya que en base a ellos se ha podido establecer de manera concreta la cronología de los eventos volcánicos de la zona en estudio, dichos trabajos son de: Mooser (1975), Damant (1978; 1981), Robín (1981), Robín y Cantagrel (1982), Nengdah et.al (1985) y Ferriz (1985).

Se consultaron otros trabajos que se refieren a tópicos específicos sobre la región, estas obras se citan a lo largo de esta tesis.

LOCALIZACION DE LA CUENCA DE ORIENTAL SEGUN CARTAS DE INEGI:

1:50 000 CLAVE B-24; (1)MEICALTEPEC B-24,(2)ZONACATLAN  
 B-25,(3)TERECHE B-25,(4)TLAHCALA B-23,(5)HUAMANTLA B-24,  
 (6)C. VICTORIA B-25,(7)XICO B-26,(8) FUZLA B-43,  
 (9)TENTILXICO B-44,(10)S.S. EL SECO B-45,  
 (11)OSCOMATEPEC B-46,(12) CD. SERRAS B-55.

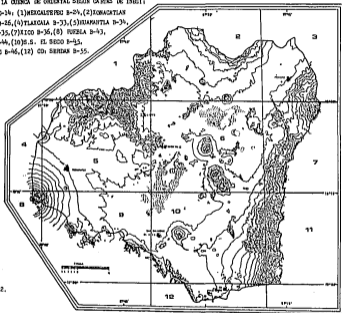


Figura 2.

## GENERALIDADES DE LA CUENCA DE ORIENTAL

La cuenca de Oriental ocupa una área aproximada de 5000 km<sup>2</sup>. La región ha sido cartografiada a escala 1:50 000 y queda comprendida en 11 cartas topográficas editadas por INEGI, aunque en algunas cartas solo abarca una porción bastante reducida.

La cuenca de Oriental se encuentra comprendida aproximadamente entre los paralelos 18°55' y los 19°40' de latitud norte y los meridianos 97°10' y los 97°40' de longitud oeste. De acuerdo con el esquema cartográfico de INEGI, queda representada en su mayor parte en la carta topográfica "Veracruz" 1:250 000. Toda la región pertenece a tres estados: Puebla, Tlaxcala y Veracruz. Fig. 1 y Fig. 2.

En la cuenca destaca una gran planicie con aproximadamente 2350 mm, que equivale al nivel de base de toda la región. También resalta la presencia de tres de las montañas más altas de México: el Pico de Orizaba (5620 mm), el Cofre de Perote (4250 mm) y La Malinche (4460 mm).

Fisiográficamente la cuenca objeto de estudio corresponde a los límites de dos grandes unidades: principalmente la porción oriental del Sistema Volcánico Transversal y en menor medida a las estribaciones de La Sierra Madre Oriental. De la unión de estas, resulta un relieve de grandes macizos montañosos volcánicos, volcanes aislados, algunas sierras menores de origen sedimentario marino (plegadas) y de varias planicies acumulativas que abarcan una área dentro de la cuenca.

Los macizos montañosos de origen volcánico son las máximas elevaciones de la región, el más importante es el que corresponde al linchamiento Pico de Orizaba-Sierra de Citlaltépetl-Cofre de Perote. Estas estructuras conforman una gran sierra de 60 km de longitud y una amplitud muy variable de entre 7 y 10 km. Fig. 3.

Hacia el extremo norte de la sierra se localiza el Cofre de Perote, en el que se pueden diferenciar: la parte montañosa y su piedemonte. La altitud sobre el nivel del mar de su cima es de 4250 m y tiene una altu-

na con respecto a la planicie de nivel de base local (planicie de Perote) de 1850 m.

Al sureste del Cojre de Perote se localiza una gran sierra de origen volcánico, que lleva el nombre de Sierra de Citaltépelt y que es a su vez la porción central del alineamiento orográfico entre el Pico de Orizaba y el Cojre de Perote. Esta sierra se encuentra subdividida en tres sierras menores.

La primera de las sierras de Citaltépelt (Sierra Norte de Citaltépelt), que tiene una longitud de cerca de 10 km, con una altura aproximada de 3200 msnm. Sobre esta sierra se pueden distinguir algunos cuerpos volcánicos menores, consistentes en conos cónicos y derrames de lava muy jóvenes.

La siguiente unidad dentro de la gran Sierra de Citaltépelt corresponde a la Sierra Central de Citaltépelt, la cual presenta una longitud de aproximadamente 10 km sobre su parteaguas. Esta unidad presenta una altura promedio de 3300 msnm.

Por último, dentro de la gran Sierra de Citaltépelt la porción más austral corresponde a la más importante de ellas en cuanto a sus dimensiones. Tiene una longitud aproximada de cerca de 20 km y su altura promedio sobre el nivel del mar es de 1400 m. Destaca en esta sierra la presencia de un fuerte desarrollo de barrancos de gran profundidad, que se han formado sobre materiales volcanoclasticos bastante deleznable.

Finalmente, como el elemento más importante del alineamiento orográfico antes mencionado, tenemos al Pico de Orizaba. Este gran cuerpo volcánico presenta una morfología muy compleja donde a grandes rasgos sobresale la presencia de su gran cráter, cubierto casi permanentemente por las nieves. La altura de su cóna es de 5610 msnm. Sin embargo la influencia de las nieves estacionales en este aparato llega hasta los 4300 msnm.

Cabe señalar que este alineamiento orográfico corresponde al límite oriental de la cuenca.

SERRANIAS DE LA CUESTA DE ORIENTAL

- A. TLAXCO (MAMANTLA)
  - B. TENEXTATILSAN
  - C. PAJUCA
  - D. TEPEYAHUALCO
  - E. ALCOHICHA
  - F. TENATEPEC
  - G. TUCHACALCO
  - H. EL CARBÓN
  - I. LA VENTANA
  - J. TLACHICUACA
  - K. DEL PEÑÓN
  - L. ZOLTEPEC
  - LI. LA MALINCHE
  - M. PICO DE ORIZABA
  - N. SIERRA DE CITLALTENETL
- PLANICIES :
- A. NORTE
  - B. CENTRO
  - C. SUR
- D. COPIS DE FEROTE
  - F. CALDESA DE LOS NÚMEROS
  - Q. TOTOLCINGO
  - R. TEPEYAHUALCO

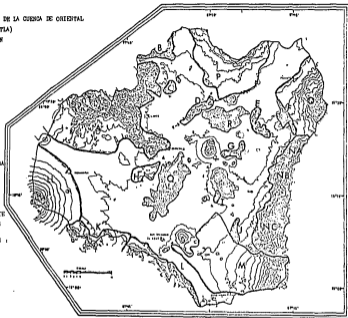


Figura 3

Otra gran unidad dentro de la cuenca de Oriental, localizada en la porción occidental de ésta, es el volcán de La Malinche, cuya altura máxima es de 4460 msnm. La cima de la Malinche es parte de la divisoria entre las cuencas de Puebla-Tlaxcala y Oriental, por lo tanto, como en el caso de las unidades anteriores, La Malinche será analizada desde el partaguas hacia la cuenca de Oriental.

Cubriendo casi todo el extremo noroccidental de la cuenca de Oriental, se encuentra localizada la Serranía de Huamantla, o también denominada Bloque Huamantla. Su altura máxima promedio sobre el nivel del mar es de 3300 m. Fig. 3.

El Bloque Huamantla es un complejo volcánico fuertemente ajallado y fracturado, que conforma una serie de escalones tectónicos que serán analizados más adelante. La característica principal de esta unidad desde el punto de vista hidrológico, es que corresponde al límite noroccidental de la cuenca de Oriental.

Hacia el norte de la cuenca, se localiza la caldera de Los Hornos, que también constituye un límite de la región. Esta caldera es un aparato volcánico gigantesco donde se pueden reconocer amplios derrames lávicos y amplias márgenes de depósitos piroclásticos.

Aunque morfológicamente es muy compleja la fisonomía de la caldera, solo se consideró la porción sur de ésta por ser la que queda comprendida dentro de la cuenca. En la carta de localización se puede observar la penetración del partaguas de ésta hacia el centro de la cuenca, que a su vez corresponde al labio septentrional de la caldera. Su altura máxima es de 3000 msnm.

Sobre la porción SW de la cuenca se localiza una larga cresta de rocas sedimentarias marinas, denominada Sierra de Izttepec. Esta sierra de aproximadamente 25 km de longitud tiene una dirección NW-SE con altitudes variables con respecto a su nivel de base de entre 400 y 500 m. La sierra de Izttepec es el partaguas SW de la cuenca y se presenta como una unidad orográfica continua.

En general las unidades aquí descritas corresponden a las estructuras más importantes que conforman los límites de la cuenca de Oriental y aunque existen otras unidades que también funcionan como fronteras, como es el caso de algunos volcanes pequeños, planicies y lomeríos, éstos serán descritos a continuación pero como elementos interiores de la cuenca.

Dentro de las planicies más importantes se reconocen las siguientes unidades:

La planicie de Perote con una altura sobre el nivel del mar de aproximadamente 2380 m, se encuentra limitada por la caldera de Los Hornos y por el Cofre de Perote.

La planicie de Libres se localiza en el NW de la cuenca, se caracteriza por un débil desnivel norte sur. Limita con la caldera de Los Hornos al oriente y con el Bloque de Huamantla al occidente.

La planicie de Huamantla se localiza en el flanco NE del volcán de la Malinche y presenta una pendiente apenas perceptible.

La planicie de Ciudad Serdán, al sur de la cuenca, se localiza al pie del Pico de Orizaba.

La planicie más importante de la cuenca por su extensión es la planicie de Totolcingo y se localiza hacia el centro de la cuenca. En ella se localiza el cuerpo lacustre más extenso de la región.

La planicie de Tepayahualco, localizada hacia el centro norte de la región también presenta un pequeño cuerpo lacustre pero de menores dimensiones que el anterior, pero aunque su extensión también es considerable, no es tan importante como la anterior.

Por último, existen varias planicies pequeñas que serán descritas más adelante, pero entre ellas destacan las planicies de: El Limón, Quichilac, Bellavista, Tepetitlán y San Vicencio.

Dentro de la cuenca de Oriental se encuentran dispersas algunas síe





Figura 4.

nas y elevaciones de distintos orígenes. Dentro de las pequeñas, preferentemente de origen sedimentario marino, tenemos: Fig. 3.

La Sierra de Tepeyahualco, localizada al NW del cuerpo lacustre del mismo nombre.

La Sierra de Tenextepac, localizada al sur de la planicie de Perote.

La Sierra de Techachalco, localizada en la porción centro norte de la región.

La Sierra de El Carmen, donde se ubica la población del mismo nombre.

La Serranía de Ciudad Serdán, corresponde al límite sur de la cuenca, al sur del poblado del mismo nombre.

La Sierra de Tlatchichuca, localizada al sur de la población del mismo nombre, sobre el flanco norte del piedemonte del Pico de Orizaba.

De las elevaciones más importantes hacia el centro de la cuenca, tenemos al Cerro Pizarro con más de 3100 msnm, que se localiza hacia el norte de la laguna de Tepeyahualco. El Cerro Pinto con más de 3000 msnm, localizado al sur de la misma laguna de Tepeyahualco.

También hacia el centro de la cuenca se localizan los cerros denominados de las Derrumbadas, con una altura aproximada de 3400 y 3500 msnm. Estas elevaciones se localizan al occidente de la Sierra de Citaltepetl, un poco al SE del Cerro Pinto.

También sobresale el Cerro El Brujo, al oeste de San Salvador El Seco, con una altura sobre el nivel del mar de aproximadamente 2900 m.

Existen en la cuenca otros elementos de menor importancia, como son: derrames élficos, sierras menores, volcanes pequeños aislados, mares, etc. pero por su nivel de detalle con respecto a los anteriores serán analizados de manera más detallada en el siguiente capítulo.

Desde el punto de vista climático la cuenca presenta tres tipos distintos de clima: seco estepario (BS), que se localiza asociado a las pla-

nicias y en algunas porciones del Bloque Huasteca.

El clima templado con lluvias en verano (Cv) se localiza en casi toda la región, bordeando a los climas BS. Abarca casi todas las zonas montañosas de la cuenca, y algunas unidades geomórficas de menor magnitud.

Por último el clima frío de montaña (ET) se localiza sobre las partes altas de las grandes montañas: La Malinche, Cofre de Perote y Pico de Orizaba.

Los suelos de la región son a grandes rasgos de origen volcánico y aluvial, mientras que la vegetación que predomina sobre la zona es bosque de Coníferas, bosque mixto y en algunas porciones matorrales de distintos tipos, aunque cabe señalar que en las porciones bajas de la cuenca, principalmente cerca de las planicies, la vegetación natural ha sido reemplazada por un paisaje de áreas de cultivo.

Existen pocos centros de población importantes dentro de la zona en estudio; al extremo NE se localiza Perote; al sur Ciudad Serdán; al oeste Huasteca, exactamente al pie de La Malinche; y en la porción central, se localizan los poblados de Libres y Oriental. Fig. 4.

## MARCO GEOLOGICO GENERAL

Los trabajos básicos sobre la geología de la zona son los de los -- autores siguientes: Reyes (1979), Demant (1978 y 1981), Vañez (1980) y -- Vañez y García (1982) (de aquí en adelante estos autores serán citados -- como CFE 1980 y CFE 1982, debido a que sus trabajos corresponden a infor -- mes internos de la Comisión Federal de Electricidad), y Negendank Et.al. (1985).

La mayor parte del marco geológico de la cuenca de Oriental fué ela -- borado en base a la CFE (1980 y 1982). En este mismo análisis geológico -- se dará mayor importancia al Cenozoico y en especial a los sedimentos -- cuaternarios, ya que el relieve de la zona en estudio es de una edad muy reciente. Los depósitos cuaternarios, volcánicos y fluviales principal-- mente han cubierto a las formaciones más antiguas de terciario y meso-- zoico. Fig. 5 y Fig. 6.

## PALEOZOICO

Las rocas más antiguas de la región están representadas por un com-- plejo basal que no aflora directamente en la zona, pero que por corre-- laciones estratigráficas y radiométricas ha podido ser datado por la CFE (1980, p.10) en 246±7 millones de años. Las rocas del paleozoico consis -- ten en granodioritas y esquistos verdes.

## MESOZOICO

Por lo anteriormente mencionado, no se dará énfasis en lo que res-- pecta a las rocas mesozoicas, pero se remite la columna estratigráfica -- elaborada por la CFE (1980) para las formaciones del Paleozoico y Meso-- zoico.

En general las rocas del mesozoico consisten en rocas sedimentarias de origen marino, que incluyen principalmente calizas, lutitas y arenis-- cas.

				① LOS NUMEROS — DERRUMBADAS.		
ERA	SISTEMA	PERIODO	EDAD (en mil)			
CENOZOICO	TERTIARIO					
			70			
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	82	Formación Méndez 250-300	Formación Masatepec ± 250	
				Formación San Felipe	Formación Maltrata ± 400	Formación Guzmán ± 250-300
		MED.	110	Formación Aguas Nuevas ± 300	Formación Tamoulipas Superior 600-800	Formación Otrero ± 1200
				Formación Tamoulipas Inferior		
		INF.	135			
		JURASICO	SUPERIOR		Formación Plimanta 20-30	
					Formación Tamá 25-300	
			MED.	166	Formación Cahuaco 200-1200	
					Formación Neoyucatella ± 400	
TRIASICO	MED SUP.		Formación Helzoche			
			INF.			
PALEOZOICO					Rocas ígneas intrusivas y metamórficas (granito, gneodiarita y esquistos) [Macizo de Teztlitlán]	
				220		
			330			

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE ORIENTAL PARA EL MESOZOICO Y PALEOZOICO (CFE 1990).  
Figura 5.

Las rocas del Triásico están representadas por la formación Huizachal.

Con lo que respecta al Jurásico, se tienen las formaciones: Póncien-ta, Tamón, Cahuasca y Huaynacolla.

Las formaciones que componen el Cretácico en la región, son: Méndez, Mexcala, San Felipe, Agua Nueva, Naltrata, Guzmanita, Tamaulipas Superior, Orizaba y Tamaulipas Inferior.

#### CENOZOICO

##### Sistema Terciario.

Poco es lo que se conoce con respecto al Paleoceno y Eoceno en la - cuenca de Oriental, aunque se sabe que poco antes del Mioceno se desarro- llaron intrusiones de poca profundidad, localizadas hacia el centro de la cuenca, las cuales consistieron principalmente en microgranitos. Es- tas rocas afloran en la Sierra de Tepeyahualco y en la Sierra de Techu- chalco principalmente.

Por dataciones radiométricas (CFE 1980), se sabe que las rocas men- cionadas tienen una edad postcretácica y premiocénica. Algunos de los - cuerpos intrusivos que dieron origen a estas rocas, provocaron un meta- morfismo de poca intensidad, donde se encuentran esquistos verdes, márm- oles y algunos sharn.

##### Mioceno Medio.

Está representado por la formación Cruz Blanca, compuesta por rocas sedimentarias continentales; conglomerados, arenas y arcillas principal- mente, producto de la erosión de las rocas mesozoicas y terciarias intru- sivas. Estas rocas se localizan en el límite nororiental de la cuenca, un poco al NE de Perote.

		SEÑE	EDAD (en a.)	LOS HUMEROS — DERRUMBADAS			
T E R C I A R I O	C E N O Z O O I C U A T E R N A R I O	P L E I S T O C E N O	RECIENTE	Atarón			
			FORMACION TENAMASTEPEC	Miembro Aransa (andesitas y dacitos)	Molizales de las calderas de explosión		
				Miembro El Lindo (andesitas, andesitas basálticas, basaltos)			
				LAVARES DE LAS DERRUMBADAS			
			SEDIMENTOS LAGUSTRES				
			FORMACION SAN ANTONIO	Miembro La Viola (andesitas basálticas, andesitas)	Escoria y basaltos		
				Miembro Orillo del Manto (andesitas basálticas)			
			Reliño Oyameles (sialita, sialita esferulítica, tabes sialíticos, vitroclitas sialíticas, traquíticos y riodacíticos.)				
			Brazo de la caldera de explosión Banaevista				
			Igneobrito Xótipon				
M I D C E N O	P L I O C E N O	Formación Tequilón (andesitas, andesitas basálticas y basaltos)					
		Andesitas Alareco					
		Formación Cruz Blanca (conglomerado, arenosa y arcillosa)					
		Igneobrito Xótipon					
		Rocas ígneas intrusivas (microgranito, sienita, colita y granodiorita)					
E O C E N O	O L I G O C E N O						
P A L E O C E N O	P A L E O C E N O						

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE ORIENTAL PARA EL CENOZOICO, TOMADO DE (CFE 1980). Figura 6.

### Mioceno Superior

Está representado por las Andesitas Alseseca. Esta formación se -- originó por las emisiones volcánicas del Terciario tardío en la cuenca - de Oriental. Se encuentra compuesta de andesitas que afloran hacia el - NE de la cuenca. Por métodos radiométricos, la CFE (1980) les ha asigna-- do una edad de 11 millones de años y es muy probable que a esta forma-- ción correspondan las andesitas que conforman el Bloque de Huauquilla.

### Plioceno Medio-Pleistoceno

A esta división, corresponde la formación Tezútlán, compuesta por andesitas, basaltos y dacitas que cubren una gran extensión en la cuen-- ca. En esta formación quedan incluidas las rocas que dieron origen a -- los grandes volcanes: Cofre de Perote, Pico de Orizaba, Sierra de Citlal-- tépath y La Malinche. Para Reyes (1979), La Malinche y el Pico de Oriza-- ba se originan desde el Mioceno temprano.

Una datación radiométrica de K-Ar dio una edad aproximada de 5 mi-- llones de años (CFE, 1980).

### Sistema Cuaternario

El Cuaternario es el período geológico más importante en la región, desde el punto de vista geomorfológico. En este apartado se hablará de las formaciones geológicas más importantes pero no se detallará en su - relación con el modelado, ya que esto se tratará en el capítulo siguiente.

### Plioceno-Pleistoceno

Corresponde a la Ignimbrita Xaltipán, formada por derrames que se - localizan en los alrededores de la caldera de Los Hornos. Se reconocen tres tipos de consolidación en los afloramientos de las ignimbritas: pi-- roconsolidación densa, piroconsolidación mediana y sin piroconsolidación (CFE 1980, p. 27).



Los afloramientos de la Ignimbrita Xaltipán se localizan hacia el norte y sureste de la caldera de Los Hornos, en algunos arroyos al sur de la misma caldera, también un poco al oriente del poblado de Los Hornos y por último, al pie de la Sierra de Tlaxco, donde se encuentran localizados los poblados de Oriental y Cuyoaco.

El color de la Ignimbrita Xaltipán es muy variable, de rosa claro a gris-azul y pardo oscuro, según la CFE (1980, p. 28) las nubes ardientes que dieron origen a estas rocas se desplazaron por varias decenas de km. distribuyéndose en menor o mayor cantidad según las condiciones climáticas existentes, así como la topografía, ya que tanto los vientos como las pendientes del terreno ayudaron al desplazamiento de estos materiales. Las ignimbritas se depositaron rellenando las depresiones, conformando la superficie a un nivel más o menos plano y siguiendo la pendiente original.

#### Pleistoceno Temprano

Está conformado por la Riolita Oyameles que corresponde a una serie de estructuras consistentes en domos riolíticos, derrames esferulíticos, vitrófidos riolíticos, traquíticos y riolodacíticos, así como tobas riolíticas. Todas estas rocas se encuentran localizadas sobre y en los alrededores de la caldera de Los Hornos.

Existen varios afloramientos de riolita asociados a domos, más o menos equivalentes en edad; el Cerro Oyameles y el Cerro Pínto, ambas unidades originadas a partir de una explosión volcánica, donde posteriormente se desarrolló un domo que cubrió los conductos de los materiales antiguos y anteriormente emitidos.

Sobre el lineamiento que conforman el Cerro Oyameles y el Cerro Pínto, se encuentra casi a la mitad de la distancia entre ambos, el domo riolítico del Cerro las Águilas. Este domo fracturó varios derrames preexistentes, pero aún permiten observar su morfología de domos.

Los domos del Cerro Pizarro y de las Derrumbadas marcan la culminación de la formación de los domos riolíticos de la cuenca de Oriental.

El Cerro Pizarro tuvo su origen a partir de un conducto preexistente y con un alineamiento N-S con los domos de las Derrumbadas. Las Derrumbadas tienen una orientación NE-SO y fueron originadas por un magma ascendente "abrido", que al moverse lentamente hacia la superficie provocó el levantamiento de los materiales preexistentes y por lo tanto su erosión rápida. Así, con este desmenbramiento se formaron una serie de depósitos de lahares por la gran cantidad de derrumbes, (CFE 1980, p. 35).

La composición de las rocas que conforman el Cerro Pizarro y las Derrumbadas varía entre andesitas, dacitas, riolitas y riolitas.

#### Pleistoceno Medio

Al Pleistoceno Medio corresponde la formación San Antonio, que ha sido dividida en dos miembros: Orilla del Monte y La Viola. Ambos miembros se localizan en la periferia y el centro de la caldera de Los Hornos. Además, esta formación sobreyace a la Riolita de Ojumeles con un espesor aproximado de 200 a 250 m.

El miembro Orilla del Monte está compuesto de derrames andesíticos y basálticos que se localizan en la zona del poblado de Orilla del Monte y el Cerro Vigía Alta.

El miembro La Viola es similar al de Orilla del Monte, pero su textura es vítrea y corresponde a diferentes derrames, todos localizados al oeste de la caldera de Los Hornos.

#### Vulcanismo Básico (Pleistoceno Medio)

El autor ha observado que el Vulcanismo Básico se ha producido en casi toda la cuenca de Oriental. A este vulcanismo se encuentran asociados estratovolcanes, volcanes con derrames asociados y abundantes conos

de esconia. Por el grado de alteración de las rocas y la diseción de - las formas correspondientes, es claro que estas unidades podrían corresponder a los eventos originales del Pleistoceno Medio y del mismo modo - extenderse en su formación hasta los eventos más recientes del Pleistoceno - tardío.

Este tipo de vulcanismo se manifestó en: La franja volcánica de San Salvador El Seco, la zona que rodea a las Derrumbadas y otras zonas de menor importancia.

También lo conforman sedimentos lacustres; con respecto a los sedimentos lacustres no hay aún una clasificación desde el punto de vista -- cronológico, lo bastante objetiva, como para poder establecer la edad de los cuerpos lacustres que pudieron ocupar la planicie de la cuenca de -- oriental.

La CFE ha establecido en su leyenda geológica una edad equivalente al Pleistoceno Medio, aunque bien pudo abarcar hasta el Pleistoceno tardío.

Los sedimentos lacustres superficiales se localizan en las plani-- cias de Tepexahuaco y de Totolcingo y consisten en materiales volcáni-- cos que fueron depositados en un cuerpo acuoso, donde se incluyen arenas y limos principalmente.

La composición de los materiales es muy variada, ya que depende lógicamente de la zona de origen de estos mismos materiales. Además, las capas más recientes están compuestas de piroclastos caídos en el cuerpo lacustre y de sales evaporíticas, por lo que no están expuestos claramente los indicadores de los materiales anteriores en la parte superficial.

Con respecto a algunos lineamientos tectónicos o litológicos registrados sobre los cuerpos lacustres, se hará una discusión en el capítulo de Zonación Geomorfológica, donde se exponen algunas ideas sobre esto.

Al Pleistoceno Medio también corresponden tobas, pómez y paleosue--  
los. Los depósitos de pómez cubren una extensa área de la cuenca de ---  
Oriental. Se localizan tanto en la planicie como en los piedemontes y -  
en las zonas montañosas de las unidades más importantes de la cuenca.

Se reconocen unidades de pómez (aunque bien pudieran ser más): una  
con más de 50 m de espesor al pie de la parte superior del Pico de Oriza  
ba y otras al sur de la caldera de los Humeros.

Las unidades de pómez que también se llegan a encontrar en otras 20  
nas corresponden generalmente a pómez retrabajadas o intemperizadas que  
fueron depositadas en amplias zonas (como por ejemplo, en los piedemontes) y su espesor llega a ser variable.

Se han reconocido paleosuelos que fueron cubiertos por estas emi--  
siones púmlicas, pero ya que su desarrollo tuvo un lapso bastante amplio -  
dentro del Cuaternario, quizá sería posible llegar a conocer por medio -  
de un estudio paleontológico (sobre todo palinología y C 14) la edad de  
estos suelos, y por lo tanto, la edad precisa de las pómez; pero como --  
existen varios centros de emisión importantes, es muy difícil reconocer  
a qué evento corresponde el cubrimiento de los paleosuelos de la cuenca.

Por último, por lo que respecta a las tobas no diferenciadas en ---  
edad y composición en la cuenca, existe una gran gama de materiales y no  
se puede reconocer a simple vista la edad relativa y procedencia de cada  
una de las emisiones que se llevaron a cabo durante el pleistoceno (esto  
desde el punto de vista geomorfológico).

#### Pleistoceno Medio - Pleistoceno Tardío

Con esta edad han sido datados los lahares de la cuenca de Orien--  
tal, que se localizan generalmente muy cerca de las Derrumbadas, y apare--  
cen muy interrelacionados con la actividad de estas estructuras dómicas;  
el espesor de los lahares es muy variable.

Se ha establecido que el origen de los lahares se dio a partir de -  
compiamientos, resquebrajamientos y ascensos de materiales preexistentes  
(CFE, 1980). Geológicamente se han reconocido 4 tipos distintos de laha-  
res sobre los alrededores de Las Derrumbadas: 2 de origen gravitacional  
(materiales de origen volcánico-exógeno) y 2 de origen volcánico (mate-  
riales de origen volcánico-acumulativos).

#### Pleistoceno Superior

Hacia la caldera de Los Hornos en su porción sur, se localiza un -  
afonamiento muy representativo de esta formación, consistente en basal-  
tos de olivino, andesitas y dacitas así como algunas cenizas basálticas,  
denominado Formación Tenamastepec.

A la formación Tenamastepec se le ha dividido en dos miembros bien  
definidos: El Límbn y El Arenas. El miembro El Límbn es el más distri-  
buido en varias porciones de la cuenca de Oriental; el segundo es el más  
restringido, apareciendo solamente hacia los alrededores de la caldera -  
de Los Hornos y hacia Las Derrumbadas.

El miembro de El Límbn se encuentra representado por: El Cerro Hat-  
país (Cerro El Brujo) cerca de San Salvador El Seco, el derrame basálti-  
co de La Gloria al oriente de Atchichica, también por los derrames de la  
caldera de Los Hornos conocidos como Los flujos de Tepesahuaco, El Lí-  
mbn y Tenemtepec, (muy cercanos entre sí) con distancias mayores a los -  
15 km de longitud a partir de su centro de emisión. Negendank (Et.al.,  
1985) al respecto ha señalado edades holocénicas a la mayor parte de los  
derrames mencionados.

El miembro Arenas es más reciente que el del Límbn. Se encuentra -  
localizado hacia el sur de la caldera de Los Hornos, formando al Cerro  
Arenas (que le da su nombre) y compuesto por dacitas con xenolitos de ba-  
salto y andesita.

La otra unidad del miembro arenas corresponde a un derrame fisural  
de composición variable entre dacítica y andesítica, que se encuentra lo-  
calizado principalmente al NE de Las Derrumbadas.

### Pleistoceno Medio Superior

A esta unidad corresponden las emisiones de los cráteres de explosión, Odoñoés (1903), Reyes (1979) y Gasca (1981), desarrolladas durante el Cuaternario tardío. Se encuentran compuestas de fragmentos de basalto, andesitas, calizas, escorias, arenas, arcillas, pómez, etc.

LA CFE (1980, p. 42) expone las características más importantes de los maars en Oriental, donde se han reconocido 14 cráteres de explosión.

### Holoceno

Sedimentos recientes de aluvión, eólicos y lacustres. Desde el punto de vista geológico, los sedimentos más recientes corresponden a los materiales que han sido transportados y trabajados por las corrientes fluviales perenes y por la actividad eólica. Estos materiales han sido depositados principalmente en las planicies y/o los bordes de éstas y algunas veces han sido acarreadas hasta las zonas lacustres de Tepeyahualco y Totolcingo.

### Geología Estructural y Tectónica

Como ya se mencionó, las estructuras geológicas de la cuenca Oriental han sido cubiertas por materiales volcánicos cuaternarios, lo que dificulta su reconocimiento y estudio.

El conocimiento que se tiene actualmente sobre las estructuras geológicas de la zona en estudio se debe principalmente a: Vóniegra (1965), Denant (1975), Von Erffa *Et.al.* (1976), Reyes (1979), CFE (1980) y (1982), Gasca (1981), Denant (1982), Ferriz (1985) y Negendank *Et.al.* (1985).

Como se mencionó, la CFE (1980) ha establecido el basamento más antiguo o por lo menos la unidad más antigua de la zona en estudio; éste corresponde aparentemente a un macizo intrusivo premesozoico, compuesto principalmente por granitos, granodioritas y en menor proporción algunos esquistos muy alterados.

Durante el Jurásico y Cretácico, la región se encontró sumergida en el mar, propiciando un largo período de sedimentación en distintos ambientes marinos. Posteriormente, antes de comenzar el Cenozoico, se llevó a cabo un levantamiento que hizo emerger a las rocas sedimentarias marinas, provocando además, sistemas de fallas y fracturas originalmente con una dirección NNW-SSE, posteriormente UNW-ESE y finalmente de forma más débil NW-SE; sobre este último también se han reconocido lineamientos E-W y --N-S.

Durante la misma época se produjeron fuertes plegamientos con ejes NW-SE, llegando a formar quizá un anticlinorio donde actualmente aún pueden observarse las direcciones de los ejes de plegamiento sobre algunas sierras de la cuenca.

Hacia el Terciario Tardío se desarrolla una etapa de vulcanismo asociada a los lineamientos NW-SE donde se lleva a cabo un gran rellenamiento por materiales volcánicos sobre lo que fue un relieve preexistente en la cuenca, además, se originan los basamentos de las estructuras volcánicas más importantes de la zona de estudio como son: el Pico de Orizaba, el Cofre de Perote, la Sierra de Huamantla (también conocido como Bloque Tlaxco), La Malinche y la Sierra de Citlaltépetl y algunos sistemas menores como lo son los de San Salvador El Seco, las Derrumbadas y la cadena de Los Hornos. Casi todas estas estructuras fueron de composición eminentemente andesítica y en menor grado basáltica.

Durante el Cuaternario predominó el vulcanismo, principalmente debido que originó un número importante de cuerpos cineríticos que permitieron aumentar el espesor de los materiales volcánicos sobre la cuenca, --ocultando la mayor parte de las rocas precuaternarias.

Sin embargo, aún durante el mismo período Cuaternario se desarrollaron domos asociados a las fracturas profundas NW-SE que dieron origen a las Derrumbadas y al Cerro Pinto, como las más importantes.

Por otro lado, mucho se ha escrito sobre la tectónica del Sistema Volcánico Transversal y aunque este trabajo no contempla el carácter --

tectónico comparativo con otras zonas del mismo, si se destacan los lineamientos más importantes de la cuenca de Oriental. Al respecto, las obras más representativas que tratan acerca del origen y la tectónica de la cuenca de Oriental, que a su vez forma parte del Sistema Volcánico -- Transversal, pertenecen a: Mooser (1972), Demant (1976, 1978 y 1981), Robín y Castagnel (1978), Reyes (1979), CFE (1980 y 1982) y Negendank -- et. al. (1985).

En este trabajo se ha podido establecer una carta de lineamientos tectónicos a escala 1:250 000, con base en publicaciones diversas (ya mencionadas) y en observaciones realizadas por el autor, por medio de -- fotointerpretación y trabajo de campo. Fig. 7.

Así, de acuerdo a la cartografía realizada, se pueden reconocer distintos comportamientos tectónicos en la cuenca. Cabe aclarar que la interpretación de estos lineamientos será realizada en el último capítulo.





La zona donde puede ser observada una mayor densidad de lineamientos en la cuenca de Oriental, corresponde a la porción NW de la cuenca, sobre el Bloque de Huamantla. Coincide con una estructura de levantamiento con escarpes predominando en una dirección NW-SE y en menor grado con orientación NE-SW.

En la caldera de Los Hornos, por la gran cantidad de materiales -- volcánicos, solamente se observa de forma importante un lineamiento hacia el SW, con una orientación NE-SW.

Casi todo el parteaguas sur de la cuenca de Oriental está compuesto de rocas sedimentarias de origen marino que presentan algunas fracturas importantes, también con una orientación NW-SE y NE-SW principalmente, -- además se observa una falla de rumbo con una orientación norte-sur, localizada al SE de San Salvador El Seco. Paralelo a este corrimiento y un poco al oriente, se localiza una falla inversa que afecta también a las formaciones sedimentarias de origen marino.



CARTA DE LINEAMIENTOS TECTONICOS EN LA CUENCA  
DE ORIENTAL

Dallas    
Fracturas   
Lineamientos Inferiores 

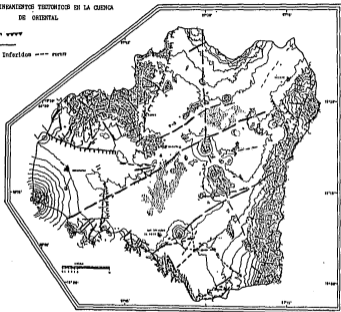


Figura 7.

Sobre el piedemonte de la estructura volcánica alineada Cojre de Perote-Sierra de Citaltépelt-Pico de Orizaba, se reconocen distintos comportamientos tectónicos. Hacia la zona de Ciudad Serdán los lineamientos son principalmente en dirección NE-SW y en menor grado N-S.

En la zona inmediata a los alrededores de Alfojuca, la orientación de los lineamientos (la mayoría de ellos inferidos por aparatos alineados) es preferentemente NE-SW y NW-SE y en menor grado E-W. Además, en la parte central de los piedemontes predominan algunos lineamientos reconocibles con orientaciones SW-NE y en menor grado NW-SE y únicamente se observan escarpes hacia la posición SW del Cojre de Perote.

Con lo que respecta a las planicies, todo se ha inferido o establecido a partir de estudios geológicos del subsuelo, reconociéndose grandes lineamientos con direcciones NE-SW y uno con dirección NW-SE que corresponde al lineamiento Las Derribadas-Cerro Pinto.

Existe entonces un predominio de lineamientos con dirección NE y NW sobre toda la cuenca de Oriental y en menor proporción, lineamientos N-S y E-W. Solo se puede hablar de un bloque tectónico (dividido en otros menores), expuesto sobre el Bloque de Huamantla (o Bloque Tlaxco).

Las Sierras que conforman el parítagua sur de la cuenca son las únicas donde se observan fallas horizontales y fallas inversas.

Sobre el piedemonte del lineamiento volcánico Cojre de Perote-Sierra de Citaltépelt-Pico de Orizaba, las fracturas son de poca intensidad ya que los materiales acumulativos de origen volcánico no permiten observar el control estructural de las fracturas sobre el relieve.

Sobre las planicies, los lineamientos se han establecido por ordenación de manantiales, estructuras dómicas y volcanes recientes.

Todos los lineamientos observados en el relieve, en general pueden ser considerados como Cuaternarios (la excepción del escarpe del Bloque de Huamantla, considerado como precuaternario), por no existir anomalías

considerables en el relieve, por lo menos en lo que se refiere a los lineamientos expuestos en la superficie; aunque puede ser que se trate también de lineamientos heredados.

Por último, Demant [1978], ha tratado de establecer el origen de la estructura Pico de Orizaba-Cofre de Perote a partir de un lineamiento regional N-S.

## CAPITULO II

### ZONALIDAD GEOMORFOLOGICA

La zonalidad geomorfológica establecida para esta región partió de la relación génesis-morfología del relieve y posteriormente su evolución para llegar así a plantear y explicar su modelado y problemas actuales.

La metodología empleada para este tipo de levantamientos ya ha sido ampliamente explicada en otras obras realizadas en el Instituto de Geografía de la UNAM: Eternod (1981), Lugo y Martínez (1981), Lugo (1981), Palacio (1982), Socco (1983) y Noya y Zamorano (1985).

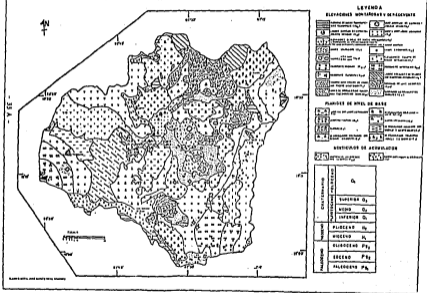
Cabe mencionar que se tomaron los aspectos morfométricos de la densidad de la disecación como un elemento de verificación y no como parte de la metodología de trabajo, lo que establece la diferencia con respecto a los trabajos anteriores. Así, se trabajó realizando la fotointerpretación de fotografías 1:50 000 de casi toda la cuenca, para después llevar a cabo también un levantamiento a 1:50 000 y por la magnitud de la cuenca finalizar con una representación a escala 1:250 000. Fig. 8.

En la cuenca de Oriental se reconocen 7 grandes unidades de relieve:

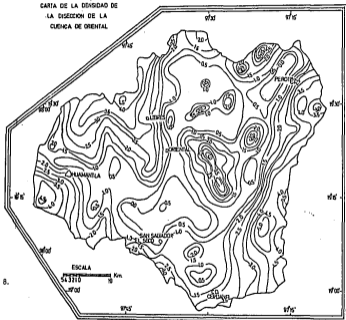
- 1.- Bloques Tectónicos.
- 2.- Aparatos volcánicos y derrames de lava recientes.
- 3.- Damos volcánicos.
- 4.- Caldera de Los Humeros.
- 5.- Estructuras volcánicas mayores y sus piedemontes.
- 6.- Montañas poligenéticas.
- 7.- Planicies de nivel de base.

Finalmente y a manera de énfasis, se menciona que uno de los aspectos más importantes de esta zonalidad geomorfológica (primer paso para el entendimiento general del relieve) se basa en la relación morfología-génesis-estructura. Esto es lo que nos permite abordar una área de casi 5 000 km<sup>2</sup> y posteriormente a escala 1:250 000 representar las características del relieve de la región. Ver Plano Geomorfológico.

# PLANO GEOMORFOLOGICO DE LA CUENCA DE ORIENTAL



CARTA DE LA DENSIDAD DE  
LA DISECCION DE LA  
CUENCA DE ORIENTAL



- 34 -

Figura 8.

## BLOQUES TECTÓNICOS

Los bloques tectónicos se presentan en una zonificación muy clara y son el resultado de una tectónica de levantamiento, que ha afectado a casi toda la porción NW de la cuenca de Oriental. Dicha tectónica pertenece a la actividad del Bloque Tlaxco, correspondiente a un complejo geomórfico que se localiza fuera de la región (hacia el NW) donde los bloques mencionados pertenecen a su porción más austral. Fig. 9.

Cada uno de los bloques se caracteriza por una altitud determinada en lo que respecta a sus cimas. También presentan patrones de drenaje, litología y disección muy específicos, los cuales serán detallados cuando se lleve a cabo su análisis.

No se elaboró una carta de bloques a detalle pues se perdería así el objetivo general del estudio. Además, cabe mencionar que en este trabajo a los bloques propuestos, se les ha asignado el nombre de la población más importante que se localiza sobre ellos.

Como se mencionó, el complejo geomórfico que a continuación se analiza, corresponde al Bloque de Huanantla que a su vez es una división -- del Bloque Tlaxco, compuesto de rocas andesíticas del Mioceno.

El Bloque Huanantla está formado por una serie de bloques más pequeños que descienden paulatinamente en altura de norte a sur de los 3400 -- hasta los 2500 msnm aproximadamente. Una característica muy específica es que casi todos ellos presentan cimas planas, lo que los hace ser aún mejor definidos.

El que se ha denominado como Bloque Tenenate (ver mapa con letra A) o Bloque Norte, es el más alto de todos, varía de los 3000 a los 3400 -- msnm en la altitud de sus cimas y llega hasta los 2800-2700 msnm en su -- porción inferior.

Se compone de rocas andesíticas del Mioceno. La orientación de este bloque es casi E-W y se extiende como parte de la cuenca de Oriental

- BLOQUE HUAMANTLA
- A: BLOQUE TEREHATE
  - B: BLOQUE ATLITZAYANCA
    - 1. OCCIDENTAL
    - 2. CENTRAL
    - 3. ORIENTAL
  - C: BLOQUE CHIAPIXTLA
  - D: BLOQUE LIBISS

- 9E -

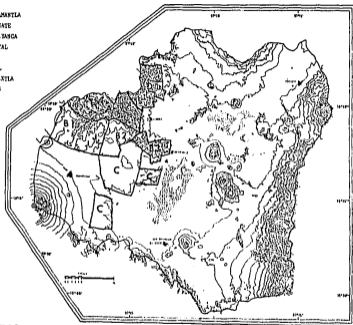


Figura 9.



desde el norte de Terrenate hasta la porción NE de Atltzayanca de Hidalgo (ver mapa).

En este bloque se reconocen una gran cantidad de lineamientos (fallas y fracturas) con rumbos orientados principalmente al NW y NE y en menor grado E-W. Al respecto Hilger (1972, p.113) ha reconocido sólo algunos de los principales lineamientos.

El límite norte del Bloque Terrenate fue delimitado hasta el parteaguas, pero el límite sur está dado por fallas normales donde los escarpes y las líneas de falla desaparecen en algunas ocasiones porque fueron afectados por la formación de valles y barrancos, que bajan desde la cima y llegan casi hasta la planicie de nivel de base, localizada al sur del bloque (ver Fig.9). Sin embargo, es claro seguir el límite sur del bloque, ya que las fallas tienen una orientación NW-SE y presentan desplazamientos de más de 80 m, aunque también en algunas porciones se encuentran cubiertos los escarpes por piroclastos Cuaternarios. La longitud de estas fallas es variable ya que son en sí, un conjunto de pequeñas fallas que en total tienen una longitud de más de 12 km.

Con lo que respecta a las fracturas y fallas menores, su expresión en el relieve solo es importante cuando llegan a controlar el origen de algunos barrancos (pocos casos). Estos lineamientos solo se llegan a reconocer por el control de corrientes de 1° y 2° orden, con un patrón de drenaje rectangular.

La morfología del Bloque Terrenate consiste en un complejo geomorfológico que presenta relictos de haber sido una superficie nivelada (?), pues aún se pueden reconocer sus cimas planas sobre los parteaguas, que en general tienen una continuidad altitudinal.

También es característico del bloque, valores altos de densidad de la disección ( $4.0 \text{ km/km}^2$ ) asociados a valles de hasta 200 m de profundidad, que a su vez presentan distintas morfologías (no se detalla para no perder el contexto general).

Sobresale sobre las cabeceras de los valles y los barrancos del Bloque de Terrenate la presencia de amplios círcos denudatorios, tanto activos como inactivos, que se localizan siempre por arriba de la cota de -- los 3000 msnm. Se observa que los círcos denudatorios que presentan una morfología alargada, corresponden a círcos activos con intensa incisión remontante, donde pueden observarse en algunos rompimientos de pendiente, que corresponden a saltos de cabecera activos. La longitud de estos círcos es de más de 1 km y su amplitud es menor a 1 km.

Se ha pensado (sin llegar a comprobarse del todo) que este tipo de círcos están asociados a una actividad tectónico-erosiva, por el levantamiento del bloque y como respuesta a ello, el corte erosivo fluvial ha sido intenso.

Con lo que respecta a los círcos inactivos, éstos tienen una morfología que presenta una mayor amplitud que los anteriores, a diferencia de los activos, éstos tienen en general una amplitud mayor a 1 km y una longitud menor a 1 km, y su profundidad es mayor que los activos.

Por su inactividad (sin erosión remontante) se les ha considerado como originados en épocas pasadas y no recientes. Además, por su morfología de gran amplitud y por algunas estructuras encontradas sobre ellos: estrías, rocas pulidas, evidencias de termoclastismo, rocas podridas, -- cristalizaciones, horizontes arcillosos, exfoliación, suelos chichosos, -- mayor integración de la materia orgánica (que en el caso de los activos), etc., se piensa que este tipo de círcos han sido originados por influencia glacial.

Por otro lado, la posición topográfica altitudinal de los círcos -- inactivos se localiza cerca de los 3000 msnm, lo que nos hace pensar en un posible modelado de origen glacial en el pasado. Ejemplos de este tipo de modelado pueden ser observados en la Barranca Rincón, 3 km al norte del poblado de Terrenate; también la Barranca Tepetlacalco a 4 km al NE de Cristalaco (Barranca Seca) presenta estas evidencias. De otras -- evidencias glaciares en la cuenca se hablará más adelante.

El siguiente bloque se extiende desde el poblado de Toluca de Guadalupe hasta Oriental y El Carmen (Letra B en la carta de bloques). Se le ha denominado Bloque de Atlixayanca y su límite superior lo marca el Bloque Terrenate entre los 2800-2700 msnm, mientras que su límite inferior se ubica cerca de la cota de los 2500-2600 msnm.

El Bloque de Atlixayanca es el más amplio de todos, con una longitud de más de 30 km, pero con una amplitud muy variable. Se encuentra compuesto al igual que el anterior de rocas terciarias y en las porciones inferiores de este bloque (sobre todo en su porción centro-occidental) de piroclastos, seguramente de edad Cuaternaria.

Como se mencionó, el contacto entre el Bloque Terrenate y el de Atlixayanca está dado por una serie de fallas normales, sin embargo el límite inferior (austral) de esta subunidad, está dado por un escarpe de falla de una orientación E-W de más de 20 km de longitud.

El escarpe no es continuo y desaparece en su porción central para volver a aparecer (aunque no claramente) en el extremo oriental.

Del mismo modo que el anterior, la presencia de cimas planas en el parteaguas, y de la continuidad altitudinal de éstas, hace pensar en una antigua superficie nivelada, actualmente ya disecada, pero con mayor conservación del modelado de sus cimas que el Bloque Terrenate, por lo que seguramente es más reciente.

La expresión de los lineamientos menores (fallas y fracturas) es muy variable, mientras que los límites del bloque, tanto superiores como inferiores son de fallas de orientaciones casi E-W, las fracturas menores tienen rumbos NW-SE y NE-SW y generalmente controlan el comportamiento de la red del drenaje con patrones rectangulares y subparalelos.

Debido a que la continuidad del escarpe inferior no es constante y que la disecación es muy variable, se ha subdividido este bloque en tres subunidades más pequeñas (B1, B2 y B3 en la carta de bloques tectónicos).

Primeramente la porción occidental (B1), presenta una orientación de sus parteaguas casi norte-sur, y al mismo tiempo, la orientación de los valles y barrancos principales es casi la misma, aunque en algunos casos varía al SW.

Los valles que presenta el bloque occidental de Atitzyanca tienen fondo plano, evidencia de que el corte erosivo fluvial ha sido intenso (la profundidad de los valles es de más de 150 m) y de que las corrientes ya han alcanzado su nivel de base.

Por la morfología de fondo plano de sus valles (donde actualmente hay predominio de acumulación fluvial) y por el desarrollo de corrientes fluviales originadas por erosión remontante sobre el escarpe de falla -- (límite inferior del bloque), se infiere que esta subunidad no presenta actividad reciente en cuanto a un posible levantamiento.

Para el caso del bloque central de Atitzyanca, éste tiene una morfología un poco diferente del bloque occidental. Su límite superior está dado por el sistema de fallas ya mencionado que delimita claramente al Bloque Terrenate de Este, mientras que su límite inferior no es muy evidente.

La falta de claridad en el límite inferior (austral) del bloque central, se debe a que aparentemente corresponde a un bloque que ha sufrido basculamiento. Primeramente el parteaguas tiene una pendiente de aproximadamente  $8^\circ$ , que baja topográficamente de manera paulatina de NW a SE.

La orientación de los rumbos de los lineamientos es el NW-SE (coincidiendo con la orientación del bloque), mientras que en otras unidades hay rumbos al NE y E-W. Aunque conserva sus cimas planas, la orientación de éstas y de los barrancos principales es del mismo modo NW-SE. Resalta un predominio de piroclastos en su composición y casi no se presentan las andesitas de los anteriores bloques.

Es claro que los lineamientos controlan completamente la orientación general de los barrancos, que de manera diferente al bloque occiden

tal, no presentan los del bloque central fondo plano. Del mismo modo la profundidad de éstos no es tan importante, siendo la máxima la de --- 80-100 m.

Por las diferencias de litología, patrón tectónico, morfología y disección, es muy probable que esta subunidad, a pesar de presentar una -- continuidad de límites y de altitud topográfica con el bloque occidental, seguramente ésta corresponde a un bloque estructuralmente distinto que - se encuentra basculado con un hundimiento hacia el SE.

Finalmente, dentro de las subdivisiones del Bloque de Atlatzaymca tenemos la que corresponde al bloque oriental (B3 en la carta del Bloque - Huauastla).

El bloque oriental es más complejo que los dos anteriores. Su límite superior se localiza un poco al oriente del poblado de Atlatzaymca -- (también SW de Libres), mientras que su límite inferior se localiza sobre el valle de San Vicencio y sobre la planicie de Oriental.

La orientación de su parteaguas, también de cima plana, es NW-SE y en general su altitud promedio es de 2600-2700 msnm. Este bloque es el más a fallado y fracturado de todos. Las orientaciones de los lineamientos son NW-SE y NE-SW principalmente, predominando las fallas normales - (que limitan los bordes este y oeste del bloque) con orientaciones NW-SE semejantes a la orientación del parteaguas.

Su composición es de andesitas del Mioceno, pero es evidente que -- morfoestructuralmente es distinto que los anteriores; primeramente por - el patrón tectónico ya mencionado. También porque los barrancos que pre senta se formaron de manera perpendicular al parteaguas principal, mientras que los anteriores, presentan barrancos paralelos a los parteaguas principales.

La profundidad de los barrancos, es en ocasiones de más de 100 m y - con orientaciones muy variables.

Aunque la altura del Bloque Atlatzayanca (S1, S2 y S3) es más o menos similar en sus cimas, existen diferencias morfoestructurales entre las 3 subdivisiones que lo componen. Estas diferencias están dadas por elementos muy distintos entre ellos, como son: litología, patrón de fractura, disección, morfología de cimas y morfología de valles y barrancos (incluye orientación de éstos).

Cabe señalar que como un punto particular que aunque todo el Bloque de Atlatzayanca presenta problemas de formación de cárcavas sobre sus vertientes, es mayor la problemática hacia la parte central, debido a que el mismo bloque central está compuesto de piroclastos y por lo tanto las cárcavas tienen un mejor desarrollo sobre los piroclastos que sobre las andesitas de los otros bloques.

Otra unidad que compone al Bloque de Huamantla es el que se ha denominado como Bloque Cuapixtla. Corresponde a las unidades que tienen alturas en sus cimas de entre 2480 y 2500 msnm, pero que también presentan una morfología plana sobre sus interfluvios. De hecho el Bloque Cuapixtla es quizá la porción más austral de los bloques tectónicos (Bloque Huamantla) (ver Fig. 9 con letra C).

La composición del Bloque Cuapixtla es primordialmente de piroclastos y rocas volcánicas (andesitas y basaltos). Como una característica importante, el Bloque Cuapixtla rompe con las orientaciones casi E-W de los bloques anteriores, presentando un patrón de orientaciones poco definido (ver Fig. 9)

Las subunidades que componen el Bloque Cuapixtla, son las que se localizan de manera más cercana a la planicie de nivel de base general de la cuenca (planicie de Totolcingo). Sin embargo a pesar de esta cercanía, no hay evidencias para pensar que las cimas planas de los pequeños subbloques de Cuapixtla, a pesar de corresponder a antiguas superficies de nivelación, en algún tiempo hayan formado parte de la planicie de la cuenca (en los bordes no se observan sedimentos de origen lacustre), por lo que se mantiene que su origen tiene más relación con los bloques anteriores -

y que se encuentra asociado (el Bloque Cuapixtla) a la tectónica del Bloque de Huamantla.

No se detallará más sobre estas unidades, debido a que su morfología nos es tan relevante con respecto a los demás bloques, pues sus características son: carencia de expresión de lineamientos tectónicos, que no presenta disecación fluvial y por lo tanto no presenta barrancos tan importantes como en los casos anteriores. También, los materiales que conforman a éste, son principalmente piroclastos (las unidades que lo rodean -- contienen específicamente sedimentos fluviales, lacustres y eólicos).

En fin por todo ésto, seguramente el Bloque Cuapixtla es el más reciente en edad de los anteriores donde aún no se manifiesta un control tectónico sobre su modelado.

Por último, otro bloque dentro de las subunidades del Bloque Huamantla es el que corresponde al Bloque Libres (ver Fig. 9), similar en altura de sus cimas al Bloque Terrenate.

Su porción superior tiene una altura de 3100-3000 msnm y en algunas zonas llega a 3200 msnm. Se encuentra separado del Bloque Terrenate por un lineamiento NW-SE. Este lineamiento NW-SE se refleja claramente en la formación de amplios barrancos que llegan directamente a la planicie de nivel de base de Libres, con un patrón rectilíneo.

La porción inferior del Bloque corresponde al límite con la planicie de nivel de base del mismo nombre a los 2400 msnm.

Las orientaciones generales de los lineamientos son predominantes hacia N-S y E-W, a diferencia de los anteriores donde son predominantes los lineamientos NW-SE y NE-SW.

Los barrancos formados sobre el Bloque Libres, han estado controlados por las fracturas y presentan las mismas orientaciones que los lineamientos predominantes. Las anfesitas que componen esta unidad, a su vez se encuentran disecadas de una manera importante, presentando barrancos -

de hasta 200 m y valores de la densidad de la diseción de hasta 4.0 --- km/km<sup>2</sup>.

También a diferencia de los bloques anteriores, la morfología de este bloque es de fuertes desniveles topográficos entre los barrancos y sus cimas, quedando pocas evidencias de su modelado de cimas planas. Por lo anterior, consideramos que este bloque es uno de los más activos tectónicamente y también desde el punto de vista de la diseción fluvial.

Cabe aclarar que al pie del Bloque Libres se localizan los espesores más importantes de materiales volcanoclásticos retrabajados por corrientes fluviales, que nos indica que la remoción de estos materiales ha sido constante desde hace mucho tiempo y probablemente asociada a la actividad tectónica de levantamiento del Bloque Huamantla.

Como conclusión general, el Bloque Huamantla puede definirse como -- una unidad tectónica originada a fines de Terciario y subdividida actualmente en pequeños bloques formados más recientemente: Terrenate, Atlatzganca, Cuapixtla y Libres.

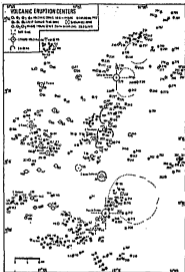
Cada subunidad de este bloque presenta lineamientos específicos, morfología y tipo de materiales también específicos y muestra evidencias de haber correspondido a una antigua superficie nivelada seguramente de edad plio-cuaternaria, posterior a su formación en el Terciario Superior (Mioceno).

#### APARATOS VOLCÁNICOS Y DERRAMES DE LAVA RECIENTES

En este apartado quedan incluidos todos los cuerpos volcánicos pequeños, tanto antiguos como recientes (conos cónulicos, derrames de lava antiguos, diques, etc.) y derrames de lava recientes.

La cuenca de Oriental se formó y originó en el Cuaternario por una intensa actividad volcánica y sobre este aspecto las obras principales corresponden a: Hilger (1972) y (1973), Haine y Heide-Welse (1972), - - -





LOCALIZACION DE LOS CENTROS DE EMISION VOLCANICA Y COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE ORIENTAL Y DEL LINEAMIENTO FICO DE ORIZABA-COFRE DE PEROTE; Neganjan *et al.* (1985). Figura 10.

Reyes [1979], CFE [1980] y [1982], Demant [1978], [1981] y [1982], Gasca [1981], Robón [1981], Robón y Castañeda [1982], Ferriz [1985] y Negendank Et.al. [1985].

Negendank Et.al. [1985], elaboró un reconocimiento de las unidades volcánicas correspondientes a la parte más oriental del Sistema Volcánico Transversal donde entre otras cosas. Llevó a cabo una clasificación y división de éstas por su edad y composición, llegando finalmente a el establecimiento de las edades relativas de los eventos durante el Cuaternario en esta zona. El trabajo abarca la porción oriente de la cuenca, únicamente. Fig. 10.

Las dataciones establecidas por Negendank, en gran parte concordan con las observaciones llevadas a cabo por el autor de esta tesis. Durante la fotointerpretación ya se habían reconocido los rasgos más distintivos y sus edades relativas.

La cronología realizada por Negendank (p. 482 y 483) consiste en una numeración del 1 al 4 para los conos volcánicos donde el 4 es el más reciente y el más antiguo es el 1. Así, como el trabajo mencionado no abarcó toda la cuenca de Oriental, el autor de esta tesis extrapoló las observaciones de el autor anterior a las unidades que se encuentran localizadas hacia la parte occidental de la cuenca.

Las observaciones hechas sobre la morfología de algunos volcanes, -- permitieron establecer que hay conos cineríticos muy semejantes a los estudiados por Negendank Et.al., por lo que se pudo ampliar fácilmente a -- otras unidades de la cuenca.

Las características geomorfológicas de algunos de los principales -- cuerpos volcánicos analizados y clasificados en la numeración del 1 al 4 son las siguientes:

- 4.- Corresponde a los volcanes más jóvenes, son conos cineríticos -- que no han sido afectados por la diseción.

- 3.- Pertenecen generalmente a conos cineríticos, afectados someramente por disección, pero que aun conservan su forma cónica. Sobre ellos ya puede cuantificarse la densidad de la disección.
- 2.- Son relictos de estructuras volcánicas, donde los piroclastos -- originales que conformaron alguna vez el cono o la parte central del aparato, ahora corresponden a depósitos coluviales. En ocasiones se observan claramente los conductos originales (diques); también, otros han sido cubiertos por materiales volcánicos más jóvenes (generalmente piroclastos).
- 1.- Los relictos de conductos originales aparecen muy erosionados, - por lo que ya no se puede reconocer la forma original. Los depósitos coluviales provienen de rocas alteradas del dique original (si lo presentan) y en ocasiones se encuentran cubiertos por amplios espesores de materiales volcánicos más recientes. Si -- llegan a presentar disección, esta se ha desarrollado sobre los depósitos de materiales volcánicos más recientes.

Aunque existen relictos de estructuras volcánicas del Mioceno [CFE, 1980], se enmarcan dentro de la categoría No. 1 porque se ha considerado en esta tesis que morfológicamente, cuando se encuentran cubiertos, es -- difícil diferenciarlos.

Sin embargo, aparte de los parámetros que hemos presentado para entender la evolución de las formas del relieve volcánico, Negendank [1986] ha presentado otros más rigurosos a lo largo de su obra; a partir de datos radiométricos y de C14, interpretación fotogeológica y medidas del estado de disección, de acuerdo con la relación de altura-anchura del cono, así como de su radio [11]. Además, estableció también categorías de edad para los domos, maars, calderas, etc.

Se describirá a continuación la localización de los diferentes aparatos volcánicos, indicando su edad de acuerdo con los criterios morfológicos aplicados por este autor y por Negendank (op.cit.).

[11] En ocasiones cuando hay depósitos recientes cubriendo la forma original, es más difícil considerar este parámetro.

La distribución de los centros de emisión más antigua (categoría 1) es muy amplia. Un grupo más o menos importante se encuentra al pie del Pico de Orizaba un poco al norte de Ciudad Serdán.

Otro grupo se localiza en los alrededores del Cerro Pizarro; otro, como punto aislado se reconoce en las márgenes inferiores del Cofre de Perote y la Sierra de Citlaltépetl. También puede ser observado un grupo al pie de la caldera de los Hornos y sobre el parícutas SW de la misma cuenca.

Una característica importante de estos cuerpos volcánicos, es que -- sus materiales originales se encuentran en su mayor parte cubiertos por -- depósitos piroclásticos muy recientes presentando un gran dominio de pómez, con espesores variables y en ocasiones muy alterados, y como se mencionó, el relieve es de lomeros muy atacados por disecación (erosión de materiales en sus laderas).

Los centros de emisión más jóvenes que le siguen (2), se localizan -- también en grupos y como cuerpos aislados al pie del Pico de Orizaba, un poco al oriente de Ciudad Serdán, sobre el piedemonte del mismo Pico de Orizaba. También se localizan en las márgenes del Cofre de Perote, pero aquí tienen poco desarrollo.

Existe también un número importante de aparatos de categoría 2 en -- los alrededores del Cerro Pinto y de las Derrumbadas y finalmente sobre -- los bordes de Bloque Tlaxco.

Todos estos centros de emisión se caracterizan porque en ocasiones -- ya no presentan forma cónica debido a que los materiales piroclásticos -- han sido removidos por la erosión o han sido cubiertos por piroclastos -- más recientes; solo se reconocen las partes centrales y algunos diques -- que ya han sido desgastados.

Los centros de emisión del tipo 3, casi recientes, se presentan también en grupos y como aparatos aislados. El grupo más importante se localiza al NE y SW de Ciudad Serdán. Otro grupo más pequeño se localiza so-

UNIDADES VOLCÁNICAS DE LA CUESA DE ORIENTAL

- DEPOSITOS LAVICOS RECIENTES

- A. El Limón
- B. Tepayohualco
- C. Tenastepec
- D. La Gloria
- E. Gonzalez Ortega
- F. Las Derrumbadas
- G. S.S. El Seco
- H. El Garmes
- I. Cd. Serdán

-DOROS VOLCÁNICOS

- 1. Cerro Gansales
- 2. Las Aguilas
- 3. Fizarro
- 4. Pinto
- 5. Las Derrumbadas

-CALDERA DE LOS HUMINGOS



-Eldes de los  
Cuerpos  
Volcánicos  
(De acuerdo con  
Nagendank et al.,  
1935 y complementado  
por Noya para la  
porción occidental de  
la cuesa).

- o 20 000 años
- 1, e 20 000-30 000 años
- a 30 000-35 000 o más
- Q Noaron

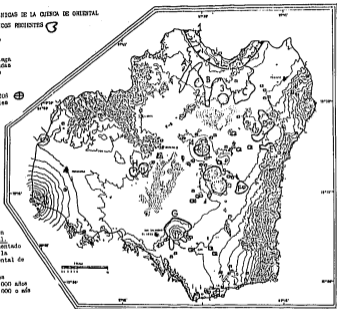


Figura 11

bre la vertiente media de La Sierra de Citlaltépetl norte y central. --  
Otro de menor importancia se ubica en los alrededores de Las Derumbadas,  
otro al pie de La Malinche, tanto al norte como al este y sureste. Un --  
grupo importante es el que se localiza en la ladera sur de La caldera de  
Los Numeros y por último, se localizan algunos cuerpos aislados al sur de  
San Salvador El Seco y al sur del Cerro Pinto.

En estos aparatos se pueden reconocer aún las laderas de material --  
proclástico original, que aunque han sido afectados por la disección, pre-  
sentan todavía su morfología original de cono y en ocasiones se encuentran  
cubiertos de manera particular por depósitos volcánicos recientes.

Con respecto a los cuerpos volcánicos muy recientes se han definido  
como principalmente holocénicos y en ocasiones se presentan con derrames  
lavicos (malpals). También, como en los casos anteriores, pueden encon-  
trarse en grupos o como aparatos aislados, pero siempre conservando su --  
forma cónica casi intacta.

Un grupo importante de conos volcánicos se localiza al E y SE de ---  
Ciudad Serdán, formando parte del partaguas de la cuenca de Oriental. -  
Otro grupo se ubica al oriente de San Salvador El Seco y en el Cerro Mal-  
pals o La Bujá, así como sobre el piedemonte del Pico de Orizaba, si---  
guiendo direcciones E-W.

En la Sierra de Citlaltépetl, en su parte media se reconocen algunos  
conos cineríticos (también alineados E-W), cerca del poblado de Guadalupe  
Victoria, donde los aparatos se encuentran bien conservados y ligeramente  
cubiertos de pómez.

Otro grupo importante se localiza en la vertiente SE de la caldera -  
de Los Numeros, aunque la mayor parte de este tipo de aparatos se locali-  
za fuera de la zona objeto de estudio hacia el norte de La misma caldera.

De menor importancia son los aparatos recientes dispuestos alrededor  
de Las Derumbadas. Al NE, junto al lago de Atezac se localiza un apara-  
to muy joven, pero cubierto por piroclastos más recientes.

Un cuerpo muy reciente es el Cerro Katapasco localizado sobre la vertiente oriental de la Hglúche, al sur de Humantla. Este aparato volcánico presenta varios conos de emisión de poca magnitud, de tal forma que no fueron capaces de borrar la forma original del cono.

Otro elemento importante referente a los centros de emisión, lo representan los maares o cráteres de explosión, que en total son 14 en toda la cuenca. El origen de estos cráteres de explosión ha sido tratado por: Ordóñez (1906), Gasca (1981), Domant (1981) y (1982), CFE (1980) y (1982) y Negendank *ét.al.* (1985).

La consideración general es que "la capa superior es un buen sello, como consecuencia de la violencia de las explosiones" (CFE 1980, p. 41). Los tipos de explosión que les dieron origen fueron freatica, freatomagmática y magmática. Tabla 1.

La explosión de tipo magmático corresponde a la caldera del Cerro -- Pinto, originada por la cercanía de un magma a la superficie.

La explosión freatomagmática de San Miguel Tecuítlapa se produjo al oeste del Cerro El Brujo. Al parecer, esta explosión se originó por una capa-sello que provocó un aumento de la presión y altas temperaturas en el subsuelo y así se produjo la explosión.

De todos los cráteres de explosión, solo 6 de ellos presentan agua. Otingenach (1973), ha propuesto edades mayores a 35 000 años para los cráteres que se localizan en la porción más occidental. Negendank (*op.cit.*), al respecto menciona que estos maares sí pueden llegar a tener una edad mayor a 35 000 años y piensa que los maares secos pueden tener una edad mínima de alrededor de 40 000 - 50 000 años.

Así, los maares que presentan agua y una profundidad de 50-60 m tienen una edad de alrededor de los 20 000 - 30 000 años, tal es el caso de los Lagos de Atecoac, La Preciosa, Hoyo Grande y La Hacienda, que se les ha calculado una edad, como se mencionó, de 20 000 - 30 000 años.

NOMBRE	LOCALIDAD	TIPO DE EXPLOSION	NOMBRE LOCAL	PROFUND. EN LAS LAGUNAS	DIMENSIONES
MUÑAYACA	Cumbre San Marcos	FREATICA	XALAPAECO	-----	2 00m x 1 00m
XALAPAECO DEL BARRIO	Al sur de San Marcos	FREATICA	XALAPAECO	-----	2 25m x 2 00m
ALCHONEA	Parque de Alchonena	FREATICA	XALAPAECO	100 m	2 50m x 2 00m
QUECHULAC	Parque de Quechulac	FREATICA	XALAPAECO	440 m	1 25m x 1 00m
LA FRECOJA	Al sur de Quechulac	FREATICA	XALAPAECO	800 m	1 50m x 1 00m
ATECAC	Parque San Luis Atecac	FREATICA	XALAPAECO	440 m	1 00m x 1 00m
CEBRO PATEO	Cerro Pateo	MAGNETICA	XALAPAECO	-----	2 30m x 2 25m
XALAPAECUILLO A TEPICIL	Al sur de San Marcos	FREATICA	XALAPAECO	-----	1 00m x 1 00m
XALAPAECUILLO	Al sur de San Marcos	FREATICA	XALAPAECO	-----	0 75m x 0 75m
XALAPAECUILLO DE LA MATA	Al sur de San Marcos	FREATICA	XALAPAECO	-----	0 75m x 0 75m
SAN MIGUEL TECTULAPA	Al este de San Salvador al Sur	FREATOMAGNETICA	XALAPAECO	0 0 m	1 00m x 1 25m
ALUDUCA	Al este de San Salvador al Sur	FREATICA	XALAPAECO	500 m	1 00m x 1 00m
XALAPAECO DE LA HACIENDA	Al este de San Salvador al Sur	FREATICA	XALAPAECO	-----	1 00m x 1 00m
EL HOTO GRANDE	Al este de San Salvador al Sur	FREATICA	XALAPAECO	-----	1 00m x 1 00m

CONTENES DE EXPLOSION DE LA CUENCA DE ORIENTAL, SIGUI CPE (1980)

Tabla 1.



LOCALIZACION DE LOS MAHES EN LA CUENCA DE ORIENTAL

1. Del Barrio
2. Alchichica
3. Quechulac
4. La Presiona
5. Atenoxe
6. Cerro Pinto
7. Tejestil
8. Xalapaquillo
9. X. de la Mota
10. Tecuitleya
11. Aljajuac
12. Xalapaaca de la Hacienda
13. Hoyo Grande

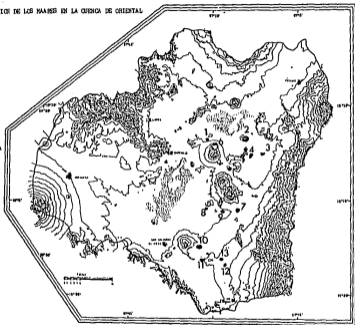


Figura 12.

Gasca [1981] realizó un análisis general sobre la génesis de estos aparatos, lo mismo que la CFE [1980].

Gasca dividió los maars en grupos, los cuales son: Norte, que abarca los aparatos de Alchichica, Atexcac, Quechulac y La Preciosa; Centro, aparatos de Chico y Grande, Tequiltapa y Alfofua.

En la tabla presentada por la CFE [1980], se han agrupado tres más: Buenavista, Kalapasquillo de La Hata y Cerro Pinto. El primero de ellos no puede asociarse a ningún grupo de los propuestos por Gasca y los últimos quedarían comprendidos en el grupo centro (tabla 1).

Finalmente, podemos decir que en cierto modo ha existido una zonalidad de eventos volcánicos en el tiempo en la cuenca Oriental, sobre todo en lo que respecta a la formación de conos volcánicos de poca altura, ya que dependiendo de su categoría establecida, los eventos han ido cambiando de localización, de composición y de alguna manera de actividad paroxismal, como es el caso de los maars.

Sobre los derrames lávicos, que en su mayor parte se les ha calculado una edad holocénica por varios autores. Estos derrames se localizan por toda la cuenca y en general son de composición basáltica y de andesitas basálticas, principalmente. Fig. 11.

Para los derrames que se localizan en la caldera de Los Humeros, Ferriz [1985] definió su tipo de actividad, su secuencia evolutiva y edad de los mismos, sobre todo de los tres flujos más importantes de caldera que fluyeron hacia la cuenca, como son: Tenextepac, Tepeyahualco y El Limón (la edad de estos derrames dada por el autor no es del todo precisa). Los flujos de Tenextepac fueron definidos claramente por CFE [1980] y los flujos El Limón y Tepeyahualco fueron datados por Ferriz [1986] entre 50 000 y 30 000 años; consisten en basaltos escoriáceos, andesitas y dacitas. Se disponen inclinados de norte a sur, desde la porción meridional de la caldera de Los Humeros hasta la planicie de nivel de base. Según

el autor mencionado, la última etapa de actividad de la caldera de Los Hornos está representada por una emisión de basaltos de olivino, datados en 20 000 años, correspondiendo esta datación a los flujos Tenextepac.

Tanto los Flujos El Límn-Sarabia y Tepeyahualco, como los Tenextepac, se presentan con una morfología del mampal, mostrando claramente la dirección original de los flujos.

Todos los derrames fluyeron hacia la planicie de nivel de base, siguiendo la pendiente de la caldera de Los Hornos. También los derrames terminan en sus bordes, en escarpes de más de 4 metros y cubren totalmente el relieve original.

Un caso particular es el del flujo El Límn que se detuvo por una ruptura de pendiente del terreno, correspondiente a un plano de inclinación contraria, a la porción inferior de un monto acumulativo reciente, que proviene de la Sierra de Citlaltépetl y del Cofre de Perote. Esto impidió al derrame mencionado seguir escurriendo, separando así la planicie de Perote de la de Tepeyahualco.

El flujo Tepeyahualco pasó por encima de la pequeña Sierra de Tepeyahualco y llegó hasta la planicie lacustre. Esto es una evidencia muy importante ya que en la zona no se encontraron materiales o depósitos que pudieran ser de origen lacustre sobre el frente del derrame que llegó hasta la planicie de Tepeyahualco, lo que permite inferir que cuando se desarrolló este derrame, no existía un cuerpo lacustre con un tirante suficiente como para haber dejado huellas de sus riberas o líneas de playa en el frente lávico.

Al respecto, Negendank Et.al. (1935), ha propuesto una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno para el derrame El Límn (y seguramente para el Tepeyahualco sería similar) tomando en cuenta las variaciones del cuerpo lacustre mencionado, el que éstas llegaron a existir.

El derrame de la Gloria, fue emitido por el volcán Tecajete, también se produjo según Negendank (op.cit.) en el Pleistoceno Tardío-Holoceno. Este flujo a la planicie de nivel de base en dos direcciones: una hacia el SW y otra hacia el NW. El derrame que fluyó hacia el SW (se encuentra a la altura del poblado de El Progreso), en forma perpendicular a un valle fluvial que en el pasado descendía hacia el NW, mismo que puede reconocerse por su anchura de más de 50 m y por su profundidad de más de 10 m. Este valle ya existía antes de la emisión del derrame y al parecer tenía una actividad muy importante.

El valle mencionado, después de la emisión del derrame fue cubierto por depósitos volcánicos recientes por lo que la morfología de este valle, cubierto de piroclastos ha sido cambiada totalmente en orientación y desarrollo de la disección, siendo la etapa más reciente la que ha presentado valores bajos de disección (ver Figura 1) en un valle muy amplio y bien desarrollado en el pasado. Así, la orientación del valle cambió de NW -- a SW.

Al parecer, la última etapa de actividad del centro de emisión que -- dió origen al derrame de la Gloria, corresponde a un cono cónico bien formado.

Existe un derrame, que se localiza al oriente de las Derrumbadas, -- unos km, al SW de Guadalupe Victoria. Su composición es aparentemente basáltica y no corresponde ningún cono volcánico alguno, por lo que puede ser considerado como un derrame fisural, al que se le ha asignado una edad de holocénica a pleistocénica tardía, Negendank (op. cit.). Este derrame se formó sobre la parte inferior del piedemonte de la Sierra de Citaltepetl. Su expresión morfológica corresponde a una mesa de lava -- con fuertes escarpes en sus bordes.

La actividad del derrame mencionado corresponde a una actividad reciente del complejo tectónico (denos) de las Derrumbadas (CFE, 1980). Este derrame modificó de manera importante la orientación general de algunas barrancas.

El derrame conocido como del Cerro Halpals o Cerro el Brujo, localizado al oriente de San Salvador El Seco, está compuesto de andesitas basálticas de un magma que fluyó en forma radial. Este aparato es uno de los más recientes de la cuenca de Oriental; su edad en su porción superficial es holocénica y sobre él aún pueden reconocerse de manera clara las direcciones de los flujos originales; además de que tampoco se ha desarrollado una cubierta de suelos, por lo menos somera.

El volcán (Cerro) El Brujo se originó sobre el piedemonte inferior del Pico de Orizaba, en contacto con la planicie de nivel de base. Lo mismo que para el caso de Tepegahualco, tampoco en la zona se pudieron conocer evidencias de que cuando los derrames de este aparato llegaron a la planicie de nivel de base, el nivel del lago era lo suficientemente importante (amplio) como para dejar vestigios sobre el frente lávico que llegó a la planicie, por lo que quizá, este cuerpo lacustre durante el Holoceno, tampoco debió haber tenido variaciones importantes.

Al final de la actividad del volcán El Brujo se formaron varios conos cónicicos hacia la porción sur de la cima, mostrando que los eventos más recientes de emisión de piroclastos afectaron a los conos más antiguos ya formados.

Así, el fin de la actividad, como se menciona desde el punto de vista morfológico, corresponde a la formación de varios conos cónicicos que no llegaron a tener una extensión importante.

Sobre el piedemonte de la Sierra de Citlaltépetl, al norte y al oriente de Guadalupe Victoria, existen emisiones lávicas, pero anteriores al Pleistoceno Tardío (CFE, 1980) que han quedado cubiertas por depósitos de pómez recientes, aunque su expresión de mesas de lava es muy clara.

Al analizar de forma general las formas volcánicas de pequeña magnitud de la cuenca de Oriental, se puede sintetizar de manera aproximada como ha sido su evolución morfológica. Así, una zonificación de eventos en el tiempo permite reconocer las siguientes unidades:

En primer lugar, la zona de Ciudad Serdán que presenta aparatos volcánicos que van desde antiguos (Pleistoceno inferior) hasta muy recientes (Holoceno).

La zona de Las Derrumbadas y el Cerro Pinto, han tenido poca actividad volcánica reciente, excepto los derrames fissurales y se reconoce principalmente actividad más antigua del Pleistoceno Tardío.

La caldera de Los Números con una actividad reciente muestra escasos reliquios testigos de actividad antigua. Estos posiblemente se encuentran cubiertos.

El área de San Salvador El Seco, tuvo una actividad relativamente reciente y ha sido muy importante, prevaleciendo la formación de conos cónicos casi holocénicos.

La zona de Guadalupe Victoria, sobre el piedemonte de la Sierra de Citlaltépetl, presenta vulcanismo holocénico principalmente.

Estas son las zonas de vulcanismo de poca actividad en la cuenca de Oriental, en el mapa de relieve volcánico, pueden reconocerse otras zonas pero de menor importancia con vulcanismo de distinta expresión: zona del poblado El Carmen, zona el Rincón de Citlaltépetl, zona La Malinche y zona Terrenate.

Finalmente se puede observar que el vulcanismo holocénico es en la cuenca de Oriental, uno de los más importantes no sólo en esta cuenca sino también en el Sistema Volcánico Transversal.

#### DOMOS VOLCANICAS

En la cuenca de Oriental se localizan varias estructuras dómicas de origen volcánico, de diversa morfología y composición. La mayoría de ellos se encuentra asociada a la actividad de la caldera de Los Números.

Figura 11.

Se han formado a partir de flujos magmáticos fríos. Un ejemplo claro es el que cita La CFE (1980, p. 31-32): "El magma que originó a los domos de Las Derrumbadas subió a la superficie en forma muy lenta y casi en estado sólido, lo que produjo que emergiera con gran parte de los materiales preexistentes, los cuales se han ido erosionando fácilmente debido a la altura y a la pérdida de su equilibrio, cayendo pendiente abajo en forma de corrientes de lodo y una serie de lahares; la gran cantidad de derrumbes que se han producido ha dado el nombre a estos domos".

Así, la actividad erosiva mencionada, ha quedado marcada por valores de la disección muy específicos (mayores a  $3.0 \text{ km/km}^2$ ), por lo que al momento de analizar cada uno de los domos, será mencionado su valor de densidad de la disección correspondiente, para dar una idea de la magnitud del proceso erosivo fluvial sobre ellos. Las estructuras dómicas de la cuenca de Oriental son los cerros: Las Águilas, Pizarro, Pinto y las Derrumbadas.

La composición de estas unidades es en general de vitrófidos dacíticos y riolíticos, que expresan una morfología muy típica de domos.

#### Cerro Las Águilas.

Localizado al noroeste de Tepayahualco, tiene un origen asociado a las emisiones de la caldera de Los Numeros (CFE, 1980), (rocas soldadas) y relacionado al mismo tiempo, con un lineamiento norte-sur con el Cerro Pinto. Este cuerpo riolítico presenta valores de  $1.5 \text{ km/km}^2$  de densidad de la disección.

Al pie del Cerro Las Águilas se localizan una serie de abanicos aluviales activos, que presentan un desnivel altitudinal de cerca de 100 m desde su zona de origen sobre el domo hasta la planicie de nivel de base, donde éstos coalescen y han formado con el tiempo una rampa acumulativa de más de 500 m de amplitud alrededor del domo.

La altura de este aparato es de aproximadamente de 300 m sobre la planicie de nivel de base.

#### Cerro Pizarro.

Es un domo compuesto de vitrofilo riolítico, originado durante la formación de la caldera de Los Humeros (CFE, 1980 y Ferriz, 1985).

El Cerro Pizarro es un domo que ha sido producto de dos eventos muy distintos, primero una fase volcánica donde se origina un cuerpo cinético importante y posteriormente una etapa dócnica, asociada a un proceso de fractura NW-SE en la cuenca de Oriental. Su altura relativa es de aproximadamente 700 m y tiene una altura con respecto al nivel del mar de 3100 m.

De hecho, el cono volcánico antiguo se encuentra muy desmenuzado por la disecación fluvial y por algunas fallas y fracturas concéntricas, lo que ha dado valores de 2.5 km/km<sup>2</sup> de densidad de talwegs.

Del mismo modo, la disecación desarrollada sobre el cono antiguo y en menor medida sobre la parte central del domo, han propiciado que los materiales renovados formen una gran rampa acumulativa de abanicos aluviales, que llegan directamente hacia la planicie de nivel de base de Tepeyahualco, sobre la parte sur del domo.

En la misma estructura de los abanicos, se pueden reconocer claramente varias etapas de acumulación, quizás asociadas a las etapas de levantamiento del domo que se observan de manera más clara y precisa en la porción sur del mismo, por quedar en contacto directo con la planicie de nivel de base.

La primera zona de acumulación aluvial en la porción sur del domo, se localiza aproximadamente de la cota de los 2500 a los 2360 msnm y se inicia a partir de la ruptura de pendiente del cono antiguo. Se encuentra formada por materiales coluvial-proluviales, con disecación débil.



La segunda zona y etapa de acumulación consiste en antiguos abanicos aluviales de forma convexa y con una disección también débil y donde actualmente se está desarrollando predominantemente erosión remontante.

La tercera zona y etapa corresponde a la formación actual de abanicos aluviales que llegan y avanzan directamente sobre la planicie de nivel de base.

La edad del cono cónico localizado en la porción sur del domo -- (Cerro Pizarro) sobre los 2400 msnm, se puede correlacionar con la primera y la segunda etapa de acumulación aluvial y se aprecia que la formación de este cono es posterior a la primera etapa y anterior a la segunda, de acumulación aluvial.

Del mismo modo, se podría llegar a pensar que el límite inferior correspondiente a la segunda etapa de depósitos aluviales pudiera estar asociado a los niveles máximos del cuerpo lacustre de Tepeyahualco, pero en los cortes encontrados en el campo no se observaron cambios sedimentológicos ni morfológicos que pudieran dar evidencia de niveles lacustres extra ordinarios. Si consideramos esto, podríamos decir que por lo menos durante el Holoceno no existieron variaciones en el nivel máximo del cuerpo lacustre de Tepeyahualco, lo suficientemente importantes como para dejar evidencias por lo menos 4 metros arriba de la altura actual de la planicie lacustre; así, las oscilaciones lacustres, si es que llegaron a existir fueron del orden de cuando más 2 metros de acuerdo a lo observado en la zona.

Lo más importante es, en general, que el Cerro Pizarro presente una morfología típica de domo volcánico formado bajo un cono más antiguo, donde pueden ser reconocidas diferentes fases de disección y acumulación que deben de estudiarse con más detalle.

### Cerro Pinto.

Es otro de los cuerpos dómicos compuestos de vitrófido riolítico y obsidiana. Este material ha sido emitido a partir de 3 explosiones caldéricas de tipo magnético (CFE, 1980), donde después de esta actividad, se formó un domo sobre los conductos magnéticos preexistentes.

La edad del Cerro Pinto también como en los casos anteriores, es eminentemente cuaternaria (Pleistoceno medio); su altura sobre el nivel del mar es de casi 3000 m y tiene una altura relativa de casi 700 m con respecto a la planicie de nivel de base.

Este cuerpo es sin duda, uno de los más complejos por su morfología en la cuenca Oriental, ya que presenta una avanzada disecación de 3.5 km/km<sup>2</sup> de densidad de talwegs, que ha degradado bastante sus vertientes y ha creado además, amplias zonas acumulativas.

Por sus rasgos morfológicos el Cerro Pinto puede dividirse en 2 grandes unidades: el antiguo cráter volcánico localizado en la parte norte y el cuerpo dómico riolítico formado sobre un antiguo cono con alta disecación, localizado hacia su parte sur.

La porción que se formó durante las primeras etapas de vulcanismo -- tiene una expresión muy característica y a la vez es la que dió origen al domo. Puede decirse que el Cerro Pinto consistió originalmente en dos conos gigantes, con una orientación N-S, y que sobre el cono de la porción sur desarrolló un domo más reciente.

El cono de la porción norte tiene un cráter con un dímetro aproximado de 2 km y su altura relativa es de 300 m aproximadamente. Presenta un cono menor en el centro del cráter, bastante desmembrado por lo que ya no puede reconocerse su morfología original; además, la parte central de -- ambos cráteres se encuentran cubiertas por una capa gruesa de sedimentos aluviales, que tampoco permite observar el fondo original del cráter.

Las vertientes del cráter mayor se encuentran bastante afectadas por la disección, aunque no en la magnitud que presenta la porción sur. Las riberas del cono norte han dado origen a amplias zonas de coalescencia de abanicos aluviales, aunque a simple vista se observa que uno de ellos, localizado en su porción septentrional, es el más importante.

La mayor parte de las zonas de abanicos aluviales llegan directamente a la planicie de nivel de base y sus límites son muy claros. La vegetación arborea se ha desarrollado más sobre los abanicos que sobre los materiales de la planicie de nivel de base, por lo que es buen indicador -- del límite entre ambos.

La porción sur del Cerro Pinto es la más afectada por la disección, como respuesta seguramente al levantamiento provocado por la formación -- del domo.

La parte ómnica del Cerro Pinto, en comparación con el cono antiguo, presenta una menor disección, sobre todo por la dureza de la roca que la compone.

Semejante al Cerro Pizarro, el Cerro Pinto presenta varios niveles de acumulación aluvial que se pueden reconocer en distintos niveles altitudinales. Entre las etapas más importantes de acumulación aluvial, se reconoce la que corresponde a la superficie entre los 2500 msnm y la planicie de nivel de base, en esta etapa se desarrollaron abanicos que coalescieron por acumulación, alcanzando una extensión importante en los alrededores del Cerro Pinto, con una amplitud aproximada de 3 km.

Otra etapa de formación de abanicos es la que corresponde a la actual, misma que se ha originado principalmente sobre la planicie de nivel de base y que tiene una actividad importante.

También otro elemento importante de considerar del Cerro Pinto es -- que en su porción norte los abanicos se extienden hacia la planicie de nivel de base de Tepexahuilco, mientras que en la porción sur, hacia la planicie lacustre de Totolcingo. Lo interesante de esto, radica en que el --

Área más amplia de extensión de los abanicos es hacia la planicie de Totolcingo, quizá debido a que la planicie mencionada ha tenido una variación de niveles lacustres más importantes recientemente que la planicie de Tepeyahualco.

También puede reconocerse en el Cerro Pinto la gran cantidad de barrancos formados en materiales volcánoclasticos poco consolidados, que son fácilmente atacables por cualquier escurrimiento hídrico de poca magnitud. Durante el trabajo de campo se observó que en la época de lluvias cualquier corriente fluvial de la magnitud que sea, arrastra gran cantidad de sedimentos y es impresionante la intensidad del movimiento de los abanicos sobre las planicies mencionadas.

Puede considerarse, al igual que en el Cerro Pizarro, que en el Cerro Pinto se ha desarrollado un piedemonte acumulativo de dimensiones considerables para el tamaño de su estructura central.

#### Las Derrumbadas.

Las Derrumbadas es la estructura dómica más importante en la cuenca de Oriental. Se encuentra asociada a un lineamiento NW-SE con el Cerro Pinto y lo mismo que las estructuras anteriores, su litología consiste en vitrófido riolítico, además tienen una edad similar a las otras unidades ya descritas (Cuaternario Temprano; CFE, 1980).

La reconstrucción de la historia evolutiva de las Derrumbadas y zonas contiguas es bastante compleja. Además de la formación de los domos, se han presentado procesos explosivos, eusivos, exógenos gravitacionales y otros que en conjunto han contribuido a la configuración de la estructura actual.

Las Derrumbadas consisten en dos grandes elevaciones de 3400 msnm -- aproximadamente y su altura relativa es de 1000 m con respecto a la planicie de nivel de base. Ambos cuerpos se desarrollaron sobre aparatos volcánicos más antiguos, pero en este caso, el magma que dio origen a estos

domos sabid de manera muy lenta y en forma sólida, lo que provocó que --- avanzara algunos de los materiales preexistentes (CFE, 1980).

La formación de los domos de las Derrumbadas fue acompañada de lahares que se expandieron en una área considerable alrededor de la zona.

Los lahares fueron de distintos tipos: los más alejados de las Derrumbadas y que se localizan hasta 5 km al occidente de los domos, fueron flujos tipo "merapi" que se depositaron sobre la planicie lacustre de Totolcingo (Demant, 1982). También hubo otros flujos de este tipo, al norte y al oriente.

Los flujos tipo "merapi" pueden reconocerse actualmente por un relieve de "mogotes" o lomas pequeñas de forma generalmente cónica de hasta 30 m de altura. Están compuestos de materiales muy variados, como fragmentos de obsidiana, andesitas, travertinos, riolitas, calizas y dacitas principalmente. Todos estos materiales están contenidos en una matriz arenoso-limosa y en ocasiones arcillosa, de diversa composición.

Las depresiones formadas entre estas lomas han sido rellenadas por materiales eólicos, aluviales y gravitacionales, así como por delgadas capas de tobas recientes, lo que le ha dado una morfología plana a todas estas depresiones.

La edad de los lahares se ha establecido aproximadamente en Pleistoceno medio-tardío.

El otro tipo de lahares es el que ha estado asociado a movimientos gravitacionales (deslizamientos principalmente) debido a la actividad de fractura y levantamiento de los domos. Estos deslizamientos se han producido principalmente en el domo sur.

Sobre la morfología de los domos, el domo norte ha sido atacado por la disecación con mayor intensidad y presenta valores de  $4.0 \text{ km}^3/\text{km}^2$  de densidad de talwegs, por lo que ha podido desarrollarse al pie de sus vertientes amplios abanicos aluviales con una actividad extraordinaria. Se

observa claramente que el domo sur ha sido afectado de manera más intensa por los deslizamientos de gran magnitud y asimismo, su disección es menor, de  $3.5 \text{ km}^2$  de densidad de talwegs.

Con toda seguridad, los deslizamientos gravitacionales tienen una edad más reciente que los tipos "merapi", ya que los originados por deslizamientos cubren a los "merapi". Además, es clara la morfología mejor conservada en los de origen gravitacional.

La actividad acumulativa más reciente en las zonas periféricas a las Derrumbadas es la que corresponde a la formación de abanicos aluviales -- que se localizan al pie de los domos, bordeando completamente a estos aporatos y presentando una dinámica muy activa.

Cabe resaltar que sobre todos los tipos de talares que se localizan cerca de las Derrumbadas, se han depositado algunas capas poco importantes de tobas y materiales volcánicos casi recientes, con un origen asociado a varios eventos volcánicos cercanos a las Derrumbadas, como es el caso de el mar de Atexcac y otros volcanes recientes, por lo que éstos depósitos pueden ser confundidos con materiales fluviales o eólicos.

Un elemento muy importante que hay que hacer notar acerca de las Derrumbadas, es que los mantos acumulativos, tanto gravitacionales como aluviales, coinciden en altitud con respecto a sus áreas de aporte de material aluvial y coluvial. Entre los 2800-2900 msnm y hacia la cima se localizan las zonas de aporte de estos materiales. Esto coincide con algunas observaciones sobre la altitud de donde provienen los aportes, lo que será analizado en el siguiente capítulo.

Finalmente, se puede reconocer la presencia de varios domos en la cuenca de Oriental, la mayoría de ellos asociados a cuerpos volcánicos antiguos que sirvieron como conductos de salida lenta de magna y relacionados, además con la actividad de la caldera de los Humeros.

También se puede reconocer un alineamiento de los domos N-S y NW-SE, que en cierta medida coinciden con algunos de los lineamientos generales de la cuenca.

La morfología característica de los domos de la cuenca Oriental, consiste en cuerpos intrusivos enclavados en conos antiguos, además, los depósitos que se encuentran siempre asociados a la evolución de estas estructuras son principalmente aluviales y en menor medida gravitacionales, que han fluido sobre las planicies de nivel de base, de una forma por demás importante.

Los depósitos aluviales originados de la erosión de los domos, pueden ser un elemento importante para la reconstrucción a mayor detalle de los cambios climáticos o tectónicos que afectaron a estos cuerpos volcánicos desde el Pleistoceno medio hasta el reciente, ya que las rampas acumulativas han llegado libremente hasta las planicies, elemento importante y determinante, pues estos depósitos pueden ayudar a detectar las variaciones de los lagos antiguos en el Cuaternario, si es que éstos llegaron a ser tan importantes como se piensa.

#### LA CALDERA DE LOS HUMEROS

La caldera de Los Humeros se localiza en el extremo norte de la cuenca de Oriental. Desde su origen y a lo largo de su evolución, esta unidad volcánica ha tenido gran influencia en los cambios morfológicos de toda la porción centro norte de la cuenca. Fig. 11.

Sobre la caldera de Los Humeros existe un gran interés, sobre todo por el potencial geotérmico que puede llegar a existir en ella. Por esta razón se han realizado investigaciones geofísicas, geoquímicas y geológicas principales que han permitido reconstruir las etapas de formación de la caldera, así como de los eventos volcánicos asociados a ésta.

Alvarez [1978], CFE (1980 y 1982), Demant (1981 y 1982), Verma (1983), Ferriz y Mahood (1984), Ferriz (1985) y Negendank (1985), son los principales autores que han detallado las características más relevantes de la unidad mencionada.

Como unidad geomorfológica, la caldera de Los Hornos solo ha sido considerada con respecto a la cuenca de Oriental, del parícutas hacia la planicie, por lo que no se cubrió totalmente su extensión. Esto se justifica en función de que realizar una cartografía geomorfológica de toda la caldera implica un trabajo de detalle bastante profundo, es por esto que de antemano se reconoce la deficiencia de contemplar sólo parte de la caldera, dentro del marco regional de este trabajo.

Se han reconocido tres grandes erupciones de tipo pliniano para la caldera de Los Hornos en los últimos 360 000 años, donde también se ubicaron dos períodos de emplazamiento de derrames de lava (Ferriz, 1985).

El mismo autor describe la actividad de la caldera de la siguiente manera:

"Hace 3.6 y 1.6 millones de años tuvo lugar una erupción de lavas andesíticas y basálticas que dio origen a la Formación Texiutlán. Posteriormente, hace aproximadamente 470 000 años se llevó a cabo la primera manifestación de vulcanismo silico.

Hacia los 460 000 años aproximadamente, se formó la ignimbrita Xal-tipén, producto de una emisión tipo pliniana lo que provocó un colapso en la caldera de Los Hornos. Los materiales emitidos fueron principalmente pómez riolítica y riololítica. En relación con este colapso se formaron varios domos sobre las zonas de fracturas de los alrededores de la caldera, que fueron cubiertos a su vez por lobos riololíticos, con una edad aproximada en 240 000 años.

Una última erupción pliniana se llevó a cabo hace aproximadamente 100 000 años, formándose así la ignimbrita denominada Zaragoza. Entre hace 50 000 y 30 000 años se produjeron los derrames lávicos compuestos, --



conocidos como Flujos Tepeyahualco, Sarabá y El Límn, que se extienden de norte a sur desde el borde meridional de la caldera de Los Hornos hasta la planicie de nivel de base de Tepeyahualco y Perote. La composición principal de estos derrames es andesítica.

Hace aproximadamente 20 000 años se desarrolló una gran emisión de lavas andesíticas y andesíticas con un volumen emitido de  $10 \text{ km}^3$ , lo que conformó plenamente la superficie de la caldera actual.

Aparentemente, la etapa más reciente en cuanto a la actividad de la caldera, está asociada a la emisión de basaltos de olivino de una edad -- aproximada a los 10 000 años y que corresponde a los flujos Tenextepac.

Para Negandak *Et. al.* (1985), los derrames Tepeyahualco, Sarabá y El Límn son eminentemente holocénicos y no coinciden de manera general con la edad propuesta por Ferriz (*op.cit.*), y en verdad, analizando estos derrames desde el punto de vista morfológico, no parece que puedan ser -- anteriores al Holoceno.

En estos derrames se reconocen con claridad las direcciones de los flujos, además de que no han desarrollado suelos ni costras de intemperismo. Se trata de relieves de malpás, que no han sido cubiertos por la actividad eólica, importante en la cuenca Oriental. En efecto, en la cuenca se presentan en la actualidad en algunas zonas, procesos eólicos como son: deflación, formación de dunas, etc., y si suponemos que en un período "razonable" ha existido este proceso en la cuenca, existirían depósitos de material re TRABAJADO por el viento en las depresiones del malpás, que además cubrirían por lo menos las zonas de los escarpes de lava localizados al frente de los derrames. Esto no es así, los espesores observados en la zona, con respecto a estos depósitos, no son lo suficientemente significativos para que en un período por lo menos de 20 000 años, pudieran haber cubierto porciones significativas del malpás con depósitos eólicos, aunque puede considerarse que la actividad eólica se haya producido solamente en tiempos históricos.

Además, la planicie que se localiza al E-SE del poblado El Lindón es de origen acumulativo aluvial reciente, por lo que en 10 000 años, el aluvión pudo haber cubierto gran parte del derrame lávico de El Lindón, como en el caso de lo que ocurrió con el derrame de la Gloria, ya antes mencionado.

En los bordes más orientales y occidentales de la caldera, orientados hacia las planicies, se localizan las laderas de esta gran estructura volcánica donde se ha desarrollado una disección considerable de valores de hasta 3.5 km/km<sup>2</sup> de densidad de talvego, donde se han formado también barrancas de profundidad media. La evolución de estas barrancas ha pasado de la etapa de disección vertical al retroceso lateral de las laderas interiores, conduciendo a la formación de una superficie acumulativa aluvial-proluvial y en ocasiones completamente aluvial, que ha comenzado a cubrir las planicies.

Cabe señalar que los materiales erosionados durante la etapa de disección vertical en el caso de la planicie de Perote, no se encuentran sobre la planicie, por lo que hace pensar que los materiales aluviales más antiguos se encuentran cubiertos por piroclastos recientes que dieron origen a la planicie de Perote. Este enunciado será desarrollado con más profundidad cuando se comparen los niveles de base antiguos con los recientes, en el siguiente capítulo.

En general, el relieve original de la caldera de Los Hornos (en la porción que se ubica hacia la cuenca de Oriental) se encuentra cubierto por los derrames lávicos y solo los bordes de ésta se pueden reconocer hacia sus extremos, por lo que poco se puede mencionar en cuanto al relieve superficial de la caldera.

#### ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS MAYORES Y SUS PIEDEMONTES

Dentro de esta clasificación quedan comprendidas 3 de las montañas más grandes de México, mismas que constituyen el límite de la cuenca de -

#### Oriental:

- La Malinche
- El Pico de Orizaba
- El Cofre de Perote

#### La Malinche

La Malinche se localiza al occidente de la cumbre de Oriental, separando dos importantes cuencas hidrológicas: la de Puebla-Tlaxcala y la de Oriental. El parteaguas que separa dichas cuencas, tiene una orientación norte sur sobre la porción septentrional del volcán y va desde su cima -- (4461 msnm) hasta la planicie de nivel de base que se localiza al norte. Por otro lado, el parteaguas localizado sobre la porción sur de la Malinche, nace de su cima y con una orientación NW-SE llega hasta el volcán El Pínel. Por esto, solo aproximadamente un tercio de la Malinche queda comprendida dentro de la cuenca de Oriental. Fig. 13.

Las primeras manifestaciones volcánicas de la Malinche fueron inferidas con una edad pliocénica (Erjga, 1976) y han sido correlacionadas con la Sierra Nevada en cuanto a sus emisiones andesíticas.

Domant [1982] ha reconocido un gran desarrollo piroclástico en la Malinche durante el Pleistoceno. Para una etapa más reciente Heine y Heide Weise [1973] han definido dos emisiones volcánicas, una hace 28 000 años y la otra hace 12 000-8 000 años. Aunado a esto, la morfología poco conservada de la cima del volcán, ha sido originada a partir de un evento paroxismal que tornó el aparato principal [Domant op. cit.], aunque también ha sido afectada por la actividad glacial.

Es indudable que la Malinche fue uno de los macizos montañosos más afectados por la actividad glacial y periglacial en el Cuaternario; prueba de ello es la amplia formación de circos y nichos en la zona de la cima, además de un amplio desarrollo acumulativo que dio origen al piedemonte.

**GRANDES UNIDADES VOLCÁNICAS DE LA CUENCA DE ORIZABA,<sup>1</sup>  
 PICO DE ORIZABA.**

1. Cono Superior
2. Base del Cono Superior
3. Balcón del Macizo Montañoso Antiguo
4. Piedemonte Superior
5. Piedemonte Intermedio
6. Piedemonte Inferior
  - a) De la Planicie de Totolcingo
  - b) De la Planicie de Cst. Serdán
  - c) Reciente

**CORRE DE TEROTE**

7. Ladera Alta
8. Ladera Media con  
Volcanismo reciente
9. Ladera Baja
10. Piedemonte  
Acumulativo

**LA MALINQUE**

11. Ladera  
Alta
12. Piedemonte  
Superior
13. Piedemonte  
Intermedio
14. Piedemonte  
Inferior

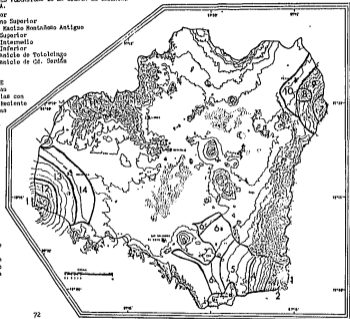


Figura 1

Heine [1973] y White [1962 y 1978] han estudiado la influencia de -- las glaciaciones en México. Heine lo hizo en la Malinche, donde recono-- ció sedimentos glaciares a diversas altitudes. Sin embargo, no proporcio-- na una información suficiente que permita localizar los afloramientos --- claramente en el volcán y además no define las evidencias glaciares. Por esto, su trabajo presentado en la serie "Comunicaciones" debe ser tomado con reservas.

La porción superior de la Malinche está constituida por andesitas, - dacitas y en menor proporción pómez. Las laderas compuestas de lavas an-- tiguas localizadas hacia la cuenca, pero en su parte superior se locali-- zan de los 3200 msnm aproximadamente, hasta la cima. En esta zona se pre-- sentan 2 estructuras distintas: una, lo que es propiamente la cima; y la otra, una elevación aislada (Cerro El Filete) que es el relicto del apara-- to volcánico antiguo que fue afectado por un evento paroxísmal. Fig. 13.

El Cerro El Filete tiene una forma mejor conservada que la cima, aun que también fue afectada por la acción glacial (Heine, 1973).

Por otro lado, la cima presenta un relieve más escarpado y afectado por la disección fluvial y por la acción glacial. En ella se han formado valles de más de 200 m de profundidad, que son los elementos relacionados con el origen del piedemonte ya que los materiales erosionados han sido - depositados en el piedemonte. Ejemplo de esto es la Barranca Axaltzintli, en cuya desembocadura se formó un gran abanico aluvial sobre la ladera -- oriental.

Con respecto al piedemonte, se pueden reconocer varios niveles acumi-- lativos sobre la vertiente oriental de la Malinche, mismos que coinciden directamente con las unidades morfológicas bien definidas: el piedemonte superior, piedemonte intermedio y piedemonte inferior. Fig. 13.

El piedemonte superior se localiza entre la porción inferior de la la-- dera de lavas antiguas superiores del volcán y un nivel altitudinal que - va aproximadamente de los 3200 msnm hasta los 2900-2800.

Una de las características principales del piedemonte superior es la presencia de una red fluvial radical en materiales de diverso origen: coluviales, morrénicos, glaciófluviales, fluviales y volcánicos.

Se han reconocido algunos sedimentos morrénicos en la vertiente de La Malinche a los 3100 msnm en la Barranca El Pilar y otros, a 2700 msnm hacia el SE de Guadalupe Altamira. También se pueden observar algunas capas de aluvión y gravas de origen glaciófluvial sobre las vertientes de la porción SE del volcán Oclayo.

En general, los depósitos de origen fluvial se encuentran cubiertos por una capa de piroclastos finos casi siempre intemperizados y en ocasiones de pomez también alteradas. El desarrollo de la disecación sobre el piedemonte superior varía de valores altos a medios, de 4.0 y 3.0 km/km<sup>2</sup>.

También se puede decir que el desarrollo de la red fluvial ha estado condicionado por los depósitos tanto morrénicos como aluviales, que han hecho que las corrientes cambien su régimen cada vez que se produce un evento de depósito y las barrancas ya formadas, son rellenadas y otras nuevas son originadas.

Se observa que en esta unidad geomorfológica ha aumentado el número de corrientes fluviales de corta longitud por la formación de un gran abanico aluvial que llega desde la porción superior del volcán hasta la planicie de nivel de base. Las barrancas formadas por las corrientes fluviales que corren en los bordes del abanico, funcionan como niveles de base locales con corrientes menores tributarias, por lo tanto la abundancia de corrientes de primer orden es notable, sobre todo sobre el piedemonte intermedio.

El piedemonte superior de La Malinche puede reconocerse entonces por la presencia de barrancas profundas, afluentes cortos y corrientes principales de ordenes mayores que llegan a tener longitudes importantes.

El piedemonte intermedio de La Malinche está constituido casi en su totalidad por abanicos aluviales que tuvieron una gran actividad en el pa

sado, pero en ocasiones fueron cubiertos por cenizas volcánicas que frenaron su desarrollo. Esta zona se localiza de la cota topográfica de los 2800 a los 2600-2550 msnm aproximadamente, donde se puede reconocer un sistema fluvial que conforma los límites de antiguos abanicos y donde además, la morfología de estas zonas es totalmente convexa, que expresa la misma morfología de los abanicos.

El material piroclástico que cubrió las barrancas que fueron originadas por las corrientes que circulaban sobre los abanicos, es principalmente de pómez sin alterar, por lo que es muy probable que este cubrimiento se haya dado durante el Holoceno.

Los valores de densidad de la disección que se presentan en el piedemonte medio son moderados, de 2 a 3 km/km<sup>2</sup> y siempre corresponden a barrancas de profundidad muy variable en su perfil longitudinal.

De los abanicos mencionados que fueron cubiertos por las pómez, se pueden diferenciar dos: uno en la base del Cerro Xalapasco y el otro en una zona adyacente al mismo.

La mayor parte de los abanicos aluviales se formaron por varios eventos de depósito, algunos interrumpidos por acumulaciones piroclásticas -- donde precisamente una de ellas surgió del Cerro Xalapasco, cubriendo el gran abanico, por lo que actualmente este no presenta rasgos importantes de disección.

Los abanicos menores que corresponden a la otra unidad acumulativa -- del piedemonte intermedio son de dimensiones menores; se formaron a partir de niveles de base locales donde probablemente se desarrolló una gran acumulación en épocas pasadas.

Actualmente, en el piedemonte intermedio la erosión fluvial es muy activa, principalmente en las zonas compuestas de tobas donde es común la presencia de cárcavas y barrancos en desarrollo, mientras que en las porciones formadas de material aluvial, la erosión es apenas perceptible, --

predominando la infiltración sobre el escurrimiento; pero por otro lado - una mayor actividad de la acción eólica, favorecida por la presencia de materiales arenosos.

Con lo que respecta al piedemonte inferior, este se localiza aproximadamente de la cota de los 2600 msnm hasta las planicies de nivel de base, que son 2: la que se localiza al norte de La Malinche y la planicie lacustre de Totolcingo.

La disección fluvial presente en esta pequeña porción se caracteriza por valores de 1 a 2 km/km<sup>2</sup> principalmente y del mismo modo, se manifiesta por barrancas de fondo plano amplio, pero de poca profundidad y con una actividad erosiva lateral muy importante, evidenciada por la alta sinuosidad de las corrientes fluviales ya mencionadas.

A grandes rasgos, el piedemonte inferior es una zona de origen completamente acumulativo reciente, que aun presenta un gran predominio de corrientes anastomosadas con una actividad erosiva lateral más importante que la vertical.

La amplitud y profundidad de las barrancas es un rasgo no solo distintivo de esta parte del piedemonte, sino también explicativo de que en el pasado, esta parte del piedemonte fue una zona que funcionó como zona de nivel de base donde las corrientes fluviales depositaban sus materiales y posteriormente las corrientes retrabajaron estos materiales. Debido a que la zona posee una pendiente muy baja, las corrientes actuaron en sentido lateral. El desnivel aproximado que tiene el piedemonte inferior es de aproximadamente 200 m.

La zona del piedemonte inferior es de mayor actividad acumulativa fluvial de toda la Malinche y además, es la de menor formación de cárcavas y donde los procesos de transporte eólico son más importantes.



En conclusión, en La Malinche se pueden reconocer 4 grandes unidades morfológicas que tienen contacto con la cuenca de Oriental: Fig. 13.

- Laderas Altas o Porción Superior
- El Piedemonte Superior
- El Piedemonte Intermedio
- El Piedemonte Inferior

Cada una de estas unidades se encuentra bien diferenciada de las --- otras por su composición, su tipo de drenaje, la morfología de sus barrancas y los procesos dominantes, ya sea fluviales o eólicos recientes, todos estos procesos siempre con un comportamiento zonal.

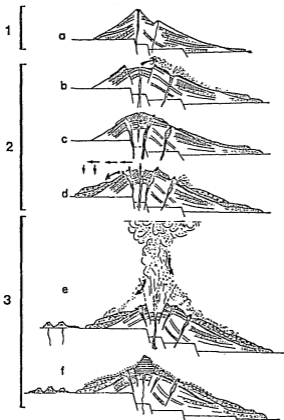
#### El Pico de Orizaba

El Pico de Orizaba es la elevación más importante de la cuenca de -- Oriental. Con respecto a su origen, Robín y Cantagrel [1982] han reconstituido las etapas de su desarrollo. Sobre el tema existen también otros trabajos importantes: Robín [1981], Domant [1981] y Kudo et.al. [1985].

Las etapas diferenciadas por Robín y Cantagrel (fig. 14) son las siguientes:

La primera etapa posiblemente fue de actividad efusiva discontinua - con una duración de más de un millón de años. Se caracterizó por la presencia de andesitas asociadas a escasos derrames de lava dacítica y basáltica: sobre el flanco oriental del volcán se reconocen derrames de lava masivos y brechosos, depositados sobre gruesas formaciones conglomeráticas. Esta actividad (fase efusiva) construyó un volcán central primitivo y un cono parásito, el cual correspondería a la Sierra Negra, localizada al norte del Pico de Orizaba.

La segunda etapa fue de corta duración y según los autores mencionados, no fue mayor en edad a los 100 000 años en comparación con el primer período. Comenzó con la formación de una caldera, seguida por la extrusión de una dacita de anfíbola que conformó un domo, acompañada además de



ETAPAS DE EVOLUCION DEL PICO DE CRIZABA, SEGUN ROBIN Y CASTAGHEL (1932).

1. Etapa efusiva, 2. Formación de una caldera, 3. Nubes peleanas y formación del cono actual.

Figura 14

flujos de lava ricos en sílice sobre el flanco norte. Posteriormente siguió una etapa explosiva donde nubes ardientes estuvieron asociadas con la extrusión débil. Aquí, grandes emisiones de pómez dacítica fueron -- producidas por el aparato central y los conos adventicios.

La secuencia de eventos mencionada, se ha interpretado (Robin y Cartagret, 1982) como un progresivo vaciado de una cámara somera conteniendo magmas diferenciados. Un flujo ríolitico fue emitido durante esta fase, según los mismos autores.

Por último, la tercera etapa se pudo definir mejor en cuanto a su edad: comenzó hace aproximadamente 13 000 años con una emisión de piroclastos dacíticos conteniendo pómez y bombas de escoria. Fue una actividad muy intensa y los productos se depositaron hasta a 30 km al SE de la cima, además esta actividad formó un gran cráter de 4 a 5 km de diámetro.

El cono actual del Pico de Orizaba tiene un altura de 1400-1500 m de elevación. Durante un período de hace 7000 a 8000 años, el nuevo estrato volcán presentó varias emisiones de piroclastos con ciclos del orden de 1000 a 1500 años. Los piroclastos estuvieron compuestos por arenas, bombas y pómez, asociados a depósitos llamados San Vicente. Estos flujos estuvieron caracterizados por un magma heterogéneo dacítico-andesítico.

Los ciclos eruptivos pueden ser interpretados, según los autores ya mencionados, como resultado de un ascenso de un magma básico profundo. -- Para los últimos 5000 años la actividad del Pico de Orizaba ha sido otra vez efusiva con algunos períodos de emisiones plinianas (fig. 14).

Para Kudo et. al. (1985), "por lo menos dos líquidos (una ríolita -- rica en sílice y una andesita) han sido generados en la etapa más reciente del Pico de Orizaba" y por contaminaciones han formado así andesitas, dacitas y riodacitas.

Desde el punto de vista morfológico, el Pico de Orizaba es un cono que descansa sobre un macizo montañoso más antiguo. Demant (1982) menciona

na que el Pico de Orizaba se encuentra asociado a un *lineamiento tectónico N-S*, vinculado con el *Cofre de Perote*.

Las unidades geomorfológicas reconocidas para el Pico de Orizaba son las siguientes: Fig. 13.

- El cono superior
- La base del cono superior
- Los relictos del macizo montañoso (antecedente al cono superior)
- El piedemonte superior
- El piedemonte intermedio
- El piedemonte inferior

#### Cono Superior

El cono superior es completamente holocénico (Robín, 1981; Robín y Cantagrel, 1982; Demant, 1982). Se localiza aproximadamente de los 5200 m hasta los 5610 msnm, presentando una composición eminentemente andesítica y dacítica; actualmente está cubierto de nieve la mayor parte del año. Es un cono cinerítico gigante con algunos rasgos de erosión glacial (principalmente valles y circos de poca magnitud), a diferencia de su base, que presenta un modelado glacial más desarrollado.

Otros rasgos importantes son las acumulaciones volcánicas recientes, una hacia el oriente fuera del pretaguas de la cuenca de Oriental y la otra hacia el SW del cono principal.

A manera general, Lorenzo (1964) ha descrito algunas características importantes del Pico de Orizaba en su porción superior. Lorenzo describe las características morfológicas del cono superior donde pudo medir el diámetro del cráter en 500 m aproximadamente. Además el mismo autor hace énfasis en la presencia de glaciares activos en la porción norte del cono, que van desde los 4700 hasta la cima. Este glaciar ha sido definido como el de mayor amplitud reciente en México.

La base del cono superior se localiza entre los 4200 msnm y los 5200-5400 m. Su composición es principalmente andesítica y en lo que res

ta a su génesis, se formó en etapas explosivas con grandes cantidades de piroclastos y en la misma etapa se desarrollaron conos periféricos, los cuales han sido datados en 38 000 años (Robín y Cantagrel, 1932).

Los domos periféricos de alturas distintas, se localizan principalmente hacia el oeste y noroeste del cono. La forma original se vio afectada fuertemente por la acción glacial, con desarrollo de amplios nichos y circos glaciales de gran amplitud, como los que observan en su porción SW (figura 15).

Actualmente esta zona también se encuentra cubierta la mayor parte del año por las nieves perpetuas, hasta alturas de 4600 msnm (Lorenzo, -- 1964), por lo que es la zona más activa en cuanto al aporte de agua a las partes bajas del gran volcán por los deshielos estacionales.

Un rasgo muy distintivo de esta porción es la presencia de fenómenos gravitacionales provocados por la fuerte pendiente y por los procesos periglaciales.

#### Relictos del Macizo Montañoso Antiguo

Esta unidad corresponde a un macizo andesítico destruido por la formación de una caldera anterior al cono reciente, que se localiza entre -- los 4200 y los 3400-3500 msnm. Su morfología corresponde a un relieve de pendientes fuertes, cortado por valles glaciales profundos, desarrollados sobre el Pleistoceno tardío. Estos valles presentan en su porción -- frontal amplias zonas de materiales retrabajados por los hielos en épocas pasadas, que dejaron evidencia de la formación de morrenas laterales y de fondo, nimas que parcialmente han quedado cubiertas por el bosque.

Se puede diferenciar esta unidad de la base del cono por un cambio -- en el gradiente que disminuye conforme se aleja de la base del cono hasta llegar a ser solamente de 30°; además, el macizo antiguo presenta una cubierta somera de piroclastos recientes, sobre los materiales de origen -- glacial.

En lo que respecta a la densidad de la disección, se presentan valores mayores a  $4.0 \text{ km}^2/\text{km}^2$ , asociados a un modelado glacial y periglacial - muy intenso en épocas pasadas. La gran cantidad de cauces fluviales se debe a antiguos cauces de deshielo de los que eran el paso de comunicación hacia porciones más bajas del Pico de Orizaba.

#### Piedemonte Superior

A lo largo del Pleistoceno se desarrolló un gran piedemonte en el flanco occidental del Pico de Orizaba, consistente en una gran rampa acumulativa de origen aluvial-proluvial, formada en varias fases de depósitos, entre estas etapas se encuentran las volcánicas (al respecto ver figura de Robín y Cantagrel 1982). Al mismo tiempo que se presentan materiales coluvial-proluvial, los materiales glacioluviales también fueron importantes. Los eventos de acumulación volcánica quedaron intercalados con los anteriores en distintas etapas de formación, aunque siempre existió un predominio de acumulación aluvial-proluvial y glacioluvial y como puede observarse en la carta topográfica, este tipo de acumulación dio como resultado una topografía de geometría convexa. Cabe mencionar que la acumulación volcánica fue manifiesta aún durante el Holoceno (Robín y Cantagrel, 1982).

El piedemonte superior del Pico de Orizaba se localiza entre las cotas de los 3500 y los 2900-2800 msnm, aproximadamente. La densidad de la disección se presenta en valores de 3.0 a  $4.0 \text{ km}^2/\text{km}^2$  asociados a las corrientes que bajan desde la unidad antes mencionada, que han dado origen a barrancas de poca profundidad, generalmente asociadas en su porción superior a depósitos y modelado de origen glacial.

La expresión morfológica más importante del piedemonte superior corresponde a los depósitos morrénicos y a las amplias superficies de proclastos afectados por condiciones periglaciales más recientes y cubiertos (ambos) por emisiones volcánicas.

Como se mencionó, son claras las evidencias de depósitos morrénicos en esta parte del piedemonte. Se presentan como "lenguas de rocas" que presentan entallamiento y estrías, predominando los materiales angulosos en rocas de composición andesítica principalmente. Pero, cuando se trata de depósitos de sedimentos finos, estos se presentan generalmente en una secuencia laminar, producto de los escurrimientos glaciafluviales.

En general las morrenas constituyen superficies convexas y como un claro ejemplo de ello, se encuentran las que se localizan a lo largo del camino de San Martín Ojo de Agua- San José Llano Grande, entre los 1900 y 3100 msnm.

Cabe mencionar que la edad de la morfología superficial del piedemonte superior es completamente holocénica, ya que fue cubierta por las emisiones marcadas por Robles y Cantagrel (1982), por lo que su modelado actual no puede correlacionarse del todo con las porciones más inferiores del piedemonte, aunque en épocas pasadas el aporte de materiales a las porciones inferiores del Pico de Orizaba, sí tuvieron relación en cuanto a continuidad topográfica y tipo de materiales ya que fue el piedemonte superior zona de aporte de sedimentos a porciones inferiores.

#### *Piedemonte intermedio*

El piedemonte intermedio del Pico de Orizaba se localiza entre los 1800-1900 msnm y los 2600-2500 msnm aproximadamente.

Esta unidad se encuentra compuesta de aluviones y materiales piroclásticos que se intercalan en ocasiones en secuencias mal definidas, sobre todo por las constantes cubiertas piroclásticas del Pico de Orizaba y de los materiales arrojados por los conos cónicos localizados en la parte media e inferior del piedemonte (en algunas ocasiones pueden ser observados materiales aluvial-proluvial).

La porción intermedia del piedemonte presenta una geometría convexa, debido a la acumulación coalescente de varios abanicos aluviales que fueron cubiertos por los materiales piroclásticos ya mencionados.

Sobre las barrancas que cubren esta parte del piedemonte se reconocen lo que podrían ser una serie de depósitos morénicos muy antiguos, -- que se presentan muy alterados y bastante consolidados y que llegan por lo menos a la cota de los 1700 msnm.

Consisten en materiales de una matriz de arena gruesa a fina bien -- consolidada y con algunos clastos de andesitas; el color de la matriz es de café claro a gris claro, debido al intemperismo que las ha afectado. Estos depósitos pueden ser observados a lo largo de las barrancas que se localizan al SE del poblado de San Francisco Independencia.

La densidad de la disección del piedemonte intermedio presenta valores de 3.0 a 2.0 km/km<sup>2</sup>, que disminuyen paulatinamente hacia las zonas inferiores. Los valores mencionados se encuentran asociados a barrancas -- formadas sobre lobas poco consolidadas, pero al encontrarse alternadas -- con sedimentos aluviales con alto contenido de arenas, la infiltración se vuelve más o menos importante, por lo que la acción erosivo-fluvial es en tonces moderada.

La disección es más importante en los cambios que se refieren a profundidad, ya que existen diferencias entre la profundidad de las barrancas -- desarrolladas sobre piroclastos, que sobre piroclastos intercalados con -- aluviones. La mayor profundidad sobre las barrancas se presenta en zonas donde predominan únicamente piroclastos, ya que éstos son más susceptibles al transporte por las corrientes fluviales que los mencionados con alternancia de aluvión.

#### Piedemonte inferior

El piedemonte inferior del Pico de Orizaba está compuesto principalmente de materiales proluviales cubiertos por el vulcanismo procedente de una serie de aparatos volcánicos pequeños localizados sobre éste durante el Cuaternario superior (Megandak *Et. al.* 1985). Se localiza de la cota de los 2600 msnm aproximadamente, hasta la planicie de nivel de base.



En realidad el piedemonte inferior se une con 2 planicies distintas, ambas funcionan como planicies de nivel de base: la de Ciudad Serdán a -- 1420 msnm y la de Tototcingo a 1320 msnm.

Hacia la planicie de Tototcingo se ha desarrollado más el piedemonte inferior por tener una cota más baja que la porción que reconoce hacia Ciudad Serdán. Esta misma diferencia de niveles de base ha provocado que sobre la parte central del piedemonte, en dirección longitudinal a éste, se presente un parteaguas que divide las corrientes que llegan a la planicie de Tototcingo de las que reconocen a la planicie de Ciudad Serdán.

Ambas unidades son en tiempo la misma unidad. Fueron originados por el crecimiento del piedemonte intermedio, en sus avances hacia la planicie de nivel de base.

Es claro que algunas estructuras volcánicas que se encuentran en la zona, debieron originarse una vez que el piedemonte ya estaba formado como es el caso de los mares de Xalapasco Grande y Xalapasco Chico, Tecuiztlapa y Aljojuca, así como también el volcán El Brujo cerca de San Salvador el Seco. Los cuerpos volcánicos mencionados se encuentran intactos - en su porción baja, con respecto a que no fueron cubiertos por la actividad acumulativa que dio origen a la formación del piedemonte inferior.

Los valores de la disección que presenta el piedemonte inferior son de 1.0 a 1.0 km/km<sup>2</sup>, asociados a corrientes de poca profundidad pero de - una longitud extensa, que se han desarrollado sobre aluviones y sobre porciones muy cercanas a la zona de nivel de base, por lo que la magnitud de estos valores no es importante.

Para concluir con respecto al contexto general del Pico de Orizaba y de su piedemonte se establece que su origen y evolución se deben a la combinación de eventos volcánicos de diversa magnitud, así como a varios procesos exógenos que dejaron su huella con depósitos glaciales, fluviales, aluviales y volcánicos principalmente.

## Cofre de Perote

El Cofre de Perote es una de las montañas más altas de la cuenca de Oriental. Su origen se encuentra asociado al lineamiento Pico de Orizaba-Sierra de Citlaltépetl-Cofre de Perote. Su formación se inició en el Plioceno (Domant, 1978) como una estructura de composición intermedia, -- que reinició su actividad en el Cuaternario arrojando materiales de composición ácida. Las rocas que conforman el Cofre de Perote son principalmente andesitas del Cuaternario, presentando además, algunos depósitos de material piroclástico de diversa composición, pero con gran predominio de pómez.

En este apartado no se diferencia todo el Cofre de Perote, ya que so lo la porción occidental queda en contacto con la cuenca de Oriental.

Las zonas morfológicas reconocidas en este gran cuerpo volcánico son:

- Laderas altas
- Laderas Intermedias
- Laderas bajas
- Piedemonte acumulativo (ver figura 13).

### Zona de Laderas Altas

Se localiza entre los 3300-3200 msnm y la cima. Esta unidad presenta fuertes pendientes y barrancas profundas originadas principalmente por inscisión glacial.

Existen algunas porciones, sobre todo hacia el NE del Cofre de Perote que se vieron afectadas por una cubierta de piroclastos recientes (pómez) que del mismo modo cubrió el relieve preexistente.

De la cota de los 3700 m hacia la cima, se presenta una superficie de formas convexas que corresponde a la roca parental y casi no existe un sustrato edáfico importante. La acción glacial en esta zona fue de las más importantes en la cuenca de Oriental, ya que los valles glaciales alcanzaron su máxima profundidad (hasta 150 m).

Entre los 3700 y los 3200-3300 msnm se localiza en las laderas altas un fuerte desnivel que marca el límite de la zona con la base del Cofre de Perote.

Actualmente, toda la porción superior se ve influenciada por las nieves estacionales, por lo que los procesos más frecuentes que ahí se presentan son los periglaciales. Además, en varias localidades se observan depósitos morrénicos a lo largo de las barrancas, los cuales consisten en campos de rocas y gravas mezcladas con arenas que conforman pequeñas lenguas convexas en barrancos de gran amplitud. Otros rasgos que se presentan son las rocas alineadas y la presencia de cuñas de hielo, los cuales evidencian procesos periglaciales muy activos en el pasado. [Figura 16]

La densidad de la disección que presenta esta unidad de laderas altas varía de 3.0 a 3.5 km/km<sup>2</sup> y se encuentra asociada en su origen a un modelado de origen glacial y periglacial.

#### Zona de Laderas Intermedias

Con este nombre se ha denominado la zona que se localiza al NW de la cima del Cofre de Perote, que corresponde a una estructura volcánica aparentemente reciente (Cerro La Pamela y Cerro El Aire) con una cima de --- 3100 msnm. Su morfología no coincide con el resto de las demás unidades del Cofre de Perote, ya que aquí disminuye completamente la profundidad de las barrancas.

Por otro lado, se reconocen los volcanes antiguos que se localizan en esta unidad, ya que altitudinalmente se disponen en dirección N-E conforme se acercan a la cima. En total son 3 y presentan una forma bien definida (Cerros Viverona, El Aire y Pamela), los tres consisten en estructuras rocosas masivas, sin cubierta cinerítica y con un débil espesor de suelo.

Mientras que en otras vertientes de la unidad anterior se presentan valles glaciales o circos de erosión glacial a la misma altitud que en es



Laderas Superiores del Cofre de Perote con Influencia Periglacial.



Depósitos Glaciales Cerca de los Altos Veracruz Sobre el Cofre de Perote.

Figura 16.

ta unidad, aquí no se reconocen, seguramente por tener una edad más reciente las laderas intermedias con respecto a las laderas altas, además aún se observan relictos de las formas originales de origen volcánico.

Por último, los valores de densidad de la disección varían de 3.0 a 3.5 km/km<sup>2</sup>, asociados al desarrollo de un gran número de barrancos formados sobre materiales volcánoclasticos poco consolidados, sobre todo en las porciones inferiores, ya que las superiores se presentan con espesores efímeros de piroclastos.

#### Zona de Laderas Bajas

Esta unidad se localiza entre los 3200-3100 msnm y el piedemonte acumulativo que no tiene un límite altitudinal continuo. Se reconoce por pendientes más débiles en sus interfluvios con respecto a los mismos de las laderas altas y medias. Los barrancos y valles que cortan estas laderas son de origen erosivo glacial y presentan algunas veces gran amplitud en el fondo de sus lechos.

Es frecuente encontrar cimas planas en los interfluvios, sobre todo hacia la porción norte con lo cual se puede definir cómo era el relieve preexistente.

En general, se pueden definir 2 unidades de laderas bajas: la ladera SW y la ladera N, divididas ambas por los cuerpos volcánicos recientes. La ladera SW reconoce hacia la planicie de nivel de base de Tenextepec; - presenta amplios depósitos morrénicos como los que se localizan en la zona del poblado de Los Altos, Veracruz (figura 16) que de hecho se asienta sobre éstos. A los 3000 msnm, aún se presentan círcos y nichos glaciares.

Las laderas septentrionales fueron cubiertas en gran parte, por acumulaciones de pómez, lo que modificó el relieve preexistente, incluyendo los depósitos morrénicos y algunos círcos glaciares de baja altitud como el que se localiza junto al poblado de El Agua del Oyamel.

Actualmente el factor que favorece el mecanismo de formación de los barrancos sobre estas porciones del Cofre de Perote son esencialmente los piroclastos de las pómez y la forma como son acarreadas por el agua, por su fragilidad.

Finalmente los valores de la densidad de la disección que caracterizan a esta unidad, varían de 3.5 a 2.0 km/km<sup>2</sup>, asociados a escurrimientos sobre laderas cubiertas de pómez, altamente susceptibles a ser transportadas por las corrientes fluviales.

#### *Piedemonte Acumulativo*

Del mismo modo que las laderas inferiores del Cofre de Perote se dividen en 2 unidades, el piedemonte inferior se divide asimismo en 2: la porción que corresponde a la depresión de Tenextepec y la unidad que se localiza en la zona del poblado de Perote.

El piedemonte de la depresión Tenextepec se originó a partir de las corrientes fluviales que se encontraron con una barrera montañosa (Sierra de Tenextepec), lo que provocó que se desviaran hacia la planicie de nivel de base de Perote, formando así amplias zonas acumulativas hacia el oeste del poblado de Francisco I. Madero.

Por otro lado, el piedemonte desarrollado hacia la zona de Perote ha tenido una evolución sin modificaciones, excepto por las pómez que cubren las laderas inferiores del Cofre de Perote. Los espesores de las pómez pocas veces llegan a ser mayores a los 10 m.

Actualmente el piedemonte tiene una dinámica muy activa desde el punto de vista acumulativo. Los valores de la densidad de la disección que presenta, van de 1.0 a 2.0 km/km<sup>2</sup> debido a que predomina la acumulación sobre la disección.

Cabe señalar que a pesar de que el Cofre de Perote tiene una edad ca. sí similar al Pico de Orizaba y La Malinche, no presenta un piedemonte --

tan amplio como los aparatos mencionados, este es un punto de vital importancia para entender la evolución de la cuenca de Oriental, por lo que será discutido en el siguiente capítulo.

### Sierra de Citaltepetl

La Sierra de Citaltepetl es una estructura andesítica, riolítica y dacítica (Negandak *Et. al.*, 1985; Venant, 1988; y CFE, 1980), asociada al levantamiento regional Pico de Orizaba-Cofre de Perote y también a la formación de 3 grandes calderas cuaternarias que a su vez conforman el parteaguas oriental de la cuenca.

La Sierra de Citaltepetl se divide en tres grandes unidades dispuestas de norte a sur. La primera de ellas se localiza al norte del Pico de Orizaba, denominada Cerro las Cumbres; la segunda corresponde a la parte central de las calderas y de la sierra y se denomina Cerro Tecomanes. Por último, la caldera norte, se localiza un poco al S-SE del Cofre de Perote y se conoce con el nombre de La Caldera o Cerro La Lobera.

La Sierra de Citaltepetl no tiene una morfología uniforme, presenta diversas unidades correspondientes a los eventos volcánicos que la forman, además de distintos niveles de piedemonte (cubiertos en gran medida por piroclastos): por lo mismo es clara la diferencia geomorfológica de toda esta gran unidad, tanto en latitud como en altitud. Las divisiones que se han establecido y reconocido en esta sierra son las siguientes:

- Sierra Sur o Cerro las Cumbres.
  - . Zona de laderas altas
  - . Zona transicional de laderas volcánicas
  - . Lomeríos piroclásticos con fuerte disección
  - . Piedemonte acumulativo
    - Piedemonte superior
    - Piedemonte inferior

- Depresión Transicional de Tlanalapan (Barranca Los Tziles),
  - . Zona superior o de laderas altas
  - . Piedemonte acumulativo con vulcanismo reciente
- Sierra Central o Cerro Tecomas
  - . Zona de laderas altas o cima
  - . Zona transicional (volcanes recientes sobre laderas con modelado - preexistente)
  - . Piedemonte acumulativo
    - Piedemonte superior
    - Piedemonte inferior
- Zona Transicional Gonzalez Ortega
  - . Cima o zona de laderas altas
  - . Porción intermedia con vulcanismo reciente
  - . Piedemonte acumulativo
- Sierra Norte o Cerro La lobera
  - . Cima o zona de laderas altas
  - . Superficie antigua de erosión con vulcanismo reciente
  - . Piedemonte acumulativo
- Depresión Transicional El Tajún.

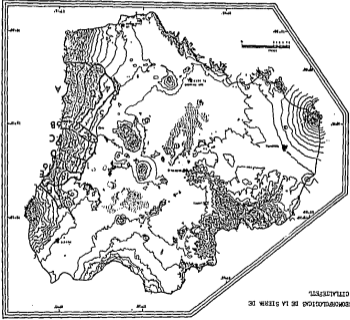
#### Sierra Sur de Citaltepetl

Esta unidad se encuentra dividida en:

- Zona de laderas altas
- Zona transicional de laderas volcánicas
- Lomeríos piroclásticos con fuerte disección
- Piedemonte acumulativo
  - . Piedemonte superior
  - . Piedemonte inferior.

Ver Fig. 17.





DIVISIONE GEOGRAFICA DE LA SIERRA DE  
GUADARRAMA

93 A

17  
18

### Cóma o Zona de Laderas Altas

Esta unidad tiene una altitud promedio en su cóma de entre 3900 y -- 4000 msnm y presenta pocas diferencias altitudinales a lo largo del porte aguas principal. Su límite inferior se localiza a los 3300 msnm aproximadamente.

La Sierra Sur de Citaltepetl está compuesta de rocas andesíticas y dacíticas originadas en el Pleistoceno (CFE, 1980; Negendank *Et. al.*, -- 1985). Desde el partaguas hacia la porción occidental, presenta una morfología de grandes valles y peñascos de gran altura.

Los cuerpos rocosos corresponden a reliquios de una gran caldera que dió origen a la Sierra Sur. Un rasgo muy importante en esta porción superior es la morfología glacial que se manifiesta en valles de gran profundidad que se desarrollaron en épocas pasadas.

En las zonas altas se observan rasgos de por lo menos 2 eventos de glaciación, registrados en los valles. El primero se desarrolló aparentemente desde la cóma hasta la cota de los 3700-3800 msnm aproximadamente, dando origen a circos glaciales de gran amplitud en la cabecera de la Sierra y además por un escarpe con respecto al mismo valle central.

Los ejemplos más claros de estos valles y circos de origen glacial se localizan en la Barranca El Salitrero y entre los Valles de Ixtlahuaca e Ixtetla (ver carta de localización de Barrancas de origen glacial).

El segundo evento se refleja en otra morfología entre los 3400-3500 msnm y los 3700-3800 msnm aproximadamente y se caracteriza por la presencia de valles en forma de "U", o valles en forma de "V", pero de menor amplitud que los del caso anterior. El límite entre una unidad y la otra está dado por un cambio en la pendiente, ya sea que aumente o disminuya. Además, es claro este tipo de modelado en las cartas topográficas 1:50 000 de INEGI, por la clara morfología en "U" o en "V" que posteriormente fue conformada en el campo.

DIVISIONES GEOMORFOLÓGICAS DE LA SIERRA DE  
CITLAHUAC

Y 66

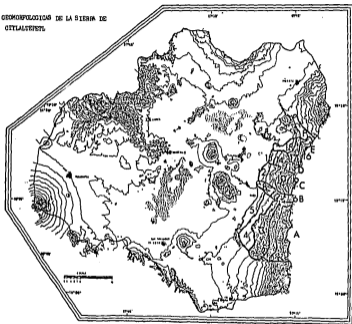


Figura  
17

### Cóma o Zona de Laderas Altas

Esta unidad tiene una altitud promedio en su cóma de entre 3900 y -- 4000 msnm y presenta pocas diferencias altitudinales a lo largo del parte aguas principal. Su límite inferior se localiza a los 3300 msnm aproximadamente.

La Sierra Sur de Citaltepetl está compuesta de rocas andesíticas y dacíticas originadas en el Pleistoceno (CFE, 1980; Negendank *Et. al.*, -- 1985). Desde el parteaguas hacia la porción occidental, presenta una morfología de grandes valles y peñascos de gran altura.

Los cuerpos rocosos corresponden a relictos de una gran caldera que dio origen a la Sierra Sur. Un rasgo muy importante en esta porción superior es la morfología glaciar que se manifiesta en valles de gran profundidad que se desarrollaron en épocas pasadas.

En las zonas altas se observan rasgos de por lo menos 2 eventos de glaciación, registrados en los valles. El primero se desarrolló aparentemente desde la cóma hasta la cota de los 3700-3600 msnm aproximadamente, dando origen a circos glaciales de gran amplitud en la cabecera de la Sierra y además por un escarpe con respecto al mismo valle central.

Los ejemplos más claros de estos valles y circos de origen glacial se localizan en la Barranca El Salitrero y entre los Valles de Tlalahuaca e Ixtetla (ver carta de localización de Barrancas de origen glacial).

El segundo evento se refleja en otra morfología entre los 3400-3500 msnm y los 3700-3600 msnm aproximadamente y se caracteriza por la presencia de valles en forma de "U", o valles en forma de "V", pero de menor amplitud que los del caso anterior. El límite entre una unidad y la otra está dado por un cambio en la pendiente, ya sea que aumente o disminuya. Además, es claro este tipo de modelado en las cartas topográficas 1:50 000 de INEGI, por la clara morfología en "U" o en "V" que posteriormente fue confirmada en el campo.

Las evidencias de estos niveles glaciales fueron reconocidas de manera más clara en dos valles y barrancos: uno en la Barranca Piedra Ancha y otro en la Barranca Piedra Pintada, ambos localizados al Oriente de los poblados de Agua Escondida y El Puerto Nacional.

El límite norte de la Sierra de Citlaltépetl Sur lo establece la Mesa del Rodeo, localizada a los 3300 msnm.

Un rasgo importante de la porción superior de la Sierra Sur es la presencia de valores de 4.0 a 4.5 km/km<sup>2</sup> de densidad de la disección, asociados al relieve de origen glaciar.

#### Zona Transicional de Laderas Volcánicas

Esta unidad transicional se localiza entre los 3300-3400 msnm y los 3100-3000 msnm aproximadamente. Se caracteriza por un cambio súbito en la pendiente de la sierra, que se vuelve más abrupta, además de que se encuentra cubierta por materiales piroclásticos recientes.

Su morfología es preferentemente de laderas convexas cortadas por valles profundos de origen glaciar y por barrancos originados por corrientes fluviales de deshielo que bajan desde la cima.

En esta zona transicional se encuentran evidencias glaciales y periglaciales muy claras, pero cubiertas por vulcanismo reciente. Estas evidencias corresponden a morrenas y alineamientos de rocas que afloran en los cortes que han hecho algunas corrientes fluviales.

Además, aún se observan evidencias de valles en forma de "U", que pertenecen seguramente a una etapa glaciar más antigua. En este caso, los valles presentan un límite superior más o menos homogéneo, localizado entre los 3400 y 3300 msnm, y su límite inferior se encuentra poco definido.

Ejemplos de los valles mencionados se localizan en la Barranca Quetzalapa al norte del Puerto Nacional y en la Barranca Ixtlahuaca, a 7 km al norte del mismo poblado.

Otra característica morfológica de esta unidad es que los valles y barrancos se reducen en profundidad, en comparación con los anteriores, - debido a que la cubierta piroclástica reciente cubrió casi completamente las formas originales.

En la actualidad, esta zona se reconoce por un desarrollo importante de cárcavas sobre los materiales piroclásticos recientes, pero con estabilidad en las zonas que en el pasado fueron afectadas por condiciones periglaciales o glaciales (de esto se hablará en el siguiente capítulo).

#### Lomeríos Piroclásticos con Fuerte Disecación

Esta unidad, de origen aparentemente volcánico-ignimbritico, se localiza entre los 3000-3100 msnm y los 2800-2700 msnm aproximadamente. Está compuesta de grandes espesores de pómez del Pleistoceno medio-tardío, que frenaron de alguna manera el desarrollo del piedemonte acumulativo sobre esta porción de la sierra.

Los Lomeríos abarcan desde San Miguel Zoapan hasta el poblado de -- Cuauhtémoc, en la porción occidental de la Sierra Sur de Citaltepetl.

El desarrollo de la disecación en esta zona de lomeríos es muy diferente en todo sentido, no solo en la sierra, sino en toda la cuenca de -- Oriental. Se presentan los máximos valores de densidad de la disecación - de toda la zona en estudio.

La fragilidad\* de las pómez para ser transportadas facilita el proceso de la disecación, lo que se expresa en la formación de barrancos de poca profundidad, pero con un gran desarrollo de cauces de primer orden. A su vez, los lomeríos presentan una mala conservación de sus cimas o interfluvios y no permiten seguir su continuidad, de tal forma que no se puede llegar a delimitar o establecer el relieve original, sobre todo por su -- alto grado de disecación.

\* Poca compactación.

Una particularidad de toda esta unidad es que la diseción no corresponde con la edad de los materiales, es decir, que en una unidad de poca antigüedad geológica se ha producido una diseción de gran magnitud  $5.0 \text{ km}^2$  de densidad de talwegs, lo que nos permite entender que la edad del material no necesariamente corresponde a la del proceso de la diseción. En este caso, el factor grado de consolidación del material, es el que ha favorecido los valores tan altos de la misma diseción.

La Barranca Quetzalapa corta de manera perpendicular a esta estructura y aunque otras corrientes fluviales también lo hacen, ésta es la única que presenta fondo plano, factor de interés para entender la evolución de otras unidades inferiores. El fondo plano que presenta esta barranca está asociado a un evento acumulativo muy importante, pero que en primera instancia fue de diseción.

La Barranca Quetzalapa donde se asienta la población Paso Nacional, tiene una orientación SE-NE, lo que de antonomasia indica que esta barranca reconoció hacia un antiguo nivel de base que se localizó hacia el NE, o por lo menos hacia la porción meridional, ya que no hay evidencias de un control estructural en la orientación de dicha barranca.

El área de captación de esta barranca es muy amplia y corresponde a largos y profundos valles glaciales; así, la barranca recibió los aportes glaci-fluviales desde la zona superior y seguramente los glaciares. El poblado Paso Nacional se encuentra asentado sobre un campo de rocas no consolidadas y de materiales muy angulosos que bien pudieran ser depósitos morrénicos antiguos. Además, la corriente fluvial actual que corre por esta barranca, no tiene una magnitud lo suficientemente significativa como para poder remover dichos materiales.

La altitud de los depósitos indicados coincide con la de otros depósitos morrénicos que serán mencionados más adelante.

La morfología plana del fondo de la barranca nos indica que el cauce fluvial estuvo sometido a una evolución distinta con respecto a otros cauces que cortaron la estructura de pómez y que originalmente pudo haber sido un valle de origen glacial.

En general, en toda la unidad de tenerlos con fuerte disección, se presenta actualmente una inestabilidad muy fuerte en las vertientes, asociada a la alteración de las pómez recientes que cubren el relieve original.

#### Piedemonte Acumulativo

El piedemonte de la Sierra Sur de Citaltepetl se divide en dos unidades claramente definidas:

- El piedemonte superior
- El piedemonte inferior

El piedemonte superior se encuentra ubicado entre los 1700 y los --- 2500 msnm aproximadamente. Hacia su porción sur tiene como límite al pie del Pico de Orizaba y hacia el norte al poblado de Guadalupe Victoria.

Se caracteriza por estar formado por una serie de abanicos aluviales de forma convexa, mismos que fueron cubiertos por fuertes espesores de -- pómez y piroclastos de diversa composición. Los materiales aluviales se observan en los cortes que han llevado a cabo las corrientes que bajan de la porción media de la Sierra Sur, donde se aprecian los ápices que dieron origen a este relieve acumulativo.

En estas formas del relieve en las que cesó la acumulación, se han desarrollado actualmente un número importante de barrancas por todas las corrientes que bajan de las partes altas. Los valores de la disección -- varían de 1.5 a 3.0 km<sup>2</sup>, disminuyendo hacia la planicie de nivel de base.

La amplitud del piedemonte es muy variable, dependiendo de su localización. En su porción sur, su evolución fue afectada por la Sierra de -- Tlalchichuca, que frenó su crecimiento.



La porción central es la de menor amplitud, debido a que en esa zona en el pasado no existieron corrientes importantes que aportaran cantidades considerables de aluvión.

La porción norte reconoce a dos planicies de nivel de base: la que queda localizada al SE de las Derrumbadas y la que se localiza al NE de los mismos domos. En la porción que se extiende al nivel de base que se localiza al sur, ha habido un mayor desarrollo de la disecación, debido a que en la porción norte se han producido depósitos piroclásticos más recientes que cubrieron el relieve anterior.

El piedemonte inferior tiene poca amplitud y además es de una edad muy reciente. Esta unidad acumulativa es transicional entre el piedemonte superior y la planicie de nivel de base, con valores de disecación de 1.0 a 1.5 km/km<sup>2</sup>, debido a que los escurrimientos fluviales se infiltran súbitamente en esta porción y casi no se ha desarrollado una disecación alta.

La importancia del piedemonte inferior radica en que su desarrollo dependió directamente de la disecación del piedemonte superior, por lo que esta porción inferior está constituida casi en su totalidad de materiales retrabajados de éste, pero cubiertos de piroclastos recientes.

Cabe señalar que como el piedemonte inferior en su origen, dependió de la distancia del piedemonte superior con respecto a la planicie de nivel de base, se observa claramente que las zonas de mayor amplitud del piedemonte inferior corresponden a las zonas donde el piedemonte superior quedaba más alejado de la planicie de nivel de base.

#### Depresión Transicional de Tlanalapan

Lo que se ha denominado como depresión transicional de Tlanalapan, corresponde al límite entre dos grandes unidades de la Sierra de Citaltepetl: la Sierra Sur y la Sierra Central. Esta zona transicional se reconoce por una depresión intermontana de orientación NW-SE con niveles alti

Andinates distintos. Al mismo tiempo la unidad se ha subdividido en las siguientes zonas:

- Zona superior o laderas altas
- Zona transicional con vulcanismo reciente
- Piedemonte acumulativo con vulcanismo reciente

#### Zona Superior o Laderas Altas

Se encuentra localizada desde el parteaguas a los 3100 msnm aproximadamente y hasta los 2900 msnm. Corresponde a la mayor depresión que tiene el parteaguas entre la Sierra Sur y la Sierra Central de Citaltepetl. Está constituida por rocas volcánicas afectadas por erosión glacial, lo que ha originado nichos, circos y depósitos morrénicos distribuidos sobre todo en las porciones laterales de los valles.

Las evidencias de procesos periglaciales consisten en alineamientos de rocas en el suelo, que han alterado los materiales contiguos, dándoles una composición textural arcillosa principalmente.

Es claro que la estabilidad en las vertientes de esta zona es muy grande y en pendientes de hasta 30° casi no se encuentran problemas de erosión y formación de cárcavas, esto es debido principalmente a que la influencia glacial y periglacial dio origen a suelos arcillosos con alto contenido de materia orgánica que provocaron una consistencia arcillosa en ellos, lo que les permite a esa altitud tener una consistencia importante la mayor parte del año y así, por lo tanto, las vertientes no sufrir el desgaste de corrientes torrenciales.

#### Zona Transicional con Vulcanismo Reciente

Esta unidad se localiza entre los 2900 y 2600 msnm aproximadamente; se caracteriza por presentar lomeríos alargados cubiertos por una capa pi neoclástica reciente.

Los coneros están compuestos por materiales volcánicos de diverso origen y composición (lavas, piroclastos lahares, etc.).

La erosión en cañones y en circoas es el proceso predominante en la actualidad, ya que la cubierta piroclástica reciente se encuentra depositada sobre laderas de fuerte pendiente, lo que provoca que el proceso de erosión de las vertientes sea muy acelerado.

Los barrancos principales tienen una profundidad de más de 60 m y su modelado estuvo en función de una dinámica muy activa en el pasado, actualmente poco importante, pues se encuentran muy estables.

#### *Piedemonte Acumulativo con Vulcanismo Reciente*

Esta unidad se localiza entre los 2600 y los 2400 msnm aproximadamente. Corresponde a un piedemonte acumulativo que fue afectado por el vulcanismo del pleistoceno superior y del holoceno.

Sobre esta unidad se localiza el poblado de Guadalupe Victoria. Los volcanes cineríticos que afectaron al piedemonte son: el Cerro Cristo Rey y el Cerro Tetillas, de una edad del Pleistoceno tardío (Negendank et al., 1945).

El vulcanismo mencionado no borró del todo el relieve preexistente - ya que se observa su declive transicional.

Los cuerpos cineríticos coinciden en su localización con la depresión Tlanalapan, por lo que es muy probable que esta depresión corresponda a un lineamiento NW-SE, que se encuentra delimitando la Sierra Sur de la Sierra Central de Citaltepetl.

Con respecto a los valores de la densidad de la discción en toda la depresión de Tlanalapan, éstos son de 4.0 km/km<sup>2</sup> en la porción superior y van disminuyendo paulatinamente hacia el piedemonte hasta llegar a valores de 1.0 donde es predominante la acumulación por parte de corrientes - fluviales.

### Sierra Central de Citaltepetl

La Sierra Central de Citaltepetl, lo mismo que las sierras norte y sur, corresponden a macizos andesíticos del Pleistoceno medio y ha sido afectada por vulcanismo más reciente de distinta composición. El origen de esta unidad aparentemente se encuentra asociado a una gran caldera, la calzada hacia el oriente del parteaguas de la cuenca. Así, la porción que se localiza hacia la cuenca de Oriental, corresponde a las laderas occidentales de esta estructura volcánica.

La porción más alta de la Sierra Central alcanza 3500 mnm aproximadamente, por lo que se observa así, un escalonamiento altitudinal entre el Pico de Orizaba, la Sierra Sur y esta Sierra Central.

La Sierra Central se ha dividido en las siguientes unidades:

- Zona de laderas altas
- Laderas volcánicas recientes
- Piedemonte acumulativo
  - . Piedemonte superior
  - . Piedemonte inferior

#### Zona de laderas Altas

Se localiza entre los 3000-3100 mnm y el parteaguas de la cuenca.

La porción más alta de esta Sierra Central tiene una altitud de 3500 mnm aproximadamente, por lo que se observa así un escalonamiento altitudinal.

La morfología de la Sierra Central fue originada por la actividad erosiva glacial principalmente y aun pueden reconocerse fácilmente los valles en forma de "U" a distintas altitudes, sobre todo a partir de los 3100 mnm y hasta los 2800 m.

la estructura andesítica del Pleistoceno medio fue afectada por la influencia glacial y aunque después de los eventos fríos se produjo actividad volcánica en algunas porciones adyacentes a la zona, las evidencias glaciales se mantuvieron con una clara expresión de erosión y depósito.

Los valles y circos glaciales reconocidos en esta unidad se encuentran localizados en la parte superior de las barrancas: Astilleros, Toluca, Agua de Enmedio y las localizadas al oriente de la población de Póclitos.

Los rasgos morfológicos más importantes de esta unidad son entonces, lomeríos de forma convexa, surcados por valles muy amplios de origen glacial. Además, con respecto a la densidad de la disección, se presentan valores mayores a  $3.5 \text{ km}^2/\text{km}^2$ , en el relieve glacial.

#### Laderas Volcánicas Recientes

Esta unidad se localiza entre los 3000 y los 2800 msnm aproximadamente. Se encuentra afectada por un vulcanismo intenso del Pleistoceno medio-superior. En un relieve de grandes barrancas, se desarrolló un vulcanismo cóncavo de composición básica a intermedia, que cubrió casi totalmente el relieve original. Así, se puede reconocer un mayor desarrollo de disección en las zonas que no fueron cubiertas por los piroclastos.

Los valores de disección que corresponden a esta unidad son de 2.0 a  $3.5 \text{ km}^2/\text{km}^2$  y es mayor la disección en la medida que es más distante alguno de los cuerpos volcánicos, sobre todo hacia el norte. Del mismo modo que en las unidades anteriores, se observa la presencia de valles glaciares antiguos que llegaron al nivel de los 2800 msnm, como los de la Barranca Toluca, esto evidencia entonces, un nivel de los depósitos glaciares por debajo de los 2800 msnm. De esto se hablará en otro capítulo, pero de antemano se puede asegurar que el relieve preexistente estuvo condicionado por procesos glaciales y periglaciales, cubiertos actualmente por el vulcanismo.

El cambio de relieve entre esta unidad y el piedemonte acumulativo - está dado por una zona transicional de alta disección (no registrada en la carta de disección por su pequeña extensión) que se ha originado sobre una superficie de piroclastos muy intemperizada y de mucha pendiente.

#### Piedemonte Superior

El piedemonte superior de la Sierra Central es más estrecho que el de la Sierra Sur, debido a que la planicie de nivel de base no tiene mucho desnivel con respecto al límite inferior de la zona de laderas volcánicas antiguas, por lo tanto no ha podido desarrollarse una rampa acumulativa amplia en períodos pasados.

Su origen se debe a depósitos aluviales que fueron cubiertos posteriormente por piroclastos recientes, principalmente de composición ácida e intermedia. En esta unidad de piedemonte los valores de disección son de 1.5 a 2.5 km/km<sup>2</sup>, originados por barrancos de poca magnitud sobre aluviones.

#### Piedemonte Inferior

El piedemonte inferior es la unidad acumulativa más amplia de la Sierra Central de Citaltepetl, ya que ha tenido un mayor desarrollo que el piedemonte superior. Se caracteriza por haber sido una zona de acumulación de los materiales provenientes de las porciones superiores, además, corresponde a la unidad de mayor amplitud de todos los piedemontes inferiores de las 3 Sierras de Citaltepetl.

La mayor amplitud mencionada se debe principalmente a que su desarrollo fue dado por la disección de los piroclastos que cubrieron tanto al piedemonte superior como a las laderas superiores. Así, este piedemonte inferior en el pasado funcionó como una unidad de nivel de base transicional y además su mayor extensión se debió posiblemente a un movimiento tectónico de hundimiento de la planicie de nivel de base contigua, por lo que en esta zona el piedemonte inferior se desarrolló de manera más extensa que en las otras porciones de los piedemontes.

Los valores de disección que presenta el piedemonte inferior varían de entre 1.0 y 2.0 km/km<sup>2</sup> asociado a corrientes que surcan esta unidad y que presentan un lecho muy amplio pero de poca profundidad, por estar cerca del nivel de base.

#### Zona Transicional González Ortega

La zona transicional denominada González Ortega corresponde a la unidad que delimita la Sierra Central con la Sierra Norte de Citlaltépetl. Su orientación es NW-SE y baja paulatinamente desde las laderas interiores hasta la planicie de nivel de base.

La zona transicional González Ortega se encuentra dividida en tres unidades morfológicas:

- Laderas altas
- Porción intermedia con vulcanismo reciente
- Piedemonte acumulativo

#### Laderas Altas

Se localiza entre los 3000 y 2800 msnm aproximadamente. Está compuesta principalmente de andesitas y dacitas y superficialmente se encuentra cubierta por depósitos morrénicos y piroclastos recientes. El poblado de González Ortega se encuentra al pie de valles glaciales en forma de "U" perfecta, donde se presentan por lo menos dos morrenas en el fondo, cubiertas por piroclastos (en el siguiente capítulo serán descritas todas las características de los depósitos glaciales de la región).

Se observa también en esta zona que la influencia de los hielos en el pasado, llegó por lo menos a los 2800 msnm, ya que a esta altura se presentan las morrenas en su límite inferior. Este es un nivel bastante bajo con respecto a los niveles hasta ahora conocidos en la cuenca de Oriental. No se ha encontrado en bibliografía alguna, evidencias de depósitos glaciales en la cuenca, salvo los reportados por Heine (1973) para La Malinche.

Los valores de la *diseción* son mayores a  $3.5 \text{ km/km}^2$  y están asociados al modelado glacial.

#### Porción Intermedia con Vulcanismo Reciente (Conos Cónicicos y Mesas de Lava)

Al occidente del poblado de Gonzalez Ortega, se localiza un cuerpo volcánico compuesto de 2 conos cónicicos unidos (C. Cuacuello) que marca el comienzo de esta unidad intermedia. Un poco hacia el occidente de este aparato, se localiza la mesa basáltica de El Aire y más al norte la mesa de Jesús, cortadas y divididas a su vez por una gran barranca (Natacoyote).

Tanto los conos cónicicos como las mesas de lava se desarrollaron sobre un relieve preexistente que fue totalmente cubierto. Los derrames de lava se extendieron hasta la planicie de nivel de base, por lo que --- aquí la *diseción* no ha presentado un gran desarrollo, debido a que los derrames no han podido ser atacados por el proceso erosivo.

Así, es clara la morfología alternada de mesas de lava y conos cónicicos, en la cual se presentan valores de *diseción* de 1.0 a  $3.0 \text{ km/km}^2$ .

#### Piedemonte Acumulativo

El piedemonte superior correspondiente a esta unidad se encuentra cubierto por los derrames lavicos de la porción intermedia, mismos que llegaron casi hasta la planicie de nivel de base, por lo tanto solo se encuentra bien desarrollado el piedemonte inferior, que también es la unidad más dinámica y reciente.

Dentro de los rasgos más importantes de este piedemonte inferior se encuentra un predominio de los procesos aluviales acumulativos, lo que hace que los cauces fluviales en su porción inferior y en contacto con la planicie de nivel de base no tengan un modelado bien definido.



Por otro lado, en la medida en que las corrientes fluviales se acercan a la porción media del piedemonte inferior, estas aparecen con una -- gran amplitud en su lecho pero con poca profundidad, lo que viene a reafirmar que existe un predominio de los procesos acumulativos sobre los erosivos fluviales.

Los valores de la densidad de la disección asociados a esta unidad - acumulativa van de 1.0 a 2.0 km/km<sup>2</sup>, desarrollados sobre materiales aluviales.

#### Sierra Norte de Citaltepetl

La Sierra Norte de Citaltepetl es la más septentrional de las tres sierras de Citaltepetl y del mismo modo que las anteriores, tiene una -- edad aproximada del Pleistoceno medio. También la Sierra Norte en su origen está asociada a una gran caldera de explosión localizada al oriente - del partaguas de la cuenca de Oriental en esta zona.

La Sierra Norte es la de menor elevación con respecto a las dos anteriores, por lo que se puede reconocer un escalonamiento altitudinal que - decrece a medida que se ubica hacia el norte.

Son tres las unidades en que se ha dividido la Sierra Norte de Citaltepetl:

- Laderas altas
- Superficie de erosión antigua con vulcanismo reciente
- Piedemonte acumulativo

#### Laderas Altas

Esta zona se localiza entre la cima y los 2900-3000 msnm. Está compuesta de andesitas y dacitas del Pleistoceno medio. El partaguas tiene una forma de medio arco, controlada por la forma de la caldera.

Las pendientes que presenta la unidad superior son pronunciadas y disminuyen a medida que llegan a los 3000 msnm.

El desarrollo de la disecación es muy interesante, ya que en esta porción se presentan las cabeceras de antiguos valles glaciales que fueron cubiertos por depósitos volcánicos más recientes, logrando cubrir parcialmente gran parte de la unidad; pero en la actualidad los barrancos comienzan a desarrollarse con una insicisión importante, por lo que se presentan valores de densidad de la disecación de 3.5 a 3.0 km/km<sup>2</sup>.

En función de lo anterior, se puede decir que las corrientes fluviales actuales se están desarrollando sobre un relieve glacial preexistente y cubierto por piroclastos de napera somera.

#### Superficie de Erosión Antigua con Vulcanismo Reciente

A partir de los 2900-3000 msnm y hasta los 2600 msnm aproximadamente, se localiza una zona compuesta de depósitos volcánicos intercalados con depósitos glaciales y fluvio-glaciales que han quedado cubiertos en gran medida por acumulaciones volcánicas explosivas de gran magnitud.

La morfología consiste en valles en forma de "U" de origen glacial que llegan hasta los 2500 m como tola mínima y de valles y barrancos de más de 100 m de profundidad, que pueden reconocerse por la distinta morfología de las barrancas tanto en su fondo como en las vertientes.

Esta unidad presenta cimas interfluviales planas y con barrancos de profundidad considerable, así como un modelado de las vertientes muy variable asociado siempre a distintas etapas de disecación fluvial. Los valores de la densidad de la disecación que presenta esta unidad van de 2.0 a 3.0 km/km<sup>2</sup>, y generalmente asociados a barrancos profundos.

#### Piedemonte Acumulativo

En el piedemonte acumulativo de la Sierra Norte de Citaltepetl no se pueden definir las unidades acumulativas debido a que a distancia cer-

cana se encuentra el volcán Tecajete, que dio origen al gran derrame lavíco de La Gloria y a una gran cantidad de materiales piroclásticos, mismos que cubrieron el relieve preexistente.

El derrame de La Gloria desvió (literalmente) los cauces del piedemonte de una orientación SE-NW a SW, sobre todo al entrar en contacto con este derrame.

Así, gran parte del piedemonte que se había desarrollado antes de la formación del derrame de La Gloria, quedó sepultado cuando aparece éste y se modifica entonces la dirección de las corrientes y los niveles de depósito, ya que las zonas acumulativas pasaron a ser erosivas, fue entonces que a partir de este evento se propició la formación de un nivel de piedemonte sobre la planicie de nivel de base.

Los valores de la densidad de la disecación son de entre 1.0 a 2.0 --  $\text{km}^2$ , asociados a escurrimientos estacionales sobre aluviones.

Por último, un rasgo interesante es el hecho de que sobre el piedemonte se ha formado un campo de depósito eólico muy activo, provocado por el transporte de sedimentos finos por el viento que son recogidos de las aluviones.

#### Zona Transicional El Triunfo

Esta zona transicional El Triunfo, donde queda ubicado el poblado -- del mismo nombre, marca el límite septentrional de la Sierra de Citlaltépetl, ya que a su vez también establece la división entre esta unidad y el Cofre de Perote.

La orientación de esta depresión coincide igualmente con la de las zonas transicionales de las demás sierras de unidades de la de Citlaltépetl: SE-NW.

En general, esta zona está compuesta de diversos materiales volcánicos de composición principalmente intermedia y ácida. Su morfología corresponde a una zona de fondo casi plano, de poca pendiente, asociado a -

depósitos aluviales del Cofre de Perote y en menor grado de la Sierra Norte de Citaltepetl.

La zona transicional de El Triunfo presenta valores de densidad de diseción que van de 3.5 a 1.0 km/km<sup>2</sup>, dependiendo de los escurrimientos que la cruzan, provenientes del Cofre de Perote.

*Divisiones Geomorfológicas de la Sierra de Citaltepetl: (fig. 17)*

*A. Sierra Sur de Citaltepetl*

1. Laderas Altas
2. Zona transicional
3. Lomeríos Piroclásticos
4. Piedemonte Superior
5. Piedemonte Inferior

*B. Depresión Tlaxalapan*

6. Laderas Altas
7. Zona Transicional con Vulcanismo Reciente
8. Piedemonte Acumulativo

*C. Sierra Central de Citaltepetl*

9. Laderas Altas
10. Zona Transicional
11. Piedemonte Superior
12. Piedemonte Inferior

*D. Depresión González Ortega*

13. Laderas Altas
14. Porción Intermedia con Vulcanismo Reciente
15. Piedemonte Acumulativo

*E. Sierra Norte de Citaltepetl*

16. Laderas Altas
17. Superficie de Erosión Antigua con Vulcanismo Reciente
18. Piedemonte Acumulativo

*F. Zona Transicional El Triunfo.*

Sintetizando las características geomorfológicas del lineamiento o no gráfico Pico de Orizaba-Sierra de Citaltepetl-Coñre de Perote, se establece que:

- El Pico de Orizaba como la unidad más alta del país, presenta un --- gran piedemonte acumulativo que en su formación respondió a una planicie de nivel de base que aparentemente durante el Cuaternario medio y superior no presentó cambios o variaciones importantes.
- Las Sierras de Citaltepetl presentan un escalonamiento altitudinal que va disminuyendo hacia la porción norte. Las tres unidades presentan evidencias de que la disección fluvial se produjo en diversas etapas. -- Las iniciales originaron valles orientados hacia el norte y NW.
- Los piedemontes altitudinalmente no presentan un mismo límite, ni -- tampoco una misma amplitud. La porción que corresponde al piedemonte superior o a las unidades acumulativas más antiguas, disminuyen en amplitud en la medida que se localizan hacia el norte, llegando en el caso del Coñre de Perote, a casi desaparecer y desvanecerse.
- Todas las unidades geomorfológicas en sucesivas ocasiones fueron cubiertas por acumulaciones volcánicas que arrojaron principalmente pómez.
- El modelado glacial en todas las unidades fue de los más importantes en la cuenca de Oriental y aún en la actualidad pueden reconocerse sus -- evidencias claramente.
- El Coñre de Perote es el único cuerpo volcánico que se presenta sin un piedemonte bien desarrollado y además, posee rasgos de origen glacial muy importantes.
- Las unidades denominadas depresiones, coinciden con los límites de - las grandes calderas que dieron origen a la Sierra de Citaltepetl y aparecen siempre con amplio desarrollo de aparatos volcánicos recientes que modificaron de manera notable, el relieve de las zonas contiguas. La --- orientación general de las depresiones es NW-SE.

-- La disección en todas las unidades es muy variable y depende de: el tipo de material (varias veces p6vez alteradas), el relieve de origen glaciar, las laderas volc6nicas y las zonas acumulativas principalmente. -- Adom6s, no siempre los valores m6ximos de la densidad de la disecci6n corresponden a las partes m6s altas de las unidades, por lo que en este caso la disecci6n proporcion6 elementos muy importantes sobre la g6nesis -- del linamiento mencionado.

#### Monta6as Polig6nticas de La Cuenca de Oriental

La unidad denominada Monta6as Polig6nticas corresponde a elevaciones de poca altura, cuyo origen es d6iverso: cuerpos intrusivos, estructuras plegadas sedimentarias marinas y en menor proporci6n, relictos de unidades volc6nicas del Terciario tard6o y Cuaternario.

Para referirnos al origen de estas monta6as polig6nticas, volveremos a citar su geolog6a de manera superficial. La zona en estudio sufre la acci6n de intensos plegamientos y ajallamientos de compresi6n con algunas intrusiones gran6ticas (CFE, 1980). Los bloques que ahora emergen -- formaron una gran unidad plegada y arqueada, que consisti6 seguramente en un anticlinorio, donde gran parte de la estructura actualmente se encuentra erosionada, pero a6n son visibles los sinclinales y anticlinales.

En cuanto a las unidades geomorfol6gicas, estas han sido contempladas m6s bien como unidades morfotect6nicas y se han definido como:

- Monta6as plegadas
- Macizos intrusivos
- Relictos de unidades volc6nicas
- Relictos de monta6as plegadas

Ver Fig. 18.

#### Monta6as Plegada:

V6nuegra (1965) define caracter6sticas tect6nicas de algunas porciones de la Sierra Madre Oriental, donde se reconocen con claridad las orien

aciones de las estructuras sedimentarias. Se observa que la orientación de los ejes de los anticlinales y sinclinales en la cuenca de Oriental es NW-SE y no coincide con la de los parteguas, aunque es difícil saber el por qué de esta relación debido a que se encuentran casi totalmente cubiertos por piroclastos.

Cabe señalar que la mayor parte de los materiales que conforman el subsuelo en la cuenca de Oriental, son rocas sedimentarias plegadas que se encuentran totalmente cubiertas por gruesos espesores de piroclastos y rocas volcánicas.

Entre las sierras más importantes de origen sedimentario marino se encuentran las sierras: Tenextepc, la porción NE de Tepeyahualco, Tenextatilloyan, Techachalco, Tlalchichuca, La Ventana, Sierra Alchichica y Zoltepec. Todas estas corresponden a elevaciones de poca altura que generalmente no presentan mantos acumulativos de piedemonte, donde no se reconocen fragmentos de rocas sedimentarias que hayan sido retrabajadas de manera importante por la erosión fluvial, sino que generalmente los depósitos coluviales y proluviales de estas unidades corresponden a depósitos de material volcánico que cubrió las estructuras en alguna emisión reciente.

Lo anterior es importante para señalar lo reciente de la formación de las planicies de nivel de base en la cuenca de Oriental, principalmente en lo que se refiere al cubrimiento por los piroclastos de diversas unidades volcánicas recientes y casi recientes localizados de manera dispersa por toda la cuenca.

Los valores de la disección en estas unidades varían entre 2.5 y 1.0  $\text{km}^2/\text{km}^2$  y llegan a ser mayores de 2.5 cuando la cubierta de piroclastos es muy amplia, debido a que las corrientes fluviales pueden remover de manera más intensa los piroclastos que las superficies de las rocas sedimentarias.

MONTAÑAS POLIGENICAS DE  
LA CUENCA DE ORIENTAL.  
DE ORIGEN SEDIMENTARIO

MARINO ○

CUENPOS INTIMIVOS ○

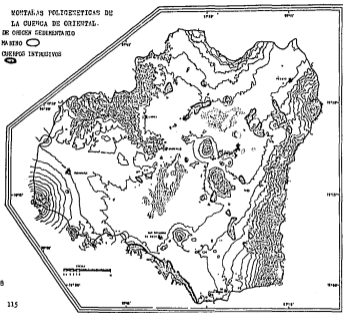


Figura 18



### Masivos Intrusivos

En épocas pasadas, anteriores al Mioceno, se desarrollaron en la zona objeto de estudio rocas intrusivas de poca profundidad, que según la CFE (1980), aprovecharon las zonas de debilidad producidas durante el plegamiento y ruptura llevados a cabo por grandes esfuerzos. Las rocas mencionadas actualmente constituyen sierras pequeñas, aflorando principalmente con rocas de origen sedimentario marino. Las sierras mencionadas son Sierra de Tepeyahualco y Sierra de Techachalco, ambas con una orientación casi E-W. Fig. 18.

Las montañas formadas por los masivos intrusivos, del mismo modo que las montañas plegadas, casi no presentan mantos coluviales y por lo mismo, se deduce que una gran parte de estas estructuras se encuentran cubiertas por piroclastos también recientes.

Los valores de la densidad de la disección en estas montañas son similares a los de las montañas plegadas (de 1.0 a 2.5 km/km<sup>2</sup>), con un comportamiento erosivo también similar.

### Relictos de Formas Volcánicas y de Montañas Plegadas

Se refiere a todas aquellas estructuras que resultaron de la erosión de estructuras mayores, pero que se encuentran actualmente cubiertas por depósitos recientes de piroclastos, sobre todo en las planicies de nivel de base y en menor medida en los piedemontes. Fig. 18.

Este tipo de estructuras abunda en la cuenca de Oriental y se pueden reconocer, de la misma manera que las montañas antes mencionadas, por la carencia de materiales coluviales o en algunos casos al poco desarrollo de estos mantos acumulativos, ya que generalmente se encuentran cubiertas por espesores poco importantes, salvo en los conos cónicicos que quedan dispersos de manera individual por algunas porciones de la cuenca (generalmente son del Cuaternario Medio-Superior).

En cuanto a los valores de densidad de la disección que presentan es te tipo de unidades, éstas son casi imperceptibles, pues en ocasiones solo son afloramientos de rocas sobre otras unidades.

#### PLANICIES DE NIVEL DE BASE

Uno de los elementos para considerar a la cuenca de Oriental como una unidad geomorfológica regional fue el que la mayor parte de las subunidades, compartían una planicie de nivel de base aparentemente única. Este fue uno de los problemas que se plantearon al comienzo del trabajo.

A medida que se fue avanzando, se reconocieron distintas planicies de nivel de base tanto en origen como en dinámica actual.

Las diferentes características que definen las planicies de nivel de base son muy claras en la actualidad. Todas ellas están asociadas [lógicamente] a valores bajos de la densidad de la disección, siempre menores de  $0.5 \text{ km}^2/\text{km}^2$  de densidad de talwegs.

Las distintas planicies de nivel de base que se han reconocido, han sido denominadas de acuerdo al poblado más importante que en ellas se localiza, por lo tanto éstas son: (ver Fig. 19).

- 1.- Xonacatlán-Textcal-Sarahúa, (A, B, C)
- 2.- Libres
- 3.- Oriental
- 4.- Tepeyahualco
- 5.- Perote
- 6.- El Línón
- 7.- Xicoténcatl
- 8.- Vicencio
- 9.- Tototzingo
- 10.- Xaltepec
- 11.- Bellavista
- 12.- Tepetitlán

DEVISIONES GEOMORFOLÓGICAS DE LAS PLANICIES  
DE LA CUENCA DE ORIENTAL.

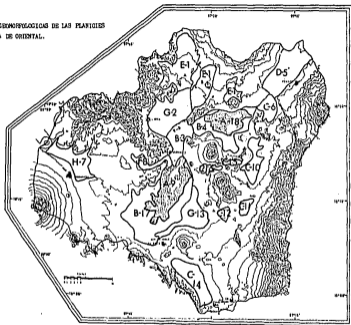


Figura 19.

- 13.- Zacatepec
- 14.- Ciudad Serdán
- 15.- Atexcuc
- 16.- Potes Gil
- 17.- Ozumba
- 18.- El Salado

Se han podido establecer distintos tipos de planicies de acuerdo a su origen. Así, tenemos que en la cuenca Oriental se presentan unidades que conforman planicies de nivel de base de origen volcánico por depósitos piroclásticos, de origen aluvial, de origen lacustre y algunas planicies transicionales ya sea de origen lacustre o aluvial.

A manera de síntesis, las planicies reconocidas fueron dejadas en las siguientes categorías: (ver mapa de Planicies).

- A.- lacustres
- B.- De origen lacustre con piroclastos más o menos consolidados
- C.- De rellenamiento aluvial
- D.- De piroclastos, con pendientes mínimas y con pómez en proceso de intemperización
- E.- De piroclastos, con pendientes menores a 6° y drenaje incipiente
- F.- De origen aluvial
- G.- De transición volcánico-lacustre o fluvio-lacustre con piroclastos sin consolidación
- H.- De origen volcánico, con drenaje bien integrado, asociada a movimientos tectónicos

#### A.- Planicies lacustres

Corresponden a zonas que actualmente presentan inundación temporal en la época de lluvias y aunque en realidad forman encharcamientos, se pueden considerar como muy activas en cuanto a este proceso. Presentan además, gran cantidad de sales evaporíticas, sobre todo en la época seca del año.

A las planicies mencionadas pertenecen las de Totolcingo y El Salado.

La planicie de Totolcingo es alimentada ocasionalmente por escurrimientos extraordinarios de algunas corrientes que llegan a alcanzar dicha unidad desde el Pico de Orizaba, la Sierra de Tollepec, la Malinche y el Bloque de Huamantla, principalmente.

Por otro lado, la planicie de nivel de base de El Salado, es alineada superficialmente por los escurrimientos extraordinarios que llegan de la caldera de Los Hornos y del Cerro Pinto y en menor instancia del Cerro Pizarro.

Ambas zonas lacustres o de inundación son totalmente independientes, aunque en el Pleistoceno tardío, pudieron tener comunicación o llegar a ser un solo cuerpo, pero ambas fueron cubiertas por materiales piroclásticos muy recientes.

#### B.- Planicies de Origen Lacustre con Piroclastos más o menos Consolidados

A esta unidad corresponden las planicies de Tepeyahualco, Oriental y San José Ozumba.

La planicie de San José Ozumba y Tepeyahualco se ve afectada por --- inundaciones extraordinarias de los Lagos El Salado y Totolcingo. Presenta además, materiales evaporíticos que integran junto con los piroclásticos poco consolidados, los materiales más superficiales.

La planicie de Oriental corresponde a una antigua zona de comunicación entre Totolcingo y El Salado. Sobre algunos canales de riego que se han construido en esa planicie (Río Salado), se observan cortes hechos en éstos y se reconocieron una serie de depósitos paralelos, cíclicos que demuestran una depositación de los piroclastos en un ambiente de baja energía. En esta zona los piroclastos están mejor consolidados que en las -- otras planicies mencionadas, debido a que actualmente no es una zona de inundación, y es utilizada intensamente en los cultivos.

La deflación es un proceso muy activo en las tres planicies, por la poca compactación que existe en algunas porciones superficiales del suelo y es mayor en las planicies de Ozumba y Tepeyahualco.

### C.- Planicies de Rettenamiento Aluvial

Estas planicies de nivel de base generalmente se encuentran asociadas al piedemonte de la Sierra de Citaltepetl y del Pico de Orizaba. Su origen corresponde a la formación de niveles de base locales y/o transicionales que se encuentran en contacto con el piedemonte inferior. A este tipo de planicies corresponden las de Ciudad Serdán, Tepetitlán, Bellavista, Atzacan, Portes Gil, Xaltepec y El Limón.

La planicie de nivel de base de Ciudad Serdán se encuentra delimitada por el piedemonte inferior del Pico de Orizaba, por la Sierra de Tottepec y por algunas elevaciones volcánicas localizadas al SE de San Salvador El Seco, así como por los conos cónicicos de Ciudad Serdán.

Al originarse los cuerpos volcánicos mencionados (conos cónicicos del Pleistoceno tardío y Holoceno), terminó la comunicación de las corrientes fluviales con la planicie de Totolcingo y con el valle de Esperanza - al sur de la cuenca de Oriental, conformando una planicie de rettenamiento aluvial, ya que se formó una planicie de nivel de base local que ya no permitió crecer al piedemonte inferior. Esta unidad es una de las más dinámicas en la cuenca de Oriental en lo que se refiere a la comunicación aluvial.

La planicie de Tepetitlán se localiza al sur de las Derumbadas y en contacto con el piedemonte inferior de la Sierra Sur de Citaltepetl. Esta planicie recibe los escurrimientos de la sierra mencionada que llegan en la época de lluvias y que logran cruzar el piedemonte sin infiltrarse completamente. Los aportes que recibe son de las barrancas Quetzalapa y Paso de Huey, haciendo que la acumulación de materiales aluviales, sea de las más dinámicas en la cuenca de Oriental, ya que principalmente recibe pómez y piroclastos finos.

La planicie de Tepetitlán funciona como un nivel de base transicional ya que los aluviones no son depositados directamente en la planicie - de nivel de base de Totolcingo.

Para el caso de la planicie de Bellavista, esta se localiza hacia la porción suroccidental de las Derrumbadas, en contacto con el piedemonte inferior de la Sierra Sur de Citlaltépetl. Esta planicie además, se formó al producirse el derrame lávico localizado al oriente de las Derrumbadas, que cerró la comunicación con la planicie de Xaltepec.

Sobre el piedemonte se observa como la disección se ha producido hacia el NW y actualmente ha cambiado en su parte inferior, pasando a una orientación este-oeste, conformándose así, después del evento volcánico, una planicie de nivel de base local, constituida por aluviones de origen pumítico, andesitas y piroclastos finos.

La planicie de Atezac es uno de los niveles de base más pequeños de la cuenca Oriental. Se localiza al norte de las Derrumbadas en la porción donde se asienta el poblado de San Luis Atezac.

Esta compuesta por depósitos de lobas y aluviones finos que han sido retrabajados por algunas corrientes extraordinarias que bajan de elevaciones pequeñas de la Sierra de Techachalco y volcanes pequeños como el Xala pasco de Atezac. Presenta además una de las zonas más activas en cuanto a la actividad efémera de la cuenca y es una zona de gran infiltración de agua, por las arenas que predominan en los suelos.

Para el caso de la planicie de Puertes Gil, esta se encuentra limitada por el Cerro Pinto al norte y por los Lahares de las Derrumbadas al sur y oriente. Esta planicie recibe gran cantidad de aluviones aportados por el Cerro Pinto, ya que su actividad tectónica, aparentemente de levanteamiento y por la presencia de materiales poco consolidados, hacen que el aporte fluvial a esta unidad sea muy dinámico.

Su orientación E-W, misma que tiene la planicie de Atezac, parece indicar que anteriormente a la formación de los Lahares de las Derrumbadas

das, ambas planicies constituyeron una misma unidad, que dejaba y limita ba el Cerro Pinto y las Derrumbadas. Por lo mismo, es de suponer que el origen de estas dos planicies sea posiblemente tectónico y estén asociadas a las unidades dómicas ya mencionadas.

La planicie de Xaltepec se localiza hacia la porción oriental de la cuenca, en contacto con el piedemonte inferior de la Sierra Central y Norte de Citaltepetl, teniendo una orientación general norte-sur.

Hacia el norte las unidades que delimitan la planicie son: la Sierra de Alchichica y Los axalapascos de Quecintlac, La Preciosa y Alchichica. Hacia el poniente, la Sierra de Techachalco; al sur, Los Labores de las Derrumbadas y algunos aparatos volcánicos menores; hacia el oriente la Sierra de Citaltepetl en la porción central y septentrional y finalmente hacia el NE el derrame Elvico de La Gloria.

La planicie de Xaltepec, del mismo modo que algunas anteriores, funciona como nivel de base local en la cuenca Oriental, ya que tiene una altitud aproximada de 2350 mnm, mientras que la planicie lacustre de El Salado (nivel de base general), presenta una altitud de 2320 mnm. Esto explica que los piedemontes de la Sierra de Citaltepetl no dependieron en su desarrollo y evolución de la planicie lacustre que tiene un nivel altitudinal más bajo, sólo que las planicies de nivel de base locales fueron las receptoras de los aportes de los piedemontes y por lo tanto de la evolución de éstos.

Esto es muy importante ya que se puede advertir entonces, que solo el piedemonte de la Malinche y el Pico de Orizaba tuvieron una evolución dependiente de la planicie de nivel de base lacustre, (nivel de base general de toda la cuenca).

En general la planicie de Xaltepec, corresponde a una zona de continua acumulación aluvial que procesa de las unidades ya mencionadas de la Sierra Citaltepetl.



La planicie de El Limón es una unidad que se localiza al sur del poblado de San Antonio El Limón, al SW de el poblado de Perote. Corresponde a una zona que divide a 2 planicies distintas, una de origen lacustre y otra de origen volcánico.

El origen de la planicie de El Limón se debe a las corrientes fluvia-  
les estacionales que remueven pómez en la época de lluvias, y en la época  
seca del año lo hace el viento.

Esta misma planicie de El Limón se encuentra delimitada hacia el sur  
por el derrame lávico de la Gloria, la Sierra de Tenextepec y la Sierra -  
de Alchichica. Además de que recibe los aportes provenientes de estas --  
unidades, también recibe aluviones de la porción suroccidental del Cofre  
de Perote.

#### D. - Planicie de Piroclastos, con Pendientes Mínimas y con Rápidi Pro- ceso de Intemperización

Con este nombre se ha designado a la planicie de Perote, compuesta -  
principalmente de pómez. La planicie de Perote tiene diferencias muy im-  
portantes con respecto a las demás planicies de nivel de base de la cuen-  
ca Oriental.

Es una zona donde no se han desarrollado suelos con horizontes bien  
definidos, ya que las pómez aún se encuentran "frescas" y en proceso de -  
intemperización. Sobre esta unidad es fácil encontrar fragmentos de pómez  
bastante grandes, hasta de 20 cm.

Por su alta permeabilidad, no presenta ninguna corriente fluvial que  
la cruce en sus bordes, ya sea desde la caldera de Los Hornos o desde el  
Cofre de Perote y por lo tanto presenta muy pocas acumulaciones de aluvia-  
nes en los bordes.

Se deduce que la planicie de Perote es de una edad reciente y que --  
fue producto del cubrimiento por los piroclastos de un relieve preexisten-

te. Sobre la misma planicie se observan cuerpos volcánicos cubiertos por las pómez y en algunos cortes en las zonas limítrofes, éstas llegan a tener espesores de más de 5 m, como es el caso de la porción NE de la Ciudad de Perote.

#### E.- Planicies de Piroclastos con Pendientes Menores a 6° y Drenaje Incipiente

Estas planicies corresponden a unidades vinculadas con la caldera de Los Hornos y son las de Xonacatlán, Texcal y Sarabá.

Sobre estas unidades se presentan piroclastos de diversa composición, que han sido omitidos principalmente por la caldera de Los Hornos. Sobre los piroclastos se ha desarrollado un drenaje incipiente de orientación norte-sur.

En la planicie de Xonacatlán, cerca de la población de Cuyoaco, se observa un antiguo cauce fluvial de orientación NW-SE que fue cubierto por una emisión de pómez casi reciente.

En general, las tres planicies mencionadas presentan una capa superficial de pómez muy intemperizadas, que se han mezclado con algunas cenizas de diversa composición. Desde el punto de vista del escurrimiento superficial, las planicies de Xonacatlán, Texcal y Sarabá son más impermeables que la planicie de Perote, también en contacto con la caldera de Los Hornos. Esto se debe al grado de intemperismo de los piroclastos y a la mezcla de éstos con otros piroclastos de diferente composición. Por lo mismo, las escasas corrientes fluviales que se llegan a formar en las planicies mencionadas, fluyen hacia la planicie de origen lacustre (ver Fig. 19).

Se puede establecer que estas unidades fueron una sola hasta antes de la emisión de los derrames lávicos de Tenextepac, Tepeyahualco y El -- Lón, y al formarse dividieron a las 3 unidades.

te. Sobre la misma planicie se observan cuerpos volcánicos cubiertos por las pómez y en algunos cortes en las zonas limítrofes, éstas llegan a tener espesores de más de 5 m, como es el caso de la porción NE de la Ciudad de Perote.

#### E.- Planicies de Piroclastos con Pendientes Menores a 6° y Drenaje Incipiente

Estas planicies corresponden a unidades vinculadas con la caldera de Los Hornos y son las de Xonacatlán, Texcal y Sarabá.

Sobre estas unidades se presentan piroclastos de diversa composición, que han sido enterrados principalmente por la caldera de los Hornos. Sobre los piroclastos se ha desarrollado un drenaje incipiente de orientación norte-sur.

En la planicie de Xonacatlán, cerca de la población de Cuyoaco, se observa un antiguo cauce fluvial de orientación NW-SE que fue cubierto por una emisión de pómez casi reciente.

En general, las tres planicies mencionadas presentan una capa superficial de pómez muy intemperizadas, que se han mezclado con algunas cenizas de diversa composición. Desde el punto de vista del escurrimiento superficial, las planicies de Xonacatlán, Texcal y Sarabá son más impermeables que la planicie de Perote, también en contacto con la caldera de Los Hornos. Esto se debe al grado de intemperismo de los piroclastos y a la mezcla de éstos con otros piroclastos de diferente composición. Por lo mismo, las escasas corrientes fluviales que se llegan a formar en las planicies mencionadas, fluyen hacia la planicie de origen lacustre (ver Fig. 19).

Se puede establecer que estas unidades fueron una sola hasta antes de la emisión de los derrames lávicos de Tenextepec, Tepayualco y El -- Limón, y al formarse dividieron a las 3 unidades.

Al norte, estas tres planicies limitan con la caldera de los Hornos. La planicie de Sarabia limita al sur con el Cerro Pizarro y hacia el --- oriente y poniente con los derrames de El Linón y Tepeyahualco. La planicie de Texcal tiene como límite al oriente y poniente los derrames de Tepeyahualco y Tenextepac, y hacia el sur la planicie de Libres y la Sierra de Tepeyahualco.

Por último, la planicie de Xonocatlán tiene como límite al poniente la Sierra de Tlaxco, al sur la planicie de Libres y al oriente el derrame lávico de Tenextepac.

#### F. - Planicie de Origen Fluvial

Se ha denominado con este nombre a la planicie de San Vicencio o El Carmen. Corresponde al cauce fluvial más amplio que se localiza en la -- cuenca de Oriental. Delimitada por la unidad tectónica del Bloque de Hua mantla, esta planicie tiene una configuración alargada, con una orienta-- ción este-oeste.

En la época de lluvias, la planicie recibe los escurrimientos que bajan de la porción centro-oriental del Bloque de Huamantla, acarreado y -- depositando grandes cantidades de tobas.

Así, en la época seca del año, las tobas sueltas son acarreadas por el viento que cruza libremente por toda la planicie de San Vicencio, dando origen a dunas muy activas que se desarrollaron predominantemente en -- la porción central del valle.

Aun en la época seca del año se puede observar a escasos centímetros del suelo (en profundidad), una humedad muy importante, evidencia de una zona de alta captación de agua.

Cuando los escurrimientos son importantes, la planicie de San Vicencio vierte sus aguas al cuerpo lacustre de Totolcingo. Así, se puede reconocer que en el pasado, esta planicie tuvo una actividad mayor que en -- el presente, pues existe una zona de dunas inactivas que se localiza ---

hacia la planicie de Tototzingo (cerca de la carretera El Carmen-Oriental), que indica fuertes acumulaciones efíicas en el pasado en la zona.

#### G.- Planicie de Transición Volcánico-lacustre o Fluvio-lacustre con Piroclastosis Consolidación

A este tipo de planicies corresponde la de Libres, localizada hacia la porción noroccidental de la cuenca y de Zacatepec hacia la porción centro-sur de la cuenca Oriental, entre las Desembocadas y San Salvador El Seco. Se caracterizan por su contacto con las planicies de inundación lacustre. Ambas reciben de manera incipiente los aportes de algunas corrientes fluviales que llegan a cruzar otras unidades morfológicas, como es el caso de la planicie de Libres, que recibe los aportes de algunas corrientes que llegan del Bloque Huamantla y en menor grado de las planicies de Xonacatlán y Texcal.

La planicie de Zacatepec, recibe los aportes del piedemonte inferior del Pico de Orizaba principalmente y en menor grado de la Sierra Sur de Citaltzipactl.

En estas planicies actualmente, hay una fuerte actividad efíica favorecida por la presencia de aluviones finos; se observa que las zonas de máxima deflación corresponden a las zonas de máxima extensión lacustre en el pasado, por lo que se puede establecer que los lagos no fueron de gran amplitud como parece. La deflación remueve los aluviones y los piroclastos localizados en las márgenes de las zonas de niveles máximos en el pasado, así como en algunos casos piroclastos recientes.

En lo que se refiere a los depósitos lacustres, éstos se han reconocido por la presencia de sales evaporíticas y no se encuentran tan lejos de la zona lacustre actual, por lo que se vuelve a remarcar, que por lo menos no hay evidencias superficiales en estas zonas, que nos demuestran que los lagos tuvieron una extensión muy importante.

**H.- Planicie de Origen Volcánico, con Drenaje Bien Integrado y Asociada a Movimientos Tectónicos**

Con este nombre se ha denominado a la planicie de Xicotencatl, localizada al sur del Bloque Huamantla o Bloque Tlaxco. Se encuentra limitada hacia el norte por el escarpe de falla del mismo Bloque Central de Huamantla y al sur por el piedemonte de La Malinche.

Esta planicie tiene una orientación E-W y aparentemente corresponde a un bloque tectónico hundido con respecto al bloque levantado de Huamantla. Además, la misma planicie se encuentra asociada a valles de fondo plano que penetran hacia el bloque mencionado: éstos fueron originados como respuesta de la disección a un movimiento tectónico de levantamiento.

El drenaje de esta planicie se encuentra bien desarrollado, debido a que recibe gran cantidad de afluentes del bloque y posteriormente, vierte sus aguas hacia la planicie de Orizaba, por lo que del mismo modo se le puede considerar una planicie transicional a la lacustre.

En conclusión, podemos establecer que la cuenca de Oriental no presenta una planicie de nivel de base única, sino que son 2 tipos genéticos de planicies de nivel de base, con un comportamiento distinto para cada una de ellas.

## CAPITULO III

### GEO-MORFOLOGÍA ACTUAL DE LA CUENCA DE ORIENTAL

En este capítulo se establecen las relaciones de los elementos geomorfológicos más importantes encontrados por el autor en la cuenca de Oriental. Así, se interpretan los rasgos más sobresalientes descritos en la zonación geomorfológica, de tal manera que se les da una conjugación lógica para entender cuáles son y han sido los procesos que han modelado las unidades geomorfológicas de la cuenca.

La interpretación de las unidades geomorfológicas de la cuenca de Oriental ha sido dividida en:

- Interpretación Morfotectónica .
- Interpretación de la disección
- Interpretación de los niveles de base actuales y antiguos
- La erosión hídrica en las vertientes
- Algunas evidencias glaciales y periglaciales

#### INTERPRETACIÓN MORFOTECTÓNICA

A pesar de que la cuenca de Oriental ha estado afectada por procesos volcánicos que han cubierto las principales estructuras con piroclastos de diversa composición, se pueden reconocer e inferir algunas unidades tectónicas por su morfología o por la presencia de lineamientos estructurales que delimitan claramente las unidades morfotectónicas. También se les ha dado importancia en esta interpretación a los lineamientos señalados por otros autores y que han podido en algunas veces, definir el comportamiento de algunos de los lineamientos más sobresalientes de la cuenca.

Los lineamientos reconocidos en la cuenca de Oriental por otros autores, están referidos en las obras de: Hilger (1972), Mooser (1975), Reyes (1979), CFE (1980 y 1982), Gasca (1981), Venegas (1985), Ferriz (1985) y Negendank Et.al. (1985).

La zonificación morfoestructural se estableció, finalmente por todos - los siguientes elementos: rumbo, longitud y expresión morfológica de los lineamientos, tipo de roca y asociación de formas (alineamientos de volutas, patrones de drenaje específico, niveles altitudinales de partenguas, pendientes generales de los partenguas secundarios, etc.).

#### Zonificación Morfoestructural

Las porciones de la cuenca de Oriental que presentan una clara expresión lineal, asociadas a fallas y fracturas son las siguientes:

- Bloque Huamantla
- Sierra de Ixttepec
- Cofre de Perote-Sierra de Citlaltépetl-Pico de Orizaba
- Planicies de nivel de base, domos y aparatos volcánicos

#### Bloque Huamantla

Corresponde a una unidad mayor conocida como Bloque Tlaxco, ya referida anteriormente. Se ha denominado en este trabajo Bloque de Huamantla, por el nombre del poblado más importante localizado cerca de la unidad mencionada.

El Bloque Huamantla corresponde a un complejo geomórfico compuesto - de rocas andesíticas Terciarias (Mioceno), que llegaron a conformar sobre sus partenguas superficies niveladas, donde actualmente aún pueden observarse estas evidencias (cimas planas).

Actualmente y debido a una serie de movimientos tectónicos de levantamiento hundimiento, las superficies planas de los partenguas, se localizan escalonados de manera altitudinal de norte a sur y además, limitadas generalmente por fallas normales con poco desplazamiento (con orientación este-oeste). Al respecto ver Bloques Tectónicos en Zonificación Geomorfológica y carta de Lineamientos. Fig. 20.



MAPA DE LINEAMIENTOS TECTONICOS EN LA CUESTA  
DE ORIENTAL

Relieve con contorno  
Fracturas ———  
Lineamientos Infridos - - - - -

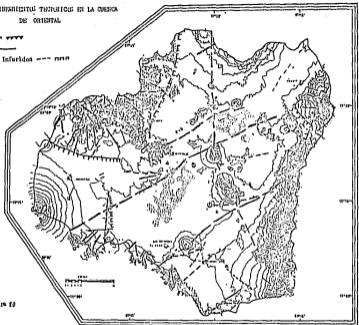


Figura 10

La porción norte, que abarca los Bloques de Tenenate y Atlatzayuca se caracteriza por la presencia de escarpes de fallas normales que marcan el contacto entre las planicies de nivel de base con las estructuras andasíticas del Mioceno, que a su vez conforman la parte norte del bloque. - Las fallas tienen una orientación norte-sur en la porción occidental del mismo. Fig. 19.

Escarpes menores tienen orientaciones NW-SE y no delimitan unidades menores. Las fracturas menores tienen una orientación preferencial también NW-SE y son importantes en la medida que controlan gran parte de los escaramientos. De menor importancia son las fracturas NE-SW pues no llegan a tener una expresión morfológica sobresaliente.

Para la porción sur del Bloque de Huamantla (Bloque de Cuapiaxtla) - que litológicamente se encuentra conformado casi totalmente por tobas recientes y casi recientes, los lineamientos son menos claros y han sido -- inferidos por la formación de pequeños escarpes menores a 10 m que apenas sobresalen a la planicie de nivel de base. El límite más oriental del -- Bloque Sur se localiza sobre el poblado de Rafael Lara y tiene una orientación norte-sur (ver cartas del Bloque Huamantla y de lineamientos).

Dentro de este escalonamiento norte-sur del Bloque Huamantla, se ha incluido a la Sierra de El Piñón, que corresponde al límite sur del parteaguas de la cuenca. La Sierra de El Piñón localizada al SE de la Malinche se compone de rocas sedimentarias plegadas cubiertas por una capa de poco espesor de piroclastos y de algunos pequeños cuerpos volcánicos como el Cerro El Pino.

Las fracturas que presenta la Sierra de El Piñón son principalmente SSW-NNE y en menor grado W-NE, donde las barrancas principales de esta -- unidad se acoplan muy bien al sistema de fractura.

Aunque la Sierra de El Piñón solo presenta una pequeña porción de te arzo dentro de la cuenca (la mayor parte de ésta se localiza más al sur del parteaguas), es evidente que esta pequeña porción tiene un comportamiento distinto a las unidades más septentrionales. Las fracturas predo-

mínimas escasamente se expresan en otra morfología que no sea la de las barrancas mencionadas. La morfología general de la Sierra de El Piñón -- consiste en amplias lomas de pendientes suaves, con una cubierta piroclástica somera, donde casi no hay desarrollo de barrancos por erosión, debido a la alta permeabilidad de las rocas sedimentarias que la componen.

#### Sierra de Zoltepec

La Sierra de Zoltepec es de origen sedimentario marino, asociada a -- la Sierra Madre Oriental. Presenta una orientación de su eje orográfico al NW, que va desde el suroeste del poblado de San Hipólito Zoltepec hasta la porción volcánica al suroeste de Ciudad Serdán. Fig. 20.

Las fracturas tienen una orientación preferencial NNE-SSE. Al sur-este del poblado de San Salvador El Seco se presenta una falla inversa y una de rumbo (CFE, 1980), que quedan expresadas claramente en el relieve por un contacto brusco de casi 90° entre las laderas de la sierra y la -- planicie de nivel de base de Ciudad Serdán, Fig. 20.

Un aspecto que resalta de la Sierra de Zoltepec es la carencia en -- sus bordes de sedimentos coluviales, lo que permite reconocer claramente las fracturas de la porción baja de la sierra. Se ha interpretado como -- una estructura tectónicamente activa que fue cubierta súbitamente por piroclastos en épocas recientes, pero que no perdió la expresión general de su morfología anterior, continuando actualmente con su actividad, ya que las corrientes fluviales han vuelto a seguir el patrón de debilidad ya -- existente y en algunos casos se pueden observar las fracturas recientes -- sobre las rocas sedimentarias.

#### Cofre de Perote-Sierras de Citlaltépetl-Pico de Orizaba

Esta gran sierra de origen volcánico, con una longitud de cerca de -- 80 km, no presenta patrones de fractura muy claros, debido a las fuertes acumulaciones de piroclastos [sobre todo de pómez] que continuamente ha -- recibido a lo largo de su evolución. Las unidades mencionadas se encuen-

tras asociadas a un gran lineamiento N-S definido por Demant (1980) y de manera local presentan un patrón de fracturas preferentemente de orientación al NW y en menor instancia al NE.

Un elemento importante del patrón NW es que la mayor parte de los aparatos volcánicos que se formaron sobre el piedemonte de las unidades mencionadas, concuerda en general, con la orientación de los ejes de los anticlinales y sínclinales reportados en la zona para la Sierra Madre Oriental (CFE, 1980 y 1982).

Los alineamientos NE tienen poca importancia en la influencia sobre el modelado, ya que no presentan anomalías importantes sobre el relieve. Sin embargo, hay que resaltar un gran lineamiento marcado por Venegas et al. (1985, p. 50) correspondiente a una zona de escarpe de falla normal que va desde el límite superior del piedemonte acumulativo del Pico de Orizaba, hasta la porción media del Cojre de Perote, pasando cerca de las cimas de Las Sierras de Citaltepetl (ver Figura 20).

Aunque de hecho, el lineamiento Pico de Orizaba-Sierras de Citaltepetl-Cojre de Perote, corresponde a una orientación regional de un lineamiento casi norte-sur (CFE, 1980 y Demant, 1980), el escarpe marcado por Venegas (op.cit.), tendría que ser correspondiente con el lineamiento mencionado; así, con el escarpe definido la cuenca de Oriental sería una gran depresión tectónica de orientación casi norte-sur con su límite occidental en el Bloque de Huamantla.

Todo lo anterior (según el autor de esta tesis) es posible ya que como se analizó, el Bloque Huamantla presenta una serie de escalones tectónicos norte-sur, con lineamientos que definen claramente su límite con la planicie de la misma orientación (ver Figura 20).

Por otro lado el Cojre de Perote es la unidad dentro de todo el complejo volcánico mencionado que presenta una mayor cantidad de fracturas de pequeña longitud; es además la porción de la cuenca que estructuralmente parece más estable y por otro lado no presenta depósitos de piedemonte que hayan podido cubrir lineamientos de mayor magnitud en las porciones bajas de éste.

Las orientaciones de las fracturas del Cofre de Perote no conservan una misma orientación preferencial y se presentan de forma muy variada. En la parte norte de éste, aparecen con una orientación NW-SE y en la porción NW del Cofre tienen una orientación E-W principalmente.

Las evidencias de una actividad tectónica en este gran volcán, se han manifestado más bien en la formación de aparatos volcánicos pequeños (en lugar de fracturas importantes), donde la edad es variable, aunque no Holocénica. La orientación del alineamiento de volcanes pequeños es hacia el NE y en menor grado al NW.

#### Planicies de Nivel de Base, Domos y Aparatos Volcánicos Menores

La planicie de nivel de base no es una sino varias de distinto origen y comportamiento, pero en general, todas ellas se encuentran cubiertas con espesores considerables de piroclastos.

La configuración de las planicies de nivel de base se encuentra relacionada también en gran parte, con las estructuras sedimentarias plegadas de origen marino. La orientación general de los ejes de plegamientos de la Sierra Madre Oriental y de las estructuras sedimentarias marinas que se encuentran en la cuenca es NW-SE (Viniégra, 1965), que coincide en gran parte con la orientación de numerosos edificios volcánicos y domos, tanto en las planicies como en los piedemontes de la cuenca.

Las planicies que en el capítulo anterior fueron definidas como de nivel de base local, presentan una distribución específica. Se localizan exclusivamente hacia el oriente de la región y están en contacto con los piedemontes de las Sierras de Citaltepetl. Además en general, no son planicies que estén en contacto con la planicie de nivel de base general (de Totolcingo), siendo el origen de éstas el rellenamiento aluvial.

Lo anterior permite entender que la formación de los piedemontes mencionados no estuvo asociada a las planicies de nivel de base general lacustres (salvo el Pico de Orizaba y la Malinche), que son de hecho las porciones más deprénimas de la cuenca.

Pueden proponerse varias causas por las cuales se han formado planicies de nivel de base locales solo en la parte oriental de la cuenca. -- Primero porque podrían corresponder a depresiones tectónicas alargadas, localizadas al oriente, norte y suroeste de Las Derrumbadas. También se podría pensar en una antigua depresión que ha sido cubierta por vulcanismo o por el avance de los piedemontes.

En fin, son varias las razones que podrían llegarse a plantear con respecto al apartado mencionado, pero la verdad es que los piedemontes -- son los mejores indicadores de la evolución de estas planicies. Con respecto a esto, nos inclinamos a pensar que la porción mencionada correspondió a una antigua depresión que fue cubierta por vulcanismo y por los piedemontes. Esta depresión sería entonces casi paralela a la orientación de los escarpes mencionados por Venegas et. al. (1985), lo que haría pensar en que por lo menos la porción centro-norte de la cuenca, sí tiene posibles evidencias de ser una o varias depresiones tectónicas cubiertas por vulcanismo en épocas recientes.

Por otro lado, los domos de la cuenca de Oriental guardan en general casi la misma orientación de los ejes de los sinclinales y anticlinales ya mencionados (NW-SE), sobre todo el de Las Derrumbadas-Cerro Pinto y con una orientación norte-sur Cerro Pinto-Las Águilas-Cerro San Antonio (ver Figura 11).

Es evidente que los domos (cuerpos ígneos intrusivos ácidos) son las unidades más activas y manifiestan un intenso levantamiento que ha tenido como respuesta un agudo desmenuamiento de sus porciones superiores, lo que ha dado origen a valores de disección altos (3.5 y 4.0 km/km<sup>2</sup>).

En lo que se refiere a los aparatos volcánicos menores, tanto antiguos como recientes, gran parte de ellos tienen una orientación NW-SE y NE-SW a la que Donant (1980) ha asociado a la tectónica reciente del Sistema Volcánico Transversal.

Los aparatos volcánicos menores son predominantes cerca de los límites de unidades importantes o sobre los piedemontes de las grandes montañas (Pico de Orizaba por ejemplo). Es claro que en la porción oriental de la cuenca ha sido más evidente la actividad volcánica, mientras que la porción occidental ha sido más afectada por una tectónica de formación de pequeños bloques (Bloque Huamantla).

Con lo que respecta al Pico de Orizaba-Sierras de Cuitláhuac-Cofre de Perote, Venegas et. al. (1985), ha definido como ya se mencionó, un escarpe regional, que afecta a las porciones superiores de estas unidades, aunque no aseguramos la veracidad del escarpe para toda la región, puede ser probable debido al alineamiento de los interfluvios de las Sierras de Cuitláhuac, que corren paralelamente al escarpe mencionado e igualmente a la depresión tectónica que podría localizarse en las planicies de nivel de base transicionales ya mencionadas.

Lo anterior podría suponer que la cuenca de oriental sea toda una depresión tectónica sobre todo en su parte norte, mientras que para la porción sur, donde se localiza el cuerpo lacustre de Tototzingo, nos inclinamos a pensar que ha sido una unidad sin variaciones tectónicas lo suficientemente importantes, como para que hayan podido hacer migrar la presencia de un nivel de base general, con esto queremos decir que los piedemontes del Pico de Orizaba y La Malinche no muestran evidencias de sufrir modificaciones en su evolución por cambios o variaciones de nivel de base (los cambios sufridos por los piedemontes fueron por vulcanismo y siempre fueron cambios ligeros).

Así, seguramente la planicie de Tototzingo en el Holoceno ha permanecido tectónicamente estable.

También hay que recordar que varios lineamientos han sido inferidos por los trabajos de otros autores y es difícil comprobarlos con evidencias geomorfológicas y por la cubierta de piroclastos tan abundante en la cuenca.

Para concluir, con respecto a las unidades tectónicamente activas en la cuenca de Oriental, se puede establecer lo siguiente:

- El Bloque Huamantla se encuentra asociado a un movimiento de levante y hundimiento muy activo sobre rocas anfesíticas del Mioceno, que dejó además, bloques con un escalonamiento norte-sur, siendo mayor el levantamiento en la porción norte del bloque.
- La Sierra Zoltepec se compone de rocas sedimentarias plegadas, presenta movimiento de una falla lateral (de movimiento horizontal) asociada a una falla inversa que se expresa en el relieve por quiebras abruptas en la Sierra.
- Los domos riolíticos presentan procesos de levantamiento y son en realidad las unidades más activas de la cuenca. Asociado al levantamiento se tiene una disección intensa.
- Para otras porciones de la cuenca, las manifestaciones tectónicas están dadas más bien por vulcanismo que por movimientos de algún tipo, además de que la cubierta constante de piroclastos en la región, no permite observar los lineamientos estructurales, sobre todo en las planicies y en los piedemontes.

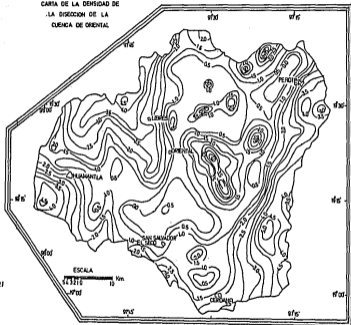
#### INTERPRETACION DE LA DISECCION

Los trabajos de la interpretación de la densidad de la disección han sido realizados en México en el Instituto de Geografía de la UNAM principalmente, por: Iago (1981), Palacio (1982), Bocco (1983) y Maya y Zamorano (1983).

En este trabajo solo se ha realizado la carta morfométrica de la densidad de la disección del relieve, para definir de manera regional, algunas unidades que presentaron anomalías importantes, sobre todo en lo que concierne al corte erosivo-fluvial de la cuenca de Oriental.



CARTA DE LA DENSIDAD DE  
LA DIRECCION DE LA  
CUENCA DE ORIENTAL



138

Figura II

A continuación se analiza brevemente la carta de densidad de la sección (longitud de talwegs por  $\text{km}^2$ ), estableciendo primero la localización de los valores, para posteriormente analizar las unidades definidas ya mencionadas en la zonación geomorfológica. Por último, hay que aclarar que cuando se habla de valores de 1.0, 2.0, 3.0, etc., deben entenderse como longitud de talwegs por  $\text{km}^2$ . Ver Figura 21.

#### Valores Menores de 0.5

Estos valores se encuentran asociados a las planicies de nivel de base ya mencionadas en el capítulo anterior. Las planicies de Totolcingo y Perote son las únicas unidades que presentan valores de cero. Para Totolcingo, esto se explica por la amplitud tan grande que presenta la planicie lacustre, donde se observa un sistema de drenaje incipiente. Aunque presenta un valor de 0.5 en el centro, éste se debe a drenes artificiales de comunicación que se han formado entre la zona de máxima inundación y la zona de inundación perene.

La planicie de Perote es una de las más recientes, de tal manera que los escurrimientos que bajan del Coque de Perote o de la caldera de los Hornos no han llegado a integrarse por el alto grado de infiltración que existe en ésta, ya que se encuentra conformada de pómez altamente permeables.

Las otras planicies presentan algunos escurrimientos generalmente -- asociados a corrientes que bajan de otras unidades, es por esto que los valores son de hasta 0.5.

#### Valores de 0.5 a 1.0

Se presentan en los bordes de las planicies de nivel de base pero con la particularidad de que se establecen en las zonas donde los escurrimientos llegan directamente de otras unidades, tal es el caso de la planicie de Ciudad Serdón; de la porción sur del Bloque Huamantla cerca de la pr--

blación de Nopalucan; en la planicie de Xaltepec; y en conjunto, las planicies de Tepeyahualco, Xonactán-Tezcal-Sarabá.

La mayor parte de estas planicies se presentan en la actualidad asociadas a zonas de formación de abanicos aluviales producto de corrientes estacionales que llegan súbitamente a ellas, donde piroclastos retrabajados son depositados y las cubren de forma superficial.

#### Valores de 1.0 a 2.0

Estos valores se encuentran asociados principalmente a las unidades de piedemonte inferior de los grandes aparatos volcánicos.

Desde los bordes del Pico de Orizaba hasta los del Cojre de Perote, se distribuyen los valores de manera paralela a las unidades. También -- sobre el piedemonte inferior de la Malinche y del Bloque de Huamantla, -- ambos aparecen en las zonas compuestas por piroclastos. También en la base de la caldera de Los Hornos, en la base de los domos y de las montañas poligénicas se presentan estos valores en materiales coluviales y proluviales.

En general, los valores de 1.0 a 2.0 están dados por barrancos excavados sobre piroclastos y materiales coluviales y proluviales de edad reciente. En las porciones donde estos valores se localizan en, o cerca, de las planicies de nivel de base, nos indican zonas donde el drenaje ya se ha integrado de manera importante.

#### Valores de 2.0 a 3.0

Corresponden a las unidades de piedemonte intermedio e intermedio-inferior desarrollados sobre los grandes cuerpos volcánicos. En el Bloque Huamantla se presentan en las porciones bajas de éste con un grado de --- fractura moderado.

También estos valores aparecen en las porciones centrales de las montañas poligénicas, y por último, en los bordes de la caldera de Los Hu-

meros que no fueron cubiertos por sus emisiones recientes de piroclastos y que muestran una disección ya avanzada.

Todos los valores de este tipo, (salvo las montañas poligenéticas) siempre aparecen asociados a barrancos de hasta 50 m de profundidad, donde la evolución del relieve se encuentra muy avanzada, a pesar de las emisiones recientes de piroclastos de algunos cuerpos volcánicos que los han se cubierto, sobre todo de la caldera de los Humeros y del Pico de Orizaba.

En el caso de las montañas poligenéticas el patrón de drenaje manifiesta una densidad de la disección moderada, se debe más bien a un control estructural que ha favorecido la formación de una gran cantidad de corrientes fluviales pequeñas, en lugar de un desarrollo intenso de barrancas profundas y alargadas.

Valores de 3.0 a 4.0

Los valores de 3.0 a 4.0  $\text{km/km}^2$ , aparecen asociados a las porciones superiores de los piedemontes de los grandes volcanes de la cuenca de -- Oriental, además de que también se presentan asociados a valles de origen glaciar en estas mismas unidades volcánicas.

En el Bloque Huamantla aparecen estos valores en las zonas de mayor grado de fractura, sobre todo en las rocas andesíticas del Mioceno, pero que también tuvieron una influencia glaciar y periglacial muy importante. Estas zonas del bloque siempre se localizan por encima de la cota de los 2800 msnm.

En otras zonas aparecen sobre la margen suroriental de la caldera de los Humeros, pero asociados a zonas compuestas de pómez con alto grado de intemperización. También aparecen en las porciones superiores de los domos, sobre todo en Las Derrumbadas, que han sido afectadas por las fracturas y la alteración nodrotermal, así como de un alto grado de desmenuamiento por corrientes fluviales torrenciales y movimientos gravitacionales.

En el Coñe de Perote, El Pico de Orizaba y la Malinche, los valores de 3.0 a 4.0 se encuentran asociados a valles glaciares profundos (más de 50 m) que no fueron cubiertos totalmente por los piroclastos recientes.

#### Valores Mayores a 4.0

Estos valores se localizan en cuerpos volcánicos más antiguos que el Holoceno, que se han visto afectados por la insicisión de los glaciares. - También se localizan sobre las laderas volcánicas compuestas de pómez muy alteradas y poco consolidadas.

En la cima de la Malinche, en la porción compuesta de rocas andesíticas y dacíticas, se presentan valles glaciares con valores de disección - de  $4.5 \text{ km/km}^2$ .

La porción septentrional del Bloque Huamantla presenta valores de --  $4.5 \text{ km/km}^2$ , asociados a un fuerte grado de fractura y en algunos casos valles de origen glaciar localizados por encima de la cota de los 3000 msnm.

Las Sierras de Citlaltépetl presentan valores de 4.0 y superiores, - lo mismo que el Pico de Orizaba y una porción localizada al occidente de la cima del Coñe de Perote. Todos estos valores también se encuentran - asociados al modelado glaciar.

Las laderas superiores de los dos cuerpos dómicos de Las Derrumbadas, también presentan valores de  $4.0 \text{ km/km}^2$  condicionados por la actividad -- tectónica ya mencionada anteriormente.

Por último, la zona de máximos valores de densidad de la disección no es geológicamente muy activa, se trata de la unidad localizada en la - parte media de la Sierra Sur de Citlaltépetl y se encuentra compuesta completamente de pómez. En esta porción se reconocen los valores más altos de disección en toda la cuenca de Oriental.

Las pómez por su poca consolidación y su alto grado de intemperismo, hacen que las corrientes fluviales las transporten fácilmente y a pesar -

de que su edad es del Pleistoceno medio-tardío, los valores de la disección son de  $5.0 \text{ km/km}^2$ .

La carta de la densidad de la disección en este caso, ayudó a definir y remarcar algunas de las unidades morfológicas en la cuenca, como es el caso siguiente: los valores superiores a  $4.0 \text{ km/km}^2$  (excepto la porción media de la Sierra Sur de Citlaltépetl) están asociados a un modelado de origen glacial, generalmente por arriba de los 3000 msnm; o por el contrario, indican la presencia de domos muy activos con un alto grado de disección, que se originó como respuesta al levantamiento.

En lo que se refiere al modelado de origen glacial en la cuenca de Oriental y a los valores de la densidad de la disección asociados, se pueden hacer varias consideraciones: ya es de muchos conocida la presencia de rasgos glaciales en algunas porciones del centro de México, Heine (1973), Lorenzo (1964 y 1969), White (1962 y 1978).

Al observar la carta de densidad de la disección, el Bloque Huasteca presenta valores mayores de  $4.0 \text{ km/km}^2$ . Al visitar estas zonas durante el trabajo de campo, se verificó la presencia de rasgos glaciares en algunas de las principales barrancas de la zona, localizadas por encima de los 3000 msnm.

Para el caso de Las Derrumbadas que tienen una altura superior a los 3000 msnm, se supone que el modelado de las cimas no sólo está asociado al factor tectónico, sino también a la erosión glacial, ya que en estas elevaciones se presentan circos demidatorios. Es difícil comprobar esta suposición, por lo inaccesible del camino a las cimas, pero en cuanto a la altitud, es posible que durante las épocas frías del Pleistoceno tardío, las nieves hayan cubierto por lo menos las cotas superiores a los 3000 msnm (la cima tiene casi 3500 msnm). Aún más, podría suponerse que el deslizamiento localizado al oriente del domo sur, bien pudo haber sido originado por la influencia de los hielos en el pasado.

Se reconoce que aún faltan pruebas para defender esta hipótesis, pero mientras no existan otras ideas que refuten esto, puede considerarse - la influencia glacial como importante sobre las cónas de Las Derumbadas.

Por otro lado, un elemento más, producto de la interpretación de la carta de la densidad de la disección, se refiere, en el caso de la caldera de Los Numeros, a las laderas que no fueron cubiertas por los piroclastos recientes de la misma. Los valores de 3.5 en la porción suroriental de la caldera y de 2.0 en la porción suroccidental (ver Fig. 21).

Los materiales que fueron removidos por la erosión y que proporcionan los valores mencionados, no se encuentran asentados sobre la planicie de nivel de base, por lo que se puede suponer que los aluviones correspondientes a estas laderas se encuentran cubiertos por los piroclastos. Esto es un indicador indirecto de lo reciente de las planicies localizadas en los bordes de la caldera de Los Numeros.

Para el caso de los piedemontes, estos siempre presentaron valores - de entre 1.0 y 3.0  $\text{km}/\text{km}^2$ , y en cuanto a anomalías de disección, estas no se reconocen.

Por último, con lo que respecta a los valores de 5.0  $\text{km}/\text{km}^2$  localizados en la Sierra Sur de Citaltepetl, se puede establecer un planteamiento teórico: se ha hablado en los trabajos mencionados de densidad de la disección que en cierta medida ésta aumenta con la edad del relieve y que generalmente los valores más altos se encuentran hacia las partes altas - de las unidades geomorfológicas. En este caso, la zona de mayor densidad corresponde a una unidad joven del Pleistoceno medio-tardío, que se ve -- afectada por la escasa consolidación de las pómez que la componen.

Así, vemos que no siempre la edad del relieve es un factor determinante en el desarrollo de la densidad de la disección y que la consolidación de los materiales es lo que incrementa los valores en la zona objeto de estudio.

Se observa finalmente, que la densidad de la disección pesa a todo, es un factor que si se sabe interpretar con los elementos cualitativos -- del relieve, ayuda a definir aspectos importantes sobre la génesis y evaluación del mismo, como se observó en algunas porciones de la cuenca de Oriental.

Así, la densidad de la disección sirvió en este trabajo para poder -- establecer mejor una zonalidad desde el punto de vista genético del relieve.

#### LA EROSIÓN HÍDRICA EN LAS VERTIENTES

La cuenca de Oriental es una de las zonas del Sistema Volcánico Transversal donde la presencia de pómez (tobas ácidas principalmente) tiene -- gran importancia. Los centros de emisión más importantes de pómez en la región corresponden a grandes unidades geológico-geomorfológicas: Pico de Orizaba, La Malinche, Sierras de Citaltepetl, caldera de Los Hornos, -- etc. Todas estas unidades conformaron zonas con amplios espesores de pómez (hasta de más de 50 m) donde actualmente se dan los principales procesos de erosión hídrica.

Las pómez fueron depositadas en distintos eventos y cubrieron relieves preexistentes, así como formaron en ocasiones topografías distintas a las anteriores, por lo que su modelado actual es variado. Así, de acuerdo a la zona donde se localicen, actualmente presentan un grado muy variable de intemperismo, donde en ocasiones hablar o definir un suelo con horizontes y materia orgánica integrada se hace difícil; por lo que resalta que el grado de intemperismo de las pómez, en opinión del autor, es el -- factor más importante debido a varias causas que a continuación se analizan.

Los depósitos de las pómez, como se mencionó, tienen espesores distintos y en varias zonas se encuentran mezclados con piroclastos granados durante casi todo el Cuaternario medio y superior (CFE 1980 y Negendank -- et.al. 1985).



Cuando se encuentran sin alteración, las pómez presentan tamaños variables pero en general siempre tienen una granulometría de lapilli y arenas muy gruesas como tamaño menor. En la medida en que se intemperizan éstas, sus condiciones granulométricas se modifican (por intemperismo) para dejar materiales limo-arenosos que predominan en las vertientes muy afectadas por alteración.

Las pómez aparecen de la porción más profunda hacia la superficie, - como pómez frescas con la granulometría ya mencionada y en la medida que se localizan en la porción superficial del suelo ya intemperizadas, se -- presentan como materiales limo-arenosos. Así, los materiales limo-arenosos intemperizados de las vertientes, permiten que cualquier escurrimiento en pendientes por lo general mayores a 8°, formen rápidamente surcos y cárcavas pequeñas.

En la medida en que las pómez intemperizadas son removidas por la -- erosión laminar y por la formación de cárcavas, aparecen las pómez sin -- alterar (frescas) que se localizan a más profundidad. Debe mencionarse -- que las pómez alteradas llegan a alcanzar profundidades de hasta 4 m, pero en general sus espesores varían de entre 50 cm y 1 m de espesor.

Al ir apareciendo las pómez frescas, caracterizadas por una mayor -- permeabilidad que los materiales limo-arenosos, es en este momento que la infiltración prevalece sobre el escurrimiento y así las vertientes se --- vuelven estables nuevamente y la erosión hídrica disminuye, para con el -- tiempo dar paso al comienzo de otro período de intemperización.

Se ha idealizado el ciclo de erosión-intemperismo en las vertientes de la cuenca de la siguiente manera: Fig. 22.

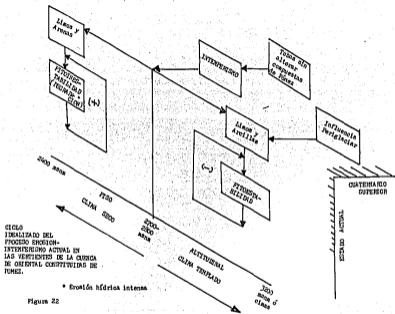


Figure 22

Se observó en el campo, que la vegetación natural se establece mejor sobre las laderas formadas de pómez frescas que sobre las intemperizadas, esto es debido a la susceptibilidad de éstas a ser removidas cuando ya están intemperizadas. Así, el proceso de erosión hídrica es frenado en la medida en que aparecen las pómez frescas, observándose entonces una estabilidad en las vertientes con gran desarrollo de vegetación natural.

El comportamiento mencionado cambia en función de la altitud. Se -- observó además, que a partir de los 2800-2900 msnm en las laderas compuestas de pómez, se da un cambio brusco en el comportamiento de la erosión hídrica. Fig. 22.

De los 2800-2900 msnm hacia alturas inferiores, el comportamiento de las vertientes es como ya se mencionó, pero hacia las cotas superiores, - la dinámica es distinta. Primeramente, las vertientes son más estables - con respecto a la erosión hídrica, ya que se observa una mayor integración de materia orgánica en el suelo y además de que en vertientes de hasta 40° de pendiente, es casi nula la presencia de surcos o cárcavas en el suelo.

Las zonas de mayor estabilidad erosiva, coinciden altitudinalmente - con la presencia de evidencias glaciares y periglaciares como son: crioturbaciones, morrenas, circos glaciares, suelos arcillosos, horizontes de paleosuelos ricos en materia orgánica, etc.

Ejemplos de las evidencias anteriores son claros sobre la Depresión - Tlanalapan y sobre la Depresión González Ortega y en el Cofre de Perote en los asentamientos de El Escobillo y Dos Aguas.

Así, se tiene la hipótesis de que el periglaciario es el factor de cambio en el comportamiento de las vertientes a las altitudes señaladas. La estabilidad erosiva mencionada, se da en general, por una mayor integración de materia orgánica al suelo y por la presencia de arcillas, que le confieren mayor consistencia al suelo mismo y resiste por lo tanto en mayor grado la acción del escurrimiento. Fig. 23.

Cabe mencionar que las evidencias periglaciales a las altitudes de 2800-2900 msnm fueron reconocidas por el autor y confirmadas por el Dr. Jean Tricart de La Universidad de Estrasburgo, Francia.

En estas laderas periglaciales, se cultiva principalmente papa, que es un indicador de la influencia periglacial, ya que se observó esta relación entre cultivos y rasgos periglaciales, sobre todo en el Cojre de Perote y en las Sierras de Citaltepetl y en algunos casos sobre La Malinche y el Pico de Orizaba.

Para el caso del Bloque Huamantla se presenta una zonalidad muy clara de procesos erosivos en su porción baja, compuesta de piroclastos finos; hay un marcado predominio de la erosión laminar y en surcos. Sobre su porción media, el desarrollo de barrancas es predominante y el proceso de erosión laminar es también intenso. Finalmente, la porción alta del bloque es más rocosa y con pocos rasgos de erosión hídrica, ya que al igual que el Cojre de Perote y las Sierras de Citaltepetl la estabilidad se presenta por encima de la cota de los 2900 msnm aproximadamente, lo que da cierta estabilidad por la influencia periglacial.

En el resto de la cuenca de Oriental la erosión está controlada por el mismo factor: el intemperismo de las pómez y de los piroclastos, sobre todo de composición ácida. Esto es más evidente en la porción norte de la cuenca, ya que la caldera de los Hornos tuvo una gran influencia en la zona norte.

Sin embargo, en las porciones cercanas y en las mismas planicies de nivel de base, entre los procesos más importantes está la deflación y la acumulación eólica que aparecen sobre todo en las porciones transicionales entre los piedemontes inferiores y las planicies y sobre todo en las planicies que se localizan cerca de las estructuras que emitieron pómez.

Las dunas de El Carmen o de San Vicencio y las que se localizan al norte del poblado de La Gloria en el piedemonte inferior de la Sierra Norte de Citaltepetl son un claro ejemplo de la magnitud del proceso acumulativo eólico. Fig. 25.

A lo largo del trabajo de campo se pudieron reconocer varios aspectos de los procesos eólicos más importantes en la cuenca de Oriental, éstos son:

- Las corrientes fluviales de las zonas montañosas, durante la época de lluvia, clasifican las arenas medias y finas, así como los limos, ya que sobre las vertientes cubiertas o compuestas de pómez alteradas, predominan estos materiales; una vez seleccionados son depositados en las planicies de nivel de base. Posteriormente, son fácilmente removidos por el viento en la época seca del año.
- Los materiales volcánoclasticos que corresponden a materiales distintos a las pómez, como por ejemplo, tobas basálticas o andesíticas emitidas por volcanes pequeños localizados de forma amplia en la cuenca, están formados esencialmente por arenas y limos volcánicos (aunque también presentan lapillis y bombas, pero en ocasiones son menos importantes en cantidad que las arenas) intercalados con materiales de mayor tamaño; también presentan condiciones para ser removidos por el viento.
- Las pómez al intemperizarse, cambian su tamaño de clastos gruesos de hasta 20 cm de diámetro, a arenas y limos que también son fácilmente transportados por el agua y por viento, sobre todo debajo de la cota de 2900 msnm.
- La disgregación de los piroclastos por el impacto de las gotas de lluvia (torrencial), rompe los agregados y los limos se separan de las arenas y se acumulan en charcos temporales (durante la época de lluvias), al decantarse las partículas mencionadas, cuando llega la época seca del año, presentan poca consolidación y son removidas por el viento, sobre todo los limos.
- Las planicies de la cuenca de Oriental carecen de vegetación suficientemente desarrollada como para frenar el embate del viento. Así, el proceso de actividad eólica es más intenso en las planicies donde se conjugan la mayor parte de los elementos mencionados, como es el caso de: San Vicencio, Xáltepec, Perote, Totolcingo, El Salado y Tepeyahualco, principalmente. Fig. 25.

- ZONAS CON FUERTE EMISIÓN EN LAS VERTIENTES EN LA CUENCA ORIENTAL. (hatched pattern)
- ZONAS CON DEPÓSITOS EÓLICOS IMPORTANTES (stippled pattern)
- LÍMITE INFERIOR APROXIMADO DE LA INFLUENCIA DE LOS PROCESOS PERIGLACIARES (dashed line)

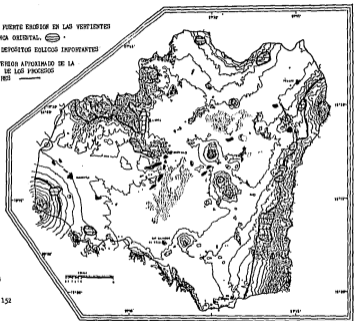


Figura 23

## INTERPRETACION DE LOS NIVELES DE BASE ACTUALES Y ANTIGUOS

Una clasificación de unidades geomorfológicas de acuerdo con los pie-  
domontos de la cuenca de Oriental, permitiría definir las siguientes ----  
zonas:

- Zona Sur. Definida por la presencia de los pie-  
domontos del Pico de Orizaba y La Malinche, que son los de mayor amplitud en toda la cuenca. El límite de esta zona sur corresponde al de la planicie de Totolcingo, ya que ambos pie-  
domontos tuvieron a ésta como nivel de base durante un --  
largo período de tiempo.

- Zona Centro. Corresponde a la zona que ocupa el pie-  
domonte de la --  
Sierra de Citaltepetl desde la Sierra de Chalchicuca, hasta el borde --  
septentrional de la Sierra Norte de Citaltepetl (abarcando las sierras -  
Norte, Centro y Sur).

Esta zona se caracteriza por una d  
iminución paulatina de la ampli-  
tud del pie-  
domonte, o sea, que en la medida que se localizan hacia el nor-  
te o hacia el Cofre de Perote, va desapareciendo la porción acumulativa -  
de estas sierras.

- Zona Norte. En esta zona queda comprendido únicamente el Cofre de -  
Perote como unidad geomorfológica, caracterizada por la casi inexistencia  
de montos acumulativos de pie-  
domonte.

Las únicas zonas que presentan depósitos de aluvión y que se locali-  
zan cerca del Cofre de Perote, corresponden a pequeños valles intermonta-  
nos, transicionales con la Sierra de Tenextepec, que en su porción más ba-  
ja da origen a la planicie de El Líbón.

Como se puede observar, sólo la zona sur presenta grandes acumulacio-  
nes de pie-  
domonte de muchos km de amplitud. Como ya se había mencionado,  
al interpretar la red fluvial de los pie-  
domontos del Pico de Orizaba y de La Malinche, se observó que éstos en su evolución no sufrieron modifica-  
ciones en cuanto a una variación de su nivel de base, por lo que no pre--

sentan cambios en la orientación general del drenaje desde la parte superior del piedemonte hasta la porción inferior (en contacto con la planicie).

Por lo anterior, se deduce que la planicie de nivel de base de Totolcingo no ha sufrido modificaciones (salvo los rellenos de piroclastos) que pudieran ser tan considerables como para modificar la evolución de los piedemontes que llegan a ésta, ya sea por cambios en la orientación general del drenaje o por cambios en el perfil longitudinal del relieve.

A pesar de que los mismos piedemontes fueron cubiertos repetidas veces por piroclastos, el drenaje no sufrió muchos cambios y presenta una configuración radial subparalela, con una separación mayor entre cada corriente conforme se dirigen a la planicie de nivel de base, normal de una geometría convexa.

Para el caso de la zona centro, que abarcaría desde la Sierra Sur -- hasta la Sierra Norte de Citaltepetl, la amplitud del piedemonte es menor hacia el norte de la cuenca.

Antes de analizar la porción acumulativa, mencionaremos brevemente las características generales de las porciones erosivas en las Sierras de Citaltepetl.

La disposición general de la red fluvial en la Sierra de Citaltepetl es variable en cuanto a la porción que le corresponde a la cuenca de Oriental, dependiendo de la edad de la disección fluvial y glacial. Se ha observado que la disección más antigua en algunas porciones de la sierra mencionada, tanto de valles glaciares como de barrancos de origen fluvial, tienen una orientación hacia el NW, que no corresponde a la de la disección actual este-este que se presenta con claridad en los piedemontes inferiores. Figuras 24 y 25.



Por la orientación de los valles más antiguos de la sierra se establece que la zona de nivel de base de la cuenca posiblemente, se localiza hacia la porción norte, cuando se llevaron a cabo las primeras etapas de disección. Esto se ha planteado no solo con base en las orientaciones de los valles mencionados, sino en otros factores. Al observar la carta temática de aguas subterráneas de INEGI (1984), escala 1:250 000, se reconocen zonas alta captación de aguas subterráneas en las laderas superiores de las Sierras de Citlaltépetl.

Las zonas de captación corresponden a antiguos valles erosivo-glaciares que fueron cubiertos por piroclastos y en la actualidad se observan como ligeras depresiones que no fueron retrabajadas en la misma dirección. En estas zonas la disección actual tiene una orientación este-oeste vinculada a la planicie de nivel de base de Xaltepec y no corresponde al antiguo nivel de base que aparentemente se localizaba hacia el NW, durante las primeras etapas de disección (ver carta de niveles de base).

Otra evidencia o factor que hace suponer un cambio en los niveles de base, es que el piedemonte de la Sierra Norte de Citlaltépetl es más estrecho que el de la Sierra Sur, aun cuando son aparentemente de la misma edad (Nogendank Et. al., 1985, CFE, 1980). En la porción septentrional de la Sierra Norte, la orientación de la disección es hacia el NW, pero el derrame de La Gloria al llegar las corrientes sobre la parte media del piedemonte, después éstas en el Holoceno y su orientación cambió de NW a SW.

Por lo anterior, puede suponerse que la menor amplitud que presenta el piedemonte en esta zona, se debe a que quizá se encuentra cubierto por los piroclastos emitidos por el aparato volcánico que dio origen al derrame de La Gloria y que además, también se encuentre bajo la planicie de Xaltepec, originada recientemente por la formación de corrientes este-oeste que aportan sedimentos desde los piedemontes mencionados.

En la carta de niveles de base se presentan las zonas de disección antigua y actual que fueron interpretadas a partir del trabajo de campo. Figuras 24 y 25.

Orientación del escurrimiento en el pasado



Comunicación entre las cuencas lacustres  
de Cristal Sumate al  
Pleistoceno Superior.

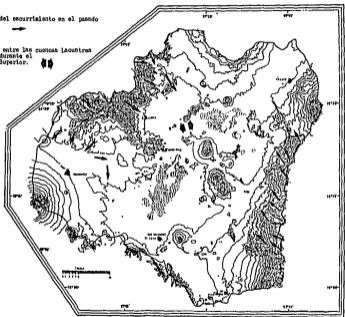


Figura 14

Una evidencia más, está en los límites de la planicie de Perote y es la siguiente: La caldera de los Humeros en sus laderas surorientales presenta un alto grado de densidad de disección ( $3.5 \text{ km/km}^2$ ), pero en la planicie de Perote no se observan los materiales que fueron removidos de las laderas de la caldera.

También el Cojre de Perote con una edad equivalente a La Malinche y el Pico de Orizaba (Cuaternario temprano), no presenta un piedemonte acumulativo de dimensiones considerables, a pesar de que la densidad de la disección y la profundidad de la misma son intensas, sobre todo en su porción media y alta.

La pregunta obligada es: ¿Por qué el Cojre de Perote no presenta piedemonte acumulativo? y ¿por qué no se encuentran sobre la planicie de Perote los materiales removidos de la caldera de los Humeros?

Como ya se había mencionado la planicie de Perote no presenta porciones acumulativas de origen aluvial importantes, salvo las originadas por algunas corrientes pequeñas recientes que bajan del Cojre, pero su importancia tampoco es considerable.

La misma planicie de Perote es parteaguas hidrológico de la cuenca de Oriental; sin embargo, a pesar de que el parteaguas es una superficie plana, a solo unos pocos km al NE se reconocen valles de más de 800 m de profundidad (cuenca del Río Bobos), donde el borde de la planicie corresponde a la cabecera de los valles. Se observó en el trabajo de campo --- que sus cabeceras no se han formado por erosión remontante, ya que las vertientes de los valles se encuentran bien conservadas, e inactivas.

Se interpreta así, que la carencia de las porciones acumulativas se debe a que la planicie de Perote tiene una edad muy reciente y fue originada por una gran acumulación de pómez tritida principalmente por la Caldera de los Humeros, además, el relieve preexistente, seguramente correspondía a una depresión donde había comunicación exorréica de la cuenca -- hacia la vertiente del Golfo de México. A esta salida, quizá estuvieron asociados los valles que se localizan en las porciones superiores de las

Escurriamiento hacia niveles de base actuales. →

Escurriamiento a niveles de base en el pasado. →

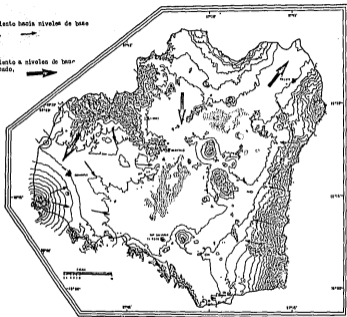


Figura 15.

Sierras de Citlaltépetl (primeras etapas de disección) y tienen orientaciones NW, lo que hace suponer que la salida hacia el Golfo fue cerrada con la formación de esta planicie.

Por otro lado, solo podemos suponer el exorreísmo en la porción nor-oriental de la cuenca de Oriental, mismo que afectó a la planicie de Xaltepec y de Perote en el pasado.

Para el caso de la porción noroccidental, su origen es distinto. -- Los valles y barrancos que se presentan en el Bloque de Humantla en su porción oriental, cerca del poblado de Libres Cuyoaco y Xonacatlán, fluyen hacia la planicie de Xonacatlán y presentan una orientación hacia el SE, tanto en la disección antigua como en la reciente.

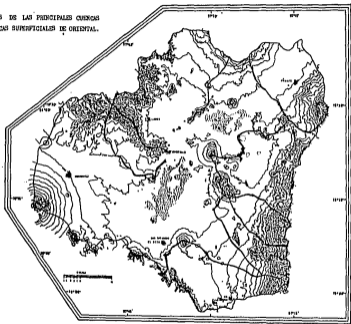
Un par de km al sur del poblado de Cuyoaco se observa un antiguo valle fluvial en la planicie de Xonacatlán, mismo que fue cubierto casi totalmente por pómez de la caldera de Los Hornos. Actualmente el escurrimiento fluvial no es tan importante como en el pasado, ya que la amplitud del antiguo valle es de más de 1 km, mientras que el cauce actual es estacional y de apenas unos 10 metros de amplitud.

Esto define entonces que el escurrimiento superficial de la porción noroccidental de la cuenca Oriental en el pasado y actualmente es y ha sido hacia el SE, teniendo como planicie de nivel de base local la de Xaltepec y general la de Totolcingo.

Así, la porción oriente y nororiental tuvo un comportamiento hidrológico superficial con niveles de base distintos a los correspondientes de las porciones sur, occidental y noroccidental de la cuenca de Oriental.

Podemos reconocer entonces que la cuenca de Oriental actualmente se caracteriza por pequeñas cuencas hidrológicas superficiales que no corresponden a las cuencas en el pasado, lo que también es reconocible por los pequeños partaguas que aparecen en la cuenca de Oriental (ver Figura 26), aunque la excepción de unidades que han cambiado de morfología (planicie de nivel de base) corresponde a la planicie de Totolcingo, que siempre fue

INTEGROS DE LAS PRINCIPALES CUENCAS  
HIDROLÓGICAS SUPERFICIALES DE ORIENTAL.



- 160 -

Figura 24

ción como unidad a la que estuvieron asociados los piedemontes del Pico de Orizaba y La Malinche.

La planicie de Totolcingo aparentemente no sufrió grandes variaciones en su nivel de base (ya fue mencionado), aparentemente siempre fue lacustre, por lo menos en el Pleistoceno tardío y Holoceno, mientras que la planicie de Tepexahuaco y El Salado, actualmente también lacustres, no presentan bordes amplios ni riberas lacustres importantes o claras, lo que puede definir que esta planicie es muy reciente, además que está casi en contacto con la caldera de los Hornos, por lo que si hubo una vida lacustre, ésta fue borrada por los eventos volcánicos.

Finalmente, podemos concluir que, en general, la mayor parte de las planicies de nivel de base de la cuenca de Oriental tienen una edad muy reciente, ya que los piroclastos han modificado constantemente el relieve.

#### ALGUNAS EVIDENCIAS GLACIALES Y PERIGLACIALES EN LA CUENCA DE ORIENTAL

La influencia de los hielos durante el Cuaternario tardío en la cuenca de Oriental fue muy importante en el modelado de las grandes unidades de origen volcánico. Así, pocos son los autores que han tratado aspectos tan importantes como son los episodios glaciales en el centro de México. Lorenzo (1964 y 1969), White (1962 y 1978), y Heine (1973), han desarrollado trabajos referentes a las condiciones glaciales y periglaciales en el Sistema Volcánico Transversal.

Se reconocieron en este apartado, evidencias de incisión y acumulación glacial a distintas altitudes y en varias unidades geomorfológicas. También ha sido importante la influencia periglacial en distintos niveles altitudinales.

Se establece de antemano que es muy aventurado tratar de establecer con poca información, comparaciones con otras zonas del país, por lo que en este apartado se describen y discuten las evidencias encontradas y finalmente establecer los límites de algunos depósitos y de la incisión de

valles glaciares, trabajo que hasta ahora es completamente original en la parte oriental de la cuenca.

Aunque este apartado es eminentemente descriptivo y poco analítico, sirve como base para demostrar las evidencias de morfología glacial descubiertas en la cuenca de Oriental y hasta ahora desconocidas o por lo menos no publicadas en la bibliografía consultada.

El trabajo de campo permitió, en este caso, comprobar la presencia de depósitos morrénicos en las unidades reconocidas desde el gabinete, -- tanto en la Sierra de Citlaltépetl como el Cofre de Perote y en menor instancia en el Bloque Huanantla.

A pesar de la gran actividad volcánica que se ha presentado durante el Cuaternario tardío en la cuenca de Oriental, en ciertas zonas no fue lo suficientemente importante como para poder borrar dichas evidencias de las influencias glaciares.

Las zonas que presentan evidencias glaciales en la cuenca de Oriental son: Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Sierras de Citlaltépetl, Bloque Huanantla y La Malinche. La morfología producto de la insicisión glacial, se localiza en las zonas que se encuentran por arriba de los 2800-2900 msnm. Hay que aclarar que para el caso de La Malinche no se detalla nada, ya que al respecto existe información de Heine (1973).

De los valles de origen glacial mencionados, se pudieron definir diferentes niveles de profundidad, amplitud y pendiente, que probablemente -- (no se puede asegurar), se encuentren asociados a los distintos avances de los hielos en el pasado. Para apoyar este estudio, se analizaron y -- trazaron los perfiles topográficos longitudinales de 35 valles del Cofre de Perote-Sierra de Citlaltépetl-Pico de Orizaba. Fig. 27.

Las barrancas estudiadas, donde se trazaron perfiles longitudinales, fueron enumeradas de norte a sur: 1. La Teta, 2. Santos-Llano Grande, 3. Tigres, 4. Tío Rosendo, 5. Tres Aguas, 6. La Garganta, 6a. Palo Redondo, 7. Tlaxcañuca, 8. Ocozocla, 9. s/nombre, 10. Toluca, 11. s/nombre, --



Carta de localización de Barrancos con evidencias  
 Glaciares y Periglaciares en el lineamiento  
 regional Cofre de Perote-Sierra de  
 Citlaltépetl-Pico de Orizaba.  
 (ver suscripción en texto)

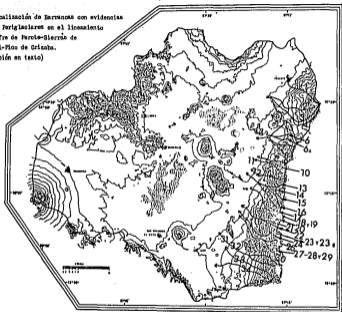


Figura 27.

12. Agua de Emedio, 13. Palacios, 14. Tres Chorros, 15. Temascalillo, --  
16. Dos Aguas, 16a. la Medalla, 17. Ixtecta, 18. s/nombre, 19. s/nombre,  
20. s/nombre, 21. Ixtlahuaca, 22. Rayo, 23. Salitrero, 23a. Salitrero,  
24. Salitrero, 25. Teocatepillo, 26. Piedra Ancha, 27. Asala, 28. Piedra  
Pintada, 29. Piedra Pintada, 30. Piedra Pintada, 31. Paso de Buey, ---  
32. s/nombre, 33. Carrero, 34. s/nombre, 35. s/nombre.

El Cofre de Perote es uno de los sitios donde se pueden observar los niveles de incisión (ablación) más claros y definidos y uno de los pocos sitios en que pueden ser correlacionables los valles entre sí, de forma altitudinal.

Los valles de origen glaciar que se localizan en el Cofre de Perote y que aparecen en las barrancas estudiadas, son: La Teta, Santos-Illano -- Redondo, Tigre y Tío Rosendo.

La evidencia más clara de valles de origen glaciar en la porción NW del Cofre de Perote, es la que se ubica en la barranca La Teta: en ella - se observa un cambio importante en su perfil longitudinal y en su amplitud. A los 3820 msnm, se presenta un nicho muy amplio de forma cóncava, con pendientes muy escasas; a los 3900 m se levantan ya las laderas de su cima del Cofre. Más abajo, sobre esa barranca, a los 3700 msnm, presenta un desnivel topográfico a manera de escalón, en el que en un trazo de 500 m de longitud, el talweg tiene un gradiente muy débil. Con lo que respecta a la amplitud de la barranca, de los 3800 a los 3900 m, ésta es de casi 450 m, mientras que a los 3700 es apenas de 250 m.

De los 3700 a los 3500 msnm, nuevamente hay un cambio brusco de pendiente que al pasar a cotas menores de 3500 m, la pendiente vuelve a ser muy suave. Es muy importante el cambio morfológico que hay a partir de - la cota de los 3400 m hacia la parte baja, ya que el perfil transversal - de los valles cambia de "U" a forma de "V", además de una amplitud en su fondo de 150 m, en la parte de forma en "U", se reduce a 50 m en la forma de "V".

De los 3300 m hasta los 3100 m sobre el camino a Rancho Nuevo y El Escobillo, se localiza una gran morrena (fig. 28) que cubrió a otras más antiguas (2), cuyos detritos se presentan más consolidados que la más reciente. Sobre el cauce de la barranca La Teta, a los 3100 msnm, aparecen depósitos morrénicos de tres distintos tipos, el más antiguo está compuesto de rocas andesíticas bastante alteradas, que presentan fuertes procesos de exfoliación, donde la roca aparece en ocasiones completamente podrida, presentando una matriz arcillosa y compacta con colores que van desde el amarillo ocre hasta el rosado y violeta.

Por encima de la morrena mencionada, se localiza otra con una matriz arenosa de color gris claro a blanco y con clastos angulosos de tamaño variable, pero no mayores a 50 cm. Esta morrena se encuentra cubriendo a la anterior y su espesor es muy variable, dependiendo del relieve preexistente, además, en algunas ocasiones presenta una cubierta de pñez.

La morrena más reciente se localiza antes de llegar a Rancho Nuevo, sobre el camino que llega a Dos Aguas. Se caracteriza por clastos muy grandes, angulosos, de hasta más de 1 m de diámetro, en una matriz heterométrica y con gran cantidad de materia orgánica.

Su forma es la de un abanico de forma convexa pero compuesto de clastos muy grandes. Sin duda, este ejemplo es uno de los más claros en el Cofre de Perote, donde en una distancia muy corta pueden reconocerse evidencias de erosión y acumulación glacial. Además, resaltan a primera vista los tres cambios topográficos localizados por encima de los 3500 m, correspondientes a 3 distintos niveles de ablación y de depósito.

Otro ejemplo muy claro de incisión glacial son los pequeños cuerpos de agua que se localizan a los 3800 y 3900 msnm, sobre las barrancas La Teta (L. Seca) y la barranca El Tigre (L. Tilapa), ya que estos se forman sobre las aristas de los valles glaciares.

Del mismo modo, la barranca El Tigre, localizada al SW del Cofre de Perote (donde se asienta el poblado de Los Altos Veracruz) presenta cambios topográficos muy claros e interesantes.



Foto 1. Morrenas en el Coque de Perote.



Foto 2. Evidencias de Cristurbaciones en el Coque de Perote.  
Fig. 28.

De la cima y hasta los 3160 msnm, se localiza un amplio circo glaciar, que al llegar a esta altura disminuye su amplitud. Sobre esta zona de estrangulamiento del valle se formó un pequeño cuerpo de agua conocido como L. Tilapa. De los 3160 a los 3600 msnm, el talweg tiene una pendiente de más de 30° y su perfil transversal una clara forma de "U", con una leve disección muy reciente, pero con una amplitud menor a la de la zona superior.

De los 3600 a los 3400 msnm, la pendiente disminuye y la amplitud de la barranca aumenta hasta unos 300 m; el fondo es también plano y ancho, propio de los valles en forma de "U" de la zona, pero como en el caso de la barranca La Teta, cambia súbitamente a una forma de "V".

Los depósitos morrénicos no fueron bien reconocidos en su totalidad, pero la población de Los Altos Veracruz, se localiza sobre sedimentos de por lo menos 2 distintos eventos glaciales.

Es notable que las 2 barrancas más representativas (punto de vista - del autor) presentan un cambio morfológico en el perfil transversal exactamente a los 3400 m y al parecer se debe a 2 de los eventos de disección glaciar, y además, es a partir de esta cota, donde se inician los depósitos morrénicos no consolidados. También la barranca Tlo Rosendo presenta este cambio morfológico.

Existen valles glaciares a los 2900 msnm (Barranca Todos Santos), pero no solo fueron reconocidas en la fotointerpretación y no pudieron ser con firmados sus depósitos. Esta barranca, también presenta un claro perfil transversal con forma de "U" y se puede decir que los eventos que se produjeron a esta altitud corresponden aparentemente a los más antiguos del Cofre, ya que se localizan sobre la cota topográfica más baja.

Así, podemos definir los límites inferiores de lo que podrían ser 3 eventos distintos de desarrollo de erosión glaciar en el Cofre de Perote: uno a los 2900 m, quizás el más antiguo, otro a los 3400 m y el tercero a los 3900 msnm.

Con respecto a las evidencias periglaciales, sobre el camino que sube a la cima del Coque de Perote (a la torre de telecomunicaciones), arriba del poblado de Dos Aguas, a los 3000 msnm, la estabilidad de las vertientes es muy clara y es mayor que las constituidas del mismo material - en cotas inferiores. Se observa que el suelo de origen volcánico con pendientes de más de 45°, no presenta rasgos de erosión. En algunos cortes se observan formas de crioturbación muy bien definidas, exactamente a los 3300 msnm, antes de llegar al puente que cruza la barranca Paso de la Olla, del lado derecho de la carretera (lado sur). Fig. 28.

La estabilidad con respecto a la erosión, se da en función de un cambio en la textura del suelo original con un arcilloso producto de los procesos periglaciales que afectaron a las tobas y suelos presentes y que posteriormente se mezclaron con otras tobas más recientes emitidas por distintos volcanes pertenecientes y ajenos a la cuenca de Oriental. Estos materiales presentan una granulometría arenosa. El indicador de esta influencia periglacial es el cultivo de papa en las vertientes estables, mismas que se localizan por arriba de los 2800 msnm.

Para la Sierra Norte de Citaltepetl fue poco lo que se pudo analizar, por la falta de caminos que faciliten el acceso a la zona, para poder verificar la fotointerpretación. Rasgos de relieve glacial se observaron en la barranca Tlaxcala y consisten en lenguas convexas sobre el fondo de la barranca. Evidencias muy claras se localizan en la depresión de González Ortega, exactamente a la salida del poblado mencionado, sobre la carretera que va rumbo al lugar conocido como La Ermita, a los 3020 msnm.

Al SE de González Ortega se localizan dos valles glaciares que bajan del Cerro Toluca. El que se localiza hacia el sur tiene más de tres km de longitud y cerca de 500 m de ancho, mientras que el que se localiza hacia el norte, apenas llega a 1 km de longitud por 300 m de ancho. En estos valles se localizan no solo evidencias de erosión, sino también de acumulación glacial, consistentes en dos tipos distintos de morrenas.

Las evidencias glaciares fueron cubiertas levemente por emisiones -- del volcán Cuencuello, de una edad menor a 20 000 años (Negendank *Et. al.* [1985]). Ahora bien, con respecto a los valles de la barranca 9 (sin/nombre) ésta, tiene como límite inferior el poblado de Guadalupe Victoria y presenta un perfil transversal en forma de "U", pero cubierto someramente por piroclastos, en ocasiones de hasta 2 metros de espesor, de composición principalmente ácida.

En un tajo que se abrió para construir el camino a La Ermita, se reconocieron dos capas de distintos sedimentos morrénicos, divididos por -- discordancias donde aparecen paleosuelos, que generalmente se observan hacia las zonas donde existieron depresiones topográficas en la morrena más antigua. Esta morrena más antigua, está constituida por clastos angulosos que varían de tamaño de entre 2 m a 10 cm de diámetro. Su matriz es muy heterométrica, aunque predominantemente arenosa. Esta unidad se caracteriza por la poca consolidación de los materiales.

La morrena más reciente está compuesta por clastos de color café claro a café rojizo y ocre, y tiene una matriz con mayor cantidad de limo -- que la más antigua. En general, no presenta clastos mayores a un metro de diámetro, y es esta morrena la más afectada y cubierta por piroclastos recientes.

En contacto con los piroclastos y los clastos de la morrena, se observaron formas de crioturbación, como alineamientos de rocas producto de procesos periglaciares recientes que han afectado también a los piroclastos y al suelo actual que cubre a las morrenas más antiguas.

Por la edad definida por Negendank (*op. cit.*) para el volcán Cuencuello, se puede decir que la edad de las morrenas y de los valles glaciales es quizá anterior a la formación de dicho cono, esto quiere decir que el volcán tiene una edad menor a 20 000 años y se asentó al pie de los valles glaciares mencionados, pero solo modificó un poco al relieve, ya que su actividad más importante fue lávica y no cóncica, por lo que la edad de los valles y las morrenas es anterior a la de este aparato (hay que considerar que es menor a 20 000 años y puede incluso ser holocénica).

La datación de los paleosuelos que se disponen entre las morrenas, sería un factor interesante para la reconstrucción de la evolución del glaciar en esta región.

Otro aspecto también importante es que por la cubierta piroclástica y por la formación del volcán Cuexuello, no se pueden establecer límites especiales de la incisión glaciar. También la acumulación en esta zona, en la que el límite del valle glaciar de Guadalupe Victoria es la cota de los 3900 msnm, es inferior que las que se presentan en el Cofre de Perote (a pesar de la presencia del volcán Cuexuello).

Para la Sierra Central de Citlaltépetl faltó verificar algunas porciones cercanas a las poblaciones de Agua de La Mina y Loma Bonita, pero se pudieron reconocer valles de origen glaciar en la barranca Toluca y la que se localiza en el lugar conocido como Agua de La Mina (barranca 11 -- s/nombre). La barranca Agua de Emedio se encuentra parcialmente rellena de piroclastos pero aun pueden reconocerse sus circos de origen glaciar.

El límite inferior del valle glaciar de la barranca Toluca se presenta a los 2800 msnm, mientras que el límite de la barranca s/nombre solo se observa a los 3100 msnm.

Finalmente sobre la carretera que va a Tlanalpan, exactamente al NE de Pocitos, se observan grandes circos glaciares, que tienen su límite inferior a los 3000 msnm, y cubiertos por piroclastos recientes. Un circo presenta estrías y rayaduras en las rocas de su parte media. También en la porción central de la barranca No. 13 (s/nombre) sobre su fondo aparecen lo que aparentemente son depósitos morrenicos, pero por la cubierta de piroclastos que los oculta, no se pudieron definir de manera clara.

A alturas superiores a los 2900 msnm son comunes los rasgos de procesos periglaciares que del mismo modo que en el Cofre de Perote, le confieren características distintas a las vertientes, sobre todo de una mayor estabilidad y resistencia a la erosión fluvial.



Para el caso de la Depresión Tlanalapan, los valles glaciares y evidencias periglaciares son muy claras y bastante representativas. Se reconocen círcos de origen glacial en la porción oriental y suroccidental del volcadero de Tlanalapan a los 3100 msnm.

En los fondos de algunos círcos glaciares se localizan morrenas sencillas a lenguas de rocas de diámetros de hasta 2 metros.

La influencia de los procesos periglaciares también ha sido importante y se manifestó del mismo modo en el Coque de Perote que en las Sierras de Citaltepetl. También se presentan mantos de rocas alineadas en sentido paralelo a la pendiente y a un metro de profundidad aproximadamente. Se reconocen también en algunos cortes de los caminos, suelos con rasgos de crioturbaciones, consistentes en rocas alteradas en una matriz arenolimsa y limo-arcillosa de color café claro y predominantemente café oscuro y sobre las porciones superiores de los suelos, se observa un contenido importante de materia orgánica.

Las rocas alineadas son de tamaño menor a 50 cm de diámetro con sus caras más planas orientadas a cierta profundidad, de manera paralela a la pendiente, formando lo que sería el límite del proceso de geliturbación (foto 2).

A los 2800 msnm aproximadamente, sobre la carretera Guadalupe Victoria-Tlanalapan, en un corte del lado izquierdo (norte), se observan reliquias de una morrena muy antigua, con clastos de hasta 1 m de diámetro, de color café claro con variaciones amarillentas y oscuras en una matriz heterométrica y un grado importante de consolidación. En su estructura y color los sedimentos de esta morrena son similares a los de la otra que se localiza en la depresión González Ortega, además estas dos unidades se localizan casi a la misma altitud, y ambas también se encuentran semiocultas por el mismo tipo de piroclastos. Es importante señalar que se observan algunos planos de estratificación de rocas pequeñas casi paralelas a la pendiente, sobre todo en la porción más superficial de la morrena.

Para el caso de La Sierra Sur de Citaltepetl (Cerro Las Cumbres) -- las evidencias de erosión fueron más claras que las de acumulación glacial, ya que los valles que aquí se presentan llegan a tener hasta 5 km de longitud y en general son más largos que en las demás Sierras de Citaltepetl.

De las barrancas representadas en el mapa, las numeradas de 16 a 29 (barranca Dos Aguas hasta Piedra Pintada) quedan incluidas dentro de esta unidad. Las barrancas más representativas son las siguientes: No. 20, -- Itzahuaca, Rayo, Teocatepillo, Piedra Ancha y Piedra Pintada.

La barranca Dos Aguas presenta en su porción superior un pequeño valle con su límite inferior, aproximadamente a los 3400 msnm, por lo que más abajo aparece sin modelado glacial muy claro. Su amplitud es de apenas 2 km aproximadamente. Tiene su límite superior a los 3750 msnm. No fueron observados depósitos moréncicos ya que no fue reconocida su porción central.

La barranca No. 20 tiene su límite inferior a los 3400 m, pero también presenta un relieve de valles glaciales colgados o suspendidos con 300 a 200 m de desnivel con respecto al fondo del valle principal y localizados éstos en las porciones laterales del valle principal (barrancas 18 y 19).

La amplitud del valle principal es de 250 m aproximadamente y su longitud es de cerca de 3 km, mientras que la longitud de las porciones laterales de los valles colgados es de más de 500 m.

Para la barranca Itzahuaca, el límite inferior del valle se localiza a los 3500 m, 100 m más arriba que en la barranca anterior. A los 3700 msnm se observa un cambio en la amplitud y pendiente del valle, pasando de 400 m de ancho a 250 m hasta la cota de los 3500 m, la longitud de este valle es de apenas 2 km.

Para la barranca Rayo, su límite inferior es aproximadamente la cota de 3500 msnm y su longitud es de apenas 2 km, pero su ancho es de más de 600 m; esto favoreció la formación de un lago a los 3680 m aproximadamente.

Uno de los valles más amplios es la barranca El Salitre con varios niveles de incisión. Se observan tres niveles principales: el más bajo - se localiza a los 3100 mnm y llega hasta los 3400 m, con una longitud de cerca de 2 km y con una amplitud de apenas 250 m en su fondo, este nivel tiene una orientación NE-SW.

El segundo nivel tiene, a diferencia del anterior, una orientación NW-SE desde los 3420 m aproximadamente y presenta una longitud de cerca - de 3.5 km, mientras que su amplitud en el fondo del valle aumenta a cerca de 400 m.

El tercer nivel corresponde a tres valles colgados localizados en -- las paredes de un valle central o principal, que presentan un desnivel de 100 m con respecto al fondo del valle principal. Los valles colgados se localizan principalmente sobre la cara norte del valle y presentan longitudes de cerca de 1 km.

Para el caso de las barrancas Teoscatépillo, Piedra Pintada y Piedra Ancha, los límites superiores de los valles son claros, pero los límites inferiores no lo son tanto, debido a que se comunican las tres unidades - con la barranca Quetzalapa, que cruza los lomeríos de piroclastos hasta - más allá del poblado Paso Nacional.

La Barranca Quetzalapa es la única con fondo plano que atraviesa --- perpendicularmente a los lomeríos con una orientación SE-NW.

Conviene comentar que en gran medida el factor que no permite observar los depósitos glaciares correspondientes a la formación de los valles de la Sierra Sur de Citaltepetl, es el relieve de lomeríos que cubre al relieve preexistente, sobre todo en la parte media de la Sierra. Así, la barranca Quetzalapa es la única que pudo cruzar la unidad de pómez mencio nada, recibiendo los aportes de la parte alta de la Sierra y comunicando ésta con el piedemonte de la misma.

Sobre el camino que baja de los poblados de El Cajón y Agua Escondida hacia Paso Nacional, siguiendo el cauce de la barranca mencionada, pue

den observarse varios tipos de depósitos de origen glaciar, que incluyen desde rocas estriadas de 20 cm de diámetro hasta clastos de más de 4 m de diámetro, que también presentan lijamientos y entallamiento.

La porción occidental del mismo poblado de Paso Nacional se encuentra asentada en rocas de diámetro de hasta 1.5 m, equivalente a antiguas mo---renas, actualmente lavadas por el arroyo de la barranca, ya que casi no presentan matriz fina y contienen cantos rodados en algunas porciones superficiales.

La Sierra Sur de Citlaltépetl sin presentar en la actualidad nieves estacionales, muestra un relieve de origen glaciar de los más espectaculares en la cuenca de Oriental y de hecho, es uno de los sitios ideales (junto con el Cojre de Perote) para poder establecer a detalle una cronología de los eventos glaciales en el centro de México.

Para el caso del Pico de Orizaba, las evidencias glaciares en su porción superior ya han sido estudiadas por Lorenzo (1964 y 1969) y señaladas con menor detalle por Robin y Cantagrel (1982), pero para el piedemonte hay aparentemente publicaciones sobre las evidencias de morrenas y de modo lado de origen glaciar.

Durante el trabajo de campo en el piedemonte del Pico de Orizaba, se reconocieron morrenas que se expresan con gran claridad. Se recorrió la parte superior del piedemonte del Pico de Orizaba, en el que fueron observados los depósitos mencionados, el trayecto fue realizado de sur a norte, saliendo de San Martín Ojo de Agua (al norte de Ciudad Serdán) para llegar hasta el poblado El Paso Nacional, ya cerca de la Sierra Sur de Citlaltépetl.

Sobre el camino de San Martín Ojo de Agua a San José Llano Grande se observaron morrenas en la barranca Tecajete a los 2900 msnm. Estas consisten en materiales heterométricos con estrías y rayaduras; además presentan una matriz arenosa generalmente de clasificación buena a mediana y con colores que van del café oscuro al blanco. Estos depósitos aparecen en cortes sobre la barranca y al igual que en otras unidades, se encuentran -

cubiertas por distintas capas de piroclastos. Su localización es aproximadamente a los 2880 msnm.

En la barranca Escoba se presentan lenguas morrénicas a los 3000±20 msnm, sobre el camino ya señalado (fig. 29). Están compuestas principalmente de rocas andesíticas, de hasta más de 1 m de diámetro. Se observan dos depósitos distintos: el más reciente se desarrolló sobre otro más antiguo. La matriz de ambas unidades es areno-gravosa y frecuentemente se encuentran rocas pulidas con rayaduras de hasta 3 cm de profundidad.

Una barranca (s/nombre) antes de llegar al poblado de Llano Grande -- (como 100 m al sur y sobre el mismo camino mencionado) presenta 2 lenguas morrénicas a los 3010 ± 20 msnm, una de las cuales fue cubierta en su parte central por otra más reciente (fig. 29). Cada una de ellas tiene materiales de distinto tamaño, presentando la más antigua una cubierta de piroclastos y una matriz principalmente arenosa, mientras que la más reciente tiene una matriz areno-gravosa y presenta mayor cantidad de rocas expuestas en la superficie. Estas rocas llegan a tener diámetros de hasta 4 m, con claras evidencias de entallamientos y lijamientos por el roce entre ellas.

En general estas son algunas de las evidencias más importantes de modelado de origen glacial sobre la parte media del Pico de Orizaba.

Para el Bloque de Huamantla, las evidencias glaciares no son tan variadas pero sí son muy representativas. Al norte del poblado de Terrenate, localizado en la porción NW del Bloque Huamantla, por arriba de los -- 2900 msnm, se presenta un gran nicho de erosión glacial. Es clara, por otro lado, la presencia de rasgos periglaciares también en este nicho, como son: rocas podridas y restos de termoclastismo, sobre todo en el lugar conocido como La Mesa.

También se presentan rocas alineadas, con sus caras más planas de forma paralela a la pendiente y rocas que presentan un proceso avanzado de -- exfoliación, llegándose a encontrar también rocas talladas y lijadas por los procesos glaciares.



Foto 3. Depósitos Glaciares Sobre La Barranca "la Escoba" en el Píco de Otízaba.



Foto 4. Morrenas Cerca del Poblado de Llano Grande al Sur de Paso Nacional en el Píco de Otízaba.

Figura 29.

Existe una capa de lo que podría denominarse una corteza de intemperismo, que presenta una textura arcillosa "chiclosa" de color ocre y café claro en húmedo, esta capa aparece en varios cortes sobre el camino que sale de Terrenate, como a 500 m arriba (hacia el norte), donde las rocas que ahí se encuentran aparecen completamente "podridas" y con abundantes rasgos de geliturbación.

A los 2800 msm, en la barranca Rincón y sobre el camino Terrenate---Los Ameles, se localizan depósitos de rocas de gran tamaño y angulosas, -- cubiertas de piroclastos pero que en ocasiones presentan rayaduras, por lo que muy probablemente sean morrenas, aunque tienen una estructura más orde nada que las que se presentan en las unidades antes mencionadas.

Otros sitios con evidencias glaciares y periglaciares son los valles de La Caldera y Cuatemola cerca de los 2900 msm, localizados al oriente de Terrenate. Estos presentan elementos muy parecidos a los descritos sobre Terrenate. Fig. 30.

Finalmente, para el caso de la importancia que tiene el periglaciarismo en la cuenca de Oriental, éste es básicamente el proceso que le dió mayor estabilidad a las vertientes, tanto por los cambios texturales que pro vocó en los suelos, como en las condiciones hidromorfológicas de éstas, ya que la presencia de hielo en el suelo, desarrolló suelos más arcillosos en la porción superficial y subsuperficial, lo que permite una captación de humedad en profundidad y poco transporte de materiales por los escurrimientos en la porción superficial.

Así, se puede reconocer con claridad el límite de la influencia periglaciar en la cuenca de Oriental, sobre todo en su porción más oriental, - ya que a partir de los 2800 msm, aproximadamente, hacia las planicies (cotas menores a 2800 m) las vertientes son más inestables y la presencia de cárcavas se vuelve constante.

En la Figura 25 se localizan los lugares que presentaron y pueden llegar a presentar evidencias periglaciares.

VALLIS CON INFLUENCIA O DE ORIGEN GLACIAR  
EN LA CUENCA DE ORIENTAL.

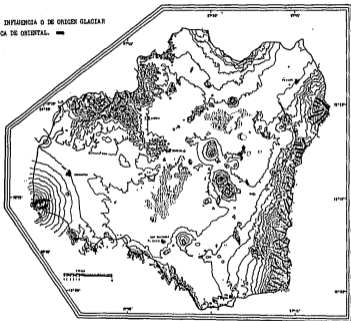


Figura 30



## CONCLUSIONES

Finalmente y como culminación de este trabajo, se dan a continuación una serie de conclusiones sobre las observaciones realizadas por el autor a lo largo del levantamiento geomorfológico de la cuenca de Oriental.

Las ideas se dan de manera sintética pues las explicaciones de cada una de ellas están analizadas a lo largo del trabajo.

- La cuenca endorréica de Oriental presenta evidencias de haber sido exorréica en el pasado.
- Son varios los niveles de base que se localizan en la región; cada uno de ellos corresponde a planicies de distintos orígenes que abarcan desde las lacustres hasta las de rellenamiento aluvial y volcánico; es muy distinta la dinámica actual de una planicie a otra.
- Con respecto a la actividad tectónica de la región, la porción occidental de la cuenca presenta una actividad que se expresa en pequeños bloques tectónicos, escalonados de norte a sur [Bloque de Huamantla].
- La porción centro-sur de la cuenca, parece ser la zona de mayor estabilidad tectónica y no presenta evidencias de que por causa de algún movimiento tectónico haya migrado la planicie de nivel de base lacustre de Totolcingo.
- Las rocas sedimentarias de la región corresponden a pilogues de la Sierra Madre Oriental y presentan en algunos casos evidencias de actividad sobre todo en la porción más austral de la cuenca de Oriental.
- Los domos volcánicos son las estructuras más activas de la cuenca y presentan un levantamiento intenso. Su dinámica se encuentra asociada a la actividad cuaternaria de la caldera de los Hornos.
- Para la morfología volcánica de la región se establece que la cuenca de Oriental ha sido una de las zonas más activas durante el Holoceno en el Sistema Volcánico Transversal.

- La mayor actividad volcánica se localiza en las porciones central y oriental, y se manifestó por la formación de grandes aparatos volcánicos y pequeños conos cónicos, generalmente alineados que en algunas ocasiones llegan a presentar derrames de lava.
- La orientación general de los cuerpos volcánicos menores concuerda -- con la orientación general de los ejes de los pliegues de la Sierra Madre Oriental.
- En la región ha sido común la formación de grandes cuerpos volcánicos asociados a gigantescas etapas explosivas que constantemente han originado fuertes espesores de piroclastos. Se puede decir que los grandes cuerpos volcánicos son o han sido en algún momento grandes calderas, como es el -- caso de: la caldera de Los Hornos, las Sierras de Citaltepetl, el Pico -- de Orizaba, La Malinche, etc.
- En las porciones central y oriental de la cuenca han predominado los fenómenos tectovolcánicos y en la porción occidental los tectónicos de levantamiento-fundimiento.
- Los volcanes de la cuenca han arrojado preferentemente pómez, que predomina sobre otros tipos de piroclastos en la región.
- Únicamente los niveles de base que se localizan en la parte norte de la cuenca presentan evidencias de haber sido modificados en el tiempo y -- esto se debe tanto a vulcanismo como al rellenamiento aluvial.
- Las observaciones realizadas en las porciones aledañas a las planicies, permiten establecer que la cuenca tuvo salida hacia el NE por la -- planicie de Perote, pero ésta fue cubierta por las pómez emitidas por la caldera de Los Hornos en épocas recientes.
- Es probable que la cuenca haya tenido salida hacia el sur por la zona de Ciudad Serdán, ya que es la porción (después de la planicie de Perote) donde el pantano tiene una cota de poca altura. Cabe mencionar -- que las evidencias no pueden confirmar aún esta posible salida.

- Actualmente la cuenca de Oriental está compuesta de varias cuencas endorréicas, la mayor parte de ellas localizadas hacia la parte oriental, lo que hace pensar en una estrecha relación entre estas pequeñas cuencas cerradas y un hundimiento al pie de los piedemontes, principalmente los de las Sierras de Citaltepetl.

- Los piedemontes evolucionaron en la porción norte de la cuenca a partir de planicies de base locales y no a partir de las planicies de nivel de base general. Únicamente los piedemontes de la Malinche y del Pico de Orizaba evolucionaron a partir de un nivel de base general, lo que hace pensar en pocas variaciones de la planicie de nivel de base general.

- Existen distintas orientaciones y profundidades de la disección en las Sierras de Citaltepetl, que no se relacionan con las formadas recientemente. Esto se ha interpretado como las evidencias de que las corrientes precedentes reconocieron a un nivel de base general localizado hacia el norte de la cuenca (etapa exorréica ya mencionada). Así, la disección formada recientemente está en función de otros niveles de base localizados hacia el oriente de la cuenca.

- Las planicies de nivel de base lacustres no presentan evidencias de variaciones extraordinarias en sus antiguos niveles, esto se debe a que constantemente han sido cubiertas por los piroclastos.

- Las mayores anomalías en los valores de la disección en la cuenca están dadas por la presencia de pómez y el grado de alteración de éstas.

- La erosión hídrica es más importante también en las zonas donde se presentan pómez alteradas por intemperismo, pero a partir de los 2800-2900 mnm, se presenta un cambio brusco en el comportamiento de la misma erosión hídrica y a partir de esta cota se aprecia una estabilidad de las vertientes consistente en que en pendientes de hasta 40° no se reconocen rasgos de erosión.

- La estabilidad en las vertientes coincide con rasgos periglaciales a partir de la cota de 2800-2900 mnm y hacia porciones superiores.

- Son abundantes las formas glaciares y periglaciares en la cuenca de Oriental, por lo que se considera que siempre a partir de los 2900 msnm, en La Malinche, El Bloque Huamantla, El Cofre de Perote, Las Sierras de Citlaltépetl y el Pico de Orizaba, se presentan tales evidencias, tanto erosivas como acumulativas.

- La deflación y la acumulación eólica están restringidas a las planicies, pero en algunas ocasiones también a las porciones inferiores de los piedemontes.

- Finalmente, se establece que el vulcanismo holocénico ha sido tan intenso que la región debe considerarse como de alto riesgo volcánico.

\* BIBLIOGRAFIA CITADA

- BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Becco V. G. (1983) "Geomorfología de la Hoja Cuertano 1:250 000" Tesis Maestría. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México. \*
- C.F.E. Vañez G.C. (1980) "Informe Geológico del Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz" C.F.E., Área Geología y Minería. México. \*
- C.F.E. Vañez García C. y García Durán (1982) "Exploración de la Región Geotérmica de Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz" Comisión Federal de Electricidad. México, 98 p. \*
- Demant, A. Macquois, R. y Silva, L. (1976) "El Eje Neovolcánico Transmexicano" Excursión Num. 4 del III Congreso Latinoamericano de Geología. México, 18 p.
- Demant, A. (1978) "Características del Eje Neovolcánico Mexicano y sus Problemas de Interpretación" Revista del Instituto de Geología de la UNAM, Vol. 2, Num. 2, pp. 172-187. \*
- Demant, A. (1981) "L'Axé Néovolcanique Transmexicain Etude Volcanologique et pétrographique. Signification Géodynamique" Thèse doctorale de 3e. Cycle, Marseille, Université d'Aix-Marseille III, 259 p. \*
- Demek, J. (1972) "Manual of Detailed Geomorphological Mapping" I.G.V. (Comission on Geomorphological Mapping), Academia, Prague, 1972, 344 p.
- Devruan, M. (1978) "Geomorfología" Barcelona, Ariel, Zaided, 928 p.
- Effja, Von, Hilgen, W., Knoblich, K. y Weyl, R. (1976) "Geología de la Cuenca Alta de Puebla-Tlaxcala y sus Contornos" Comunicaciones, --- Proyecto Puebla-Tlaxcala, 13 Fundación Alemana para la Investigación Científica (FAIC), pp. 99-106. Puebla.

- Eternod, A. (1981) "El Análisis de la Disecación del Relieve por Métodos Morfométricos" Memoria del VIII Congreso Nacional de Geografía. Toluca.
- Ferriz, H. and G.A. Mahood (1983) "Eruption Rates and Compositional -- Trends at Los Hornos Volcanic Center, Puebla, México" J. Geophys. Res. B. 89, pp. 8511-8524.
- Ferriz, H. (1985) "Zonamiento Composicional y Mineralógico en Los Productos del Centro Volcánico de Los Hornos, Puebla, México" Geol. Int., Volúmen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano-Parte I (Ed. S.P. Verma), Vol. 24-1, pp. \*
- Fries, C. (1960) "Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México". Boletín, 60, Instituto de Geología, UNAM. México, 236 p.
- Fuentes A. (1972) "Regiones Naturales de Puebla" Instituto de Geografía, UNAM. México.
- García, E. (1973) "Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen" Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Gasca, A. D. (1981) "Algunas Notas sobre la Génesis de Los Lagos-Crater de La Cuenca de Oriental" Colección Científica #98. I.N.A.H. 55 p. México. \*
- Heine, K. (1971) "Observaciones Morfológicas Acerca de Las Banancas en La Región de La Cuenca de Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto -- Puebla-Tlaxcala, 4, F.A.I.C. pp. 7-22, Puebla.
- Heine, K. (1973) "Variaciones más Importantes del Clima Durante Los --- Últimos 40 000 Años en México. Dedicaciones Indirectas de Observaciones Geomorfológicas" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F.A.I.C. pp. 51-58. Puebla. \*
- Heine, K. (1974) "Nuevas Observaciones de La Estratigrafía Cuaternaria de La Región del Valle de Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto - Puebla-Tlaxcala, 11, F.A.I.C., pp. 1-3. Puebla.

- Meine, K. y Heide-Weise, H. (1972) "Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el Volcán de La Malinche y Región Circunvecina" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 5, F.A.I.C. pp. 3-8. -- Puebla.
- Hilger, W. (1972) "Observaciones sobre la Tectónica de la Región de -- Puebla-Tlaxcala" Anuario de Geografía, XII, UNAM. pp. 113-120. México. \*
- Hilger, W. (1973) "Observaciones Respecto a la Geología de la Región de Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F.A.I.C. pp. 3-6. Puebla.
- Klaus, D. (1973) "Las Fluctuaciones del Clima en el Valle de Puebla--Tlaxcala". Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F.A.I.C. --- pp. 59-62. Puebla.
- Knoblich, K. (1973) "Las Condiciones de las Aguas Subterráneas en la Cuenca Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F.A.I.C. pp. 9-10. Puebla.
- A.N. Kudo, N.E. Jackson, and J.W. Huster, (1985) "Phase Chemistry of Recent Andesite, Dacite, and Rhyodacite of Volcan Pico de Orizaba, --- Mexican Volcanic Belt: Evidence for Xenolithic Contamination". Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 2 [Ed. S.P. Verma], Vol. 24-4. pp. 679-689. \*
- Lauer, W. (1978) "Tipos Ecológicos del Clima en la Vertiente Oriental de la Meseta Mexicana. Comentario para una Carta Climatológica 1:500 000" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 15, F.A.I.C. pp. 235-248. Puebla (con mapa).
- Lorenzo, J.L. (1969) "Condiciones Periglaciares de las Altas Montañas de México". México I.N.A.H., 45 p. (Paleoecología 4). \*
- Lorenzo, J.L. (1964) "Los Glaciares de México" Honografías del Instituto de Geofísica-1, UNAM, 2a. Ed. México. \*

- Lugo Hubp, J. (1981) "La Diseción del Relieve en la Porción Centro--  
Oriental del Sistema Volcánico Transversal" Boletín del Instituto de --  
Geografía, 11, UNAM. pp. 7-19. México. \*
- Lugo Hubp, J. (1983) "Zonación de Los Procesos Erosivo-Fluviales en  
la Cuenca de México y Noroeste de la de Puebla-Tlaxcala" Memoria del  
IX Congreso Nacional de Geografía, T.I. pp. 87-96. Guadalajara.
- Lugo Hubp, J. (1984) "Geomorfología del Sur de la Cuenca de México"  
México. Instituto de Geografía, UNAM. 95 p. (Serie Varía, Tomo 1,  
Num. 8).
- Lugo Hubp J. y Martínez Luna, V.M. (1980) "La Diseción del Relieve en  
el Sur de la Cuenca de México y Noroeste de la Cuenca de México y Porcio  
nes Adyacentes" Boletín del Instituto de Geografía, 10, UNAM. pp.55-64.  
México.
- Lugo Hubp J., Ortiz Pérez, H.A., Palacio Prieto J.I. y Bocca Verdineilli  
G. (1985) "Las Zonas más Activas en el Cinturón Volcánico Mexicano --  
(entre Michoacán y Tlaxcala)" Geofísica Internacional, (Ed. S.P. Verma),  
Vol. 24, Num. 1, pp. 83-96.
- Maderey L.E. (1974) "Necesidad de una Planificación del Uso del Agua y --  
del Suelo en el Estado de Tlaxcala" Planificación, Vol. III S.R.H. México.
- Mooser F. (1972) "The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics"  
Geofísica Internacional, VOL. 12, Num. 2, pp. 55-70.
- Mooser F. (1975) "Historia Geológica de la Cuenca de México". Hemo  
ria de las Obras del Sistema del Drenaje Profundo del Distrito Federal,  
T.I. México, D.D.F. 184 p., pp. 7-38. \*
- Noya S.J.C. y Zamorano O.J.J. (1983) "Análisis Geomorfológico de la -  
Cuenca Puebla-Tlaxcala" Memoria I Congreso Interno. Instituto de Geo  
grafía, UNAM. México.



- Hoyas Sánchez J.C. y Zamorano Orozco J.J. (1983) "Estudio Geomorfológico del Volcán La Malinche y sus Zonas Adyacentes" Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 96 p. \*
- J.F.W. Negendank, R. Emmertan, R. Krawczy, F. Hooser, H. Tobschall and D. Werle, (1985) "Geological and Geochemical Investigations on the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt" Geojis. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 2 (Ed. S.P. Venna), Vol. 24-4, pp. 477-575. \*
- Otingenach, D. (1973) "Análisis Político de los Sedimentos del Pleistoceno Reciente y Holoceno en la Región Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, pp. 47-49. Puebla. \*
- Ordoñez E. (1905) "Los Xalapascos del Estado de Puebla" (Primera Parte) Imprenta y Fototipia de la Secretaría de Fomento, México. \*
- Ortiz Pérez, M.A. (1985) "Geomorfología de la Disecación Fluvial Asimétrica de Piedemonte por Cambios de Nivel de Base (Caso: Sierras de Monte Alto y Monte Bajo, México)" Tesis Doctoral, Fac. Fil. y Letras, UNAM, México.
- Palacio Prieto J.L. (1982) "Análisis Geomorfológico de la Región de --- Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal, Estados de Morelos y México." Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 98 p. \*
- Reyes (1979) "Geología de la Cuenca Oriental (Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala)" Colección Científica 71. Prehistoria, INAH, México.
- Robín, C., et J.M. Cantagrel (1983). "Le Pico de Orizaba (Mexique): - Structure et Evolution d'un Grand Volcan Andésitique Complexe" Bull Volcanol, 45, pp. 299-315. \*
- Seale E. y Hooser, F. (1972) "La Malinche y la Tectónica del Valle de Puebla" Sociedad Geológica Mexicana, II Convención Nacional. Hazardán (resumen).
- S.P.P. (1981) "Síntesis Geográfica de Tlaxcala" Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, México.

- S. Venegas-Salgado, R. Maciel-Floras y J. Herrera-Franco (1985). "Recursos Geotérmicos en la Faja Volcánica Mexicana" Geofís. Int. Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano-Parte I (Ed. S.P. Verma), Vol. 24-1 pp. \*
- Verma, S.P. (1983) "Magma Genesis and Chamber Processes at Los Hornos Caldera, México-Hd. and Sr Isotope Data". Nature 302 pp. 52-55.
- Verstappen, H. Th. (1983) "Applied Geomorphology. Geomorphological -- Surveys for Environmental Development" Amsterdam, Ed. Elsevier, 437 p.
- Viniégra, D.F. (1965) "Geología del Macizo de Texiutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz" Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet. Vol. XVII No. 7 y 12. México. \*
- Werle, D. (1984) "The Role of Airphoto and Satellite Image Interpretation in Analysing Volcanic Landforms and Structures in the Eastern Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico". (Imágenes proporcionadas por el Geol. Ana Lilián Martín del Pozo. Inst. de Geofísica, UNAM) \*
- Weyl, R. (1974) "Determinación y Clasificación de las Rocas Volcánicas de la Región de Puebla-Tlaxcala" Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 10, F.A.I.C., pp. 69-71. Puebla.
- White, S.E. (1962) "El Iztaaccuall. Acontecimientos Volcánicos y Geomorfológicos en el Lado Oeste Durante el Pleistoceno Superior" México, I.N.A.H., 80 p. (Serie Investigaciones, 6). \*
- White, S.E. (1978) "Acontecimientos Glaciales y Periglaciales en el Afusco" Antropología e Historia. Boletín del I.N.A.H., Época III, Num. 22, pp. 51-56. México. \*