

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

BOLETIN NUMERO 97

**ESTUDIOS GEOLOGICO-PALEONTOLOGICOS EN LA
REGION MIXTECA, PT. 1: GEOLOGIA DEL AREA
TAMAZULAPAN-TEPOSCOLULA-YANHUITLAN, MIXTECA
ALTA, ESTADO DE OAXACA, MEXICO**

POR

ISMAEL FERRUSQUIA-VILLAFRANCA

ESTUDIO SUBVENCIONADO POR EL *CONSEJO NACIONAL
DE CIENCIA Y TECNOLOGIA* (CONACYT)



MEXICO, D.F.
1976



25 AGO 2014

PREFACIO

El presente boletín, constituye la parte 1 del Informe Técnico sobre el Proyecto de Investigación a mi cargo: *Reconocimiento Geológico Paleontológico de la Cuenca Hidrográfica Mixteca, noroeste de Oaxaca*. Se tienen planeadas tres partes más; la parte 2 describe la geología del área adyacente al norte y las partes 3 y 4 la geología de las áreas adyacentes al occidente; el resumen de la geología de la totalidad del área se publicará acompañando a la Hoja Huajuapán de León, de la Carta Geológica de México, Serie 1:100 000, del Instituto de Geología.

El proyecto forma parte del Programa de Formación de Profesores-Investigadores del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, el cual lo subvencionó durante los dos años (1972-1973) de su desarrollo.

El Proyecto se llevó a cabo en el Instituto de Geología. El Ing. Diego A. Córdoba, Director del Instituto, mostró gran interés y decidido apoyo para el desarrollo del mismo. Además del autor, participaron el Biól. Carlos Avicilla G., y el Ing. Luis M. Mitre S., originalmente Becarios del Instituto de Geología, ahora Investigadores Asociados del mismo; se les agradece su colaboración.

En este trabajo se describe la geología de la porción suroriental de la Cuenca Hidrográfica Mixteca. Numerosas personas ayudaron al autor en aspectos diversos del estudio. El Dr. John A. Wilson, Profesor de Geología de la Universidad de Texas, en Austin, introdujo al autor en la geología del área, discutió problemas de geología de campo y numerosos tópicos estratigráficos conceptuales y, leyó críticamente el manuscrito original. El Dr. Zoltan de Cserna del Instituto de Geología, visitó al autor en el campo, discutió problemas de geología regional y su ayuda fue decisiva para la interpretación de la geología estructural de las rocas mesozoicas.

El Ing. Jorge González Alvarado, PEMEX, Gerencia de Exploración, Zona Sur, discutió conmigo muchos problemas de geología de campo y compartió libremente sus conclusiones sobre la geología del sur de México.

El Dr. Nicolas Rast, Jefe del Departamento de Geología de la Universidad Newfoundland, Canadá y en 1970, investigador huésped del Instituto y los

Ings. Rafael Rodríguez, Mario Ruiz y Fernando Ortega, del Instituto de Geología, discutieron problemas de geología regional y local, que permitieron una mejor interpretación de la estratigrafía y tectónica regional. La Dra. Gloria Alencáster, del Instituto de Geología, identificó la mayoría de los invertebrados, B. Buitrón, identificó los equinoides y la Biól. Magdalena R. de Castillo, identificó los corales. El Dr. F. Bonet y los Ings. C. Schlaepfer y Reynoso del Instituto Mexicano del Petróleo, realizaron la identificación de los microfósiles.

Los Dres. R. L. Folk, E. F. McBride, y D. S. Barker, Profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Texas, en Austin, me ayudaron a resolver problemas de petrografía sedimentaria e ígnea. Los Dres. R. E. Dennison, de la Mobil Research and Development Corporation, Dallas, Tex., y F. W. McDowell, del Depto. de Geología de la Universidad de Texas, realizaron sin costo alguno las determinaciones radiométricas. El Ing. J. G. Solorio, del Instituto de Geología, realizó la separación y concentración de los minerales. El Ing. Alberto Obregón P., realizó la mayor parte de los análisis químicos. El Dr. Reinhardt Weber G., también del Instituto, amablemente tradujo el resumen al Alemán. La lectura final del manuscrito estuvo a cargo de tres colegas del Instituto de Geología. El Dr. Marc Tardy, Investigador Visitante (Universidad de París), el M. en C. Nicolás Aguilera, Jefe del Departamento de Edafología y el Profesor Eduardo Schmitter; se agradece cumplidamente su labor y las sugerencias para mejorar el texto. El Sr. Armando Altamira ayudó en la elaboración de las fotomicrografías. El Sr. Feliciano Rodríguez proporcionó eficaz colaboración bibliográfica. Mi esposa, la Sra. Eloísa M. de Ferrusquía, escribió el manuscrito; su paciencia y entusiasmo constituyeron factores decisivos para realizar el trabajo. Otras personas, muy numerosas para ser nombradas individualmente, proporcionaron también su colaboración desinteresada.

Una parte sustancial de este estudio, se presentó en forma de Disertación Doctoral a la Universidad de Texas en Austin en 1971. El autor agradece al Dr. John A. Wilson, la dirección de la Disertación y a los Dres. Zoltan de Cserna, E. L. Lundelius y W. F. Blair, la lectura crítica del manuscrito original; sus comentarios y sugerencias permitieron mejorarlo. Posteriormente, como resultado del trabajo cartográfico en áreas adyacentes, se hicieron varias revisiones adicionales y enmiendas al informe para su publicación. Esencialmente se mantienen las mismas conclusiones.

Dr. Ismael Ferrusquía-Villafranca,
Investigador Asociado C. de T. C.,
Mayo, 1974.

CONTENIDO

Resumen	1
Abstract	2
Zusammenfassung	3
INTRODUCCION	5
Localización	5
Centros de población	5
Distrito de Teposcolula	5
Distrito de Coixtlahuaca	7
Clima	7
Vías de comunicación	7
Actividad económica	8
Trabajos previos	8
Trabajos antiguos, hasta 1919	8
Trabajos modernos, 1920 a 1949	9
Trabajos contemporáneos, 1950 a 1973	9
Métodos	10
Nomenclatura, clasificación petrográfica y ambiental y sistemática paleontológica	10
FISIOGRAFIA	11
UNIDADES FISIOGRAFICAS	11
Zona de las Montañas Centrales	11
Zona de la Depresión Chilapa	11
Zona de Malpaís y Valles	12
Zona Montañosa Volcánica	12
Hidrografía	12
ESTRATIGRAFIA	13
Sistema Jurásico	13
Grupo Tecocoyunca	13
Sistema Cretácico	14
Caliza Teposcolula	14
Definición	14
Litología	15
Estructura	17
Relaciones estratigráficas	17
Paleontología	17
Edad	19
Correlación	19

Formación Yucunama	23
Definición	23
Litología	24
Estructura	25
Relaciones estratigráficas	25
Paleontología	26
Edad	26
Correlación	29
Sistema Terciario	30
Conglomerado Tamazulapan (nombre nuevo)	30
Definición	30
Litología	31
Estructura	32
Relaciones estratigráficas	32
Paleontología	33
Edad	33
Correlación	33
Formación Yanhuatlán	34
Definición	34
Litología	35
Estructura	39
Relaciones estratigráficas	39
Paleontología	39
Edad	39
Correlación	39
Toba Llano de Lobos (nombre nuevo)	41
Definición	41
Litología	41
Estructura	47
Relaciones estratigráficas	47
Paleontología	48
Edad	48
Correlación	48
Toba Cerro Verde (nombre nuevo)	48
Definición	48
Litología	49
Estructura	50
Relaciones estratigráficas	50
Paleontología	50
Edad	50
Correlación	50
Andesita Yucudaac (nombre nuevo)	50
Definición	51
Litología	51
Estructura	59
Relaciones estratigráficas	60
Edad	60
Correlación	61

Andesita San Marcos (nombre nuevo)	62
Definición	62
Litología	62
Estructura	66
Relaciones estratigráficas	66
Edad	66
Correlación	67
Formación Chilapa (nombre nuevo)	67
Definición	67
Litología	70
Estructura	73
Relaciones estratigráficas	73
Paleontología	74
Edad	74
Correlación	75
Sistema Cuaternario	74
Depósitos Aluviales	76
Depósitos de Travertino	78
Depósito de Caliche	78
Suelos	80
Rocas Igneas Intrusivas	81
Sistema Terciario	81
Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca (nombre nuevo)	81
Definición	81
Litología	81
Estructura y relaciones estratigráficas	89
Diques	89
Mantos	91
Lacolitos	91
Tapones	91
Edad	93
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	93
Pliques	95
De las Rocas Cretácicas	95
De las Rocas Cenozoicas	97
Fallas y Fracturas	97
De las Rocas Cretácicas	97
De las Rocas Cenozoicas Sedimentarias	98
De las Rocas Lávikas e Intrusivas	98
Tectónica Regional. Interrelaciones y Edad	99
Conclusiones sobre la Geología Estructural	105
HISTORIA GEOLOGICA	105
SUMARIO	108

APENDICE A. SECCIONES MEDIDAS	113
Caliza Teposcolula	113
Sección-Tipo	113
Formación Yucunama	119
Sección-Tipo	119
Conglomerado Tamazulapan	123
Sección-Tipo	123
Formación Yanhuatlán	125
Sección-Tipo	125
Toba Llano de Lobos	134
Sección-Tipo	134
Toba Cerro Verde	137
Sección-Tipo	137
Andesita Yucudaac	141
Sección-Tipo	141
Andesita San Marcos	144
Sección-Tipo	144
Formación Chilapa	146
Sección-Tipo	146
APENDICE B. LOCALIDADES FOSILIFERAS	150
Caliza Teposcolula	150
Formación Yucunama	152
Formación Chilapa	152
Aluvión Cuaternario	153
REFERENCIAS	155

T A B L A S

Tabla

1 Fósiles identificados de la Caliza Teposcolula	18
2 Análisis químico simplificado de tres muestras de la Formación Yucunama	25
3 Fósiles identificados de la Formación Yucunama	27
4 Análisis químico de muestras de la Formación Yanhuatlán y de <i>terra rossa</i> reciente	36
5 Textura y composición de muestras de la Toba Llano de Lobos	42
6 Análisis químico y clasificación normativa de muestras de la Toba Llano de Lobos	43
7 Datos de edades radiométricas. Determinaciones por el Mobil Research Corporation Laboratory. Dallas, Tex.	45
8 Textura de muestras de la Andesita Yucudaac	52
9A Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita Yucudaac	53
9B Resumen de la Tabla 9A	54

Tabla

9C Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita Yucudaac, arreglados de acuerdo con las Tablas 9A y B	55
10 Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita Yucudaac	57
11 Textura de muestras de la Andesita San Marcos	63
12A Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita San Marcos	64
12B Resumen de la Tabla 12A	64
12C Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita San Marcos, arreglados de acuerdo con las Tablas 12A y 12B	64
13 Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita San Marcos	65
14 Análisis químicos de muestras de la Formación Chilapa	69
15 Dimensiones de mamíferos fósiles	77
16 Análisis químicos de muestras de agua del manantial Atonaltzín, Tamazulapan, Oax.	79
17 Texturas de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca	83
18A Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca	84
18B Resumen de la Tabla 18A	84
18C Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, arreglados de acuerdo con las Tablas 18A y 18B	86
19A Descripción y condiciones de yacimiento de las muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca	87
19B Resumen de la Tabla 19A	88
20 Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca	90

I L U S T R A C I O N E S

Figura (en el texto)

1 Mapa de localización	6
2 Bloque fisiográfico diagramático del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca	10bis
3 Columna estratigráfica generalizada del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca	12bis
4 El Ciclo Hidrológico	??
5 Rango estratigráfico de los fósiles encontrados en la Formación Yucunama	28
6 Registro de difracción de Rayos X en la variedad caliza silicificada de la Formación Chilapa	68bis
7 Comparación y variación química observada en las rocas ígneas del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca	94
8 Diagramas angulares de frecuencia de los sistemas de fallas y fracturas	96
9 Mapa esquemático mostrando la distribución de las rocas mesozoicas en la Mixteca Alta (Oaxaca nororiental y Puebla meridional únicamente)	101

L A M I N A S

Lámina (al final del texto)

- 1 Grupo Tecocoyunca? y Caliza Teposcolula.

- 2 Caliza Teposcolula y Formación Yanhuatlán.
- 3 Caliza Teposcolula. Formación Yucunama, Secuencia Terciaria y Conglomerado Tamazulapan.
- 4 Secuencia Terciaria y Formación Yanhuatlán.
- 5 Contacto Formación Yanhuatlán-Toba Llano de Lobos, esta unidad y Formación Chilapa.
- 6 Toba Llano de Lobos y Cerro Verde, Formación Yucunama.
- 7 Toba Llano de Lobos, Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca y Formación Chilapa.
- 8 Formación Chilapa.
- 9 Formación Chilapa, Andesita Yucudaac y Dique.
- 10 Andesita Yucudaac.
- 11 Andesitas San Marcos e Intrusiva Suchixtlahuaca.
- 12 Mamíferos fósiles encontrados en aluvión cuaternario.
- 13 Tabla de correlación estratigráfica de la región centromeridional de México, mostrando el desarrollo de la nomenclatura y la posición estratigráfica de las unidades principales (en sobre)
- 14 Mapa geológico del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México. (en sobre)
- 15 Secciones estructurales del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México (en sobre)
- 16 Bloque estructural diagramático del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México (en sobre)
- 17 Mapa estructural esquemático del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuatlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México (en sobre)

GEOLOGIA DEL AREA TAMAZULAPAN-TEPOSCOLULA-YANHUITLAN MIXTECA ALTA, ESTADO DE OAXACA, MEXICO.

Por Ismael Ferrusquía Villafranca

R e s u m e n

El área, situada en la Mixteca Alta Oaxaqueña entre los 17°30' y 17°45' y 97°20'-97°40', tiene una superficie aproximada de 950 km.² de relieve muy abrupto, donde afloran rocas mesozoicas y cenozoicas.

Probablemente la unidad litoestratigráfica más antigua es el Grupo Tecocoyunca de edad jurásica. Consiste de caliza negra en capas delgadas, interestratificada con arenisca chapopotífera.

La Caliza Teposcolula de edad albiano-coniaciana sobreyace discordantemente a esta unidad. La Caliza Teposcolula consiste de 500 a 600 m de biopelmicrita crema a gris, estratificada masivamente, plegada en dos anticlinorios y un sinclinorio orientados de norte a sur. Una caliza margosa de edad santoniana-maestrichtiana sobreyace discordantemente a la Caliza Teposcolula. La caliza margosa consiste de 300 a 400 m de biomicrita impura crema a amarillenta, estratificada en capas delgadas a medianas. Esta unidad ocupa el sinclinorio.

Durante la Orogenia Hidalguense del Terciario Temprano, hubo regresión marina y levantamiento regional. La erosión de las calizas cretácicas formó de 150 a 180 m de conglomerado calclítico de guijarros, matatenas y bloques dispuestos en una matriz arenosa rojiza. La Formación Yanhuatlán de edad terciaria temprana sobreyace discordantemente al conglomerado. La Formación Yanhuatlán consiste de 300 a 400 m de lodolita débilmente consolidada, rítmica, estratificada en capas delgadas a medianas, rojas y cremas, subarcósicas. Está concordantemente y cubierta por dos formaciones de tobas de edad terciaria media, composición riolítica a riodacítica y 300 y 100 m de espesor respectivamente. Estas formaciones están discordantemente cubiertas por dos secuencias

de derrames andesíticos probablemente de edad terciaria media-tardía. Las lavas obstruyeron el drenaje, formándose una cuenca lacustre en la que se acumularon de 300 a 400 m de biomicrita silícea blanca a crema, estratificada en capas delgadas a medianas, interestratificadas con pizarra, lutita, arenisca y lentes de turba.

La actividad ígnea incluyó también el emplazamiento de varios cuerpos andesíticos hipabisales, aparentemente relacionados con fallamiento. La edad del emplazamiento es probablemente terciaria media a tardía.

Aluvión cuaternario rellena los valles y depósitos de caliche cubren parcialmente las sierras calizas. Cerca de Tamazulapan, se depositó travertino sobre un suelo residual cuaternario; este depósito está asociado a actividad hidrotermal.

A b s t r a c t

The area, in the Mixteca Alta region, northwestern Oaxaca, contains about 365 square miles of exposed Mesozoic and Cenozoic rocks between 17°30'-17°45' and 97°20'-97°40'.

Probably the oldest lithostratigraphic unit is the Jurassic Tecocoyunca Group. Its consist of black, thinly bedded limestone interbedded with thinly bedded, tar-bearing sandstone.

The Teposcolula Limestone of Albian-Coniacian age unconformably overlies the Tecocoyunca Group. The Teposcolula limestone consists of 1,600 a 1,900 feet of beige to gray, very thick bedded biopelmicrite. It is folded into two anticlinoria and a synclorium oriented south. A marly limestone of Santonian-Maestrichtian age unconformably overlies the Teposcolula Limestone. The marly limestone consists of 900 a 1,300 feet of beige to yellow, thin to medium bedded impure biomicrite. It occurs in the synclorium.

Regional uplift and withdrawal of the sea occurred during the Early Tertiary Hidalgoan Orogeny. Erosion of the Cretaceous limestones formed 190 to 260 feet of blocky cobble-pebble calcithitic conglomerate with a red sandy matrix. The Yanhuatlán Formation of Early Tertiary age unconformable overlies this conglomerate. The Yanhuatlán Formation is a 900 to 1,300 feet, rhythmically deposited, red and beige, subarkosic, thin to medium bedded mudstone. It is conformably overlain by two tuff formations of Middle Tertiary age, of rhyolitic to rhyodacitic composition, and 1000 and 350 feet thick, respectively. The tuffs are unconformably overlain by two sequences of andesitic flows of probable late-Middle Tertiary age. The flows obstructed the drainage and created a la-

castrine basin in which accumulated 1,000 to 1,300 feet of white to beige, thin to medium bedded, siliceous biomicrite and dismicritic limestone, interbedded with shale, silt, sandstone and peat lenses.

Igneous activity also included the emplacement of several hypabyssal andesitic bodies that appear to be related to faulting. The age of the emplacement is probably Middle to Late Tertiary.

Quaternary alluvium fills the valleys and caliche deposits partly blanket the limestone ranges. Travertine associated with hydrothermal activity was deposited above a Quaternary residual soil near Tamazulapan.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Mixteca Alta von Oaxaca (México) zwischen 17°30'-17°45' N. Br. und 97°27'-97°40' W. L. und ist annähernd 950 km² gross. Es weist scharfe Oberflächenformen auf und die aufgeschlossenen Gesteine gehören dem Mesozoikum und Känozoikum an.

Wahrscheinlich die älteste lithostratigraphische Einheit ist die jurassische Tecocoyunca-Gruppe. Sie umfasst dünnbankige schwarze Kalke, die mit asphaltimprägnierten Sandsteinen wechsellagern.

Auf der genannten Einheit ruht diskordant der Teposcolula-Kalk, des Alb bis Conian. Er ist 500 - 600 m mächtig, massig gebankt, und besteht aus Bipelmikrit von gelblichweisser bis grauer Farbe. Er ist gefaltet und bildet ein Synclorium und zwei Antiklinorien, die nordsüdlich streichen.

Ein mergeliger Kalk des Santon bis Maestricht liegt diskordant auf dem Teposcolula-Kalk. Er ist 300 - 400 m mächtig, dünn- bis mittelbankig und besteht aus gelblichweissem bis gelblichem Biomikrit. Er findet sich im erwähnten Synclorium.

Die frühtertiären Hidalgo-Orogenese brachte eine marine Regression und eine regionale Hebung mit sich. Die Erosion der Kreidekalke hatte die Ablagerung eines Kalkkonglomerats zur Folge. Es besteht aus Kies, Schotter und Blöcken, die in eine sandige rötliche Matrix eingebettet sind.

Die Formation Yanhuatlán umfasst 300 bis 400 m rhythmisch geschichteten dünn- bis mittelbankigen, schwach gebundenen, schluffigen, subarkosischen Ton von roter und gelblichweisser Farbe.

Im Hangenden folgen konkordant zwei Formationen vulkanischer Tuffe des mittleren Tertiärs, die 300 bzw. 100 m mächtig und von rhyolithischer bis rhyodazitischer Zusammensetzung sind.

Auf diesen Formationen liegen diskordant zwei Folgen andesitischer Ergussgesteine, die wahrscheinlich dem Mittel- bis Spättertiär angehören. Die Lavaströme schnitten ein bestehendes Entwässerungsnetz ab. Es entstand ein Seebekken, in dem sich 300 bis 400 m kieseligen Biomikrits von weisser bis gelblich-weisser Farbe ablagerten. Diese Gesteine sind dünn- bis mittelbankig und wechseln mit Schiefertons, Ton, Sandstein sowie Torflinsen ab. Die magmatische Aktivität führte ausserdem zur Intrusion mehrerer hypabyssaler Andesitkörper, die offenbar mit Verwerfungen in Verbindung stehen. Die Intrusionen allen wahrscheinlich ins Mittel- bis Spättertiär.

Das Quartär ist durch Talfüllungen und durch "Caliche" vertreten, die die aus Kalkstein bestehenden Bergketten teilweise überkrustet. In der Nähe von Tamazulapan lagerte sich über einem quartären Residualboden im Zusammenhang mit hydrothermaler Aktivität Travertin ab.

ESTUDIOS GEOLOGICO-PALEONTOLOGICOS EN LA REGION MIXTECA, PT. 1: GEOLOGIA DEL AREA TAMAZULAPAN TEPOSCOLULA-YANHUITLÁN, MIXTECA ALTA, ESTADO DE OAXACA

INTRODUCCION

LOCALIZACION

El área de estudio se localiza en la región de la Mixteca Alta al noroeste del Estado de Oaxaca, México; consiste aproximadamente de 950 km² de superficie expuesta de rocas mesozoicas, terciarias y cuaternarias localizadas entre los paralelos 17°30' y 17°45' norte y los meridianos 97°20' y 97°40' oeste (Fig. 1 y Lám. 14).

CENTROS DE POBLACION

Políticamente el área pertenece a los Distritos de Teposcolula y Coixtlahuaca, el primero es mucho mayor; los principales centros de población (Lám. 14) arreglados jerárquicamente se enlistan a continuación.

Distrito de Teposcolula

Cabecera de Distrito de San Pedro y San Pablo Teposcolula; Municipios de Chilapa de Díaz, San Andrés Lagunas, San Juan Teposcolula, Santa María Tamazulapan, Santiago Tejuapan, Santiago Teotongo, Santo Domingo Yanhuitlán, y San Pedro Yucunama; Agencias Municipales, San Antonio Acutla, Barrio Guadalupe, San Marcos Monte de León, San Pedro Añáñe, San Miguel Marcos Pérez, San Isidro Lagunas, Magdalena Cañadaltepec, Guadalupe Vista Hermosa, Santa María Tutla y Yuyuza. Una serie de poblaciones pequeñas y de ranchos aislados completan el grupo de poblaciones de este distrito.

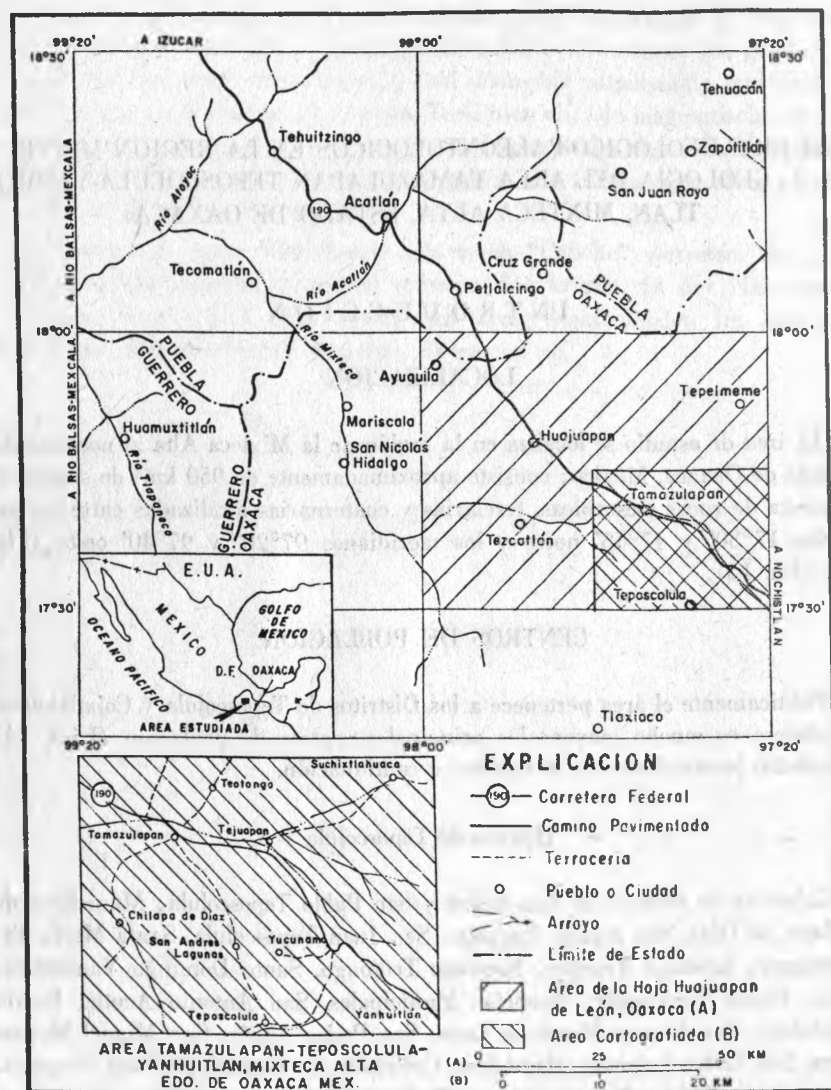


Fig. 1. Mapa de localización.

Distrito de Coixtlahuaca

Cabeceras Municipales, San Cristóbal Suchixtlahuaca, San Jerónimo Otlá y Santa María Nativitas; Agencia de Policía, San José Monte y Verde.

El área en conjunto tiene una población estimada de 4 500 a 6 000 habitantes, divididos como sigue: Tamazulapan, 1 500 a 2 000; Teposcolula, 750 a 1 000; Chilapa, 450 a 600; Tejuapan, 375 a 500; Suchixtlahuaca, 375 a 500; Yanhuatlán 300 a 400; el resto de las poblaciones y ranchos 750 a 1 000. La fuente de estos datos es la estimación verbal de las autoridades locales y residentes, porque los resultados del censo de 1970 todavía no están disponibles. Tamazulapan es la población más grande y económicamente más importante.

CLIMA

El clima de la región es templado lluvioso, con estación de lluvias durante el verano y un invierno templado suave (el clima es Cwbg de Köppen o C (wo") (W) b (i') g, de acuerdo a García, 1964). La precipitación pluvial anual es del orden de 700 a 900 mm, la temperatura anual promedio oscila entre 16 y 18°C, y la humedad relativa es de 50 a 60%. Los vientos dominantes proceden del norte. Hay heladas ocasionales. La vegetación es de tipo pradera (Vivó-A., y Gómez-J., 1946; Tamayo, 1949). Este clima regional y modelo de vegetación presenta considerables variaciones locales debido a la topografía y litología del terreno.

VIAS DE COMUNICACION

El camino principal (Lám. 14), es la Carretera Federal 190, también llamada Carretera Panamericana o Cristóbal Colón, que cruza el área diagonalmente en una dirección noroeste-sureste. Es la vía de acceso más importante de esta parte del Estado. Cerca del km 61 de la Carretera 190, se desprende un camino secundario que llega a Tlaxiaco, Putla, Pinotepa Nacional y eventualmente a la costa del Pacífico. Este camino está pavimentado únicamente hasta Tlaxiaco.

Varios caminos de terracería unen a las poblaciones, el mejor de éstos es el de Tamazulapan-Chilapa. Los caminos de Tamazulapan-Teotongo y Tejuapan-Suchixtlahuaca han sido recientemente mejorados. Otras brechas y veredas unen a las agencias municipales y las rancherías; las brechas no se pueden recorrer con vehículo de motor durante la estación lluviosa de junio a septiembre.

ACTIVIDAD ECONOMICA

Las principales actividades económicas son: agricultura de temporal, cultivándose principalmente maíz, trigo, frijol, cebada, pastos y alfalfa. Se emplean algunos tractores, pero la mayor parte del trabajo se hace con yuntas de bueyes. En Tamazulapan y Teposcolula se practica la fruticultura en escala experimental.

El pastoreo de ganado caprino, vacuno y lanar es de importancia secundaria. El comercio, en escala pequeña y mediana, se realiza en las poblaciones principales, donde se reúnen una vez a la semana mercados ambulantes y ocasionalmente se realizan ferias.

Las artesanías y otro tipo de labores están restringidas a las poblaciones principales; se tejen sombreros de palma extensamente en la región.

El turismo es muy escaso y sufre por falta de facilidades. Los turistas ocasionales, en su camino hacia el norte o el sur, hacen visitas breves al Convento de Santo Domingo en Yanhuatlán y a otros edificios coloniales y ruinas prehispánicas.

Prácticamente no existe industria. Las únicas excepciones son una destilería de aguardiente en Chilapa y una pequeña planta de cemento y cal en Teposcolula.

Las poblaciones principales tienen electricidad, generada por la Planta Hidroeléctrica de Tamazulapan (2,500 kw). Esta planta usa el agua del Manantial Atonaltzin cerca de Tamazulapan y del Río del Oro.

El ingreso real *per capita* es bajo, aproximadamente del orden de \$18.00 diarios. Sin embargo, sorprende ver los esfuerzos de la gente por mejorar su educación, de suerte que prácticamente todas las poblaciones tienen escuelas primarias, cuyos edificios han construido ellos mismos; invariablemente el edificio escolar es el mejor de la población. En Tamazulapan se encuentra la Escuela Normal Femenina, único centro de estudios profesionales en la región.

TRABAJOS PREVIOS

La región Mixteca siempre ha atraído la atención de geólogos y naturalistas debido a su panorama complejo e interesante; sin embargo, su bibliografía geológica es relativamente corta. A continuación se enlistan los principales trabajos arreglados cronológicamente.

Trabajos antiguos, hasta 1919

Böse, 1898, académico regional, estratigrafía del Jurásico; Felix y Lenk, 1899, académico regional, geología general; Ordóñez, 1906, académico regional,

Precámbrico; Flores, 1909, académico regional, geología general; Birkinbine, 1911, geología económica detallada, depósitos de hierro y carbón; y Wieland, 1914, académico detallado, paleobotánica jurásica.

Trabajos modernos, 1920 a 1949

Burckhardt, 1927 y 1930-31, académico regional, estratigrafía y paleontología del Mesozoico; Imlay, 1938, 1943, 1944a y 1944b, académico regional, estratigrafía y paleontología del Mesozoico; Barrera, 1946, académico regional, geología general; Maldonado-Koerdell, 1948, académico detallado, paleobotánica del Triásico; y Salas, 1949, académico regional, geología general.

Trabajos contemporáneos, 1950 a 1973

Imlay, 1953, académico regional, correlación de las formaciones jurásicas; Calderón-G., 1956, académico semirregional, estratigrafía del Cretácico; Erben, 1956a, 1956b, 1957a y 1957b, académico regional, estratigrafía y paleontología del Jurásico; Cortés-O. *et al.*, 1957, geología económica semirregional, depósitos de carbón; Fries *et al.*, 1962, académico semirregional, geocronología precámbrica; Alencáster, 1963, Alencáster y Buitrón, 1965, académico detallado, paleontología jurásica; Pérez-I. *et al.*, 1965, académico detallado, estratigrafía del Mesozoico; Cárdenas-V., 1966, académico semirregional, geología general; Pantoja-Alor y Robison, 1967, académico detallado, estratigrafía del Paleozoico; López-Ticha, 1969, geología económica semirregional y evaluación petrolera; Buitrón, 1970, académico detallado, equinoides del Jurásico y Cretácico; De Cserna, 1970, académico regional, geología general; Ferrusquía, 1970, académico detallado, geología general; Fries *et al.*, 1970, académico detallado, geocronología del Paleozoico; Pantoja-Alor, 1970, académico detallado, estratigrafía del Paleozoico; Ruiz-Castellanos, 1970a, académico detallado, geología general; Schlaepfer, 1970, académico detallado, estratigrafía del Cenozoico; Schmitter, 1970, académico detallado, mineralogía; Silva, 1970, académico detallado, paleobotánica del Jurásico; Wilson y Clabaugh, 1970, académico detallado, estratigrafía del Cenozoico; Schlaepfer y De Pablo-G., 1971, académico detallado, sedimentología y mineralogía de arcillas; Ferrusquía-V., 1971, académico detallado, geología general; Mitre-S., 1973, académico detallado, geología general; Avecilla-G., 1973, académico detallado, paleontología del Jurásico.

Es claro que el énfasis de los estudios se ha hecho en la estratigrafía y paleontología del Mesozoico. Aún se tienen opiniones encontradas sobre la geo-

logía y tectónica regional del sur de México. La escala y el detalle de los mapas disponibles varía considerablemente y obviamente se necesita una revisión y compilación que integre adecuadamente la información disponible.

MÉTODOS

El mapa base usado es planimétrico, a escala aproximada de 1:38,500. Se construyó a partir de fotografías aéreas tomadas a la misma escala en 1967 por la Compañía Mexicana de Aerofoto, S. A. Hay solamente un punto geodésico de control, la Torre de Microondas Yucudaac de la Secretaría de Comunicaciones. El señor J. L. Ramírez del Depto. de Fotogrametría de este Instituto, preparó el mapa-base.

El trabajo geológico se realizó en temporadas de campo sucesivas de 1969 a 1972. La cartografía geológica se hizo directamente sobre las fotografías aéreas. Los datos de las fotografías aéreas se transfirieron al mapa-base usando un copiador virtual. También se dispuso de un mapa de caminos escala 1:25,000, proporcionado por el Ing. Jorge González-Alvarado, de la Gerencia de Exploración de Petróleos Mexicanos. Este mapa se redujo fotográficamente a la misma escala, de modo que la transferencia de datos pudiese hacerse por simple inspección.

Las secciones estratigráficas se midieron con brújula Brunton, cinta metálica o báculo de Jacob. Las altitudes se midieron con un altímetro Thommen. Las áreas no visitadas se cartografiaron por interpolación. Los nombres geográficos son oficiales. La versión final del mapa, las secciones estructurales y el bloque diagramático las dibujó el Sr. E. Gutiérrez, del Departamento de Dibujo de este Instituto.

Las descripciones petrográficas se basan en datos de campo, más de 1 200 ejemplares de mano, más de 300 láminas delgadas y 36 análisis químicos. Las láminas delgadas y los análisis químicos se hicieron en este Instituto.

NOMENCLATURA, CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA Y AMBIENTAL Y SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

La nomenclatura petrográfica de las rocas sedimentarias es la de Folk (1968). Las rocas piroclásticas se describen usando la escala de tamaño de Wentworth y Williams (1932), la clasificación textural de ignimbritas de Cook (1961) y la terminología de Smith (1960) y Ross y Smith (1961).

La terminología usada para las rocas ígneas es la de Williams, Turner y Gilbert (1954). Se usó la clasificación de rocas ígneas de Streckeisen (1965)



Fig. 2. Bloque

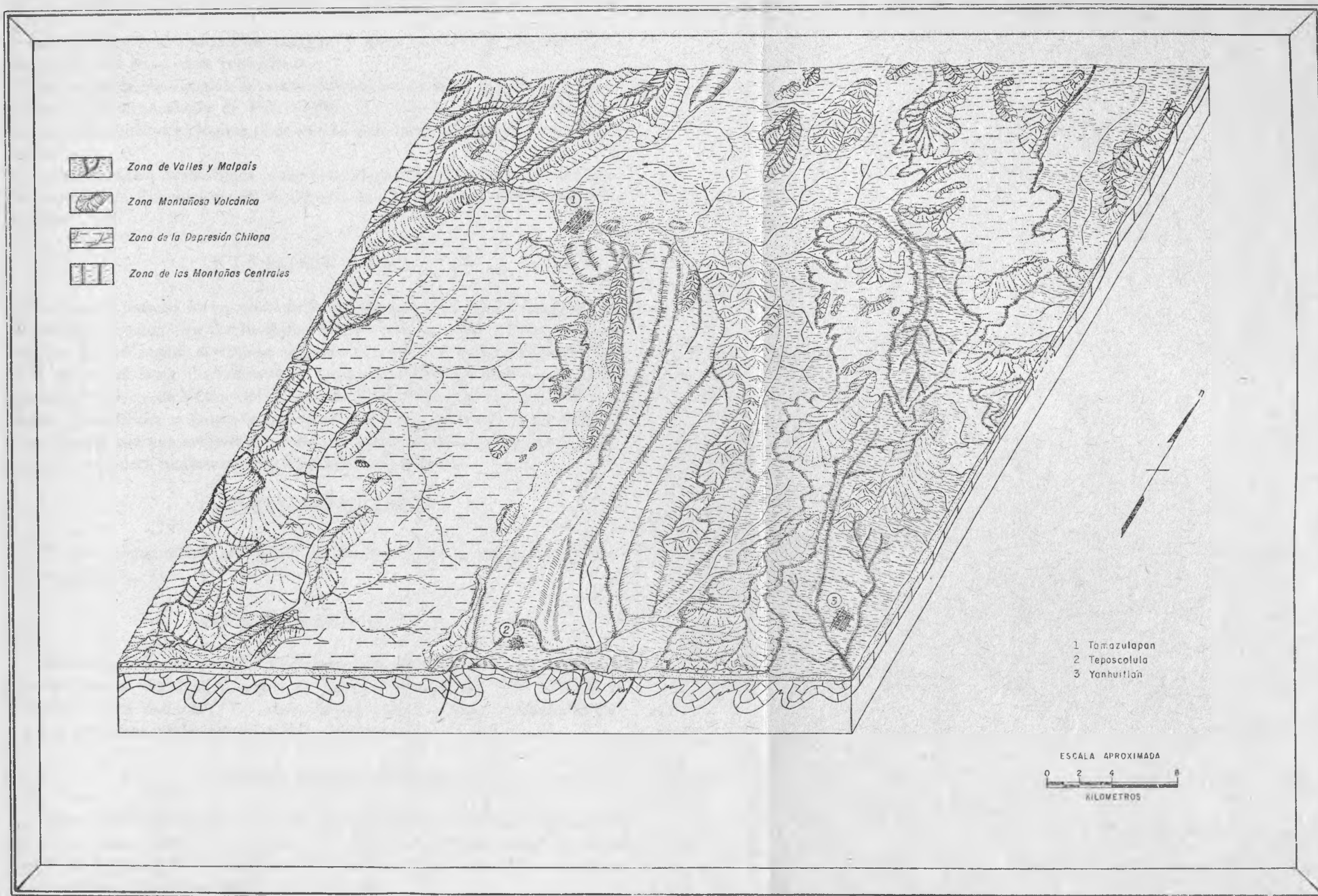


Fig. 2. Bloque fisiográfico diagramático del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca.

para la descripción de las láminas delgadas y Rittmann (1952) para los análisis químicos en las normas respectivas.

Se empleó la clasificación de ambiente deposicionales de Krumbein y Sloss (1963) y la terminología de Folk (1968). La relación entre ambientes de depósito y ambientes ecológicos se estableció siguiendo principalmente a Clarke (1955).

La sistemática paleontológica usada para los invertebrados es la del *Treatise on Invertebrate Paleontology* (R. C. Moore, Ed.) y, para las plantas es la de Johnson, 1961.

FISIOGRAFÍA

El área de estudio forma parte de la Provincia Tierra Alta Oaxaqueña de la Provincia Fisiográfica Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964). Esta provincia consiste de una región montañosa limitada al norte por la Faja Neovolcánica y al sur por el Istmo de Tehuantepec. Geológicamente esta región es una de las más complejas de México (cf. Hernández-S.M., 1968). Está constituida por rocas precámbricas o paleozoicas metamórficas y plutónicas que forman el basamento y por una cubierta de rocas mesozoicas marinas en su mayor parte y rocas cenozoicas continentales, sedimentarias y volcánicas.

UNIDADES FISIográfICAS

El área cartografiada se dividió en las siguientes unidades fisiográficas informales (Fig. 2):

Zona de las Montañas Centrales

Sierras anticlinales y valles sinclinales orientados de norte-sur ocupan la porción central del área, y tienen un rango altitudinal de 2 200 a 2 600 m (sobre el nivel del mar). Las montañas son bajas y están constituidas por calizas cretácicas cubiertas por arbustos espinosos.

Zona de la Depresión Chilapa

Una amplia cuenca elíptica sinclinal con el eje mayor orientado nor-noroeste y sur-suroeste, ocupa la mayor parte del tercio occidental del área. La altitud oscila de 2 000 a 2 200 m. Esta zona está constituida de calizas silíceas, cubiertas también por arbustos espinosos y matorral.

Zona de Malpaís y Valles

La Topografía de malpaís está desarrollada en la Formación Yanhuatlán (Lám. 4, Fig. B), principalmente en el tercio oriental del área, hacia la porción norte-central, se han desarrollado valles pequeños que se cultivan intensamente.

La altitud varía de 2 200 a 2 400 m. En la zona de malpaís la vegetación es escasa y consiste de plantas xerofíticas y malezas.

Zona Montañosa Volcánica

Tobas y derrames lávicos constituyen esta zona. Las tobas se expresan fisiográficamente como mesas, mientras que los derrames forman cerros de relieve abrupto (Lám. 9, Figs. B y C), aislados o asociados en serranías. Las mesas forman la parte baja de la zona. El rango altitudinal oscila de 2 400 a 3 200 m. Bosque caducifolio bajo y chaparral cubre las mesas y un bosque de pináceas cubre los picachos. El área de afloramiento de esta zona es compleja; en la porción occidental forma una faja continua, mientras que en la oriental esta faja está fragmentada en isletas. El Cerro Verde, la prominencia más alta de la región, se encuentra en esta zona, su altura aproximada es de 3 250 m.

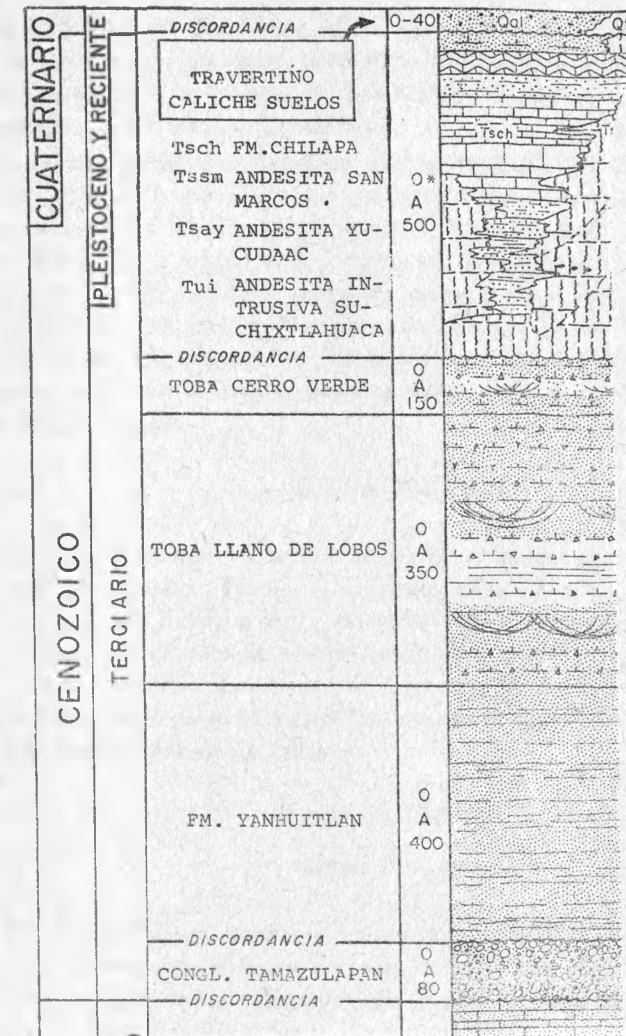
HIDROGRAFÍA

Tres ríos tienen sus fuentes en el área (Fig. 2 y Lám. 14). El Río Papaloapan drena una pequeña porción de la parte noroccidental del área y fluye hacia el Golfo de México. El Río Verde drena una porción de la parte suroriental del área y descarga sus aguas en el Pacífico. El Río Balsas drena la mayor parte del área y también descarga en el Pacífico.

El parteaguas continental, que separa el drenaje del Pacífico del drenaje del Golfo, tiene una orientación noroeste-sureste. El parteaguas que separa las cuencas de los Ríos Verde y Balsas tiene una dirección norte-sur.

Los arroyos son intermitentes y tienen agua únicamente en la estación lluviosa. El resto del año solamente los ríos más grandes tienen agua en algunas partes del canal principal. Los ríos son jóvenes y consecuentes. El patrón dominante de drenaje es dendrítico, particularmente claro en la Zona de Malpaís y Valles. Los principales ríos y arroyos del área (Lám. 14) se mencionan a continuación:

En la cuenca del Río Papaloapan, los arroyos Suchixtlaahuaca y de Otila son las corrientes principales; ambos tienen un curso norte-sur.



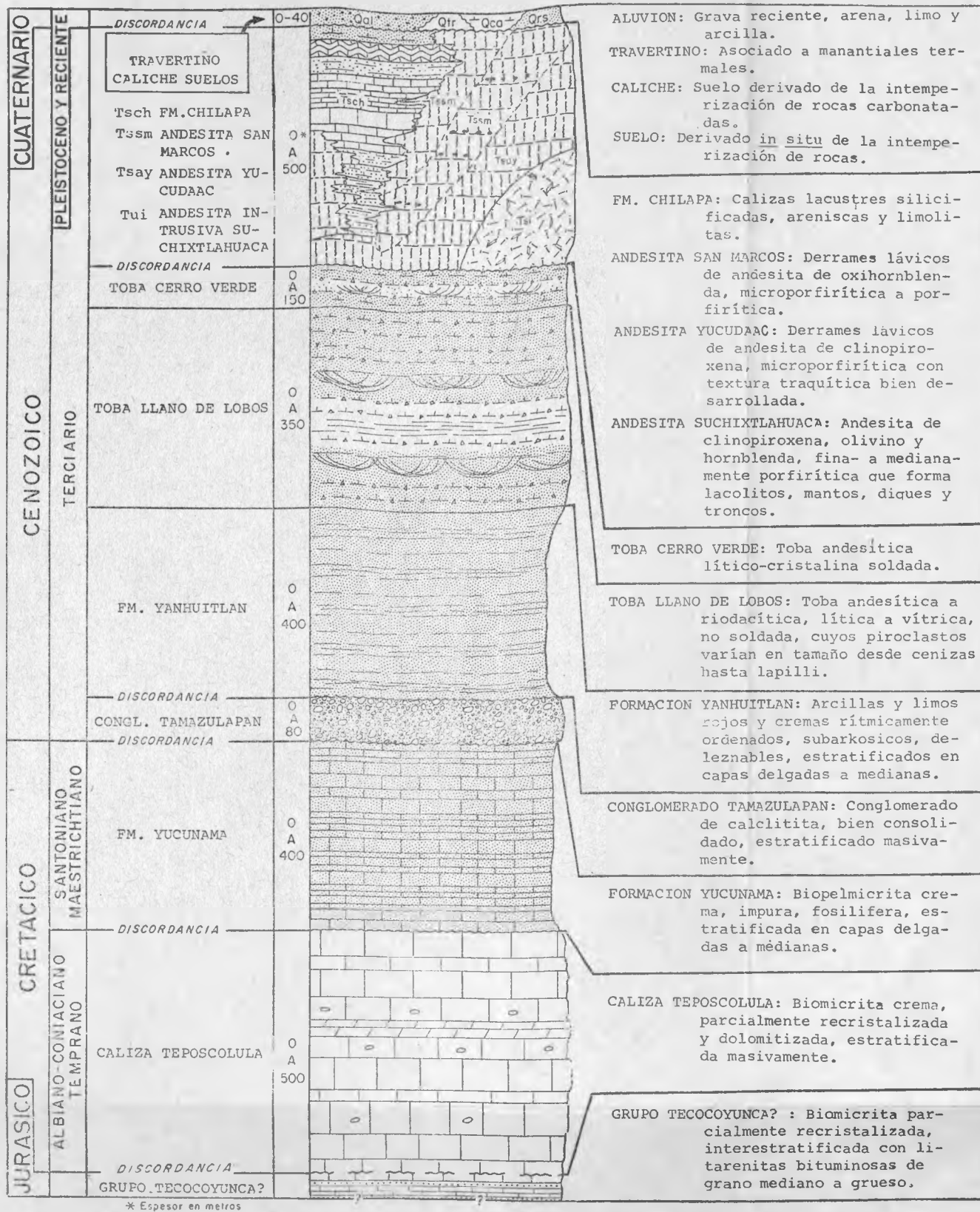


FIG. 3 Columna Estratigráfica generalizada

Fig. 3 Columna estratigráfica generalizada del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca.

para la descripción de las láminas delgadas y Rittmann (1952) para los análisis químicos en las normas respectivas.

Se empleó la clasificación de ambiente deposicionales de Krumbein y Sloss (1963) y la terminología de Folk (1968). La relación entre ambientes de depósito y ambientes ecológicos se estableció siguiendo principalmente a Clarke (1955).

La sistemática paleontológica usada para los invertebrados es la del Treatise on Invertebrate Paleontology (R. C. Moore, Ed.) y, para las plantas es la de Johnson, 1961.

F I S I O G R A F Í A

El área de estudio forma parte de la Provincia Tierra Alta Oaxaqueña de la Provincia Fisiográfica Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964). Esta provincia consiste de una región montañosa limitada al norte por la Faja Neovolcánica y al sur por el Istmo de Tehuantepec. Geológicamente esta región es una de las más complejas de México (cf. Hernández-S.M., 1968). Está constituida por rocas precámbricas o paleozoicas metamórficas y plutónicas que forman el basamento y por una cubierta de rocas mesozoicas marinas en su mayor parte y rocas cenozoicas continentales, sedimentarias y volcánicas.

UNIDADES FISIOGRAFICAS

El área cartografiada se dividió en las siguientes unidades fisiográficas informales (Fig. 2):

Zona de las Montañas Centrales

Sierras anticlinales y valles sinclinales orientados de norte-sur ocupan la porción central del área, y tienen un rango altitudinal de 2 200 a 2 600 m (sobre el nivel del mar). Las montañas son bajas y están constituidas por calizas cretácicas cubiertas por arbustos espinosos.

Zona de la Depresión Chilapa

Una amplia cuenca elíptica sinclinal con el eje mayor orientado nor-noroeste y sur-suroeste, ocupa la mayor parte del tercio occidental del área. La altitud oscila de 2 000 a 2 200 m. Esta zona está constituida de calizas silíceas, cubiertas también por arbustos espinosos y matorral.

Zona de Malpaís y Valles

La Topografía de malpaís está desarrollada en la Formación Yanhuatlán (Lám. 4, Fig. B), principalmente en el tercio oriental del área, hacia la porción norte-central, se han desarrollado valles pequeños que se cultivan intensamente.

La altitud varía de 2 200 a 2 400 m. En la zona de malpaís la vegetación es escasa y consiste de plantas xerofíticas y malezas.

Zona Montañosa Volcánica

Tobas y derrames lávicos constituyen esta zona. Las tobas se expresan fisiográficamente como mesas, mientras que los derrames forman cerros de relieve abrupto (Lám. 9, Figs. B y C), aislados o asociados en serranías. Las mesas forman la parte baja de la zona. El rango altitudinal oscila de 2 400 a 3 200 m. Bosque caducifolio bajo y chaparral cubre las mesas y un bosque de pináceas cubre los picachos. El área de afloramiento de esta zona es compleja; en la porción occidental forma una faja continua, mientras que en la oriental esta faja está fragmentada en isletas. El Cerro Verde, la prominencia más alta de la región, se encuentra en esta zona, su altura aproximada es de 3 250 m.

HIDROGRAFÍA

Tres ríos tienen sus fuentes en el área (Fig. 2 y Lám. 14). El Río Papaloapan drena una pequeña porción de la parte noroccidental del área y fluye hacia el Golfo de México. El Río Verde drena una porción de la parte suroriental del área y descarga sus aguas en el Pacífico. El Río Balsas drena la mayor parte del área y también descarga en el Pacífico.

El parteaguas continental, que separa el drenaje del Pacífico del drenaje del Golfo, tiene una orientación noroeste-sureste. El parteaguas que separa las cuencas de los Ríos Verde y Balsas tiene una dirección norte-sur.

Los arroyos son intermitentes y tienen agua únicamente en la estación lluviosa. El resto del año solamente los ríos más grandes tienen agua en algunas partes del canal principal. Los ríos son jóvenes y consecuentes. El patrón dominante de drenaje es dendrítico, particularmente claro en la Zona de Malpaís y Valles. Los principales ríos y arroyos del área (Lám. 14) se mencionan a continuación:

En la cuenca del Río Papaloapan, los arroyos Suchixtlahuaca y de Otlá son las corrientes principales; ambos tienen un curso norte-sur.

En la cuenca del Río Verde, el Río Negro y el Río Yanhuatlán-Nochixtlán son los principales; su curso tiene una dirección norte noroeste-sur sureste, la cual es también la orientación dominante del sistema de fallas y fracturas que afecta a la Formación Yanhuatlán.

En la cuenca del Río Balsas se distinguen tres subcuencas tributarias. El Río de Tejupan-El Oro, drena las porciones norte y noreste de la cuenca; su curso es este-oeste. El Río San Juan, cuyo curso es norte noreste-sur suroeste, drena la porción oriental de la cuenca. El Río Chilapa tiene un curso norte noroeste-sur sureste, drena la porción occidental de la cuenca. Cerca del margen occidental de la Zona de Montañas Centrales, se ha desarrollado una cuenca endorreica lacustre adyacente a las poblaciones de San Isidro y San Andrés Lagunas. La erosión fluvial excavó una salida hacia el sur, drenando la cuenca y desecando el lago.

ESTRATIGRAFÍA

En el área afloran rocas sedimentarias e ígneas cuyo rango de edad se extiende del Jurásico Tardío al Reciente (Fig. 2 y Láms. 14, 15 y 16). Las rocas ígneas incluyen tanto extrusivas como intrusivas, estas últimas forman cuerpos hipabisales de tamaño mediano y pequeño; ambos tipos de rocas son de edad terciaria. Las rocas sedimentarias incluyen calizas marinas mesozoicas fuertemente plegadas y falladas, y rocas y depósitos continentales cenozoicos ligeramente plegados o fallados.

SISTEMA JURÁSICO

Grupo Tecocoyunca

En el Río Chilapa, a unos 3 km al sur de Chilapa de Díaz, se encuentran algunos afloramientos aislados de rocas sedimentarias negras bituminosas conocidas localmente como chapopoteras (Lám. 1, Fig. A). Estas rocas son calizas de estratificación delgada interestratificadas con areniscas y lutitas bituminosas. Estas rocas tienen un rumbo N 30° E y una inclinación de 35 a 40° NW. La caliza es una biomicrita con fragmentos orgánicos recrystalizados. La arenisca es una litarenita de grano mediano a grueso, con algunos fragmentos de rocas sedimentarias, metamórficas, feldespato alterado fuertemente y material orgánico no identificado; está cementada por CaCO_3 . La lutita es de composición similar, excepto que tiene un mayor contenido de micas y localmente presenta lentes de carbón. El ambiente de depósito de esta secuencia es palus-

tre. El espesor expuesto de esta roca es de 40 a 50 m, y el área de afloramiento de 200 a 250 m² (el área representada de esta roca en la Lám. 14, se ha exagerado un poco).

El contacto inferior no está expuesto, el superior es una discordancia angular que lo separa de la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio). En otras áreas, el contacto entre estas dos litologías es por fallas normales. Se interpreta que las rocas jurásicas representan pequeños pilares tectónicos.

La edad de las rocas es desconocida por la falta de fósiles y la naturaleza de los afloramientos; sin embargo, se sugiere una edad jurásica media por las siguientes razones: a) semejanza litológica con la Formación Yucunúti del Jurásico (Erben, 1956b: 112), ambas tienen fragmentos de rocas metamórficas similares al basamento que aflora cerca de Tezoatlán; b) hacia el sur del área, en la región entre San Pedro y San Pablo Teposcolula y San Vicente Nūñō, González Alvarado (comunicación escrita, 15 abril, 1974) encontró rocas jurásicas aflorando en la misma dirección de las chapopoterías; c) rocas de similar litología con amonitas del Jurásico Medio afloran en el área Yutatío-Yucuquimi, Municipio de Tezoatlán (Erben, 1956b; Avecilla-G., 1973). Además en la porción occidental de la Mixteca se encuentra una faja de rocas jurásicas que tiene una dirección aproximada de norte-noroeste-sur-suroeste. Las rocas del Río Chilapa se encuentran orientadas en la misma dirección. Por tanto, tentativamente las he asignado al Grupo Tecocoyunca. Esta faja ha sido estudiada por Erben (1956a y b), Pérez-I., *et al.* (1965), Ortega-G. (1970) y Ferrusquía-V. (*in Ms. A.*).

Debe señalarse una nota de precaución acerca de la edad de las "chapopoterías". El examen detallado de las características litológicas y petrográficas indica que las "chapopoterías" son parecidas a la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio); pero las relaciones de campo observadas hacen poco probable que las chapopoterías formen parte de esta última unidad.

SISTEMA CRETÁCICO

Caliza Teposcolula

Definición. Salas (1949: 105) nombró esta formación, tomando el término de San Pedro y San Pablo Teposcolula, la población principal dentro del área de afloramiento de estas calizas y le asignó una edad jurásica. Salas (1949: 106) define así a esta unidad:

...caliza color crema o gris oscura, que se vuelve blanca con el intemperismo, densa y con algunos horizontes fosilíferos con abundantes ostras pequeñas casi destruidas por la erosión en la superficie, con partes masivas y otras bien estratificadas.

El nombre Caliza Teposcolula, en el presente estudio, designa a las calizas que afloran en la Zona de las Montañas Centrales y, se hace extensivo a los cuerpos petrográficos y estratigráficamente similares, que se encuentran fuera de esta zona en el área de estudio. El contacto inferior no está expuesto y el superior es una discordancia angular pequeña que aflora únicamente en la parte media en las Montañas Centrales. El espesor total de la Caliza Teposcolula no se conoce, sin embargo se estima que es de 500 a 600 m. Salas no designó localidad tipo, en consecuencia se propone que la Sección Medida 1 (Lám. 14, apéndice A), sea considerada como Localidad y Sección-Tipo.

Litología. El grueso de la caliza es una biomicrita. La textura es afanocristalina a cristalina con fósiles. Es de color crema que intemperiza a gris claro, parcialmente recristalizada, estratificada masivamente con capas hasta de 1 m de espesor o un poco más, alternando con capas más claras que muestran microbandeamiento o microestratificación. Localmente se encuentra pedernal café que forma zonas de nódulos ovoides de 30 cm de largo (Lám. 1, Fig. C) y lentes hasta de 30 cm de espesor, que se extienden lateralmente algunos cientos de metros. La distribución del pedernal parece no seguir un patrón regular. En algunos lugares los miliólidos son muy abundantes mientras que en otros predominan los pelecípodos pequeños de 5 a 10 mm de diámetro.

La Caliza Teposcolula está constituida por algunas variedades litológicas (Lám. 2, Figs. A, B, C y D) que representan subfacies, pero su descripción detallada y su discriminación cartográfica quedan fuera del alcance de este trabajo. A continuación se describen brevemente las variedades más abundantes.

La primera variedad es una biomicrita poco fosilífera con matriz afanítica de color predominantemente crema (Lám. 2, Fig. A). Esta variedad constituye la mayor parte de la Caliza Teposcolula. La variedad de color gris oscuro está confinada al afloramiento de la caliza cercana a Teotongo.

Según Folk (1968), el ambiente de depósito más probable para esta clase de calizas es uno de baja energía, donde el lodo calcáreo se deposita a un ritmo bastante rápido y se acumula sin disturbios, porque no hay corrientes lo suficientemente fuertes o persistentes que lo remuevan. El color claro indica que el depósito se realizó en aguas bien oxigenadas. La presencia de foraminí-

feros pelágicos y el hecho de que la mayor parte de la caliza sea una secuencia monótona de micritas, indica deposición de mar abierto ("offshore deposition").

La segunda variedad es una biomicrudita muy fosilífera (bivalvífera), de matriz afanítica a cristalina fina y con abundantes fragmentos de conchas de pelecípodos y prismas de *Inoceramus* (Lám. 2, Fig. B). Esta variedad parece ser más abundante hacia la parte superior de la formación, aunque se encuentran algunos afloramientos distribuidos irregularmente al través de ella. El ambiente de depósito más probable para esta litología es uno de aguas marinas cercanas a la costa, someras y moderadamente agitadas.

La tercera variedad consiste de pelmicrita, biopelmicrita y biomicrita pelética (Lám. 2, Fig. C). La pelmicrita es la más abundante, tiene una matriz afanítica finamente cristalina, con esférulas ("pellets") de 35 a 40 micras de diámetro. La mayor parte de estas variedades muestran microestratificación o microbandeamiento, causado por la alternación de capas ricas en limo calcáreo y ricas en esférulas o "pellets". Las capas resultantes tienen un espesor que oscila de 0.1 - 0.3 mm a 1.0 - 1.5 mm. En algunas de estas variedades microbandeadas se observan microestilolitas paralelas a los planos de estratificación, en donde se ha depositado arcilla teñida por hematita y material finamente granulado. El área de distribución de la pelmicrita es pequeña.

Las microestilolitas son cambios secundarios postdeposicionales debidos a presión de disolución (Pettijohn, 1957 : 213-216). La alternación de capas ricas en limo o ricas en esférulas o "pellets" sugiere eliminación periódica de limo calcáreo seguida de deposición de esférulas calcáreas; esto está relacionado tal vez a condiciones climáticas estacionales. El ambiente de depósito probablemente era transicional entre aguas (marinas) someras y profundas.

La cuarta variedad es más bien rara y está representada por micrita dolomítica, en la cual la dolomita parece haber reemplazado caliza microespática secundaria. La recristalización no es extensa (Lám. 2, Fig. D). Hay algunos cuantos afloramientos esparcidos de dismicritas. El ambiente de depósito parece haber sido de agua profunda; la dolomitización incipiente y la recristalización parcial indican cambios diagenéticos secundarios moderados.

La quinta variedad es una brecha intraformacional, formada por bloques de caliza cementados por calcita espática, que contiene miliólidos en algunas partes. El cuerpo de caliza localizado al sureste de Tamazulapan y en algunos afloramientos dispersos en la porción sureste del área (Lám. 14), son los principales sitios donde se encuentra esta litología. El ambiente de depósito, parece haber sido de aguas marinas someras fuertemente agitadas.

En conclusión, por lo menos dos ambientes contrastados de depósito se en-

cuentran representados en la Caliza Teposcolula, ellos son de alta y baja energía. Sin embargo, la conspicua ausencia de oolitas, la clasificación pobre y la abundancia de micritas, indica que las condiciones dominantes de depósito eran las de un ambiente de baja a media energía.

Estructura. La Caliza Teposcolula en la Zona de las Montañas Centrales, está plegada formando dos anticlinorios separados por un sinclinorio (Lám. 14, 15 y 16). El anticlinorio occidental consiste de tres anticlinorios recumbentes y pliegues accesorios de orientación noroeste-sur sureste. Los ejes anticlinales están mucho más cerca hacia la parte central del área que en los extremos norte y sur, esto le confiere al área de afloramiento de estas calizas, la apariencia de corbata de moño.

Los anticlinales buzan en ambas direcciones (norte y sur). La inclinación de los flancos oscila de 40 y 60° (Lám. 1, Figs. B y D; Lám. 3, Fig. A). El anticlinorio oriental consiste de dos anticlinales recostados separados por una serie de pliegues apretados de tipo chevron con sus correspondientes anticlinales y sinclinales. Esto se ve claramente a lo largo de un segmento de aproximadamente 1 km del camino pavimentado a Tlaxiaco localizado al norte del Rancho Yonodicuito. Los anticlinales tienen un buzamiento doble al norte y al sur y la inclinación de los flancos es de 45 a 70°.

Fuera de la Zona de las Montañas Centrales, la Caliza Teposcolula aflora en los flancos de sinclinales o anticlinales; la inclinación de las capas es alta (40 a 60°), similar a las ya mencionadas y, contrasta con la inclinación suave (10 a 20°) de las rocas terciarias.

Relaciones estratigráficas. La base de la Caliza Teposcolula no aflora en el área. El contacto superior es una discordancia que lo separa de la suprayacente Formación Yucunama (nombre nuevo, este estudio). En los márgenes de la zona de las Montañas Centrales, una discordancia angular y erosional separa la Caliza Teposcolula del Conglomerado Tamazulapan (nombre nuevo, este estudio). Fuera de esta zona, una discordancia angular y erosional separa la Caliza Teposcolula de la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio), el Conglomerado Tamazulapan, la Formación Yanhuatlán o el aluvión cuaternario.

Paleontología. Los fósiles de la Caliza Teposcolula son más bien escasos. En la Tabla 1 se enlistan los fósiles identificados, arreglados sistemáticamente. Las localidades fosilíferas están marcadas en la Lámina 14 y descritas en el Apéndice B.

Las Dasycladaceae y Corallinaceae tienen su mayor desarrollo en aguas someras templadas o cálidas (Johnson, 1961: 13, 35) es decir, viven en la zona infralitoral. Los miliólidos (locs. a, b, e y f) son esencialmente formas infra-

litorales neritobentónicas (Phleger, 1951: 54, 56; Phleger y Parker, 1951: 7). Los Texturidae son también formas neritobentónicas, que sin embargo viven a profundidades mayores en la llamada zona circalitoral (Phleger y Parker,

Tabla 1. Fósiles identificados de la Caliza Teposcolula.

CHLOROPHYCOPHYTA

Fam. Dasycladaceae

Thaumatoporella sp.

RHODOPHYCOPHYTA

Fam. Corallinaceae

gen. indet.

PROTOZOA FORAMINIFERIDA

Fam. Miliolidae

Valvulamina picardi Henson

cf. *Cuneolina* sp.

Spiroloculina sp.

Periloculina sp.

Triloculina sp.

Quinqueloculina sp.

Fam. Rotaliporidae

Praeglobotruncana sp.

Hedbergella sp.

Fam. Textularidae

gen. indet.

PROTOZOA CILIATA

Fam. Tintinnidiidae

Pithonella ovalis (Kaufmann)

PROTISTA INCERTAE SEDIS

Calcisphaerula sp.

ARTHROPODA CRUSTACEA-OSTRACODA

Fam. indet.

MOLLUSCA GASTROPODA

Fam. Actaeonidae

Actaeonella sp.

Fam. Nerineidae

Nerinea sp.

MOLLUSCA PELECYPODA

Fam. Ostreidae

Ostrea sp.

Fam. Radiolitidae

gen. indet.

Fam. Hippuritidae

Hippurites cf. *H. resectus* Bárcenas

1951: 5). Los Rotaliporidae (Locs. a, c y s) son esencialmente formas planctónicas de mar abierto (Robles-Ramos *et al.*, 1967: 4; Phleger, 1951: 67). Los Tintínidos son formas neritopelágicas (Bonet, 1956). *Actaeonella* y *Nerinea* (locs. a y d) son formas neritobentónicas (Termier y Termier, 1952: 479). *Ostrea* e *Hippurites* (locs. a, c y d) son formas sedentarias que se encuentran dentro de la zona de mareas (Moore *et al.*, 1952: 400-442).

En base de esta escasa evidencia, se observa que se encuentran representadas por lo menos dos comunidades, nerítica y epipelágica. Esto apoya la conclusión arriba anotada, acerca de que en la Caliza Teposcolula se encuentran representadas dos facies o ambientes de depósito, a saber, de aguas cercanas a la costa y de aguas alejadas de la costa ("near-shore" y "off-shore deposition"). Alternativamente, la presencia de las formas epipelágicas, puede interpretarse como indicadora de que el agua costera marina (Phleger, 1951: 24) permitió el desarrollo de formas de mar abierto en lugares próximos a la costa.

Edad. A la Caliza Teposcolula no puede asignársele una edad precisa por dos razones: a) no fue posible identificar a nivel de especie la mayor parte de los fósiles; b) ninguno de éstos es un índice de alguno de los pisos del Cretácico. La Fig. 4 muestra el rango estratigráfico de los fósiles identificados de esta formación. No hay un solo intervalo de tiempo que incluya el rango de todos los fósiles. Sin embargo, el rango de la mayor parte de ellos queda incluido dentro del intervalo Albiano-Coniaciano.

La sobreposición en el rango del foraminífero planctónico *Praeglobotruncana* y el rudista *Hippurites* reduciría el intervalo al Turoniano. Sin embargo, los hechos mencionados arriba, limitan la confianza en la evidencia paleontológica para afirmar positivamente que ésta es la edad de la Caliza Teposcolula, y prefiero asignarle una edad dentro del intervalo Albiano-Coniaciano.

Correlación. Rocas comparables en edad y litología a la Caliza Teposcolula afloran extensamente en la mitad oriental de México desde el límite con los Estados Unidos hasta el límite con Guatemala (Hernández-S.M., 1968). La Lám. 13 muestra el desarrollo histórico de las diversas posiciones estratigráficas asignadas a la Caliza Teposcolula.

Las formaciones correlativas geográficamente más cercanas a la Caliza Teposcolula son, la Caliza Petlalcingo en el sur de Puebla (Salas, 1949: 114; Erben, 1956b: 61-70) y la Caliza Cipiapa en el área de Tehuacán, Puebla (Calderón-G., 1956: 21) y el noreste de Oaxaca (Erben, 1956b: 60). Fuera de Puebla y Oaxaca la Caliza Teposcolula es correlativa con las Formaciones Morelos y Cuautla de los Estados de Morelos y Guerrero (Fries, 1960: 59-60, 70-71). También es correlativa con la mitad inferior de la Formación Mal

Erben (1956b: 61-70) hizo un reestudio cuidadoso de esta formación y la extendió hacia el sur hasta Chila, Puebla, y hasta Huajuapán de León, Oaxaca. Su estudio ha mostrado que esta formación es un complejo de varias unidades. Erben (*loc. cit.*), la dividió en base a sus características megascópicas en tres miembros informales: inferior, medio y superior. El miembro inferior de la Caliza Petlalcingo consiste en caliza gris crema. El miembro medio consiste de caliza margosa amarilla, caliza crema, caliza coquinosa, caliza con *Actaeonella*, y caliza con secciones (de *Actaeonella*?). El miembro superior consiste de caliza amarillenta, caliza con corales y caliza con microestratificación. El contacto inferior no está expuesto y el superior se dice es concordante con las Margas Tilantongo; pero ni Salas ni Erben aportan evidencias que apoyen esto. El espesor estimado es del orden de 200 m. La edad asignada por Erben (1956b: 68) es Cenomaniano (Tardío)-Turoniano (Temprano y Medio). La Caliza Teposcolula tiene una apariencia parecida tanto en litología como en contenido fosilífero a la Caliza Petlalcingo. La presencia de *Hippurites resectus*, *Actaeonella* y *Quinqueloculina* sp., en ambas formaciones, es particularmente significativa. Considero que se necesita trabajo adicional para establecer en bases más firmes las relaciones entre las Calizas Petlalcingo y Teposcolula. En la parte cuarta de este estudio geológico-paleontológico de la Cuenca Hidrográfica Mixteca (Ferrusquía-V., *in* Ms. B), se señalan en detalle estas relaciones.

Pérez-I. *et al.* (1965: 19) recomiendan usar el nombre Formación Morelos (Albiano-Cenomaniano del Estado de Morelos y áreas adyacentes, Fries, 1960: 44-60) y extender esta formación para incluir a las rocas hasta aquí conocidas como Caliza Petlalcingo en Puebla y Oaxaca. Yo objeto esto. La recomendación se basa en lo siguiente: a) que hay una identidad litológica implícita entre las dos formaciones; b) que ambas formaciones tienen miliólidos similares, y c) que ambas formaciones están concordantemente sobreyacidas por rocas turonianas. Pérez-I. *et al.* (1965: 19) concluyen que estas razones son suficientes para abandonar el nombre Caliza Petlalcingo y sugieren que la Formación Morelos incluyese también las rocas calizas de Petlalcingo. Pérez I. *et al.* (*loc. cit.*) prefirieron usar el nombre de Formación Morelos más bien que el de Formación Cipiapa (la cual está mucho más próxima), porque la Formación Morelos está mejor descrita, no tiene una historia nomenclatural confusa y su relación estratigráfica con la Formación Cuautla que la sobreyace está claramente establecida.

Me permito disentir por las razones siguientes: a) La identidad litológica no está bien establecida. La descripción original de la Formación Morelos (Fries, 1960:46-51 y Lám. 24) y la descripción que presentan Pérez-I. *et al.*

(1965: 19) para las calizas de Petlalcingo, muestra que ellas son diferentes. b) La presencia de miliólidos similares en ambas formaciones es cuestionable, porque los géneros y especies de miliólidos de la Caliza Petlalcingo no están enlistados. c) El hecho de que ambas formaciones estén sobreyacidas por rocas turonianas es cuestionable también. Pérez-I. *et al.* (1965: 19), afirman que Erben (1956b: 70) fechó las Margas Tilantongo como turonianas, esto no es así; Erben (*loc. cit.*), las fechó como turonianas-campanianas. Además ni Salas (1949) ni Erben (1956b) presentaron evidencia de las relaciones estratigráficas concordantes de la Caliza Petlalcingo con la suprayacente Margas Tilantongo. En cambio, la Formación turoniana Cuautla (Fries, 1960: 70), claramente sobreyace de manera concordante a la Formación Morelos (Fries, 1960: 64). Esto basta para mostrar que los pares estratigráficos Caliza Petlalcingo-Margas Tilantongo y Formación Morelos-Formación Cuautla, no son necesariamente correlativos. d) La continuidad litológica, único criterio suficiente para demostrar identidad, no se ha probado ni puede probarse, debido a la presencia de extensas zonas de basamento, sierras volcánicas y rocas continentales terciarias expuestas entre Petlalcingo y Morelos (Hernández-S.M., 1968). En conclusión, se consideró que la evidencia disponible hasta ahora no permite extender la Formación Morelos hacia el noroeste de Oaxaca y que el nombre de Caliza Petlalcingo debe mantenerse taxonómicamente independiente, para evitar engañosas connotaciones geológicas implícitas.

La correlación de la Caliza Teposcolula con las Formaciones Morelos y Cuautla (Albiano-Cenomaniano y Turoniano, respectivamente) de los Estados de Morelos y Guerrero (Fries, 1960) está sugerida en base a la evidencia paleontológica y semejanza petrográfica. La Formación Cuautla es mucho más próxima en ambos aspectos a la Caliza Teposcolula. La correlación con la Formación Mal Paso del sureste de Michoacán (Pantoja-Alor, 1959: 16-19), se basa en la posición estratigráfica, paleontología y semejanza litológica.

Formación Yucunama (nombre nuevo)

Definición. Se propone el nombre de Formación Yucunama, para designar a la caliza margosa de color crema, que ocupa la parte media del sinclinal de la Zona Montañosa Central. Tanto el contacto inferior como el superior son discordantes. El contacto inferior la separa de la Caliza Teposcolula y el superior del Conglomerado de Tamazulapan (nombre nuevo, este estudio). El espesor total estimado es de 300 a 400 m. El nombre está tomado de San Pedro Yucunama, una población cercana al límite occidental de este sinclinal. La

Sección-Tipo está marcada como Sección-Medida 2 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

En una comunicación preliminar (Ferrusquía-V., 1970: 105), usé el término informal Marga Yucunama, para designar a las rocas aquí descritas como Formación Yucunama. La sustitución de la antigua designación por la nueva, está justificada, porque la primera es claramente insatisfactoria y no constituye una proposición estratigráfica formal.

Litología. La roca es una caliza margosa impura que contrasta con la subyacente Caliza Teposcolula de mayor pureza. La Formación Yucunama está constituida principalmente por biopelmicrita impura, de color crema, con prismas de *Inoceramus*; la estratificación es alternativamente en capas delgadas a medianas (10 a 30 cm de espesor). Como resultado de la intemperización, se desarrollan en esta roca guijarros y matatenas bien redondeados de 5 a 15 cm de diámetro (Lám. 3, Fig. B). La litología es más uniforme que la de la Caliza Teposcolula. El análisis químico (Tabla 2), muestra que el residuo insoluble varía de 15 a 20%.

La petrografía general de la Formación Yucunama se describe a continuación. La matriz tiene una textura fino-cristalina a mediano-cristalina, contiene fósiles, esférulas ("pellets") y clásticos (Lám. 6, Fig. F). Granos de carbonato de calcio discretos o individuales constituyen del 55 al 66% de la composición de esta roca. Los granos miden 100 a 150 micras de diámetro, es decir tienen tamaño de limo, están muy bien redondeados y clasificados; son probablemente de origen biogénico. Muestran numerosas inclusiones, agujas, puntuaciones y no tienen clivaje. Algunos de los granos están recrystalizados, o tal vez son granos compuestos de 6 a 8 unidades más pequeñas.

Las "pellets" tienen un diámetro aproximado de 100 micras y están compuestas de calcita afanocristalina; constituyen del 10 al 15% de la roca.

Los fragmentos fósiles son principalmente conchas de pelecípodos pequeños, prismas de *Inoceramus* y foraminíferos bentónicos; en conjunto constituyen del 3 al 5% de la roca.

Calcita parcialmente recrystalizada a cristales individuales de calcita espática, de aproximadamente 100 a 150 micras de diámetro, constituye del 5 al 10% de la matriz de esta roca.

Granos de material terrígeno no calcáreo de tamaño de arcilla y limo constituyen del 15 al 20% de la roca. De este material, aproximadamente uno a dos décimos son arcilla mezclada con la matriz calcítica teñida por compuestos férricos. La mayor parte de la arcilla está formada por montmorilonita?, caolín y clorita. Cinco a seis décimos del material terrígeno son granos de cuarzo

Tabla 2. Análisis químico simplificado de tres muestras de la Formación Yucunama.

Muestra	FV69-622	FV69-623A	FV69-623B
Minerales solubles*	86.00%	80.13%	81.55%
Residuo insoluble	14.00%	19.87%	18.45%

* en HCl concentrado al 35%.

Analista: Ing. Quím. Alberto Obregón P.

común, de tamaño de limo, angulares y bien clasificados, con extensión ondulante o recta y con intrusiones, principalmente vacuolas (Folk, 1968: 71). Granos de feldespato constituyen uno o dos décimos, su tamaño es de limo, son angulares, bien clasificados y no están alterados. Los feldespatos incluyen tanto plagioclasas como feldespatos alcalinos. Un décimo o menos está constituido por granos de pedernal del tamaño del limo y de contorno angular.

El origen del material terrígeno y su modo de transporte no se conoce bien. Tanto transporte por el viento, como transporte fluvial son dos alternativas igualmente posibles. El origen de los granos de calcita individuales no peletíferos tampoco se conoce bien, aunque su buen redondeamiento y clasificación, sugieren un origen biogénico, más bien que intraclástico. Igual que en la Caliza Teposcolula, las oolitas son conspicuamente ausentes. La abundancia de matriz, probablemente indica la falta de corrientes fuertes o suficientemente persistentes, para eliminar el lodo calcáreo. El ambiente de depósito más probable para esta formación es el de aguas marinas someras, ubicadas en una laguna protegida o en una cuenca semicerrada, con influjo moderado de sedimentos terrígenos; los cuales contaminaban la deposición química del carbonato de calcio. El color claro de esta caliza impura, indica que la deposición tuvo lugar en aguas bien oxigenadas.

Estructura. La Formación Yucunama ha sido plegada en un sinclinorio complejo con pliegues accesorios; la inclinación de las capas es fuerte, de 60 a 75° y, las capas verticales son frecuentes (Lám. 14, 15 y 16). El sinclinorio tiene una dirección norte-sur y buza hacia el norte.

Relaciones estratigráficas. La Formación Yucunama sobreyace a la Caliza Teposcolula mediante una ligera discordancia angular. La vegetación y una gruesa cubierta de caliche ocasiona escasez de afloramientos; sin embargo, el contacto se aprecia claramente en un afloramiento localizado en el camino a San Vicente Nuño. Es probable que esta discordancia angular represente plegamiento disarmónico, más bien que un amplio hiato en el proceso de sedimentación.

En la parte norte del sinclinal, la Formación Yucunama y el Conglomerado Tamazulapan (nombre nuevo, este estudio) están en contacto de falla. En otras áreas, la Formación Yucunama está discordantemente sobreyacida por la Formación Yanhuatlán o por el aluvión cuaternario.

Paleontología. En contraste con la Caliza Teposcolula, la Formación Yucunama, tiene una macrofauna abundante, pero su microfauna es escasa. En la tabla 3, se enlistan los fósiles identificados, arreglados sistemáticamente.

Lima sp. (locs. h e i) y el pectínido *Neitheia* (loc. i) son formas nadadoras dentro de la zona neritopelágica (Moore *et al.*, 1952: 398). El mitiloide *Inoceramus* (locs. h e i) es una forma sedentaria que vive en la zona neritobentónica (Moore *et al.*, 1952: 440, 429), y los rudistas *Vaccinites* (locs. h e i) y *Mitrocaprina* (loc. i) fueron formas sedentarias que vivían en la zona litoral (Moore *et al.*, 1952: 400, 442). Comúnmente los rudistas son constructores de arrecifes, pero no se encontró ningún complejo arrecifal en el área de estudio. El gasterópodo *Cerithium* (loc. i) vive en la zona de mareas (Hyman, 1967: 347). Los cefalópodos (locs. i y j) generalmente se consideran como formas nadadoras activas de la zona epipelágica de mares someros (Miller y Furniss, 1957: xx, L2).

El antozoario *Brachyseris* (loc. h) vivió en la zona litoral en mares cálidos (Wells y Hill, 1956: F161). El equinoide *Hemiaster* (locs. k y l) fue una forma cavadora en los fondos lodosos dentro de la zona neritobentónica (Durham, 1966: U259-263).

El conjunto faunístico, sugiere que se trata de una comunidad predominantemente neritobentónica, que vivía en un ambiente somero marino protegido, pero con acceso al mar abierto y con influjo de sedimentos terrígenos. Estas condiciones pueden cumplirse adecuadamente en una cuenca parcialmente cerrada, con suficiente agitación en las aguas para permitir la alimentación de las formas sedentarias y con corrientes débiles o insuficientemente persistentes para eliminar el lodo calcáreo y la arcilla. Los equinoides (Durham, 1966: U258) indican que la salinidad del mar era normal.

Edad. La Fig. 5 muestra que el rango estratigráfico de los fósiles identificados de la Formación Yucunama. Considerando que ninguno de estos fósiles es un índice de alguno de los pisos del Cretácico y que la mayoría de los fósiles no se identificaron a nivel de especie, no es posible hacer una determinación precisa de la edad de esta formación.

Todos los rangos estratigráficos de los fósiles, excepto el de *Hemiaster calvini*, quedan incluidos dentro del intervalo Coniaciano-Maestrichtiano. En

Tabla 3. Fósiles identificados de la Formación Yucunama.

MOLLUSCA PELECYPODA

Fam. Limidae

Lima sp. (El pelecípodo más abundante).

Fam. Inoceramidae

Inoceramus sp.

Fam. Pectinidae

Neitheia sp.

Fam. Hippuritidae

Vaccinites cf. *V. giganteus* Douville (un rudista)

Fam. Caprinidae

cf. *Mitrocaprina* sp.

MOLLUSCA GASTROPODA

Fam. Cerithiidae

Cerithium sp.

MOLLUSCA CEPHALOPODA

Fam. Hercoglossidae

Hercoglossa sp. (un nautiloide)

Fam. Colligniceretidae

Texanites sp. (un ammonoide)

Bryozoa

briozoarios no determinados

COELENTERATA ANTHOZOA

Fam. Calymenophyllidae

Brachyseris sp.

ECHINODERMATA ECHINOIDEA

Fam. Hemiasteridae

Hemiaster calvini Clark (localmente muy abundante)

México, *Hemiaster calvini* se ha reportado previamente en el Aptiano-Albiano de Chihuahua y Coahuila (Buitrón, 1968: 16).

La posición estratigráfica de la Formación Yucunama indica que la edad debe ser más joven que coniaciana, porque sobreyace a la Caliza Teposcolula. La mayor parte de los fósiles tienen un rango estratigráfico que queda dentro del intervalo Santoniano-Maestrichtiano y, por ello se asigna esta edad a la Formación Yucunama.

MESOZOICO										CENOZOICO				ERATEMA	
JURASICO										CRETACICO				SISTEMA	
										TERTIARIO				SERIE	
										EUCENO					
										PACENO					
										PACENO					

extensión superficial de las Margas Tilantongo, sino únicamente la extensión de las rocas cretácicas y por tanto incluye también a la Caliza Petlalcingo. Además, el área de afloramiento de la Formación Yucunama, queda incluida dentro del área de afloramiento de la Caliza Teposcolula.

Los fósiles encontrados en estas Margas son cuatro especies de *Inoceramus* y cinco especies de foraminíferos planctónicos, *Globotruncana rosseta*, *G. arca*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Gumbelina excolata*, y *G. mendezensis*.

Erben (1956b: 70) y Cárdenas-V. (1966: 83), quienes también estudiaron la región Mixteca, aceptaron las conclusiones de Salas en lo que se refiere a las Margas Tilantongo.

González-Alvarado (1969), en su mapa geológico inédito (escala 1:50.000) del área Yolomecatl-Tilantongo-Yucuañe, muestra un cuerpo grande de caliza similar a la Teposcolula, discordantemente cubierto en el lado oriental (es decir, hacia Tilantongo) por un conglomerado calizo de edad terciaria.

Evidentemente, el esclarecimiento de las relaciones entre la Formación Yucunama y las Margas Tilantongo requieren un detallado reconocimiento cartográfico-geológico más al sur del área del presente estudio. Entretanto, conviene mantener estas unidades taxonómicamente independientes para evitar confusiones e implicaciones geológicas engañosas.

Las relaciones de la Formación Yucunama con la Formación Mexcala (Fries, 1960: 72-91) están justificadas tanto por la edad similar como por su parecido litológico. Ambas son calizas impuras, pero la Mexcala tiene una mayor diversidad litológica, que incluye calclititas y filarenitas (Fries, 1960: 75-80).

La correlación con las Formaciones Mal Paso (Pantoja-Alor, 1959: 19-22) y Méndez (Bodenlos, 1956: 297-298), se basa en la similitud de edad y posición estratigráfica.

SISTEMA TERCIARIO

Conglomerado Tamazulapan (nombre nuevo)

Definición. Se propone el nombre Conglomerado Tamazulapan, para designar el conglomerado de guijarros y matatenas calizos, estratificado masivamente, que aflora al oriente y poniente de la Zona de las Montañas Centrales y forma cerros aislados pequeños fuera de ella. Tanto el contacto inferior como el superior son discordantes. En la Zona de las Montañas Centrales, el contacto inferior separa el Conglomerado Tamazulapan de la Caliza

Teposcolula o de la Formación Yucunama; el contacto superior lo separa de la Formación Yanhuatlán. Se postula que las mismas relaciones estratigráficas existen en los cerros aislados. El espesor total de este conglomerado es del orden de 150 a 180 m. El nombre se toma de la población Tamazulapan, porque aproximadamente 1 km al este franco de esta población, aflora el conglomerado mostrando sus características litológicas y relaciones estratigráficas con claridad. La Sección-Tipo se muestra como Sección-Medida 3 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

Litología. El Conglomerado Tamazulapan es de tipo oligomítico, está compuesto principalmente por clastos de caliza; su estratificación es masiva (Lám. 3, Fig. D.) El examen megascópico del conglomerado revela que los clastos de caliza proceden principalmente de la Caliza Teposcolula. Los clastos de la Formación Yucunama son mucho menos abundantes. Petrográficamente, la roca es un conglomerado de guijarros y matatenas, cementado por calcita, inmaduro a submaduro de calclitita. Los clastos de caliza llegan a ser tan grandes como bloques de 60 cm de diámetro o aún mayores, pero las matatenas y particularmente los guijarros son mucho más abundantes. Los clastos de caliza varían de subangulares a redondeados. Los fragmentos subangulares están restringidos a afloramientos locales, formando brechas más bien que conglomerados. Los fragmentos de pedernal son característicamente angulares a subangulares. La variedad microbandeada de caliza produjo clastos aplanados. La mayor parte de los guijarros de caliza muestran una cubierta delgada de limonita o hematita y en una muestra, los guijarros tienen la superficie corroída, probablemente debido a intemperización subaérea.

El examen microscópico revela que todas las variedades de la Caliza Teposcolula y de la Formación Yucunama están representadas. En cualquier muestra se pueden reconocer por lo menos, dos variedades de caliza, y algunas se observaron hasta cuatro. Esta diversidad litológica elimina la posibilidad del origen intraformacional del Conglomerado Tamazulapan.

Los clastos de arcilla están incluidos en una matriz granular arcillo-arenosa. La mayor parte de estos granos consiste también de fragmentos calizos, su tamaño varía desde guijarros muy pequeños hasta arena gruesa, pero la mayor parte tienen el tamaño de arena muy gruesa. La clasificación de los granos es pobre. La mayor parte son angulares a subangulares. Existe además arcilla (montmorillonita?) en poca cantidad, teñida por compuestos de hierro. La composición de los granos de la matriz es diversa: 80 a 85% son fragmentos de Caliza Teposcolula, de éstos, del 3 al 5% son angulares

a subangulares, el resto es subredondeado-redondeado; algunos de los granos más grandes tienen manchones de calcedonia, y por lo menos en una muestra (FV69-273) se observa un efecto *liesegang* muy peculiar. Del 3 al 5% de los granos de la matriz está constituido por cuarzo, feldespatos (alcalinos y plagioclasa) y micas en cantidades subordinadas. Los granos de esta fracción son del tamaño de arena fina, angulares e inalterados. El cuarzo es de la variedad común. El resto es arcilla, hematita y limonita. No se observaron esquirlas de vidrio. El óxido de hierro le ha conferido un tono rojizo característico tanto a la matriz como al conglomerado en conjunto.

El cementante es calcita espática que llena todos los intersticios; esta calcita varía de fina a gruesamente cristalina. No se observaron fósiles en la matriz o en el cementante.

Tanto la composición como la asociación de los conglomerados con las calizas cretácicas, indica que estas últimas constituyeron el área-fuente del conglomerado. El buen estado de preservación de la mayor parte de los clastos de caliza indica escasa disolución en el área fuente. Esto sugiere un clima árido-semiárido para esta área y una distancia corta de transporte. El Conglomerado Tamazulapan probablemente representa depósitos de inundaciones torrenciales, más bien que depósitos de un sistema de drenaje bien integrado. El área-fuente debe haber tenido relieve alto y fue vigorosamente erosionada, pero la mayor parte de los productos de erosión fueron depositados al pie de las montañas. La geología estructural del área-fuente (Láms. 14, 15 y 16), sugiere que su topografía (poco antes del depósito del Conglomerado Tamazulapan) debió ser el resultado de plegamiento, fallamiento y levantamiento.

Estructura. La angosta faja de Conglomerado Tamazulapan, en el lado occidental de la Zona de las Montañas Centrales, tiene una orientación a un rumbo N 250° W y está inclinada 20 a 30° hacia el SW. La faja oriental del Conglomerado en Tierra Blanca, tiene inclinaciones similares, pero su rumbo es un poco al este-noreste. La mayor parte del Conglomerado tiene una posición estructural horizontal. No se observaron pliegues; las inclinaciones modestas observadas, probablemente están asociadas a fallamiento. Es posible que en algunas partes, la inclinación sea original.

Relaciones estratigráficas. Tanto el contacto inferior como el superior se observan en la Zona de las Montañas Centrales. El contacto inferior es una discordancia angular que separa al Conglomerado Tamazulapan en la Caliza Teposcolula o de la Formación Yucunama. El contacto superior (Láms. 3,

Figs. C y 4, Fig. A) también es discordante, y lo separa de la suprayacente Formación Yanhuatlán.

En los cerros aislados fuera de las Montañas Centrales, el contacto inferior no aflora y el superior separa al Conglomerado Tamazulapan de la suprayacente Formación Yanhuatlán o de otras formaciones terciarias o depósitos cuaternarios.

Paleontología. No se encontraron fósiles en esta formación.

Edad. La falta de fósiles imposibilita determinar con precisión la edad del conglomerado; sin embargo, la reciente fecha radiométrica de la suprayacente Formación Yanhuatlán (49 ± 8.0 m, Schlaepfer y Rincón-Orta, comunicación escrita, marzo, 1971), y la posición estratigráfica del Conglomerado Tamazulapan, determinan que la edad del conglomerado queda comprendida en el intervalo Maestrichtiano-Eoceno Tardío.

Correlación. En la parte sur y central de México, se han usado y propuesto muchos nombres para cuerpos de roca, cuya posición estratigráfica supuesta o conocida es similar a la del Conglomerado Tamazulapan (Lám. 13). Además de la posición estratigráfica, el único criterio usado para establecer la correlación es la textura conglomerática del litosoma en cuestión. Se ha prestado poca o ninguna atención a la composición litológica y mineralógica de los diversos conglomerados involucrados.

En la región Mixteca de Puebla y Oaxaca, estos conglomerados se conocen como "Formación Cuicatlán" o "Serie Cuicatlán" (Barrera, 1946: 20-24), conglomerado basal de las Capas Huajuapán (Salas, 1949: 120-122). "Miembro Catarina" de la Formación Huajuapán (Erben, 1956b: 71 y Láms. 5 y 7), conglomerados de la Formación Tehuacán (Calderón-G., 1956: 23-24), y Conglomerado Tecomatlán (Schlaepfer, 1970: 89). En el Estado de Morelos y en la mitad oriental del Estado de Guerrero, estos conglomerados se asignan al conglomerado basal de la Formación ("Grupo") Balsas (Fries, 1960: 93). En la parte central de México, los nombres aplicados a estos conglomerados son Conglomerado Guanajuato (Edwards, 1955: 155-172) y Conglomerado Rojo (Edwards, 1955: 154; Fries *et al.*, 1955: 2-4). En el Conglomerado Rojo de Guanajuato en una localidad situada unos 3.2 km al sur de Marfil, se encontró una pequeña fauna de vertebrados, constituida por los roedores *Floresomys guanajuatoensis* y *Guanajuatomys hibbardi* (Black y Stephens, 1973), un tapir y una iguana. La fauna es endémica y se le asignó tentativamente y con mucha reserva una edad en el intervalo Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano Fries *et al.* (*op. cit.*). Por extensión, se le asignó la misma edad al Conglomerado Rojo.

La edad de los otros conglomerados no se conoce, debido a la falta de fósiles. Barrera (1946: 23-24) fechó la "Serie" o "Formación" Cuicatlán como Terciario. Salas (1949: 120) fechó Las Capas Huajuapán como Terciario. Todos los otros conglomerados descritos posteriormente a 1955, se han asignado al Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, debido a su supuesta posición estratigráfica similar y parecido litológico-textural con el Conglomerado Guanajuato.

Discutir en detalle la correlación de las unidades litoestratigráficas mencionadas, queda fuera del alcance de este estudio. Sin embargo, debe mencionarse lo siguiente:

a) La edad objetiva de los conglomerados es desconocida en la mayor parte de los casos y se ha obtenido por inferencia de la correlación. Esto implica una petición de principio y debe desecharse.

b) Se ha conferido un amplio límite de confianza a la edad del Conglomerado de Guanajuato, mucho más allá de lo que la evidencia objetiva garantiza.

c) La naturaleza de las rocas sedimentarias continentales, limita severamente la posibilidad de hacer inferencias de edad, fuera de las cuencas de depósito.

d) La posición estratigráfica de los conglomerados no es idéntica en todas partes.

e) Las diferencias litológicas de los conglomerados, dificultan la concepción de que los mismos procesos sedimentarios actuaron simultáneamente en todas partes, produciendo conglomerados rojos de la misma edad.

f) La validez taxonómica de los conglomerados involucrados es dudosa y de hecho, la mayor parte de ellos no han sido propuestos formalmente.

Es claro que intentar correlación estratigráfica en estas condiciones resulte superfluo y desde luego, me abstengo de especular acerca de la correlación de los conglomerados arriba mencionados con el Tamazulapán; además al presente, resulta imposible precisar más allá de Terciario Temprano, la edad de esta formación.

Formación Yanhuatlán

Definición. Salas (1949: 122-123) propuso el nombre de Capas Yanhuatlán, tomándolo de Santo Domingo Yanhuatlán, Oaxaca, para la secuencia de arcillas estratificadas con arenas, areniscas, ceniza volcánica endurecida y conglomerados todos de color rosa o rojo, pobremente consolidados. Señaló

que, las Capas Yanhuatlán sobreyacen concordantemente a las Capas Huajuapán y están sobreyacidas a su vez por grava o caliche.

El trabajo adicional realizado en el área permite enmendar la descripción original y las relaciones estratigráficas de la Formación Yanhuatlán. La Formación Yanhuatlán puede describirse ahora como una secuencia rítmica de arcillas montmoriloníticas y limos subarcósicos pobremente consolidados de color rojo y crema, estratificados en capas delgadas a medianas y menos comúnmente masivas (2 a 60 cm). Esta unidad aflora en el Valle de Santo Domingo Yanhuatlán y en otros lugares del área. Está sobreyacida concordantemente por la Toba Llano de Lobos (nombre nuevo, este estudio) y, a su vez sobreyace discordantemente al Conglomerado Tamazulapán. El espesor total estimado es de 300 a 400 m. La Sección-Tipo se muestra como Sección Medida 4 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

Litología. La Formación Yanhuatlán es una secuencia de capas rítmicas de limo y arcilla, de color crema y rojo (Lámina 4, figura B, C y D). La estratificación es delgada a mediana. Las capas crema claro, son distintivamente más delgadas (1.0 a 25 cm, pero comúnmente de 10 a 15 cm de espesor) que las capas rojas (30 cm a 5 m, pero comúnmente de 1 a 2 m). Las capas rojas son aproximadamente 10 veces más gruesas que las capas cremas inmediatamente alternadas a ellas.

Tanto las capas rojas como las cremas son petrográficamente similares. Son subarcosas constituidas por granos del tamaño del limo, inmaduras y no cementadas (Lám. 2, figs. E y F). El tamaño de grano de las capas cremas es un poco mayor. La diferencia principal entre las capas rojas y cremas, estriba en la composición y en la presencia de hematita. El análisis químico respectivo (Tabla 4) muestra que en las capas rojas se tiene hasta un 4.38% de Fe_2O_3 , mientras que en las cremas, el contenido de Fe_2O_3 es de 2.43%.

La petrografía de la Formación Yanhuatlán se describe a continuación. La matriz constituye del 30 al 50% del sedimento. Consiste principalmente de montmorilonita, ?ilita, fragmentos indeterminados del tamaño de arcilla y calcita afanocristalino. La presencia de montmorilonita se confirmó mediante difracción de Rayos-X, realizada por la química G. Villaseñor, de este Instituto. La presencia de calcita también se confirmó por el alto contenido de CO_2 (10 a 17% aproximadamente) y CaO (12 a 23% aproximadamente) en los análisis químicos (Tabla 4).

Los granos clásticos constituyen del 50 al 70% del sedimento. El tamaño del grano varía de limo mediano a arena muy fina, pero la mayor parte

Tabla 4. Análisis químico de muestras de la Formación Yanhuatlán y de suelo rojo calcáreo reciente.

Muestra Componentes	FV69- 139 ^a	FV69- 395 ^a	FV69- 1050 ^a	FV69- 1075 ^a	FV69- 1086 ^a	FV69- 1087 ^b	FV70- 2 ^c
SiO ₂	35.09	60.31	39.10	53.73	42.89	44.85	19.55
TiO ₂	0.42	0.48	0.36	0.60	0.96	0.90	0.52
Al ₂ O ₃	8.54	12.22	6.77	9.76	10.47	10.09	5.85
Fe ₂ O ₃	3.53	3.80	3.25	3.25	4.38	2.43	1.90
FeO	0.43	0.72	0.29	0.29	0.65	0.65	0.96
MnO	0.06	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.02
MgO	1.98	1.32	1.72	1.19	1.47	1.59	1.50
CaO	23.42	6.83	22.64	12.71	16.72	16.52	34.71
Na ₂ O	1.00	2.35	0.15	0.80	1.30	1.41	0.01
K ₂ O	1.92	3.15	1.70	2.15	2.35	2.30	0.82
P ₂ O ₅	0.15	0.04	0.13	0.08	0.35	0.31	0.13
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
CO ₂	16.87	3.47	16.87	9.46	15.15	15.06	26.76
H ₂ O+	4.43	4.00	5.29	3.69	1.25	2.81	5.90
H ₂ O-	2.38	1.49	1.97	2.52	2.15	0.99	1.12
Suma	100.22%	100.21%	100.26%	100.26%	100.14%	99.96%	99.81%

^a Capa Roja.

^b Capa crema.

^c Muestra única de suelo rojo calcáreo.

Analista: Ing. Quím. Alberto Obregón P.

de los granos son del tamaño de limo grueso. La mayor parte de los granos son angulares y subangulares; la clasificación de los granos es buena. La mineralogía de los granos es la siguiente: Cuarzo, 70 a 80%. La forma varía de casi equidimensional a barras alargadas o cuñas. Aproximadamente un tercio o dos quintos de los granos de cuarzo son equidimensionales. Un tercio de los granos muestra extinción fuertemente ondulante, sugiriendo origen metamórfico. El resto de los granos muestra extinción recta o ligeramente ondulante. Las inclusiones son raras, consisten de vacuolas orientadas al azar. Algunos granos muestran las vacuolas orientadas en hileras cruzadas. En una lámina delgada (FV69-148), los granos de cuarzo tienen vacuolas abundantes y, en otra, se observa un solo grano compuesto, con extinción recta.

Feldespato, 8 a 10%. Tanto feldespatos alcalinos como plagioclasas están presentes. La mayor parte de feldespatos están fuertemente alterados (sericitizados).

Esquirlas y fragmentos de vidrio, 5 a 10%. Todos están devitrificados. Algunos son grandes y han conservado su forma original, lo que permite reconocerlos fácilmente. Otros son pequeños, del tamaño de limo fino a mediano, casi equidimensionales y parcialmente recristalizados. Se interpretan como fragmentos recristalizados de vidrio, aquellos gránulos de cuarzo equidimensionales de tamaño de limo medio a grueso, de tipo de cuarzo microcristalino. Alternativamente, estos granos podrían ser fragmentos de pedernal.

Calcita, 2 a 3%. Los granos de calcita son individuales, de forma subhedral y parecen ser secundarios.

Minerales opacos, 2 a 4%. Fundamentalmente son hematita con cantidades subordinadas de magnetita y limonita.

Minerales pesados, menos de 1%. Se observaron minerales pesados únicamente en tres láminas delgadas (FV69-44, 1086 y 1087). Ellos son fundamentalmente granos de granate y zircón. El granate es más abundante e indica origen metamórfico. Schlaepfer (1970: 91) y Schlaepfer y De Pablo-G., (1971: 97-99), reportan la presencia de turmalina, piroxenas y anfíbolos en la Formación Yanhuatlán.

También se observaron venillas de yeso distribuidas irregularmente en toda la formación. Fuera del área de estudio, en San Marcos Arteaga, las capas rojas similares a las Yanhuatlán, presentan venillas muy numerosas y mucho más gruesas.

En Sayultepec, aproximadamente 6 km al occidente franco de Nochistlán, Schlaepfer (1970:90, Lám. 1) reporta la presencia de un afloramiento pequeño de toba riolítica asociado con derrames andesíticos alterados, interestratificados con las capas Yanhuatlán.

La litología y petrografía de esta formación indican que el área-fuente debe haber estado constituida por rocas metamórficas, muy probablemente pertenecientes al Complejo Oaxaqueño del Basamento. La presencia de montmorilonita y el hecho de que los feldespatos estén alterados, indica que el área-fuente estaba escasamente cubierta por vegetación. La presencia de esquirlas de vidrio, denota actividad volcánica penecontemporánea subordinada. Esto también lo sugiere la presencia de piroxenas, anfíbolos y desde luego del afloramiento de toba pumíticas y derrames andesíticos mencionados arriba. El análisis químico de los depósitos de suelo rojo calcáreo (Tabla 4) de las Zonas de las Montañas Centrales, muestra resultados comparables al

de los análisis químicos de la Formación Yanhuatlán. Tanto en la Formación Yanhuatlán como en el suelo rojo calcáreo, la arcilla es montmorilonita. Esto sugiere que el suelo rojo calcáreo resultantes de la intemperización cuasi-extrema de las calizas bajo condiciones tropicales, contribuyeron también a la génesis de la Formación Yanhuatlán.

La distancia de transporte era probablemente moderada, considerando que al presente, el afloramiento más próximo del Complejo Oaxaqueño del Basamento es el de Santiago Ixcaltepec, aproximadamente 22 km al este de Yanhuatlán (Pantoja-Alor, 1970: 69; y Schlaepfer, 1970:87, Lám. 1).

El área de depósito era probablemente una cuenca con un lago somero. Su fondo lodoso estaba periódicamente expuesto a oxidación subárea produciéndose así las capas rojas. Durante los episodios de inundación, ocurrió reducción, probablemente acentuada por la presencia de detritos orgánicos en descomposición, produciéndose así las capas cremas. El espesor considerable de la Formación Yanhuatlán, indica hundimiento simultáneo de la cuenca. Schlaepfer (1970: 92) obtuvo esencialmente la misma conclusión. Ella postula que la arcilla detrítica original era ilita y que posteriormente se alteró a montmorilonita debido a condiciones alcalinas posdeposicionales. Me permito disentir, porque no encontré ninguna evidencia a las condiciones alcalinas. Schlaepfer (*op. cit.*) afirma, además, que debajo del nivel freático, las condiciones eran reductoras y alcalinas. Si esto hubiera sido así, se esperaría una mayor cantidad de montmorilonita en las capas cremas que en las rojas; sin embargo, esto no ocurre, las cantidades son aproximadamente iguales en ambas.

Probablemente el yeso procede de la disolución (a nivel subfreático) de evaporitas subyacentes, enriqueciéndose así en este mineral las aguas de la cuenca lacustre Yanhuatlán. Los pozos de sondeo que ha perforado PEMEX en el área de estudio (Lám. 14), confirmaron la existencia de una gruesa secuencia evaporítica mesozoica en el subsuelo (González-Alvarado, comunicación escrita, abril 15, 1974). La presencia de yeso en las capas de la Formación Yanhuatlán, representaría deposición química singenética de aguas salobres. Alternativamente, considerando que las venillas de yeso cortan a las capas y que están distribuidas irregularmente, también es posible que éstas representen depósitos de exudación capilar posdeposicional a las capas portadoras. Favorezco la segunda interpretación. En ambos casos, la presencia de yeso en la Formación Yanhuatlán, implica condiciones de extrema aridez durante o un poco después del depósito de esta unidad. Esta interpretación concuerda con el modelo de ambiente de depósito discutido arriba.

Estructura. La Formación Yanhuatlán es aproximadamente horizontal. En un afloramiento sobre la Carretera Panamericana entre los km 56 y 57, se observa un pequeño sinclinal, cuyo eje está orientado aproximadamente este-oeste. Las capas están inclinadas de 10 a 15°. En otros lugares en donde las capas no están horizontales, la inclinación está causada por fallas o está asociada a intrusiones. El notable cambio de color en los sedimentos, de rojo ladrillo a rojo púrpura, se debe a metamorfismo de contacto con cuerpos intrusivos hipabisales. Esto puede observarse en los afloramientos a lo largo de la Carretera Panamericana entre los km 72 y 73. Solamente una falla importante afecta a la formación Yanhuatlán (Lám. 14), la falla del Río Negro, cercana al Rancho de la Cieneguilla, sobre el km 66 de la Carretera Panamericana.

Relaciones estratigráficas. Ni el contacto inferior ni el superior afloran en la parte norte del valle de Yanhuatlán (área-tipo). En la Zona de las Montañas Centrales, una faja angosta de capas similares a las Yanhuatlán sobreyace discordantemente al Conglomerado Tamazulapan (Lám. 3, Figs. C y 4, Fig. A). El contacto superior es concordante (Lám. 5, Fig. A), separa a la Formación Yanhuatlán de la toba Llano de Lobos (nombre nuevo, este estudio). En otras áreas, la Formación Yanhuatlán está discordantemente sobreyacida por derrames andesíticos, aluvión cuaternario, o está descubierta. En algunos lugares es difícil distinguir el contacto entre el aluvión cuaternario y la Formación Yanhuatlán, porque ambos tienen una apariencia muy similar; sin embargo, la estratificación rítmica de la Formación Yanhuatlán la distingue adecuadamente del aluvión suprayacente.

Paleontología. No se encontraron fósiles en esta formación. El análisis de polen y esporas resultó negativo (Rueda-Gaxiola, comunicación oral, octubre 1969).

Edad. Se tomó una muestra de la toba pumítica interestratificada con la Formación Yanhuatlán en Sayultepec, y se le procesó para radiometría en el Instituto de Geología. Se obtuvo una edad de 49.0 ± 8 m. a. (Schlaepfer y Rincón-O., comunicación escrita, marzo 1, 1971). Esto fecha a la Formación Yanhuatlán, como Paleoceno Tardío-Eoceno Medio.

Correlación. La falta de datos de edades para formaciones continentales de México cuya posición estratigráfica es similar a la Formación Yanhuatlán (tales como la Formación Tehuacán, Calderón-G., 1956: 23; Grupo El Morro, Bodenlos, 1956: 115 y el "Grupo" Balsas, Fries, 1960: 94), determina que la correlación de ésta quede incierta (Lám. 13). Tentativamente la For-

mación Yanhuatlán es correlativa con las Capas Huajuapán al noroeste del área (Salas, 1949: 120-122; Erben, 1956b: 70-73).

Hisazumi (1932: 46-49), en un informe geológico inédito sobre la Región Mixteca, propuso el nombre Formación Yanhuatlán para las llamadas "capas rojas" de esta región; estimó su espesor en 100 m, las asignó al Terciario y las describió así:

Una serie de capas predominantemente rojas, verdes y cafés, conglomerados, areniscas, tobas y arcillas que discordantemente sobreyacen rocas cretácicas más antiguas que típicamente afloran en los alrededores de Yanhuatlán.

Salas (1949: 120, 122) dividió las capas rojas de la Región Mixteca en dos unidades: Capas Huajuapán y Capas Yanhuatlán. Las primeras ocupan la porción noroccidental, y fueron interpretadas como más antiguas que las segundas (Salas, *loc. cit.*). Estas últimas afloran en la porción suroriental de la región. La litología de las Capas Huajuapán, es muy variada e incluye conglomerados rojos y grises, areniscas, limos, arcillas, tobas, cenizas y derrames volcánicos. La Formación Huajuapán es de grano más grueso y litología más variada que la Formación Yanhuatlán. Salas fechó ambas formaciones como terciarias?

Posteriormente Erben (1956b: 70-73, Láms. 6, 8, 15 y 16, mapas 2, 3, 4 y 5), sugiere que las Formaciones Huajuapán y Yanhuatlán son facies entre sí, pero no las cartografió separadamente; estimó su espesor total en 1000 m y les asignó una edad terciaria. Erben (*loc. cit.*), subdividió la Formación Huajuapán-Yanhuatlán en tres miembros informales: "Miembro Catarina", que incluye el conglomerado basal; "Miembro Tezoatlán", que incluye las areniscas, limos y tobas intermedias; "Miembro Volcánico", que incluye los derrames volcánicos que coronan la secuencia y, "Miembro Lacustre innominada", que incluye a las calizas margosas y lutitas, descritas originalmente por Salas (1949: 97-105) como Yeso Tlaltepexi (del Jurásico Tardío). De hecho Erben intenta reconciliar las opiniones de Hisazumi y Salas.

Los geólogos que posteriormente han trabajado en las rocas terciarias de Oaxaca, han aceptado las conclusiones de Erben (cf. Fries, 1960: 100; Cárdenas-V., 1966: 85; Ruiz-Castellanos, 1970a: 62-64 y Schlaepfer, 1970: 92).

Una fecha radiométrica de la Formación Huajuapán, ayudaría a resolver el problema de sus relaciones con la Formación Yanhuatlán. En una contribución posterior (Ferrusquía-V., *in Ms. B*), se revisa en detalle la Formación

Huajuapán y se discuten estas relaciones. Puede anticiparse lo siguiente: la fracción volcanoclástica de las Capas Huajuapán en el área-tipo, es en realidad una extensión occidental de la Toba Llano de Lobos (nombre nuevo, este estudio) del Terciario Medio-Tardío. Se colectó una muestra de esta fracción en el área-tipo, pero el resultado no está disponible aún. La fracción conglomerática basal, sobreyace discordantemente a rocas mesozoicas y probablemente sea del Terciario Temprano. La fracción lávica sobreyace discordantemente a la fracción volcanoclástica y es por tanto más joven que ésta.

Toba Llano de Lobos (nombre nuevo)

Definición. Se propone este nombre para designar a la secuencia piroepiclástica del área. Las tobas son principalmente de tipo "ash fall"; de color rosa pálido, que varía a crema, verde pálido, moreno o gris; de composición riodacítica a andesítica; de granularidad de cenizas y de textura vítrica o vitroclástica, generalmente no soldada. Las tobas están interestratificadas por volcarenitas arenosas o lutíticas, de composición arcósica, retrabajadas y depositadas acuosamente. Esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Yanhuatlán y está concordantemente sobreyacida por la Toba Cerro Verde (nombre nuevo, este estudio) o discordantemente, por la Andesita Yucudaac (nombre nuevo, este estudio). La Toba Llano de Lobos tiene un espesor estimado de 300 a 350 m. En las porciones endurecidas de esta unidad, se han desarrollado mesas, que forman la parte baja de la Zona Montañosa Volcánica. El nombre de esta formación, se toma del Llano de Lobos, una área de recreo situada aproximadamente a medio camino entre Tejuapán y Suchixtlahuaca. La Sección-Tipo se muestra como Sección Medida 5 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

En una contribución preliminar (Ferrusquía-V., 1970), esta secuencia se designa como Complejo Piroepiclástico Llano de Lobos. La sustitución del antiguo nombre, obedece al propósito de simplificar la nomenclatura, ya que el término toba puede aplicarse correctamente a la mayor parte de la secuencia.

Litología. La unidad consiste principalmente de una secuencia de tobas (Lám. 5, Figs. B y 7, Fig. A). La tabla 5, muestra la clasificación petrográfica-microscópica de setenta y seis ejemplares de mano colectados en esta formación. La tabla 6, muestra los análisis químicos y la clasificación normativa de las muestras respectivas. La tabla 7, muestra los datos de edades radiométricas de tres formaciones oaxaqueñas, incluyendo a ésta.

Tabla 5. Textura y composición de muestras de la Toba Llano de Lobos.

Composición Textura	Andesítica	Dacítica	Riodacítica	Riolítica	Desconocida*	Total
Vítrica	0	0	3 (1)	1	5	10
Vítrico-cristalina	1 (1)*	0	4	3	1	10
Cristalino-vítrica	2	4	0	1	0	7
Cristalina	4	1	0	0	0	5
Vítrico-lítica	0 (1)	0	0	0	0	1
Cristalino-lítica	1 (1)	5	1	0	2	10
Lítico-cristalina	1 (1)	0	1	0	1	4
Lítico-vítrica	1 (1)	3	0	0	1	6
Lítica	09	2	0	0	4	15
(Lapilli)						
Total	24 (5)	15	11 (2)	5	14	70

* Mineralógicamente debido a la gran cantidad de vidrio presente el cual en este caso tiene un Índice de Refracción menor que el del Bálsamo de Canadá probablemente indicando que su composición es sódica y riolítica.

* Los números en paréntesis se refieren a las muestras que son intermedias en composición o textura.

Prácticamente todos los tipos texturales de Cook (1961), están presentes en la Toba Llano de Lobos (Lám. 6, Figs. A a D). El vítrico es el tipo más abundante (Lám. 6, Fig. A), seguido por el vítrico-cristalino. El tipo lítico (Lám. 6, Figs. C y D) es el menos abundante, está constituido por piroclastos del tamaño de ceniza gruesa o lapilli fino a mediano, y depósitos piroclásticos cercanos a la chimenea o fisura volcánica.

La composición mineralógica varía de riolítica a andesítica, predominando la riodacítica y la andesítica.

La coloración de las capas muestra cierto control composicional-textural. Las tobas rosadas y cremas son generalmente riodacíticas vítricas, las oscuras son lítico-andesíticas y las verdes, tienen celadonita o clorita y parecen haberse depositado subacuáticamente. Recientemente Mumpton (1973 y comuni-

Tabla 6. Análisis químico y clasificación normativa de muestras de la Toba Llano de Lobos.

Muestra	FV69-55	FV69-180	FV69-226	FV69-446B	FV69-919
SiO ₂	67.93	69.18	69.92	70.27	57.68
TiO ₂	0.10	0.15	0.26	0.11	0.99
Al ₂ O ₃	12.22	14.02	9.30	11.40	12.92
Fe ₂ O ₃	0.92	1.36	9.36	0.89	6.64
FeO	0.21	0.36	0.32	0.43	0.96
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	1.19	0.78	1.14	0.53	1.63
CaO	1.44	1.12	2.89	1.72	5.77
Na ₂ O	1.80	2.28	0.75	1.70	2.25
K ₂ O	4.50	3.84	1.80	6.32	2.40
P ₂ O ₅	0.24	0.08	0.14	0.12	0.32
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	5.36	4.69	8.98	4.67	5.08
H ₂ O-	4.02	1.89	3.97	1.59	3.50
Suma	99.96%	99.75%	99.83%	99.75%	100.20%

Muestra	FV69-55	FV69-180	FV69-226	FV69-446B	FV69-919
SiO ₂	67.93	69.18	69.92	70.27	57.68
Al	10.99	12.61	8.37	10.26	11.62
Alk	7.20	7.26	2.92	8.87	5.77
CaO	1.44	1.12	2.89	1.72	5.77
FM	3.56	3.31	2.99	2.42	12.00
k	0.62	0.52	0.61	0.71	0.41
an	0.139	0.269	0.482	0.074	0.336
ca"	-0.83	-2.09	-0.38	0.89	2.26
	Riolita	Cuarzo-latita (Riodacita)	Cuarzo-latita Riodacita de labradorita	Riolita	Riodacita de labradorita. Cuarzo-latita oscura

Analista: Ing. Quím. Alberto Obregón P.

cación oral, marzo, 1973 y escrita, julio 7, 1973), ha mostrado que algunas tobas del Valle de Oaxaca y del área de estudio, contienen zeolitas.

El espesor de las capas varía de mediano a masivo, predominando este último. Como estructuras primarias, frecuentemente se observa estratificación cruzada (Lám. 5, Fig. B) que sugiere una deposición vectorial tangencial a la superficie de depósito. La estratificación gradada es menos común, e indica deposición en condiciones de quietud y clasificación por gravedad de los piroclastos.

La dureza y cohesión de las tobas oscila desde suaves y deleznales (Lám. 7, Fig. A), hasta altamente cohesivas y endurecidas (Lám. 5, Fig. B). Estas variables parecen ser función inversa del grado de soldamiento de los piroclastos, lo cual a su vez es función directa de su temperatura de deposición.

A continuación, se describe brevemente la petrografía de la unidad.

La textura de la roca es vitroclástica predominantemente, pero se observan también otras variedades (cf., tabla 6 y Lám. 6, Figs. A a D). La toba está constituida por tres tipos de piroclastos: líticos, cristalinos y vítricos. Los piroclastos están dispuestos en una metástasis vítrica o criptocristalina.

La fracción lítica de los piroclastos, está constituida por fragmentos de andesita y pómez, de tamaño de ceniza gruesa a lapilli, predominando estos últimos. Los piroclastos de andesita son realmente de hialoandesita, debido a la gran cantidad de vidrio presente en ellos (Lám. 6, Fig. D). Ocasionalmente predominan, confiriéndole a la roca una mayor tenacidad y una coloración gris oscuro a morena característica.

Los piroclastos pumíticos son más abundantes que los andesíticos. Presentan una estructura fibrosa característica (Lám. 6, Fig. C) y están frescos en su mayoría, aunque algunos presentan anillos angostos de devitrificación. Generalmente, los piroclastos pumíticos no están deformados (Lám. 6, Fig. C); un escaso número muestra un aplanamiento leve, y, un número todavía menor, está fuertemente aplastado y compactado. Esto indica muy poco soldamiento (Ross y Smith, 1961: 34). La abundancia de piroclastos pumíticos le confiere una coloración blanquizca a la roca.

La fracción cristalina de la toba está constituida por los siguientes minerales: plagioclasa, feldespatos alcalinos, cuarzo, biotita, clorita, hornblenda, clinopiroxenas, magnetita, hematita y goethita. Los cristales ocurren tanto en forma de cristales normales como de fenocristales. En su mayoría, los cristales presentan escotaduras y tienen inclusiones escasas, comúnmente de

Tabla 7. Datos de edades radiométricas. Determinaciones por el Mobil Research Corporation Laboratory, Dallas, Texas.

Número de Campo	Número de Laboratorio	%K	Moles Ar^{40} * $\times 10^{-10}/gm.$	% Ar^{40} *	Edad (m.a.)	Formación
FV69-182	1668W	0.934	0.495	56	29.6 ± 0.6	Andesita Yucudaac
Roca Completa			0.471	51	28.2 ± 0.6	
FV69-185	1669B	6.73**	2.089	56	17.4 ± 0.3	Miembro Esla de la Formación Suchil.
Biotita			1.980	44	16.5 ± 0.3	quitongo.
						Toba
FV69-180	1670B	6.67**	3.156	44	26.5 ± 0.5	Llano de Lobos
Biotita			3.097	46	25.9 ± 0.5	

* Argon radiogénico.

** Determinado en el Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin.

vacuolas, agujas de apatita y criptocristales de zircón. Los cristales de feldespatos comúnmente no están alterados. La plagioclasa es generalmente oligoclasa; la andesina es menos frecuente. Se encuentran maclas de tipo Carlsbad y albita, estas últimas son más raras. Los fenocristales de plagioclasa zonada son relativamente comunes (Lám. 6, Fig. B). Los feldespatos alcalinos son ortoclasa, microclina y anortoclasa y sanidino. La ortoclasa es la más abundante. Cuarzo euhedral y subhedral claro con escotaduras y cuarzo beta son comunes; muchos cristales de cuarzo son núcleos de devitrificación del vidrio que los rodea. La biotita está en forma euhedral a subhedral, con algunas inclusiones; algunos de estos cristales son verdaderos megafenocristales. La mayor parte de la biotita está en forma de cristales no alterados. ¿Clorita y celadonita? son muy abundantes en las variedades verdes. Ambas ocurren como corpúsculos amorfos, fibrosos o en forma de agregados globulares. La hornblenda y oxihornblenda están presentes en forma de cristales prismáticos euhedrales, la mayor parte son frescos. Los cristales de clinopiroxena (¿pigeonita?) son pequeños, euhedrales y raros. Los minerales opacos son principalmente magnetita, hematita secundaria, limonita y goethita. Considerando la fracción cristalina en conjunto, la plagioclasa representa del 55 al 65%, feldespato alcalino 15 a 20%, cuarzo 10 a 15%, biotita 5%, hornblenda y clinopiroxenas 2 a 4%, clorita y celadonita? 2 a 3% y opacos 2 a 4%.

La fracción vítrea de la roca está constituida por esquirlas de vidrio (Lám. 6, Fig. A); éstas son el componente individual más abundante de la toba. Las esquirlas son pequeñas, varían de 50 a 500 micras de largo, pero comúnmente tienen 100. Son alargadas, en forma de Y o cóncavas, y representan las paredes de burbujas de gas. Algunos fragmentos grandes de vidrio tienen burbujas que no explotaron. La mayor parte de las esquirlas de vidrio están frescas. Algunas están levemente devitrificadas y muestran una estructura pectinada o axiolítica característica. El producto de devitrificación es un intercrecimiento de feldespato y cristobalita (Ross y Smith, 1961: 36). Las esquirlas de vidrio están orientadas al azar y no muestran soldamiento. Las evidencias de compactación (aplanamiento) se observan únicamente en pocas muestras. Las esquirlas de vidrio tienen distintivamente un índice de refracción inferior al del Bálsamo de Canadá.

Los piroclastos están dispuestos en una metástasis vítrea criptocristalina parcialmente devitrificada, cuyo índice de refracción es inferior al del Bálsamo de Canadá.

Hematita, limonita y goethita en forma de gránulos diminutos dispersos

en la metástasis, le confieren el color rosado a la toba. En contraste, la ausencia de minerales portadores de hierro, confiere a la toba un color blanquizco. En los lugares donde la ceniza volcánica cayó en agua, el carbonato de calcio es un componente importante de la metástasis. Clorita y celadonita, parecen ser productos de alteración de materiales máficos bajo condiciones acuosas, particularmente cuando están asociados a feldespatos fuertemente alterados (sericitizados y caolinizados).

Las tobas constituyen la litología dominante de esta unidad, pero hay otras subordinadas que se discuten a continuación. Interestratificadas con las tobas, se encuentran capas de lutitas, areniscas, volcarenitas y tobas retrabajadas. La estratificación cruzada planar representa deposición en los canales de los ríos. Algunas tobas primarias están alteradas a un material de apariencia arenosa, pero examinadas al microscopio se observa que están constituidas por material piroclástico alterado. Otra variedad litológica es una arcillosa-limosa verde, muy deleznable, compuesta principalmente de esquirlas de vidrio frescas de tamaño de limo, cristales de feldespato muy alterados y cristales euhedrales de cuarzo beta, embebidos en una metástasis de polvo volcánico devitrificado, pelotillas y fibras de cloritas. Esto probablemente representa un depósito de lodo. Esta variedad se encuentra en un afloramiento situado aproximadamente 1 km al sur de Tamazulapan, sobre el camino a San Andrés Lagunas. Asociada a esta variedad se encuentra otra constituida por un conglomerado guijarroso granular, parcialmente cementado por carbonato de calcio, de composición volcarenítica, con fragmentos de andesita y pómez de tamaño de lapilli, mostrando incipiente estratificación cruzada. Otra variedad más, consiste principalmente de esférulas de polvo volcánico ya devitrificada, de tamaño de limo embebidas en una matriz de calcita. Estas dos últimas variedades representan depósitos fluviales. En la Toba Llano de Lobos, no se encuentran ignimbritas verdaderas en el sentido de Ross y Smith (1961), Van Bermelen (1961) y Cook (1962).

Estructura. La Toba Llano de Lobos tiene una posición horizontal y únicamente muestra inclinaciones asociadas a fallas o intrusiones.

Relaciones estratigráficas. La Toba Llano de Lobos sobreyace concordantemente a la Formación Yanhuatlán (Lám. 5, Fig. A). El contacto es claro, pero no contrastante, debido a la similaridad megascópica de las dos unidades. De hecho, en el campo hay unos lugares donde es difícil distinguir las. La falta de estratificación rítmica en la Toba Llano de Lobos es un criterio suficiente para distinguirla de la Formación Yanhuatlán. En el área

del Cerro Verde, la Toba Llano de Lobos está concordantemente sobreyacida por la Toba Cerro Verde (nombre nuevo, este estudio), pero fuera de esta área la Toba Llano de Lobos está sobreyacida por derrames de la Andesita Yucudaac (nombre nuevo, este estudio). El contacto es una discordancia erosional, cuya significación temporal parece ser pequeña. En algunos afloramientos la discordancia está débilmente marcada o no existe, sugiriendo continuidad en el depósito volcanoclástico. En todos los casos, los derrames lávicos sobreyacen a las tobas, tanto los derrames andesíticos como la Toba Llano de Lobos aflora extensamente en la Mixteca y sus relaciones estratigráficas son las arriba señaladas. Esto las hace unidades confiables de referencia, para propósitos de correlación local y regional.

Paleontología. No se encontraron fósiles en esta formación; sin embargo, hay algunas áreas que requieren una prospección detallada para buscar vertebrados.

Edad. Una muestra de toba tomada al norte de Tamazulapan (FV69-180) resultó apropiada para fecharse radiométricamente; se procesó en el Laboratorio de Geocronometría de este Instituto y su edad se determinó en el Laboratorio de la Mobil Research Development Corporation en Dallas, Texas por el método del Potasio-Argon (Wilson, J. A., comunicación escrita, marzo 2, 1972). Las edades obtenidas son 25.9 ± 0.5 y 26.5 ± 0.5 millones de años antes del presente (tabla 7). Esta edad corresponde al intervalo Oligoceno Tardío-Mioceno más Temprano. Se asigna esta edad a la Toba Llano de Lobos, aunque es posible que muestras procedentes de otros lugares o niveles estratigráficos, produzcan edades un poco diferentes.

Correlación. La Toba Llano de Lobos es correlativa con la Rioluta Tilzapotla del Estado de Morelos (Lám. 13), de la cual se tiene una edad radiométrica de 26 ± 10 m. n. (Fries, 1960: 107; 1962: 107). La falta de criterios objetivos de edad para formaciones de posición estratigráfica similar a la Toba Llano de Lobos en otras partes de México, impide establecer su correlación con esta unidad.

Toba Cerro Verde (nombre nuevo)

Definición. Este nombre se propone para designar a la secuencia de tobas soldadas de color moreno, rojo y rosa, estratificadas masivamente, bien endurecidas, de composición andesítica, de textura lítica a lítico-vítrica o cristalina, que sobreyace concordantemente a la Toba Llano de Lobos y está

discordantemente sobreyacida por derrames andesíticos de la Formación Yucudaac (nombre nuevo, este estudio). El espesor estimado de esta formación es de 100 a 150 m. Esta unidad está expuesta en la parte nororiental del área, donde forma mesetas. El nombre se toma del Cerro Verde, una montaña localizada unos 4 km al noreste de San Miguel Marcos Pérez. Esta montaña tiene una altura de más de 3 200 m y es el pico más alto de la región. La Sección-Tipo se muestra como Sección-Medida 6 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

En una contribución preliminar (Ferrusquía-V., 1970: 110), se designó esta misma secuencia como Complejo Piroepiclástico Cerro Verde. La sustitución de este nombre por el de Toba Cerro Verde, se justifica por la simplificación nomenclatural y la correspondencia satisfactoria del nuevo término y la roca designada.

Litología. La litología de la Toba Cerro Verde es menos variada que la litología de la Toba Llano de Lobos, pero su grado de endurecimiento es mayor. Petrográficamente la roca es una toba andesítica soldada, con estructura vitroclástica característica (Lám. 6, Fig. E). Los tipos texturales lítico, lítico-cristalino y lítico-vítrico están presentes. Las proporciones relativas de los piroclastos (líticos, cristales y esquirlas de vidrio), varían con la textura. La composición es andesítica.

La fracción lítica está constituida por piroclastos de hialo-andesita y pómez, los primeros son más abundantes que los segundos, en una proporción de 2 a 1 aproximadamente. Los piroclastos de andesita miden de 100 a 200 de diámetro, tienen una cantidad considerable de vidrio y un alto porcentaje de clinopiroxenas. Los piroclastos de pómez están devitrificados, y aparecen moldeados al contorno de los fenocristales adyacentes; esto es una evidencia de compactación y soldamiento (Ross y Smith, 1960: 33).

La fracción cristalina está integrada por fenocristales y cristales comunes. Se reconocieron los siguientes minerales, en las proporciones que se indican: plagioclasa, 55 a 70% (aproximadamente un quinto de ellos son fenocristales); feldespatos alcalinos (ortoclasa?), 10 a 15%; biotita en fenocristales, 6 a 8%; cuarzo beta, 6 a 8%; clinopiroxena (pigeonita?), 6 a 8%; fenocristales de magnetita, 1 a 2%; goethita y limonita aproximadamente 1%.

La fracción vítrica está constituida por esquirlas de vidrio en forma de Y, de tamaño moderado mediano a bastante grande (casi de 1.0 mm de largo), frescas en su mayor parte y aplanadas; esto indica compactación y soldamiento (Ross y Smith, *loc. cit.*).

La metástasis consiste de ceniza y polvo volcánico devitrificado, cuyo índice de refracción es ligeramente mayor que el del Bálsamo de Canadá.

Estructura. La Toba Cerro Verde es horizontal.

Relaciones estratigráficas. Esta formación parece sobreyacer concordantemente a la Toba Llano de Lobos en el área Pie del Gigante y en la falda norte del Cerro Verde (Lám. 14), mientras que en la parte sur de esta montaña, la Toba Cerro Verde sobreyace directamente a la Formación Yanhuatlán. También, la Toba Cerro Verde aquí está sobreyacida discordantemente por derrames volcánicos de la Andesita Yucudaac., mientras que en el área Pie del Gigante, está descubierta. Resulta incierto determinar si la ausencia de la Toba Cerro Verde en el área al sur del Cerro Verde, sea debida a erosión o a no deposición.

Alternativamente, un estudio detallado de las Tobas Llano de Lobos y Cerro Verde, con la consiguiente subdivisión en miembros formales de la primera, tal vez determine la inclusión de la Toba Cerro Verde como uno de esos miembros.

Paleontología. No se encontraron fósiles en esta formación.

Edad. La posición estratigráfica de la Toba Cerro Verde es muy sugestiva de una edad terciaria media; sin embargo, la falta de fósiles y de fechas radiométricas impide ser positivo en esta asignación.

Correlación. Es muy probablemente similar a la de la Toba Llano de Lobos. La posición estratigráfica de la Toba Cerro Verde, la hace más joven que la Llano de Lobos. En estas condiciones, resulta probable que la Toba Cerro Verde, sea correlativa a la Formación Tepoztlán, supuestamente más joven que la Rioluta Tilzapotla (Fries, 1960: 111; 1966) o a la Formación ("Grupo") Buenavista, que sobreyace discordantemente (discordancia erosional, Fries, 1960: 114) a la Rioluta Tilzapotla. Sin embargo, la falta de criterios objetivos, deja estas alternativas como posibilidades hipotéticas.

Andesita Yucudaac (nombre nuevo)

Esta formación y la Andesita San Marcos (nombre nuevo, este estudio), incluyen a los derrames lávicos que afloran en el área; su composición es intermedia a básica; sobreyacen a las otras unidades terciarias o se interdigitan con la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio). Estos derrames ocupan la parte superior de la Zona Montañosa Volcánica. La Andesita Yucudaac se describe a continuación.

Definición. Este nombre se propone para designar la secuencia de derrames lávicos de andesita de clinopiroxena, de color gris oscuro a negro, microporfírica, traquítica, que sobreyace discordantemente a las Tobas Llano de Lobos y Cerro Verde o a la Formación Yanhuatlán. Esta unidad forma montañas aisladas con relieve alto de flancos muy escarpados. Esta formación constituye la parte alta de la Zona Montañosa Volcánica. El espesor total estimado es de 500 m, aunque fuera del área el espesor es muy próximo a los 1000 m. Particularmente entre Huajuapán y Tamazulapán. El nombre de la formación está tomado del Cerro Yucudaac, en la porción sureste del área, donde se encuentra la Torre de Microondas Yucudaac. La Sección-Tipo se muestra como Sección-Medida 8 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

Litología. La litología es bastante uniforme. Las muestras frescas tienen color gris claro, obscuro o negro, con una ligera tonalidad pálida verdusca. Las muestras intemperizadas tienen un color claro rojizo. En algunas, el color rojizo no está uniformemente distribuido, sino forma una especie de retículo abierto. La mayor parte de las muestras son afaníticas. La Andesita Yucudaac es una secuencia de varios derrames lávicos; se observan hasta seis de ellos en el afloramiento sobre el km 8 de la Carretera Panamericana. El espesor de cada derrame oscila entre 30 y 100 m aproximadamente.

La petrografía de la Andesita Yucudaac se resume en las tablas 8, 9A, 9B, 9C y 10. La tabla 8 muestra las texturas; las tablas 9A, B y C, muestran la clasificación mineralógica y los minerales máficos esenciales; la tabla 10 muestra los análisis químicos y la clasificación normativa respectiva.

Textualmente, la mayor parte de las muestras son merocrystalinas y microporfíricas (cf., tabla 8 y Lám. 10). Los fenocristales más comunes son plagioclasa zonada, oxihornblenda, iddingsita y clinopiroxena. Aproximadamente el 10% de las muestras son piroclásticas. La histografía ("fabrics") es variada. El 21% de las muestras tiene textura hialopilitica, y el 40% muestra una textura traquítica bien definida. Aproximadamente el 13% de las muestras tienen una textura traquítico-lenticular (Lám. 10, Fig. B). Esta textura es una variedad de la textura traquítica, en la cual la orientación preferencial de los cristales alargados no es la misma en toda la roca, sino que varía en distancias muy cortas, formando lentes de dirección y orientación preferencial única. Consecuentemente, la dirección y orientación preferencial es diferente en lentes adyacentes. Los lentes miden comúnmente 0.5 y 1.0 cm de largo por la mitad de ancho. El término *eutaxítico*, aplicable a texturas parecidas en ignimbritas (American Geol. Inst., Glossary, 1966: 101), no es apropiado para describir esta textura y no se usó para evitar confusiones.

Tabla 8. Textura de muestras de la Andesita Yucudaac.

Histografía Cristalinidad	Intergra- nular	Hialopi- lítica	Al-el- pada	Traquí- tica	Traquítico- lenticular	Traquí- toide	Piroclás- tica	Total
Merocristalina porfirítica	0	0	0	0	0	1 (A)	0	1
Merocristalina microporfirítica	3 (B)*	13 (C)	0	14 (D)	6 (E)	4 (F)	0	40
Holocristalina porfirítica	0	0	2 (G)	0	0	0	0	2
Holocristalina microporfirítica	2 (H)	1 (I)	0	7 (J)	3 (K)	0	0	13
Holocristalina equigranular	0	0	0	4 (L)	0	0	0	4
Piroclásica	0	0	0	0	0	0	7 (M)	7
Total	5	14	2	25	9	5	7	67

* Las literales en paréntesis relacionan las muestras a la Tabla 9A.

La composición mineralógica de la Andesita Yucudaac es intermedia (cf., tablas 9A y B). El 60% de las muestras, aproximadamente, tienen 12.5 o más de vidrio o de material ópticamente indeterminable en la metástasis. Este porcentaje determina que la clasificación de estas muestras, en base a los minerales cristalizados reconocibles sea incierta. Para denotar esto, se usó prefijo hialo en el sentido de Rittmann (1962: 102). La presencia de vidrio, desde

Tabla 9A. Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita Yucudaac.

Variedad	Muestra	Total
1. Hialoandesita clara de augita	1A*	1
2. Andesita clara de oxihornblenda y clinopiroxena	1C, 1D	2
3. Andesita clara de augita e hiperstena	1D	1
4. Andesita clara de augita	1D, 1J	2
5. Andesita clara de augita y olivino	1D	1
6. Andesita clara de clinopiroxena (pigeonita?)	1E	1
7. Andesita clara de pigeonita	1E	1
8. Hialoandesita clara de clinopiroxena	2B, 6C, 9D, 4E, 4F, 4M.	29
9. Hialoandesita clara de clinopiroxena y olivino	1M	1
10. Hialolatita-andesita de clinopiroxena	1B, 1M	2
11. Hialoandesita clara de clinopiroxena (augita?)	2C	2
12. Hialoandesita de clinopiroxena	2C, 1M	3
13. Hialoandesita clara de oxihornblenda	2C	2
14. Hialoandesita clara de enstatita y clinopiroxena	1D	1
15. Andesita de oxihornblenda y clinopiroxena	2G	2
16. Basalto de olivino y andesina	1H	1
17. Andesita de clinopiroxena	1I, 1L	1
18. Andesita clara (de hornblenda?)	1J	1
19. Andesita clara (de oxihornblenda?)	1J	1
20. Andesita clara de clinopiroxena (augita?)	1J	1
21. Andesita clara de clinopiroxena	1J, 1K, 1H, 2L.	5
22. Andesita clara de olivino, hiperstena y clinopiroxena	1J	1
23. Andesita de clinopiroxena (augita?)	1J, 1L	2
24. Andesita clara de clinopiroxena y olivino	1K	1
25. Andesita de olivino y enstatita	1K	1
total de muestras estudiadas		67

* La literal simboliza la textura, tal como se indicó en la Tabla 8.

luego, indica enfriamiento rápido. El alto contenido de vidrio explica también, la diferencia entre las determinaciones petrográfico-ópticas y químico-normativas, obtenidas para las muestras de la Andesita Yucudaac.

La gran mayoría de las muestras son andesitas (cf., tablas 9A y B), en el sentido de Streckeisen (1965). Para proporcionar mayor información en el nombre de la roca, se modificó el término andesita, mediante la introducción adjetivos en el sentido de Rittman (1952). Mediante esta práctica, el número de variedades litológicas se redujo a cuatro (cf., Lám. 10): Latita andesita, andesita clara, andesita y basalto. Únicamente el basalto tiene más del 40% de minerales máficos. La muestra de basalto (FV69788, Lám. 10, Fig. C), se tomó de un afloramiento pequeña al norte de Teotongo. Es holocristalina microporfirítica, con una metástasis finamente cristalina; la histografía es intergranular (Lám. 10, Fig. C). Los fenocristales constituyen del 30 al 35% del total de la roca; el olivino es el fenocristal más abundante.

Tabla 9B. Resumen de la Tabla 9A.

Variedad Principal Tipo	Latita-andesita	Andesita clara	Andesita	Basalto	Total
Hialo-	2	36	3	0	41
Normal*	0	17	8	1	26
Total	2	53	11	1	67

* El material vítreo constituye menos del 12% de la metástasis.

Los fenocristales son euhedrales a subhedrales, miden de 200 a 700u y muestran alteración a serpentina (antigorita?) a lo largo de las fracturas. El resto de los fenocristales son plagioclase (andesina). La metástasis consiste de aproximadamente 23% de cristales de olivino, de 30 a 75µ de diámetro, que forman agrupamientos arracimados, y un 63% de cristales grandes de andesina, de 50 a 60u de largo y de 10u de ancho, con un ángulo de extinción de 15 a 20°. La gemelación es de tipos Carlsbad y albita. 10% es clinopiroxena (pigeonita?), subhedral, aproximadamente de 30 a 35µ de diámetro. La magnetita e ilmenita constituyen del 2 al 4% de las rocas.

Las dos muestras de latita-andesita tienen una gran cantidad de vidrio, muestran una textura microporfirítica-hialopilitica, y consisten de cristales

Tabla 9C. Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita Yucudaac, arreglados de acuerdo con las Tablas 9A y B.

Máficos Dominantes Variedad	Cpx**	Cpx- Olv	Cpx- Hlp	Cpx- ?Hb	Oxylhb- Cpx*	Olv-Hyp- Cpx	Olv- Enst	Olv- Cpx	Enst- Cpx	Total
Hialolaita-andesita	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2
Hialoandesita clara	32	1	0	0	2	0	0	0	1	36
Andesita clara normal	9	2	1	1	3	1	0	0	0	17
Hialoandesita	3	0	0	0	0	0	0	0	0	3
Andesita normal	4	0	0	0	2	0	1	1	0	8
Basalto normal	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1
Total	50	3	1	1	7	1	1	2	1	67

* Cpx presente en cantidades subordinadas.

** Las abreviaturas usadas en las Tablas 9C, 12C y 18C son las siguientes:

Aug, augita; Cpx, clinopiroxena; Enst, enstatita; Hb, hornblenda; Hlp, hiperstena; Olv, olivino; Oxylhb, oxihornblenda y Pig, pigeonita.

("laths") y microlitos de plagioclasa, clinopiroxena, feldespato alcalino y magnetita, distribuidos en una metástasis vítrea (Lám. 10, Fig. D).

La mayor parte de la unidad es una andesita clara Lám. 10, Fig. A). La diferencia entre la andesita clara y la andesita es el Índice de Color (*cf.* Streckeisen, 1965), el cual es menor de 20 en la variedad clara y mayor de 20 en la otra. La Tabla 9C muestra los minerales máficos esenciales. Clinopiroxena es con mucho el máfico esencial en un 75% de las muestras. Las clinopiroxenas son principalmente augita y pigeonita, pero los cristales eran muy pequeños para hacer una distinción precisa. Aproximadamente el 10% de las muestras tienen oxihornblenda sola o con cantidades subordinadas de clinopiroxena, como minerales máficos esenciales. Aproximadamente el 7% tienen clinopiroxenas y olivino como minerales máficos esenciales.

La composición y descripción de una muestra-promedio es como sigue: plagioclasa, 75%; feldespatos alcalinos y cuarzo, 5%; minerales máficos esenciales, 15%; minerales máficos accesorios, 5%; minerales de hierro, 3%; matriz o metástasis, 10%.

La cantidad de plagioclasa varía del 60 al 90%. Aproximadamente una décima parte está constituida por fenocristales zonados, que miden de 0.2 a 1.0 mm. Los núcleos muestran un ángulo de extinción mucho mayor (40 a 50°) que los bordes (15 a 25°) por tanto, los núcleos son más cálcicos y tienen una composición de bitownita, mientras que los bordes son más sódicos y tienen una composición de oligoclasa. El resto de la plagioclasa está en forma de cristales ("laths") subhedrales de 100 a 200 de largo por 20 a 30 de ancho, y microlitos de 30 a 35 de largo y 10 de ancho. Desde luego que hay toda una graduación de tamaños. Se observan tanto la gemelación Carlsbad como la de albita. El ángulo de extinción varía de 18 a 35°, siendo más frecuente el de 25°; por tanto, la composición promedio de la plagioclasa es la de andesina. Los cristales más grandes tienden a ser más cálcicos. La mayor parte de la plagioclasa es fresca, pero algunos cristales pueden estar alterados y como alterados por sericita.

El feldespato alcalino es escaso, varía del 1 al 5%. Es anhedral, pequeño, difícil de ver. El cuarzo es aún más escaso; solamente unas cuantas muestras tienen lo que parecen ser fenocristales de metacuarcita, de 1.0 mm de diámetro aproximadamente, y representan xenocristales; están marcados por coronas de reacción de piroxena y cristales de plagioclasa orientados tangencialmente.

Los minerales máficos esenciales varían de un 5 a 35%. Algunos están en forma de fenocristales, alrededor de los cuales se han desarrollado coronas de reacción de clinopiroxena, plagioclasa y magnetita. La mayoría, son cris-

Tabla 10. Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita Yuculaac.

Muestra	FV69- 173*	FV69- 182**	FV69- 200*	FV69- 321*	FV69- 363*	FV69- 410*	FV69- 714*	FV69- 1031*	FV69- 788*
SiO ₂	58.15	53.00	63.24	67.40	66.28	56.88	57.11	52.29	45.86
TiO ₂	0.85	1.25	0.69	0.71	0.58	1.21	1.17	1.36	1.70
Al ₂ O ₃	15.49	13.50	13.68	13.74	16.04	15.04	15.12	13.89	11.41
Fe ₂ O ₃	5.19	8.01	1.01	3.80	1.46	4.93	7.20	6.22	6.19
FeO	1.49	3.60	0.00	0.15	1.32	3.74	1.80	3.89	7.20
MnO	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.05	0.05	0.05	0.09
MgO	2.51	4.71	0.31	0.83	1.19	3.26	2.64	5.28	10.56
CaO	6.55	7.19	4.50	3.39	3.61	6.86	6.55	8.05	10.27
Na ₂ O	4.40	4.18	4.50	4.85	4.50	4.40	4.30	4.20	3.25
K ₂ O	1.80	1.68	2.55	2.60	2.40	1.80	1.85	1.40	1.70
P ₂ O ₅	0.32	0.22	0.19	0.18	0.25	0.34	0.28	0.29	0.58
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.39	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	2.65	0.20	4.05	1.84	1.75	1.32	1.98	2.40	1.48
H ₂ O-	0.60	2.14	0.45	0.32	0.28	0.42	0.11	0.55	0.11
Suma	100.42%	99.94%	100.58%	99.82%	99.68%	100.27%	100.16%	99.87%	100.40%

(Continúa en la pág. siguiente)

(Continúa Tabla 10)

Muestra	FV 69-173	FV 69-182	FV 69-200	FV 69-321	FV 69-363	FV 69-410	FV 69-714	FV 69-1031	FV 69-788
SiO ₂	58.15	53.00	63.24	67.40	66.28	56.88	57.11	53.00	45.96
Al	13.94	12.15	12.22	12.36	14.43	13.53	13.60	12.15	10.26
Alk	8.40	7.95	9.30	9.87	9.15	8.40	8.30	7.95	6.57
CaO	6.55	7.19	4.50	3.39	3.61	6.88	6.55	7.19	10.27
FM	16.90	21.39	1.65	7.25	5.31	15.62	14.51	21.39	24.76
k	0.21	0.21	0.27	0.26	0.26	0.21	0.22	0.17	0.25
an	0.247	0.208	0.135	0.112	0.223	0.238	0.242	0.208	0.219
ca	3.23	4.67	2.75	1.90	0.45	3.75	3.37	4.67	8.06
	Dacita	Traquib- salto de Andesita o Traquib- salto de Oli- vino-andesita	Rioda- cita	Rioda- cita	Rioda- cita	Traquian- desita de Olivino.	Traquian- desita	Basalto de Ande- sina	Basalto de Olivino- Andesita. Basalto de Andesita

* Analista: Quím. Irma Aguilera O.

** Analista: Quím. Graciela Velázquez.

tales pequeños, 35 a 50 micras de diámetro, subhedrales a anhedral y frescos. La clinopiroxena sola o con olivino u hornblenda?, es el principal mineral máfico. La oxihornblenda es el segundo mineral máfico más abundante. Generalmente muestra coronas de reacción de magnetita. Hiperstena y enstatita son menos frecuentes. Su presencia es muy significativa, debido a que junto con anfíbolos, son minerales intratélúricos de alta presión, los cuales debieron formarse antes de la erupción, y no aparecen en la metástasis (Rittmann, 1952: 78).

Los minerales máficos accesorios son: apatita, la cual es muy escasa y biotita, presente sólo en algunas muestras. Los pseudomorfos de iddingsita desarrollados a partir de olivino, son comunes y pueden constituir hasta del 4% de la roca. Son de color rojo brillante, miden de 200 a 400 micras de diámetro, tienen forma prismática y están rodeados por coronas de reacción muy características. La parte interna de la corona está constituida por cristales de clinopiroxena y magnetita, mientras que la parte externa está constituida por microlitos de plagioclasa, arreglados tangencialmente.

Los minerales de hierro son magnetita e ilmenita. En algunas muestras, la pirita es abundante y está distribuida homogéneamente en toda la roca.

La metástasis es de material criptocristalino y vidrio; tiene un índice de refracción similar al del Bálsamo de Canadá.

Las rocas piroclásticas tienen una composición similar de las andesitas claras. Textualmente son brechas y tobas lítico-lapílicas. Se interpreta que estas rocas piroclásticas se depositaron muy próximas a la chimenea volcánica ("volcanic vent").

Turner y Verhoogen (1960: 272-289), discuten la petrogénesis y significación geológicas de las andesitas. Ellos consideran (p. 272) que las andesitas son: "...un acompañante altamente característico de la orogenia, especialmente en sus estudios tardíos" (traducción del autor).

Estructura. Las lavas de la Andesita Yucudaac son principalmente de tipo aa; en los frentes de lava, este tipo es muy aparente. Las formas terrestres constituidas por las Andesitas Yucudaac y San Marcos (nombre nuevo, este estudio), corresponden en buena parte a estratovolcanes y en conjunto definen un campo de lava (cf. Green y Short, 1971: 482) de dimensiones modestas.

La Andesita Yucudaac está compuesta por una secuencia de derrames lávicos, como lo demuestra la existencia de brechas y tobas a diferentes niveles estratigráficos, la relación de interdigitación con la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio), la existencia de diversas variedades texturales y mineralógicas y el conjunto de las relaciones de campo.

La discriminación cartográfica de los derrames individuales estaba más allá del alcance del presente estudio.

Los derrames individuales tienen un espesor de 30 a 100 m en promedio. Están afectados por diaclasamiento columnar, sólo visible en algunos casos. Con más frecuencia, el diaclasamiento es aproximadamente paralelo a la superficie y resulta en la formación de lajas, comúnmente de 5 a 15 cm de grueso. Numerosos afloramientos sobre la Carretera Panamericana, entre Huajuapán y Tamazulapán, ilustran esto.

En algunos afloramientos sobre la vereda Marcos Pérez-Yucudaac, se observa bandeamiento, definido por diferencias en la tonalidad y megatextura de las superficies intemperizadas. La anchura de las bandas varía de 2 a 30 cm aproximadamente.

El estudio de las fotografías aéreas y del patrón de drenaje, sugiere que en conjunto, la Andesita Yucudaac parece estar afectada por un sistema de fracturas (y fallas?), cuyas direcciones preferenciales son, N60° E y N 60-70° W. (cf., Lám. 8 y Láms. 14 y 17). Los ángulos de convergencia son de 60 y 120° respectivamente. En el campo, aunque no se examinaron todas las fracturas interpretadas en las fotografías, se observaron algunas evidencias en apoyo de esta hipótesis; se requiere trabajo adicional para aceptarla o rechazarla definitivamente.

Relaciones estratigráficas. La Andesita Yucudaac sobreyace por discordancia erosional a la Toba Llano de Lobos (Lám. 4, Fig. A), La Toba Cerro Verde, o la Formación Yanhuatlán. Protege de la erosión grandes áreas de estas unidades y forma montañas con relieve de unos 1 000 m; únicamente la mitad superior o menos de estas montañas están constituidas por Andesita Yucudaac.

Las relaciones de campo y las fechas radiométricas obtenidas, denotan que la significación cronológica de la discordancia que separa esta unidad de las tobas debe ser muy pequeña. Además, en algunos casos, la discordancia está muy débilmente marcada o virtualmente no existe, sugiriendo continuidad en el proceso eruptivo.

En la porción suroccidental del área, un contacto de falla separa a la Andesita Yucudaac de la Andesita San Marcos (nombre nuevo, este estudio); esta última ocupa el bloque caído. Las relaciones estratigráficas entre la Andesita Yucudaac y la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio), son interdigitantes.

Edad. La edad precisa de la Andesita Yucudaac no se conoce. Se tomó una muestra (la FV69-182) del derrame más bajo del Cerro de Yucudaac, y

se le procesó para radiometría en el Instituto de Geología. El concentrado se envió al Department Geological Sciences, The University of Texas at Austin y al Laboratorio de la Mobil Research Corporation de Dallas, para la determinación de edad, por el método del K-Ar. Las edades resultantes son: 28.2 ± 0.6 y 29.6 ± 0.6 m. a. antes del presente (tabla 7). Esto fecha la muestra como del Oligoceno Tardío y, establece un límite mínimo para la edad de la Andesita Yucudaac. No se dispone de datos sobre la edad de los derrames superiores de esta formación.

La edad radiométrica obtenida para la muestra de Andesita Yucudaac, es ligeramente mayor que la obtenida para la muestra de Toba Llano de Lobos en Teotongo. Las relaciones estratigráficas en este afloramiento son las mismas, con la toba como la unidad infrayacente. Es claro entonces, que los derrames andesíticos de Teotongo, deben ser ligeramente más jóvenes que el derrame basal de Yucudaac; las relaciones estratigráficas de la similitud litológica entre ambos, indica que pertenecen a la misma secuencia.

Correlación. La correlación de la Andesita Yucudaac, con rocas de edad comparable en la parte centromeridional de México, está condicionado a la obtención de edades objetivas precisas para estas unidades (Lám. 13).

Algunos de los nombres aplicados a las rocas volcánicas de esta región son: el "Miembro Volcánico" de la Formación Huajuapán (Erben, 1956b) y Rocas Volcánicas Ácidas e Intermedias (Ruiz-Castellanos, 1970a: 64) en la Mixteca Oaxaqueña; Formación Tepoztlán, Formación ("Grupo") Buenavista, Grupo Indiferenciado, Andesita Zempoala y Formación Coayuca (Fries, 1960, 1966) en el Estado de Morelos y áreas adyacentes; Serie (*sic*) Volcánica Characharando (Pantoja-Alor, 1959: 25) en Michoacán suroriental; Grupo Pachuca (Segerstrom, 1962) en Hidalgo y México; Rocas Volcánicas Las Espinas (Simons y Mapes, 1956; Bodenlos, 1956) en partes de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí.

Estas rocas, habitualmente se han asignado al Terciario Medio o Temprano-Tardío y correlacionado en consecuencia. Su edad no se ha establecido objetivamente, sino que se ha inferido de su posición estratigráfica, semejanza litológica o aún de su correlación.

Se ha discutido en relación con el Conglomerado Tamazulapán, la futilidad de intentar correlación estratigráfica en estas condiciones y, por tanto, en este estudio no se establece formalmente la correlación de la Andesita Yucudaac.

Andesita San Marcos (nombre nuevo)

Definición. Este término se propone para designar a la secuencia de derrames lávicos de andesita de oxihornblenda, microporfirítica o porfirítica de color gris claro a oscuro, que sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuatlán y parcialmente se interdigita con la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio). Esta formación constituye la parte alta de la Zona Volcánica Montañosa en el suroeste en el área cartografiada. El espesor total estimado es de 150 a 200 m. El nombre se toma de la población San Marcos Monte de León, que es la más próxima al área más extensa de afloramiento de esta unidad. La Sección-Tipo se muestra como Sección-Media 9 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

Litología. La litología muestra una uniformidad característica y una mayor homogeneidad que la Andesita Yucudaac. La Andesita San Marcos está formada por un menor número de derrames que la Yucudaac. La mayor parte de las muestras frescas tienen un color gris claro a oscuro. Las muestras intemperizadas tienen un color gris claro a rojizo.

La información petrográfica concerniente a esta unidad se resume de las Tablas 11, 12A, 12B, 12C y 13. La Tabla 11 muestra las texturas, las Tablas 12A, B y C muestran la clasificación mineralógica y los minerales máficos esenciales y la Tabla 1 muestra los análisis químicos y las clasificaciones normativas.

Texturalmente la mayor parte de las muestras de roca son porfiríticas a microporfiríticas (Lám. 11, Figs. A y B). Los fenocristales son agujas prismáticas de oxihornblenda, o cristales cortos de plagioclasa zonada, cuyo tamaño varía de microscópico hasta de 10 mm de largo. Estos cristales están dispuestos en una metástasis afanítica, generalmente hialopilitica que varía a traquitoide o intergranular.

Mineralógicamente la roca tiene una composición intermedia y es una hialo-andesita clara de oxihornblenda (Tablas 12A, B y C). Aunque su clasificación normativa es más bien la de una dacita (Tabla 13). Se prefiere el término andesita sobre el de dacita, porque el primero describe minerales observables y no hipotéticos. El alto contenido de vidrio, explica adecuadamente la diferencia entre las determinaciones obtenidas por ambos métodos.

La Tabla 12C muestra los minerales máficos esenciales; la mayor parte de las muestras tienen oxihornblenda sola o con cantidades subordinadas clinopiroxena. Solamente en una muestra se encontró que la cantidad de clinopiroxena era mayor que la de oxihornblenda.

Tabla 11. Textura de muestras de la Andesita San Marcos.

Histografía Cristalinidad	Hialopilitica	Intergranular	Traquitoide	Total
Meroocristalina porfirítica	3 (A)*	0	1 (B)	4
Meroocristalina microporfirítica	3 (C)	0	0	3
Holocristalina porfirítica	0	1 (D)	1 (E)	2
Holocristalina microporfirítica	0	1 (F)	0	1
Total	6	2	2	10

* Las literales en paréntesis relacionan estas muestras con la Tabla 12A.

La descripción de una muestra promedio es como sigue: plagioclasa, 65%; feldespato alcalino, 4%; minerales máficos esenciales, 15%; minerales máficos accesorios, 1%; minerales de hierro, 1%; y metástasis 15%.

La plagioclasa constituye la mayor parte de la roca, su porcentaje varía del 60 al 75%. Su tamaño tiene distribución bimodal. Aproximadamente de uno a dos tercios de plagioclasa se encuentra en forma de fenocristales (Lám. 11, Fig. A), cuyo diámetro es de 0.2 a 1.0 mm de diámetro, prismáticos, zonados, con los núcleos más cálcicos que los bordes. El resto de la plagioclasa está en forma de microlitos de 30 a 100u de largo. Algunos de los microlitos tienen sección cuadrada o rectangular, semejando tabiques (Lám. 11, Fig. A), pero otros, la mayoría, son fuertemente anisodiamétricos. Se observan maclas tipo Carlsbad y albita. El ángulo de extinción de las plagioclasas varía entre 15 y 25°; su composición promedio corresponde a oligoclasa-andesina. En la muestra FV69-1018, se observan cristales de plagioclasa con los extremos hendidos; la hendedura está ocupada por metástasis; se ignora la significación y génesis de este hecho. La mayor parte de los cristales de plagioclasa están frescos y muestran inclusiones de vidrio moreno alterado.

El feldespato alcalino es escaso, varía del 1 al 5%. Se encuentra en forma de cristales pequeños anhedrales en la metástasis o entre los microlitos de plagioclasa. No se observó cuarzo en ninguna de las muestras.

Los minerales máficos esenciales (Tabla 12C), constituyen del 10 al 25%, pero generalmente sólo son el 15%. Oxihornblenda, hornblenda y clinopiroxenas son los minerales máficos más abundantes. La oxihornblenda es el principal mineral máfico y constituye del 8 al 20% de la roca, pero su promedio es del 10 al 12%. La mayor parte de oxihornblenda (unos 8/10), está en

Tabla 12A. Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita San Marcos.

Variedad	Muestra	Total
1. Hialoandesita clara de oxihornblenda	3A, 1B, 1C*	5
2. Andesita clara de oxihornblenda	1D	1
3. Andesita de oxihornblenda	1F	1
4. Hialoandesita clara de oxihornblenda y clinopiroxena	1C	1
5. Andesita clara de oxihornblenda y clinopiroxena	1E	1
6. Hialoandesita clara de clinopiroxena y oxihornblenda	1C	1
Total de muestras		10

*La literal simboliza la textura, tal como se indicó en la Tabla 11.

Tabla 12B. Resumen de la Tabla 12A.

Variedad Principal Tipo	Andesita Clara	Andesita	Total
Hialo	7	0	7
Normal*	2	1	3
Total	9	1	10

* El material vítreo constituye menos del 12% de la metástasis.

Tabla 12C. Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita San Marcos, arreglados de acuerdo con las Tablas 12A y 12B.

Máficos Dominantes Variedad	Oxihb*	Oxihb-Cpx	Cpx-Oxihb	Total
Hialoandesita clara	5	1	1	7
Andesita clara	1	1	0	2
Andesita	1	0	0	1
Total	7	2	1	10

* Para el significado de las abreviaturas, ver Tabla 9C.

Tabla 13. Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita San Marcos.

Muestra	FV69-177D	FV69-309	FV69-547	FV69-761	FV69-1018
SiO ₂	63.09	68.09	58.83	61.90	60.09
TiO ₂	0.65	0.57	0.76	0.59	0.93
Al ₂ O ₃	15.91	15.30	15.59	15.66	16.49
Fe ₂ O ₃	3.63	3.47	5.18	5.26	4.04
FeO	0.54	0.00	0.96	0.44	1.48
MnO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
MgO	0.97	0.75	2.42	0.88	1.67
CaO	4.44	3.50	6.05	4.88	5.83
Na ₂ O	4.60	4.70	3.85	4.50	4.40
K ₂ O	1.65	2.80	2.40	1.65	1.65
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.10	0.20	0.22
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	2.55	0.60	3.03	3.23	2.59
H ₂ O-	1.88	0.13	1.15	1.14	0.60
Suma	100.09%	100.14%	100.33%	100.33%	100.02%

Muestra	FV69-177D	FV69-309	FV69-547	FV69-761	FV69-1018
SiO ₂	63.09	68.09	58.83	61.90	60.09
Al	14.31	13.77	14.03	14.09	15.0
Alk	8.55	9.85	8.17	8.40	8.25
CaO	4.44	3.50	6.05	4.88	5.83
FM	6.16	4.99	15.94	7.50	8.04
k	0.19	0.28	0.29	0.19	0.2
an	0.251	0.165	0.263	0.253	0.29
ca"	0.99	1.15	2.54	1.47	0.88
	Dacita clara	Riodacita	Riodacita oscura	Dacita	Dacita

Analista: Ing. Quím. Alberto Obregón P.

forma de fenocristales (Lám. 11, Fig. B) de 0.1 a 1.5 mm de largo envueltos en una corona de reacción de magnetita. La muestra FV69-547, también tiene hornblenda normal como máfico esencial. Este mineral está en forma de cristales prismáticos subhedrales, de aproximadamente de 100 a 200 micras de largo, muestran clivaje bueno e intercrecimientos de hornblenda-clinopiroxena. La presencia de oxihornblenda es significativa, debido a que constituye un mineral intratélúrico (Rittmann, 1952: 78).

Los otros minerales máficos esenciales son las clinopiroxenas (pigeonita y cantidades subordinadas de augita). La clinopiroxena constituye comúnmente el 5% de la roca y se presenta como cristales pequeños de 35 a 50 micras de diámetros, distribuidos uniformemente entre las microlitas de plagioclasa. También se presenta en forma de microfenocristales de 100 a 200 micras de diámetro aproximadamente.

El principal mineral accesorio es apatita, aunque también se encuentran trazas de biotita y otros minerales. El principal mineral de hierro es magnetita. La metástasis forma del 10 al 50% de la roca. Está constituida por material criptocristalino y vidrio, tiene un índice de refracción ligeramente mayor que el del Bálsamo de Canadá.

La petrogénesis de esta formación es probablemente similar a la Andesita Yucudaac. El alto contenido de vidrio indica una velocidad rápida de cristalización, probablemente causada por una rápida erupción del derrame. La presencia de fenocristales de anfíbolos, indica que éstos se formaron en condiciones pre-eruptivas (Rittmann, 1952: 78).

Estructura. La Andesita San Marcos tiene una posición estructural horizontal. Está afectada por diaclasamiento moderado.

Relaciones estratigráficas. La Andesita San Marcos tiene una área de afloramiento mucho menor que la Andesita Yucudaac. La Andesita San Marcos aflora en la porción suroccidental del área, donde constituye la unidad más alta de la secuencia. La base de la Andesita San Marcos se encontró en afloramientos aislados cerca del margen occidental de la Zona de las Montañas Centrales, al sur de San Andrés Lagunas. Allí sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuatlán. Está en contacto de falla con la Andesita Yucudaac, la Andesita San Marcos ocupa el bloque caído. Asimismo, esta unidad se interdigita parcialmente con la Formación Chilapa (nombre nuevo, este estudio). Esta última, sin embargo, sobreyace a la Andesita San Marcos en las áreas San Marcos Monte de León y Barrio Guadalupe.

Edad. La edad precisa de la Andesita San Marcos es desconocida. Las rela-

ciones estratigráficas de interdigitación con la Formación Chilapa, indican que es muy próxima en edad a la Andesita Yucudaac (también interdigitada parcialmente por la Formación Chilapa). La relación estratigráfica con la Andesita Yucudaac no es clara, aunque el hecho de que la Andesita San Marcos ocupe el bloque caído, sugiere que ésta sobreyace a la Andesita Yucudaac en algún tiempo y, por tanto, es más joven. En el área de San Antonino Monteverde, municipio de Tezoatlán, pude observar diques de litología parecida a La Andesita San Marcos intrusionando derrames de andesita tipo Yucudaac. Esto favorece la interpretación anotada arriba; sin embargo, la posibilidad de que ambas andesitas sean de la misma edad no puede eliminarse definitivamente aún. La diferencia mineralógica de estas dos unidades andesíticas no es muy grande, y bien puede ser el resultado de diferenciación magmática.

Correlación. Es aparente que esta unidad es correlativa con la Andesita Yucudaac. Se supone que su correlación con otras unidades es semejante, pero no se establece formalmente por la falta de información objetiva sobre la edad de la Andesita San Marcos, y porque sus relaciones estratigráficas son poco claras todavía.

Formación Chilapa (nombre nuevo)

Definición. Este nombre se propone para designar a una secuencia de calizas silicificadas, areniscas y limolitas, de color predominantemente crema, pero que varía a blanco, ocre, moreno, verde pálido y gris; de estratificación delgada a mediana (capas de 0.5 a 60 cm de espesor), pero ocasionalmente estratificada masivamente (capas de 3 a 4 m de espesor); el grado de endurecimiento varía de bajo a alto. Las calizas son de tipo lacustre y tienen una cantidad variable, pero generalmente alta de sílice. Las areniscas y lutitas son volcareníticas, y ocasionalmente presentan venillas de yeso y lentes de turba. La Formación Chilapa sobreyace discordantemente la parte baja de la Andesita Yucudaac (nombre nuevo, este estudio) y se interdigita con su parte alta y con la Andesita San Marcos (nombre nuevo, este estudio). La Formación Chilapa sobreyace discordantemente la Formación Yanhuatlán al sureste de Tamazulapan. Grava reciente, arena y limo sobreyacen discordantemente a la Formación Chilapa. El espesor total de esta formación es de 350 a 400 m. Esta formación ocupa la mayor parte de la Zona de la Depresión Chilapa. El nombre de la formación se tomó de Chilapa de Díaz, la principal población en esta zona. La Sección-Tipo se muestra como Sección-Medida 9 (Lám. 14) y se describe en el apéndice.

Litología. La Formación Chilapa se caracteriza por la presencia de carbonato de calcio (y magnesio), sílice y estratificación laminar delgada (Lám. 5, Fig. C; Lám. 7, Figs. C y D). La caliza silicificada es la variedad litológica que constituye la mayor parte de la formación. La Tabla 14 muestra el resultado de cinco análisis químicos en muestras de esta variedad. Su grado de endurecimiento varía directamente con el contenido de sílice.

Petrográficamente, la caliza silicificada posee una textura afanocristalina a finamente cristalina, estratificación bien marcada y está constituida por sílice y calcita, probablemente con algo de dolomita (Lám. 8 y Fig. 6).

La sílice se presenta como esférulas microcristalinas, ópalo, calcedonia y cuarzo de extinción ondulante. La primera variedad es la más abundante (Lám. 8, Figs. B y C). Las microfibras de cuarzo tienen un diámetro de 5 a 25μ (10 a 20μ en promedio). Estas cuarzofibras tienen extinción ondulante y su arreglo reviste varias modalidades. El empaquetamiento ("packing"), varía de muy laxo a muy apretado, produciendo en general una estructura de mosaico. Pueden estar distribuidos en capas, o formar cúmulos de 50 a 500 micras de diámetro (pero más comúnmente de 100 a 200), separados por una redícula floja de calcita afanocristalina a finamente cristalina. Finalmente, también pueden constituir una redícula que separa cúmulos de calcita.

El ópalo está uniformemente distribuido al través de la roca, aunque ocasionalmente forma concentraciones que rodean a los cúmulos de sílice o de calcita. La calcedonia también está presente, recubriendo cavidades o formando rosetas características en las zonas ricas en sílice. Cuarzo cristalino fino a mediano (de $50-80\mu$ y $200-350\mu$ de diámetro respectivamente), constituye la última variedad de sílice; tiene extinción ondulante, numerosas vacuolas y agujas de apatita, pero carece de inclusiones de calcita. Estas tres últimas variedades de sílice, también pueden formar paquetes apretados que se presentan como cúmulos en mosaicos o también pueden formar paquetes flojos que flotan como islillas en un medio de calcita. No todas las variedades de sílice mencionadas arriba están presentes en una muestra dada, generalmente, por lo menos la variedad esferulítica lo está.

Calcita y dolomita son los otros componentes principales (Lám. 8, Figs. A y D y Fig. 6). La calcita también se encuentra en diferentes variedades. La más común es una variedad de cristales esferulíticos de calcita afanocristalina a finamente cristalina, que se encuentran homogéneamente mezclados con las cuarzofibras. Una redícula de sílice de finura proporcional, separa los cúmulos (flojos o apretados) de calcita. Una segunda variedad consiste de intraclastos de calcita afanocristalina embebida en una matriz de

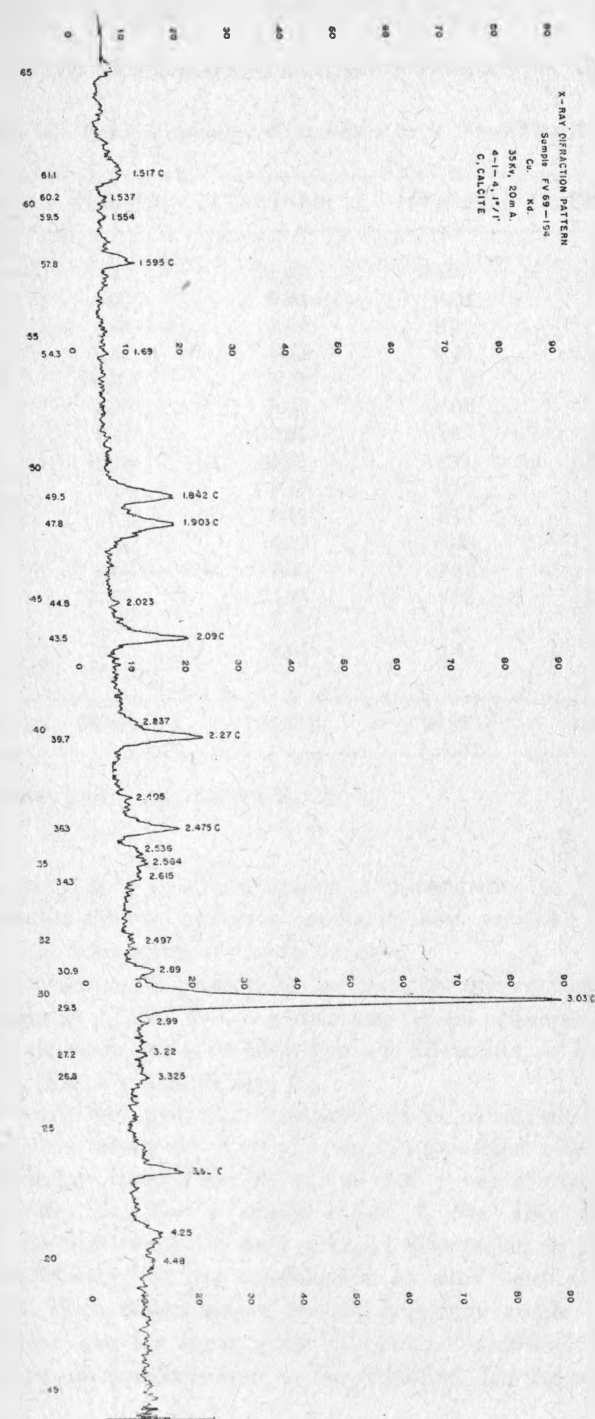


Fig. 6. Registro de difracción de Rayos X en la

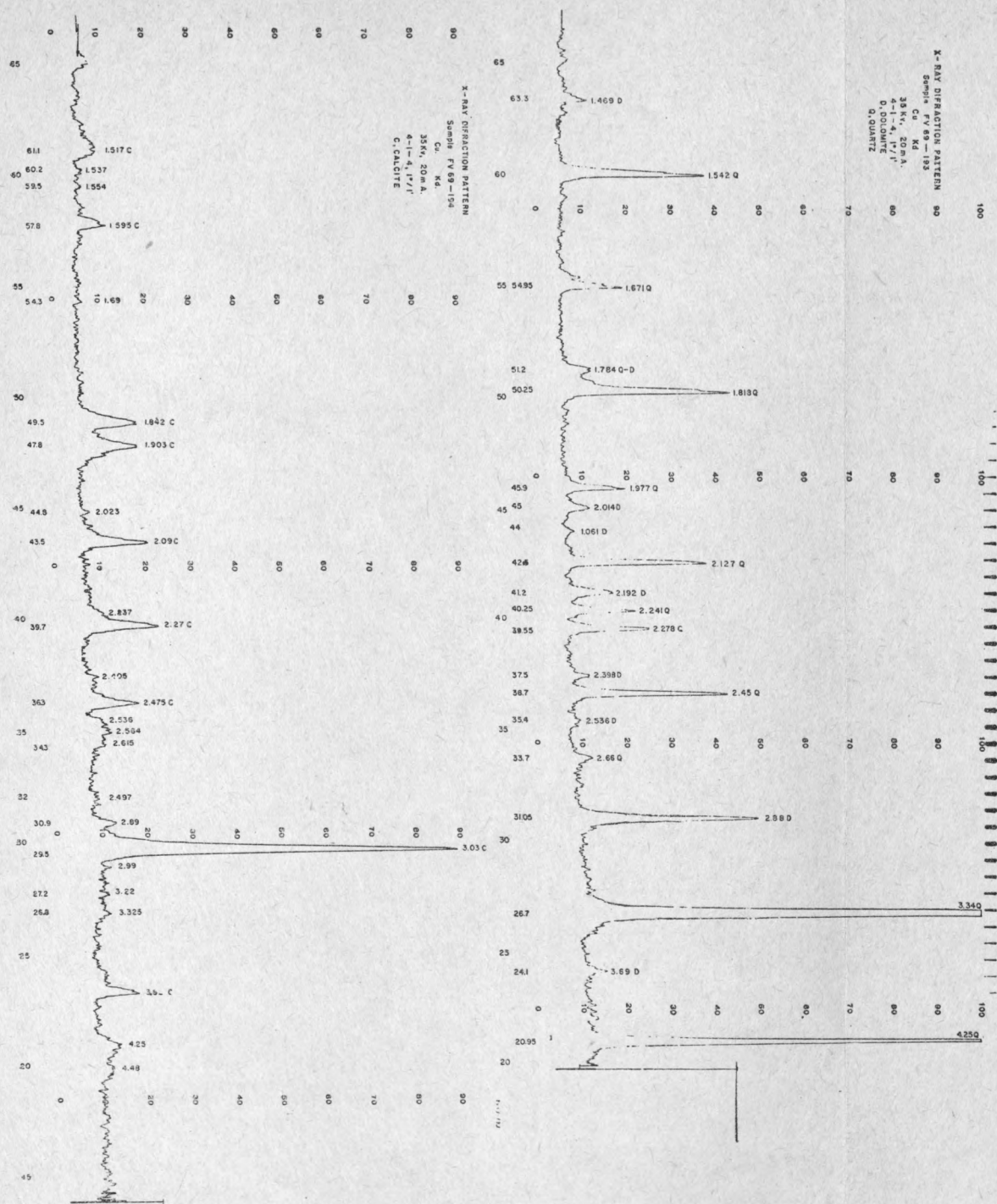


Tabla 14. Análisis químicos de muestras de la Formación Chilapa.

Muestra	FV69-193	FV69-194	FV69-201A	FV69-201B	FV69-369
SiO ₂	58.02	21.83	85.97	26.61	33.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.48	1.02	0.80	0.39	0.06
Fe ₂ O ₃	0.43	0.40	0.40	0.25	0.40
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06
MgO	8.58	10.65	1.85	15.40	0.48
CaO	12.10	30.25	4.11	22.42	35.85
Na ₂ O	0.23	0.10	0.10	0.10	0.05
K ₂ O	0.12	0.12	0.12	0.12	0.00
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.03	0.10	0.03
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85
Co ₂	17.66	25.23	4.80	29.17	27.81
H ₂ O+	1.02	6.32	1.22	4.53	0.90
H ₂ O-	0.17	4.07	0.41	0.47	0.11
Suma	99.85%	100.04%	99.85%	99.86%	100.15%

Analista: Quím. Irma Aguilera O.

calcita muy fina o microcristalina ("microspatita"). La tercer variedad es microspatita-espatita cristalina mediana. Esta variedad de calcita reemplaza los escasos fragmentos fósiles de la roca.

La dolomita está presente en las muestras que contienen un porcentaje alto de magnesio (Tabla 14). La dolomita no es ópticamente distinguible de la calcita, de modo que se le identificó por difracción de Rayos X en la muestra FV-194 (Fig. 6 y Lám. 8, Fig. C).

La estructura primaria dominante de la caliza silicificada es la estratificación. Ésta resulta de diferencias en la proporción relativa de sílice y calcita (originándose capas ricas en uno u otra y capas mezcladas, con cantidades equivalentes de sílice y calcita (Lám. 7, Fig. D); diferencias en tamaño de los cristales (variando de 4 a 12 μ); diferencias en porosidad y cavidades; diferencias en color; una combinación de estos factores. En general, las capas ricas en sílice tienen mayor tamaño cristalino, menos espacio poroso y son más claras que las capas ricas en calcita. Asimismo, la calcedonia es más común en las primeras que en las segundas. Las capas mezcladas frecuente-

mente aparecen oscuras a la luz polarizada (Lám. 8, Fig. A), debido a su alto contenido de ópalo.

El contacto entre dos capas adyacentes varía de gradacional a muy contrastado (Lám. 8, Fig. A); el primero es más común. La superficie del contacto varía de lisa a fuertemente ondulada. Se interpreta que esto indica: a) que hubo desecación de las capas antes de la siguiente inundación de la cuenca lacustre o, b) que es un fenómeno de compactación diferencial y hundimiento ("slumping"), que evidencia plasticidad de las capas antes del endurecimiento (cf. Lám. 5, Fig. D).

La estratificación varía de microestratificación (con capas de 0.2 a 0.3 mm) a estratificación masiva (capas más gruesas de 1.0 m) (Lám. 5, Fig. C; Lám. 7, Figs. C y D; Lám. 8, Fig. A).

El patrón de estratificación en la secuencia es el siguiente: una capa mezclada separa a una capa rica en sílice de una capa rica en calcita. Las capas tienen aproximadamente igual espesor. En ocasiones, las capas ricas en sílice consisten de una capa rica en ópalo (que aparece oscuro bajo los nicoles cruzados, Lám. 8, Fig. A), separada por dos capas delgadas de sílice esferulítico (con calcedonia o sin ella). El patrón de estratificación puede alterarse localmente por diferencias en el espesor de las capas involucradas o bien por omisión de una o dos de las variedades. En un arroyo pequeño al sur de la Planta Hidroeléctrica de Tamazulapan se observan capas masivas (de hasta 4 m de espesor) de pedernal, dentro de una secuencia de caliza silicificada. Estas, probablemente representan megacapas ricas en sílice. En cambio, en afloramientos a lo largo del camino Tamazulapan-Chilapa de Díaz, y en las cercanías de Cañadaltepec, se observan bancos de caliza de 1 a 4 m de espesor, la caliza es relativamente pobre en sílice, y probablemente representan megacapas ricas en calcita.

Los pocos fósiles encontrados proceden de capas ricas en calcita (Lám. 8, Fig. D), con la excepción de las huellas ? de raíces, encontradas en las capas ricas en sílice que afloran en la parte occidental de la Zona de Depresión Chilapa, cerca de San Marcos Monte de León.

Las demás variedades litológicas son mucho menos abundantes. Las areniscas tienen color ocre, moreno o verde pálido, estratificación delgada a mediana, y aparecen como interestratos dentro de la secuencia de caliza silicificada; constituyen aproximadamente del 5 al 10% de la secuencia. Son más abundantes en las márgenes de la Depresión Chilapa. Petrográficamente varían de conglomerado granular a arenisca gruesa, inmadura, cementada por calcita afanocrystalina o sílice, y su composición es de volcarenitas. Los granos

son de hialo-andesita, hornblenda y fenocristales de plagioclasa zonada en forma, suplementados por arcilla detrítica, clorita y limonita.

Los limos, lutitas y arcillas son similares en composición a las areniscas, pero tienen un mayor contenido de arcillas y clorita (el color verde es dominante en esta variedad). Existen también algunas capas bentoníticas; éstas muestran al microscopio la composición siguiente: montmorillonita, 65 a 70%; cristales de cuarzo, 5 a 8%; esquirlas de vidrio, 5 a 10%; pseudomorfos de esquirlas de vidrio constituidas por sílice criptocrystalina, 5 a 8%; sílice isotrópica (vidrio u ópalo?) que constituyen la matriz, 20%. La textura es piroclástica.

También se encuentra en las márgenes de la Zona de la Depresión Chilapa, algunos lentes de turba (Lám. 9, Fig. A). Uno de éstos se localiza a unos 2 km al sur de Chilapa de Díaz, sobre la vereda Chilapa-Yolomecatl. No se encontró una sola muestra portadora de polen.

A lo largo de la vereda Cañadaltepec-Chilapa de Díaz, se encuentran varias capas delgadas (2 a 10 cm grueso) de yeso, interestratificadas con las areniscas y limolitas. Material de apariencia de arena y limo procedente de esta área, resultó ser bajo examen microscópico, restos de tobas vítricas dacíticas fuertemente alteradas.

El ambiente de depósito más probable para la Formación Chilapa es el de un lago. La arenisca y la limolita representan depósitos de ribera y, los lentes de turba, probablemente representan pequeños pantanos. El espesor considerable de la Formación Chilapa probablemente es el resultado de hundimiento simultáneo a la deposición. Alternativamente, el volcanismo andesítico penecontemporáneo asociado con el desarrollo del lago habría ocasionado la superposición sucesiva (e interdigitación) de derrames bordeando el lago, elevando su nivel, a medida que quedaba azolvado por depósitos propios y alóctonos. Probablemente, una combinación de estas alternativas permita resolver el problema.

El origen de la sílice no es bien conocido. Baker (1958) señala que, en el Lago Magadi de Kenya se está depositando pedernal y caliche ("kunkar-limestone"). El Lago Magadi se encuentra en el "rift valley", del África Oriental, en un área de volcanismo activo. Baker sugiere que la sílice en los depósitos de Magadi, es el resultado de la solución de rocas volcánicas adyacentes, por la actividad de manantiales termales. Su descripción de las Capas Lacustres Olergeilie, y de la Serie de Pedernal, recuerdan bastante las descripciones de la caliza silicificada de la Formación Chilapa; sin embargo, en esta última no se observaron evidencias de actividad hidrotermal.

El estudio de las láminas delgadas, correspondientes a las muestras FV69-9, 221, 225, 286, 286A, 289, —318, —321 y 324, proporcionó claves para entender la génesis de la sílice. La muestra 221 procede de un afloramiento de pedernal blanco estratificado, localizado 2.5 km al sureste de Tamazulapan. La roca consiste de esquirlas pequeñas de vidrio de 4 a 10 μ de tamaño, cuya forma es semejante a las ilustradas en la Lám. 8, Figs. E y F; las esquirlas de vidrio están dispuestas en una especie de polvo volcánico de esferulitas de sílice embebidas en un medio isotrópico. La estratificación se evidencia por la cantidad diferencial de esferulitas y material isotrópico. Se observan dos clases de capas a la luz natural: claras y ligeramente oscuras, su espesor es de 1.0 cm aproximadamente. Las capas claras, están constituidas por microsferulas de sílice y esquirlas de vidrio, dispuestas en una matriz de vidrio u ópalo. La matriz constituye de 40 al 50% de la capa. Las capas oscuras están constituidas por esferulitas de sílice estrechamente empaquetadas, de 4 a 8 micras de diámetro, con extinción ondulante y muy poca matriz isotrópica; se observan también algunas esquirlas de vidrio en estas capas. En estas capas oscuras, se observan unos "lagos" alargados o manchones de 0.2 mm a 1.5 cm de largo, constituidos por granos de cuarzo finamente cristalino de hasta 60 micras de diámetro; estos granos muestran numerosas vacuolas pequeñas. En algunos de estos "lagos" se han desarrollado rosetas de calcedonia. Parece ser que los cristales de estos "lagos" se han desarrollado y crecido a expensas de la sílice esferulítica.

Otras muestras se parecen a la FV69-221; presentan esquirlas de vidrio y aún piroclastos pumíticos en diferentes estados de alteración. La muestra —323, procede de un afloramiento situado 3 km al sur de Chilapa de Díaz, sobre la vereda Chilapa-Yolomecatl. Se trata de una caliza altamente silicificada, en la cual las esquirlas de vidrio están casi totalmente devitrificadas. Muy peculiarmente las esquirlas de vidrio no han desarrollado una clara estructura axiolítica. La matriz consiste de pequeñas esferulitas de sílice (cuarzo? o cristobalita?), ópalo y calcita, y tiene la textura y la apariencia de una capa mezclada, porque la sílice y la calcita están íntima y uniformemente mezcladas.

La evidencia arriba señalada, parece indicar que la sílice procede de la devitrificación, solución y redeposición de la sílice original de un material tobáceo. Es probable que material tobáceo dacítico haya caído directamente o fuese arrastrado a una cuenca cerrada, donde se estaba depositando calcita a un ritmo rápido (evidenciado por la naturaleza afanocristalina de la caliza). La íntima asociación y mezcla de sílice y calcita no pudo ocurrir en el estado

sólido, de modo que pienso que la sílice y el lodo calcáreo, estaban mezclados en el fondo de la cuenca, constituyendo un sistema coloidal suspensoide. Algunas capas fueron lo suficientemente plásticas como para deformarse en escala micro o megascópica. El micro-hundimiento ("microslumping") puede apreciarse en algunas láminas delgadas (cf., Lám. 8, Fig. A); pliegues complejos de esta naturaleza se observan en el campo (cf., Lám. 5, Fig. D). Factores ambientales desconocidos al presente, actuaron sobre este delicado sistema coloidal y causaron la exsolución de los componentes, favoreciendo alternativamente el depósito de capas ricas en sílice o en calcita. Las capas mixtas representan el estado coloidal mantenido indefinidamente ("fossilizado" o "congelado"). La presencia de interestratos de sedimentos tobáceos en las calizas silicificadas, apoya la hipótesis de que las tobas constituyen la fuente de la sílice.

Esta hipótesis deja algunas interrogantes sin respuesta. Por ejemplo, ¿por qué la sílice se disolvía tan fácilmente? ¿Por actividad hidrotermal? ¿Deposición estacional pudo causar la alternación rítmica de las capas ricas en sílice o en calcita? Debe mencionarse que la disolubilidad de la sílice y la calcita requieren condiciones antitéticas de pH, de suerte que la presencia de una favorece la disolución —y eventual precipitación— de la otra, y viceversa. Es probable que una coordinación de esta clase, esté involucrada en la génesis de estas rocas.

Estructura. La Formación Chilapa tiene una posición estructural horizontal. Sin embargo, las capas individuales muestran cambios abruptos en inclinación y rumbo, debido a deslizamientos por gravedad o a compactación diferencial (Lám. 5, Fig. D) o "slumping".

Relaciones estratigráficas. En el margen norte de la Zona de la Depresión Chilapa, en afloramientos a lo largo del camino de servicio al tanque de la Planta Hidroeléctrica, la Formación Chilapa se interdigita con los derrames de lava de la Andesita Yucudaac (nombre nuevo, este estudio), pero en áreas bajas, la lava definitivamente subyace a la Formación Chilapa. La misma relación se observa en el margen occidental, particularmente cerca de Chilapa de Díaz, a lo largo del Río Chilapa y al oeste del camino Tamazulapan-Chilapa de Díaz. En San Marcos Monte de León, la Formación Chilapa se interdigita con la Andesita Yucudaac. En el margen occidental de la Zona de la Depresión Chilapa, la Formación Chilapa sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuatlán. En algunos afloramientos dispersos fuera de esta zona, la Formación Chilapa sobreyace a derrames de lava. En el margen oriental la Formación Chilapa sobreyace discordantemente a las otras formaciones

terciarias. Se concluye que la Formación Chilapa se depositó contemporáneamente con los derrames de lava.

Paleontología. Los fósiles descubiertos incluyen gasterópodos muy pequeños no identificados (locs. m y o, Lám. 14), pelecípodos?, ostracodos? (Lám. 8, Fig. D), filamentos de algas? (loc. o). Los fragmentos de concha miden de 0.6 a 2.5 mm. Se observan prismas de calcita o aragonita en algunas conchas.

En tres láminas delgadas se observan secciones circulares de aproximadamente 350 micras de diámetro. El borde está formado por dos capas concéntricas de calcita criptocristalina rodeada por microspatita finamente cristalina (tamaño promedio 10 a 12 μ) dispuesta radialmente. En una muestra, la calcita afanocristalina está presente dentro de la sección circular y parece que microspatita secundaria ha crecido aquí. Estas secciones se interpretan como filamentos de alga.

En afloramientos cercanos a San Marcos Monte de León (loc. n) se encontraron algunas estructuras en forma de barra de aproximadamente 4 a 3 mm de diámetro, que parecían ramas de bambú. Se les encontró en capas ricas en sílice y probablemente representan raíces o tallos. La escasez de fósiles y las características litológicas de la Formación Chilapa, indican que el Lago Chilapa era excesivamente salino (depósitos de yeso y carbonatos), como para poder sostener una próspera comunidad limnológica.

Edad. La falta de fósiles identificables y de fechas radiométricas, determina que la edad de la Formación Chilapa sea imprecisa. Esta edad es ciertamente terciaria y debe ser menor de 28.2-29.6 m. a. antes del presente, que es la edad radiométrica de la Andesita Yucudaac, la cual a su vez marca el límite máximo a la edad de la Formación Chilapa.

Correlación. La Formación Chilapa se correlaciona tentativamente con la Formación Suchilquitongo del Mioceno Tardío del Valle de Oaxaca (Wilson y Clabaugh, 1970: 123-126).

El nombre "Formación Chilapa" fue originalmente propuesto por Hisazumi (1932: 39-41), para una secuencia de rocas que afloran en los alrededores de Chilapa de Díaz. Incluyó en esta secuencia los tipos litológicos descritos arriba, además de las calizas cretácicas. Pensó que la formación era marina y concordantemente subyacía a la Caliza Teposcolula, a la cual había fechado correctamente como del Albiano-Cenomaniano. Concluyó, por tanto, que la "Formación Chilapa" era pre-Albiano-Cenomaniano. El trabajo de Hisazumi nunca se publicó y sus contribuciones al conocimiento geológico de la Mixteca

permanecen prácticamente desconocidas. En reconocimiento a su trabajo se decidió revivir el término Formación Chilapa.

Wilson y Clabaugh (1970: 123-126) describieron la Formación Suchilquitongo del Valle de Oaxaca, y la fecharon en base a la evidencia fósil, como del Mioceno Tardío. Esta formación consiste de caliza blanca silicificada en la parte baja, sobreyacida por sedimentos tobáceos, el Miembro de Ignimbrita Etlá y un conglomerado formado por bloques de roca ígnea en la parte alta. Se encontraron vertebrados fósiles en las areniscas y limolitas tobáceas. Los fósiles en cuestión son el oreodonte *Merychys?* sp. y el caballo tridactilo *Merychippus* sp., ambos de edad miocénica tardía. Esta fauna se describe en detalle en otra comunicación (Ferrusquía-V., en prensa). La edad miocénica se confirmó por la fecha radiométrica de una muestra del Miembro de Ignimbrita Etlá, colectada en Huitzo, Oaxaca, la cual arrojó una edad de 16.5 ± 0.3 y 17.4 ± 0.3 m. a. (tabla 7, Wilson, comunicación escrita, marzo 2, 1971). No se encontraron fósiles identificables en las capas de la caliza silicificada. Las capas de caliza silicificada de las Formaciones Chilapa y Suchilquitongo, son muy parecidas, así como lo es su posición estratigráfica y probablemente su edad. Esto fundamenta la correlación propuesta.

En el área de la Hoja Huajuapán, se observan también capas lacustres fuera de la Zona de la Depresión Chilapa. El "Miembro Tierra Blanca" (nombre de manuscrito, Mitre-G., 1973) de la Toba Llano de Lobos aflora al norte de Tepelmeme, parece ser más viejo que la Formación Chilapa. También se observaron calizas lacustres aflorando unos 10 km al sur de San Agustín Atenango, sobre el camino Tonalá-Juxtlahuaca; estas se describirán posteriormente (Ferrusquía-V., in Ms. A), en la parte tres de este estudio geológico.

También se observan calizas lacustres en el área de Tehuitzingo e Izúcar de Matamoros, Puebla, en afloramientos sobre la Carretera Panamericana (cf. "Formación Tehuitzingo", Calderón, 1956: 84-85; Rodríguez-Torres, 1970, Lám. 1). Se han mencionado algunos otros nombres, para capas lacustres terciarias en la parte centro meridional de México (cf. Erben, 1956b: 72; Fries, 1960: 60, 100; Calderón-G., 1956: 23; Segerstrom, 1956: 15, etc.). Como no se dispone de evidencias objetivas de edad para las unidades litoestratigráficas involucradas, se considera fútil, especular acerca de su correlación con la Formación Chilapa.

SISTEMA CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios sobreyacen discordantemente a las rocas mesozoicas y terciarias del área. De acuerdo con sus características litológicas, se

clasifican como sigue: aluvi3n, travertino, caliche y suelo. Ninguno de ellos se propone como unidad formal.

Dep3sitos Aluviales

Estos dep3sitos consisten de grava no consolidada, arena, limo y arcilla derivados de las rocas pre-existentes y transportados a su sitio de dep3sito por r3os. Los dep3sitos aluviales reflejan burdamente la litolog3a del 3rea-fuente. Por ejemplo, en el R3o Chilapa, los cl3sticos m3s abundantes son caliza silicificada, pedernal y fragmentos de roca volc3nica, mientras que en los valles de Yanhuatl3n y Marcos P3rez, arcilla y limo detr3ticos derivados de la Formaci3n Yanhuatl3n, constituyen los principales cl3sticos, y en el R3o San Juan, y en el gran n3mero de peque3os arroyuelos de la regi3n de las Monta3as Centrales, los fragmentos de caliza son los dominantes. Las principales 3reas aluviadas (L3m. 14) son: el Valle de Tamazulapan-Teotongo; los Valles de San Isidro y San Andr3s Lagunas, los Valles de Yanhuatl3n y Suchixtlahuaca y los Valles del R3o Tejupan-El Oro, R3o Chilapa y R3o San Juan.

El contacto con las rocas subyacentes es discordante. El espesor de los dep3sitos aluviales es de 30 a 50 m, aunque var3a considerablemente, de modo que cubiertas delgadas de aluvi3n de 1 a 10 m, son bastante comunes.

Se encontraron vertebrados f3siles en el R3o Colorado, en afloramiento aproximadamente 400 m al suroeste de la poblaci3n de Marcos P3rez, en la porci3n central-oriental del 3rea (L3m. 14, locs. p y q) y, en afloramientos sobre el peque3o r3o localizado aproximadamente 500 m al oeste de San Pedro A3a3e, en la porci3n suroriental del 3rea (L3m. 14, loc. t). Los f3siles de Marcos P3rez se asignaron a los g3neros *Equus*, *Bison* y *Elephas*, se ilustran en la l3mina 12 y sus dimensiones se consignan en la tabla 15. Los restos del caballo, *Equus* sp. (loc. p), consisten de un fragmento de cr3neo al que le falta la mayor parte de la porci3n cerebral, pero con la dentadura completa. La Tabla 15 muestra las dimensiones de los dientes. Es un caballo peque3o. Tambi3n encontr3 dientes fosilizados de caballo en Tepelmeme, unos 25 km al nor-noreste de Tamazulapan. Los restos de bisonte, *Bison* sp. (loc. q) consisten de un fragmento craneal con el techo y el n3cleo de los cuernos completo, pero la regi3n facial y la dentadura faltan. La Tabla 15 enlista sus dimensiones. Los restos de elefante, *Elephas* sp. son m3s numerosos (locs. p y t). Ellos consisten parte de una defensa o incisivo, todav3a no preparado; dos molares y fragmentos de hueso de las extremidades, cuyas ap3fisis desafortunadamente no est3n presentes. En San Pedro A3a3e (loc. t) se encon-

Tabla 15. Dimensiones^a de los vertebrados f3siles encontrados en aluvi3n cuaternario.

<i>Bison</i> sp. (IGCU-13 parte del cr3neo)			
Anchura occipital			300 ^a
Altura occipital			190
Di3metro basal del cuerno			95
Distancia m3xima intercorneana			830
<i>Equus</i> sp (IGCU-14, dentadura)			
		Lado Derecho	Lado Izquierdo
I ¹	L ^b	—	14.0 ^a
	A ^c	—	9.5
I ²	L	15.0	15.5
	A	10.0	10.0
I ³	L	16.5	16.4
	A	9.0	9.2
C	L	5.0	5.0
	A	3.8	3.9
P ²	L	29.5	29.1
	A	22.5	22.3
P ³	L	24.0	24.0
	A	23.0	23.0
P ⁴	L	25.0	25.0
	A	23.8	23.8
M ¹	L	21.0	21.0
	A	22.0	22.0
M ²	L	22.5	22.5
	A	23.5	23.4
M ³	L	20.8	21.8
	A	21.0	21.0
Diastema I ³ — P ²		55.55	55.6
P ² —4	L		80.5
M ¹ —3	L		64.3
P ² —M ³	L		144.8
<i>Elephas</i> sp. (IGCU-15, molar sup. izq.)			
M ¹	L		175.0 ^a
	A		79.0
	Altura		180.0
No. de L3minas	15		

^a Dimensiones en mil3metros.

^b L, longitud m3xima.

^c A, anchura m3xima.

traron fragmentos de un molar y de huesos de extremidades de *Elephas* sp. También encontré restos de elefante en Coixtlahuaca (situada fuera, pero muy cercana al área de estudio). También se encontraron restos de elefante en Nochixtlán (Schlaepfer, comunicación oral, agosto 1969).

El conjunto faunístico claramente indica una edad pleistocénica para estos depósitos de aluviales. La presencia de bisonte es particularmente significativa, porque constituye el registro más austral de este género en México. Las afinidades de la fauna son difíciles de establecer con precisión, debido a que su pequeñez impide hacer una comparación realmente significativa con faunas pertinentes de otras partes de México. Únicamente en los Estados de Aguascalientes (Mooser-O., 1959), Jalisco (Downs, 1958) y México (Hibbard, 1955) se han encontrado asociados estos tres géneros.

La descripción detallada de esta fánula, rebasa el alcance de este estudio y se tratará separadamente en un futuro inmediato.

Depósitos de Travertino

Esta roca se conoce localmente con el apropiado nombre de "piedra de agua". Los principales depósitos de travertino del área están marcados como "Qtr" en el mapa geológico (Lám. 14). Se encuentran adyacentes a Tamazulapan, y sobre el Río Teotongo. El espesor estimado de estos depósitos es aproximadamente 30m. Petrográficamente la roca está constituida por calcita microcristalina y muestra gran porosidad. Los pseudomorfos de plantas son muy comunes.

Estos depósitos están asociados con manantiales, a su vez asociados con fallas pequeñas orientadas este-oeste. Actualmente se encuentran cuatro manantiales activos en el área. El agua de los manantiales es templada salobre y sulfurosa. En la Tabla 16 se muestran análisis químicos de tres muestras de agua del Manantial de Atonaltzín, el principal del área. Está localizado en el cruce del camino Tamazulapan-Teotongo y el Río Tejupan-El Oro. Su agua se emplea en la alberca pública del mismo nombre y permite también accionar un primitivo molino de trigo. Este manantial constituye el principal aporte de agua para la Planta Hidroeléctrica de Tamazulapan.

Depósitos de caliche

El término caliche, como se usa aquí, se refiere a los depósitos edáficos principalmente de carbonatos de calcio presentes en el área. Pettijohn (1957: 410) indica que la exudación capilar del carbonato de calcio disuelto en la

Tabla 16. Análisis químicos de muestras de agua del Manantial Atonaltzín, Tamazulapan, Oax.

Constituyentes Aislados			
SiO ₂	23.6 mg/lit.	58.4 mg/lit.	35.6 mg/lit.
HCO ₃	340.0	251.0	298.5
Cl	32.5	12.0	13.7
B ⁴ O ⁷	0.0	0.0	0.0
NO ₃	10.0	10.0	2.0
HPO ₄	trazas	0.04	trazas
SO ₄	1713.3	737.7	704.8
Fe	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0
Ca	654.0	314.8	289.1
Mg	104.0	44.5	56.5
Na	20.0	21.6	18.9
K	1.5	2.3	2.5
Residuo Total	2898.9 mg/lit.	1452.7 mg/lit.	1417.6 mg/lit.

Constituyentes Agrupados			
SiO ₂	23.6 mg/lit.	58.4 mg/lit.	35.6 mg/lit.
KCl	2.9	4.4	4.8
NaCl	51.1	12.5	18.8
NaHCO ₃		60.9	42.0
Ca(NO ₃) ₂	13.2	52.9	2.6
CaSO ₄	2228.8	1028.5	980.9
MgSO ₄	171.4	16.4	15.5
Mg(HCO ₃) ₂	407.9	248.0	321.4

Clasificación: Agua Sulfatada de Calcio bicarbonatada de Magnesio.

Analista: Esperanza G. Vda. de Beguerisse.

zona freática, bajo condiciones de aridez, es responsable del origen del caliche. Otra interpretación explica el origen de caliche, como el resultado de intemperización de calizas en condiciones de sequía. Observé en algunas áreas, transiciones entre gravas y matatenas de caliza a caliche; esto sugiere todavía

otra alternativa para la génesis del caliche: como resultado de la intemperización de gravas calizas en condiciones de baja pluviosidad. Fries (1960: 136) indica que los depósitos de caliche son raros en altitudes de más de 1 800 m. Sin embargo, en el área de estudio se encontraron depósitos de caliche a altitudes mayores.

Las capas gruesas de caliche son casi tan duras como la caliza misma, y ocasionalmente resultaba difícil distinguirlas. La presencia de marcas de disolución en la caliza (lapiez) y el sonido peculiar de la caliza cuando se le golpea con el martillo, sirvieron como criterios adecuados para distinguirlas.

Los depósitos de caliche (Lám. 14), están asociados con los cuerpos calizos y clástico-calizos. Los depósitos principales se encuentran en la parte norte-central del área. El caliche cubre aquí a un cerro bajo redondeado. El espesor del caliche es considerable (capas de 3 a 10 m) e impide, junto con el suelo y los calicheclastos, el afloramiento de la roca subyacente.

No se encontraron fósiles en las capas de caliche y su edad precisa permanece desconocida; aunque su posición estratigráfica indica ciertamente que son de edad cuaternaria. La presencia de caliche denota la existencia de condiciones de aridez contemporáneas a su depósito.

Suelos

El estudio detallado y la clasificación de los suelos del área está más allá de los objetivos de este trabajo, y solamente se anotan algunas de sus principales características. La nomenclatura que se usa para el estudio de los suelos es la Millar *et al.* (1965).

La variada litología, topografía abrupta y diversidad de condiciones climáticas en el área, determinan la existencia de los diversos tipos de suelo. En la Zona de Malpaís y Valles, de composición subarcósica dominante y donde está ocurriendo una erosión rápida de la Formación Yanhuitlán, el suelo es azonal, de tipo Regosol.

En la Zona de las Montañas Centrales y en la Zona de la Depresión Chilapa, ambas de composición predominantemente calcáreas, se ha desarrollado un suelo Intrazonal de Rendzina Negra, bastante delgado. En la parte superior de la Zona Montañosa Volcánica, donde la roca madre es andesítica, se ha desarrollado un delgado Litosol. En la parte baja de esta zona, donde la roca madre es predominantemente tobácea, se han desarrollado suelos similares (Rendzina Negra). Finalmente, en algunas pequeñas partes de la Zona de las Montañas Centrales, se han desarrollado suelos calcáreos rojos.

El párrafo anterior indica que los grupos de suelos están claramente correlacionados con las unidades fisiográficas del área.

Aunque los suelos del área son poco adecuados para la agricultura se han trabajado extensamente, de modo que el cultivo de manchones de regolita, localizados en flancos muy escarpados, es bastante común.

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

SISTEMA TERCIARIO

Las rocas intrusivas son las menos abundantes del área. Forman pequeños cuerpos hipabisales emplazados en rocas terciarias y tienen una litología muy similar.

Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca (nombre nuevo)

Definición. El nombre de Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca se propone para designar las rocas intrusivas del área. Poseen las siguientes características. Tienen un color verde oscuro-moreno cuando están secas y se torna característicamente moreno oscuro cuando están húmedas. Muestran exfoliación bien desarrollada a escala intermedia, produciendo núcleos cuyo tamaño oscila de guijarros a bloques. La textura es porfirítica a microporfirítica y la histografía ("fabrics") es traquítica, traquitoide o intergranular. Todas tienen una composición mineralógica de andesita de clinopiroxena. Aparecen como cuerpos intrusivos hipabisales pequeños o medianos (diámetro variable de algunos cientos de metros a 3 km, aproximadamente). Forman lacolitos, "stocks", cuellos volcánicos, tapones volcánicos, mantos o diques.

Las rocas encajonantes más comunes son la Formación Yanhuitlán y la Toba Llano de Lobos. La mayor parte de los cuerpos intrusivos están localizados en la mitad oriental del área. El nombre se toma de la población de Suchixtlahuaca, por encontrarse cerca de ella dos mantos y un lacolito.

Litología. Megascópicamente la roca es similar independientemente de la clase de cuerpo intrusivo que forme. El color de la roca seca es moreno oscuro con un tinte verdoso, causado por la presencia de pequeñas cantidades de serpetina. La roca al humedecerse pierde este tinte verdoso y queda típicamente de color moreno oscuro. El desarrollo de exfoliación esferoidal (Lám. 7, Fig. B) es muy característico en esta unidad.

A continuación se describe la petrografía de esta unidad. La información petrográfica se resume en las Tablas 17, 17A, B y C, 19A y B y 20. La Tabla 17 muestra las texturas; las Tablas 18A y B presentan la clasificación mineralógica; la Tabla 18C muestra los minerales máficos esenciales; las Tablas 19A y B resumen el modo de ocurrencia, y la Tabla 20 presenta los análisis químicos y las clasificaciones normativas.

La Tabla 19A registra la ocurrencia de las texturas en los diferentes cuerpos intrusivos. La mayor parte de las muestras son holocristalinas porfíricas a microporfíricas (cf., Tabla 17 y Lám. 11; Fig. C). El tamaño de los fenocristales varía de 0.2 a 10.0 mm, pero el más común es de 0.5 a 1.0 mm. Los fenocristales más abundantes son plagioclasa zonada, pigeonita, augita, oxihornblenda y olivino. Los fenocristales constituyen del 10 al 20% de la roca. La histografía ("fabrics") de la roca es variable. La mayor parte de las muestras tienen un cierto grado de orientación preferencial en los cristales. Se reconocieron tres variedades de la textura traquítica en las muestras de esta unidad, a las que informalmente se les designó como variedades común, traquítico-rizada (Lám. 11, Fig. D) y traquítico-desordenada (Lám. 11, Fig. E). En la segunda variedad (Lám. 11, Fig. D), los microlitos de plagioclasa parecen formar remolinos microscópicos, sugiriendo flujo rápido y turbulento. Las muestras que tienen esta textura, proceden del borde de un lacolito localizado 5 km al sur de Suchixtlahuaca. En la tercer variedad (Lám. 11, Fig. E) se observan manchones microscópicos de microlitos de plagioclasa, toscamente dispuestos en sentido perpendicular al de la orientación dominante, sugiriendo disrupción de una textura traquítica ya establecida. El origen de esta textura no se conoce bien. Es posible que la disrupción sea el resultado de movimientos después de enfriamiento parcial del magma. Se esperaría que esto ocurriera durante el emplazamiento del cuerpo intrusivo. Las muestras procedentes de los tapones y los lacolitos tienen esta textura.

Mineralógicamente (cf., Tablas 18A y B), la mayor parte de los ejemplares de mano de esta unidad son andesitas, con la sola excepción de una andesita clara. Únicamente tres muestras contienen una cantidad de vidrio o metástasis ópticamente indeterminable mayor del 12%. La Tabla 18A enlista las 15 variedades composicionales reconocidas en las muestras, y la Tabla 18C indica los minerales esenciales presentes en ellas. Los máficos esenciales de dos tercios de las muestras son clinopiroxenas solas o con otros minerales. En el resto, el olivino y la oxihornblenda son los principales máficos.

La composición y descripción de una muestra promedio es la siguiente: plagioclasa, 64%; feldespato alcalino, 2%; cuarzo, 1%; minerales máficos

Tabla 17. Texturas de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca.

Historiografía Cristalinidad	Afelpada	Traquítica (Normal)	Traquítica (Rizada)	Traquítica (Desordenada)	Traquítico- toide	Hialopi- lítica	Subofi- tica	Intergra- nular	Total
Holocristalina porfírica	5 (A)*	0	0	0	0	0	0	2 (B)	7
Holocristalina microporfírica	0	3 (C)	2 (D)	8 (E)	3 (F)	0	2 (G)	2 (H)	20
Merocristalina microporfírica	0	0	0	0	0	4 (I)	0	0	4
Total	5	3	2	8	3	4	2	4	31

* Las literales en paréntesis relacionan las muestras a la Tabla 19A y B.

Tabla 18A. Clasificación mineralógica de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca.

<i>No.*</i>	<i>Variedad</i>	<i>Total</i>
1.	Andesita de augita	1
2.	Andesita de pigeonita	3
3.	Andesita de augita y pigeonita	1
4.	Andesita de clinopiroxena y augita?	1
5.	Andesita clara de clinopiroxena y augita?	1
6.	Andesita de clinopiroxena	2
7.	Hialoandesita de clinopiroxena	3
8.	Andesita de hiperstena y augita	1
9.	Andesita de pigeonita y hornblenda	3
10.	Andesita de augita y hornblenda	1
11.	Andesita de clinopiroxena y olivino	5
12.	Andesita de olivino y clinopiroxena	5
13.	Andesita de olivino	2
14.	Andesita de oxihornblenda	1
15.	Andesita de oxihornblenda y clinopiroxena	1

* Relaciona la variedad con las Tablas 19A y B.

Tabla 18B. Resumen de la Tabla 18A.

<i>Variedad Principal Tipo</i>	<i>Andesita clara</i>	<i>Andesita</i>	<i>Total</i>
Hialo	0	3	3
Normal*	1	27	28
Total	1	30	31

* El material vítreo constituye menos del 12% de la metástasis.

esenciales, 26%; minerales máficos accesorios, huellas; minerales de hierro, 2%; metástasis ópticamente indeterminable, 5%.

El porcentaje de plagioclasa oscila del 35 al 90%, comúnmente sólo es del 60 a 70%. Su distribución de tamaño es bimodal; de un décimo a un quinto de la plagioclasa se encuentra en forma de fenocristales zonados, con los núcleos más cálcicos, de labradorita y los bordes son sódicos, probablemente de oligoclasa (Lám. 11, C). Los fenocristales de plagioclasa son comúnmente de 1.0 a 4.0 mm de largo. El resto de la plagioclasa se encuentra en forma de microlitos, cuyo tamaño varía de 30 a 100 μ de largo, aunque la mayor parte de ellos solamente tiene de 40 a 50 μ . Se observa maclación de tipo albita y Carlsbad; el ángulo de extinción es bimodal también. Una clase tiene ángulos que oscilan de 22 a 28° y la otra oscila de 35 a 40°, por tanto indican la presencia de andesina y labradorita. La andesina es mucho más abundante. Los cristales de plagioclasa tienen pocas inclusiones y en su mayor parte están frescos.

El feldespato alcalino oscila desde huellas hasta el 5% y se encuentra en forma de cristales anhedral; la mayor parte de ellos están alterados o corroídos y tienen inclusiones. En una lámina delgada (FV69-923), cristales de calcita ocupan el centro de los cristales de feldespato alcalino o de los microfenocristales de plagioclasa, indicando, por tanto, alteración severa.

El contenido de cuarzo varía de trazas al 5% también. Es subhedral y anhedral. En algunas muestras, se observan microfenocristales de cuarzo de aproximadamente 365 micras de diámetro, que tienen extinción radialmente ondulante. Otras muestras tienen microxenocristales de metacuarcita y otras más tienen microfracturas, donde se ha depositado cuarzo (hidrotermal?).

El contenido de minerales máficos esenciales varía del 20 al 30% aproximadamente. Estos minerales (cf., Tabla 18C) son: augita, pigeonita, clinopiroxenas indeterminadas, olivino, oxihornblenda, hornblenda e hiperstena. Generalmente por lo menos dos de ellos están presentes, pero siempre uno es más abundante que otro. Constituyen la mayor parte de los fenocristales. Están rodeados por coronas de reacción características, constituidas por microlitos de plagioclasa dispuestas tangencialmente y cristálitos de minerales de hierro, tales como magnetita e ilmenita. Aproximadamente de un tercio a la mitad de todos los minerales máficos esenciales se encuentran en forma de fenocristales, y el resto está en forma de cristales pequeños ligeramente menores que los microlitos de plagioclasa. El principal producto de alteración de los minerales máficos esenciales es serpentina, la cual se presenta en forma de cuñas o de hojuelas amorfas de color oliva, de 5 a 10 μ de largo y apro-

Tabla 18C. Minerales máficos esenciales de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, arreglados de acuerdo con las Tablas 18A y 18B.

<i>Máficos Dominantes Variedad</i>	<i>Cpx*</i>	<i>Cpx- Hyp</i>	<i>Cpx- Oxyhb</i>	<i>Cpx- Hb</i>	<i>Cpx- Olv</i>	<i>Olv- Cpx</i>	<i>Olv</i>	<i>Oxyhb- Cpx</i>	<i>Oxyhb</i>	<i>Total</i>
Hialoandesita	3	0	0	0	0	0	0	0	0	3
Andesita clara	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Andesita	8	1	3	1	5	5	2	1	1	27
Total	12	1	3	1	5	5	2	1	1	31

* Para el significado de las abreviaturas, ver Tabla 9C.

Tabla 19A. Descripción y condiciones de yacimiento de las muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca.

<i>Textura</i>		<i>Composición</i>		<i>Ocurrencia</i>	
<i>Variedad</i>	<i>Símbolo¹</i>	<i>Variedad</i>	<i>Símbolo²</i>	<i>Descripción</i>	<i>Total</i>
Holocristalina porfírica afelpada	A	Andesita de Pig*	(2)	A (2): Tapón o tronco	2
Holocristalina porfírica intergranular		Andesita de Pig-Oxihb	(9)	A (9): Tapón o tronco	3
Holocristalina microporfírica traquítica (normal)	B	Andesita de Oxihb	(14)	B (14): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquítica (rizada)		Andesita de Oxihb-Cpx	(15)	B (15): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquítica (desordenada)	C	Andesita de de Cpx-?Aug	(4)	C (4): Manto	1
Holocristalina microporfírica subofítica		Andesita de Cpx	(6)	C (6): Dique	1
Holocristalina microporfírica intergranular	D	Andesita de Hip-Aug	(8)	C (8): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquítica (desordenada)		Andesita de Oliv	(13)	D (13): Lacolito	2
Holocristalina microporfírica traquíticoide	E	Andesita de Cpx	(6)	E (6): Tapón o tronco	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Andesita de Aug-Hb	(10)	E (10): Tapón o tronco	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide	F	Andesita de Cpx-Olv	(11)	E (11): Tapón o tronco	5
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Andesita de Oliv-Cpx	(12)	E (12): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide	G	Andesita de Pig	(2)	F (2): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Andesita de Pig-Aug	(3)	F (3): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide	H	Andesita clara de Cpx-?Aug	(5)	F (5): Tapón o tronco	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Andesita de Oliv-Cpx	(12)	G (12): Tapón o tronco	2
Holocristalina microporfírica traquíticoide	I	Andesita de Oliv-Cpx	(12)	H (12): Lacolito	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Andesita de Oliv-Cpx	(12)	H (12): Manto	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide	I	Andesita de Aug	(1)	I (1): Manto	1
Holocristalina microporfírica traquíticoide		Hialoandesita de Cpx	(7)	I (7): Dique	3

* Para el significado de las abreviaturas, ver Tabla 9C.

¹ Se refiere a literales en la Tabla 17.

² Se refiere a los números en la Tabla 18A.

Tabla 19B. Resumen de la Tabla 19A.

Cuerpos Intrusivos	Descripción petrográfica simbólica*										Total
Dique	0	0	C(6)-1**	0	0	0	0	0	0	I(7)-3	4
Manto	0	0	C(4)-1	0	0	0	0	0	H(12)-1	I(1)-1	3
Tapón o "Stock"	A(2)-2 A(9)-3	0 0	0 0	0 0	E(6)-1 E(10)-1	F(5)-1	G(12)-2	0	0	0	15
Lacolito	0	B(14)-1 B(15)-1	C(8)-1	D(13)-2	E(12)-1	F(2)-1 F(3)-1	0	H(12)-1	0	0	9
Total	5	2	3	2	8	3	2	2	2	4	31

* Las literales se refieren a la textura y los numerales en paréntesis a la variedad composicional mineralógica, tal como se usaron en la Tabla 19A.

** El dígito después del guión, indica el número de muestras que tienen esa descripción petrográfica.

ximadamente la mitad de ancho, uniformemente distribuidas en toda la roca. El contenido de serpentina se eleva del 5 al 20% o más, en las muestras fuertemente alteradas. La alteración se observa fácilmente en los cristales de olivino y clinopiroxena. La hiperstena está alterada a bastita. Se encontraron únicamente huellas de los minerales accesorios apatita y esfero.

Magnetita es el mineral de hierro más común, seguido por magnetita titanífera e ilmenita; pirita y otros minerales opacos aparecen comúnmente como cristallitos, pero en algunas muestras forman microfenocristales de hasta 200 micras de diámetro.

La metástasis consiste de vidrio y material criptocristalino; tiene un índice de refracción distintivamente mayor que el del Bálsamo de Canadá.

La tabla 20 muestra los análisis químicos y las clasificaciones normativas para seis muestras de esta unidad. La mitad de ellas corresponden a andesitas y la otra mitad corresponde a rocas más bien silíceas (dacitas). Nótese que en conjunto, hay una correspondencia mineralógica clara entre las determinaciones petrográfico-ópticas y químico-normativas de las muestras de esta unidad.

Estructura y relaciones estratigráficas. La Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca presenta varias modalidades de emplazamiento, lo cual a su vez determinan ligeras diferencias en las características petrográficas (cf., Tablas 19A y B), estructurales y en las relaciones estratigráficas de los mismos. En la Lám. 17 se observa el patrón de distribución de los cuerpos intrusivos y su relación con las estructuras del área. A continuación se describen brevemente los diversos tipos de cuerpos intrusivos.

Diques.—Los diques tienen una longitud variable, de pocos metros hasta 600 o 700 m; únicamente los diques mayores se marcaron en el mapa. Los diques están agrupados en dos conjuntos; el primero se localiza cerca de la población Marcos Pérez y consiste de cinco diques, tres están orientados norte-noroeste-sur-sureste, uno tiene un rumbo este-oeste y el último, está orientado norte-noreste-sur-sureste (cf. Fig. 8). El otro grupo está localizado en la porción noroccidental del Valle de Yanhuatlán (Lám. 9, Fig. D). Consiste de dieciséis diques, once orientados norte-noroeste-sur-sureste, tres orientados norte-noreste-sur-suroeste, y uno orientado oeste-noroeste-este-sureste (cf. Fig. 8). La dirección de la orientación dominante (norte-noreste-sur-suroeste), es paralela a la Falla del Río Negro (cf. Fig. 8 y Láms. 14 y 17). La mayor parte de los diques tienen fracturas de contracción perpendiculares a los lados. Los diques cortan la Formación Yanhuatlán; los contactos están marcados por zonas de alteración ("baked zones") de 3 a 6 m de ancho. Estas zonas tienen un característico color morado rojizo. Petrográficamente los diques tienen una tex-

Tabla 20. Análisis químicos y clasificaciones normativas de muestras de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca.

Muestra	FV69-183	FV69-474	FV69-837	FV69-873	FV69-923	FV69-936
SiO ₂	59.51	52.03	57.02	53.64	58.98	59.22
TiO ₂	1.75	1.02	1.06	1.06	0.93	0.93
Al ₂ O ₃	10.66	16.05	15.05	16.09	15.42	15.36
Fe ₂ O ₃	7.91	7.30	5.61	5.50	4.96	5.93
FeO	1.77	1.78	1.93	3.47	1.07	1.39
MnO	0.00	0.05	0.04	0.07	0.03	0.04
MgO	2.30	3.70	2.86	4.00	1.76	2.29
CaO	5.35	8.05	6.27	8.71	6.33	5.88
Na ₂ O	4.40	3.55	4.40	3.15	4.30	4.20
K ₂ O	1.40	1.30	1.65	1.22	1.45	1.80
P ₂ O ₅	0.23	0.26	0.27	0.15	0.29	0.27
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.90	1.10	0.00	0.00	0.00	0.50
H ₂ O+	0.17	2.56	3.03	2.85	2.68	1.35
H ₂ O—	3.18	1.48	1.00	0.56	1.60	1.09
Suma	99.52%	100.23%	100.19%	100.47%	99.80%	100.25%

Muestra	FV69-183	FV69-474	FV69-837	FV69-873	FV69-923	FV69-936
SiO ₂	59.51	52.03	57.02	53.64	58.98	59.22
Al	9.59	14.44	13.54	14.48	13.87	13.82
Alk	8.0	6.62	8.25	5.94	7.90	8.10
CaO	5.35	8.05	6.27	8.71	6.33	5.88
FM	14.45	16.71	13.49	17.39	9.69	12.08
k	0.17	0.19	0.20	0.20	0.18	0.22
an	0.090	0.366	0.242	0.418	0.274	0.260
ca"	4.40	3.36	3.10	3.59	2.75	2.45
	Sodariolita (=Riolita- alcalina)	Andesita	Andesita	Andesita	Dacita	Dacita

Analista: Ing. Quím. Alberto Obregón P.

tura merocrystalina microporfirítica a hialopilitica y una composición de hialoandesita de clinopiroxena.

Mantos.—Aparecen marcados como "Tsim" en la Lám. 14. Se observan tres mantos cerca del límite norte del área, dos cerca del límite noroccidental, uno pequeño en la parte sur cerca del Rancho Yonodicuito y, uno más en el Valle de Yanhuatlán. Únicamente el manto que intrusióna a la Formación Yanhuatlán al norte de San José Monte Verde, muestra los contactos inferior y superior. Este manto tiene aproximadamente 10 m de espesor. La superficie expuesta es lisa y muestra varias fracturas de contracción perpendiculares a ella. En la zona de contacto con la Formación Yanhuatlán, la zona de alteración de ésta tiene varios metros de espesor. Los otros mantos están descubiertos y muestran un solo contacto. Se interpretaron como mantos, debido a su relación concordante con la roca encajonante, evidenciada por la posición aproximadamente horizontal y apariencia lisa de la superficie expuesta y por la similitud petrográfica con el manto descrito. Petrográficamente la roca de los mantos tiene una textura holocrystalina a merocrystalina porfirítica, hialopiliticos a intergranulares, y una composición de andesita de olivino y clinopiroxeno.

Lacolitos.—Aparecen marcados como "Tsil" en la Lám. 14. Afloran cuatro lacolitos en el área, uno sobre el camino Tejupan-Suchixtlahuaca, aproximadamente 3.5 km al sureste de la última población, y tres a lo largo de la Carretera Panamericana entre el Rancho de la Cieneguilla y Yanhuatlán. Los lacolitos están emplazados en la Toba Llano de Lobos. Están descubiertos en su mayor parte y sólo los bordes muestran la estructura y relaciones estratigráficas. El lacolito cercano a la población de Suchixtlahuaca muestra claramente, en el borde, el contorno característico de sombrero de hongo. El contacto con la Toba Llano de Lobos es concordante y está marcado por una zona de alteración y un cambio en el color de la roca encajonante, que pasa de rosa a morado. Esta zona tiene de 10 a 30 m de amplitud, pero la zona real de alteración tiene solamente de 4 a 6 m. En estos cuerpos se han desarrollado fracturas de contracción perpendiculares a la superficie. El emplazamiento de los lacolitos, parece estar relacionado con el sistema de fallas que afecta a la Formación Yanhuatlán y la Toba de Llano de Lobos. Petrográficamente, los lacolitos tienen textura holocrystalina porfirítica a microporifirotraquítica, traquitoide o intergranular y su composición varía de andesita de clinopiroxena, andesita de olivino y clinopiroxeno a andesita de olivino.

Tapones.—Aparecen marcados como "Tsit" en la Lám. 14. Los tapones son pequeños de 200 m a 1.5 km de diámetro. Se reconocieron ocho tapones en el área, dos en la porción noroeste cercanos a Tutla y Tamazulapan, cinco en la

porción sureste, tres sobre la Carretera Panamericana, dos cerca de San Juan Teposcolula y uno en la porción sur-central cerca de Yucunama. El contacto de los taponos es discordante, muy inclinado o casi vertical. Están intrusionados en la Formación Yanhuatlán.

Petrográficamente, los taponos tienen textura holocristalina, porfirítica a microporfiríticos, de fieltro, traquítica o subofítica; su composición varía de andesita de clinopiroxena a andesita de clinopiroxena y oxihornblenda a andesita de olivino y clinopiroxena; también andesitas de hiperstena y clinopiroxena.

Las fotografías aéreas revelan la existencia de un pequeño cuerpo intrusivo ovoide oculto, aproximadamente de 1 km de largo y 0.5 km de ancho, localizado a 1.0 km al sureste de Yucunama. La densa vegetación y la gruesa cubierta de suelo calcáreo rojo, impiden examinar completamente la posible área de afloramiento. En la localidad más accesible, se encontró un sombrero ("gossan"), de aproximadamente 200 m de diámetro. Este cuerpo de una masa lítica de limonita y de hematita, de color gris oscuro a ocre rojizo, dispuesta en un campo terroso formado por granos de limonita de tamaño variable (de arcilla a arena). Las láminas delgadas de la roca (FV69-587), muestran que ésta tiene textura vesicular esponjosa con cavidades de 0.5 a 1.0 m de diámetro. La roca en sí es una masa de goethita anarajanda brillante, la cual contiene algunos cristales rojo brillante de hematita e ilmenita de 20 a 30 micras de diámetro. No se encuentran silicatos presentes. La petrografía de la roca indica que la limonita (goethita), es transportada más bien que indígena (Bateman, 1967: 252). La distancia de transporte a partir del yacimiento-fuente debe ser corta (el yacimiento está próximo a la superficie), porque los óxidos de hierro no se desplazan lejos en presencia de precipitantes fuertes tales como los carbonatos (Bateman, 1967: 254), y es precisamente caliza la roca encajonante de este "gossan".

Los sulfuros de hierro tales como la pirita, son las fuentes más comunes de los sombreros o "gossan" en los cuales, la limonita transportada (goethita) es el principal componente (Bateman, 1967: 253, 254). La pirita se ha observado en unas muestras en la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca. Considero que el mineral de hierro que generó el sombrero o "gossan", está estrechamente relacionado con un cuerpo intrusivo oculto, todavía erosionado. Se requiere estudio posterior para determinar el tamaño, la forma y la clase de cuerpo mineral que generó el sombrero o "gossan", y señalar si es susceptible o no de explotación comercial. Debe señalarse que en el área de Tepelmeme (adyacente hacia el norte al área del presente estudio), afloran todavía en mayor cantidad cuerpos intrusivos hipabisales de características similares a la Andesita Intru-

siva Suchixtlahuaca. Esto se discutirá posteriormente en la parte 2 de este estudio geológico (Mitre-S. *in Ms.*).

Edad. La edad precisa de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca es desconocida. La evidencia objetiva de campo, indica que su emplazamiento es definitivamente posterior al depósito de la Formación Yanhuatlán. Tanto ésta como la Toba Llano de Lobos, están inclinadas en el margen sur del lacolito cercano a Suchixtlahuaca, indicando que la intrusión es posterior también al depósito de la Toba. En los demás cuerpos intrusivos, se observa el mismo patrón de relaciones estratigráficas. Se concluye por tanto, que el límite mínimo de edad para la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, es post-Toba Llano de Lobos.

Se considera que cronológicamente, la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca es muy cercana a las Andesitas Yucudaac y San Marcos, es decir, su edad corresponde al Terciario Medio-Tardío temprano. El parecido litológico-petrográfico-químico es grande (cf. Fig. 7), sugiriendo relaciones genéticas estrechas.

Las diferencias principales (mayor índice de Color, mayor grado de cristalinidad y menor cantidad de vidrio en la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca), se explican fácilmente por el modo de ocurrencia de los cuerpos de andesita y por diferenciación magmática. En la Fig. 7 se muestra la variación química observada en las rocas ígneas del área, se aprecia una marcada sobreposición en los rangos de variación de las diversas unidades; esto sugiere fuertemente que, en conjunto, las rocas ígneas constituyen un *continuum* espectral químico-petrográfico, probablemente resultante de relaciones genéticas estrechas. Bajo esta hipótesis, las dos unidades de toba representan actividad magmática inicial silícica explosiva, seguida por actividad menos violenta, representada por la extrusión de las andesitas y, que concluye con el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. En estas condiciones, las rocas ígneas del área constituyen parte de una misma provincia petrográfica (innominada) y representan diversos estadios de diferenciación magmática.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los rasgos estructurales principales de las diversas unidades litoestratigráficas se han mencionado ya. En este capítulo se discuten y describen las características de las estructuras observadas y se presentan algunas ideas sobre sus interrelaciones, edad y origen (Figs. 8 y 9, Láms. 14, 15, 16 y 17).

El área de estudio pertenece a la Provincia Morfotectónica Sierra Madre Oriental (Guzmán y De Cserna, 1963: 115). Las rocas cretácicas están afecta-

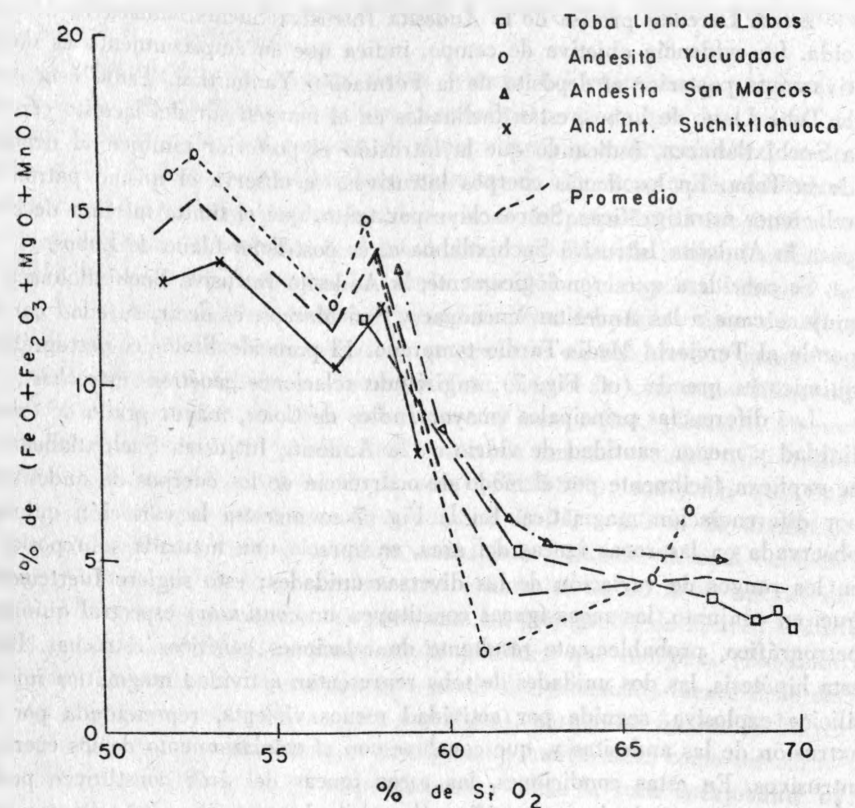


Fig. 7. Comparación y variación química observada en las rocas ígneas del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca.

das principalmente por plegamiento, mientras que las cenozoicas lo están por fallamiento.

PLIEGUES

De las Rocas Cretácicas

La Zona de las Montañas Centrales presenta las estructuras principales de las rocas cretácicas (Lám. 14 y 17). Estas rocas se encuentran deformadas por plegamiento y fallamiento regional a lo largo de una dirección dominante norte-noroeste-sur-sureste (cf. Fig. 8 y Lám. 17) y forman altos estructurales y topográficos. Los pliegues constituyen dos anticlinorios separados por un sinclinorio (Lám. 14 y 17).

Los anticlinorios están formados por la Caliza Teposcolula, son asimétricos y de tamaño desigual; el occidental es más grande. Este anticlinorio está integrado por cuatro anticlinales principales recostados, cuyos ejes se aproximan en la parte media, buzan a ambos extremos y describen una amplia curvatura sigmoidea. En la mitad norte del anticlinorio, los anticlinales están recostados hacia el oriente, mientras que en la mitad sur lo están al poniente (cf. Láms. 14, 15, 16 y 17). Hacia el extremo sur, los anticlinales divergen y se desarrolla un sinclinal relativamente amplio, orientado al norte-noroeste-sur-sureste, donde se localiza San Pedro y San Pablo Teposcolula.

El anticlinorio oriental es de menor tamaño y está parcialmente cubierto por rocas cenozoicas hacia el norte. Este anticlinorio está formado por dos anticlinorios apretados menores, separados por un sinclinorio que buza al norte. Los anticlinorios son asimétricos también, tienen una orientación norte-sur con una ligera deflexión al oriente en su porción meridional. Los anticlinales y sinclinales asociados desarrollan relaciones complicadas de buzamiento y la posición de su plano axial varía de normal a recostada. La presencia de una faja de plegamiento tipo chevron, constituye una característica saliente de estos anticlinorios. La faja aflora en el km 6 de la carretera a Tlaxiaco.

El sinclinorio ocupa la parte media de las Montañas Centrales. Está constituido por la Formación Yucunama; su mitad norteña tiene una orientación norte-sur, que cambia gradualmente a noroeste-sureste en la mitad meridional; esta última es más angosta. El sinclinorio está integrado por varios pliegues asimétricos apretados que buzan al sureste. Hay disarmonía entre el sinclinorio y los anticlinorios, debido a la competencia diferente de la Caliza Teposcolula y

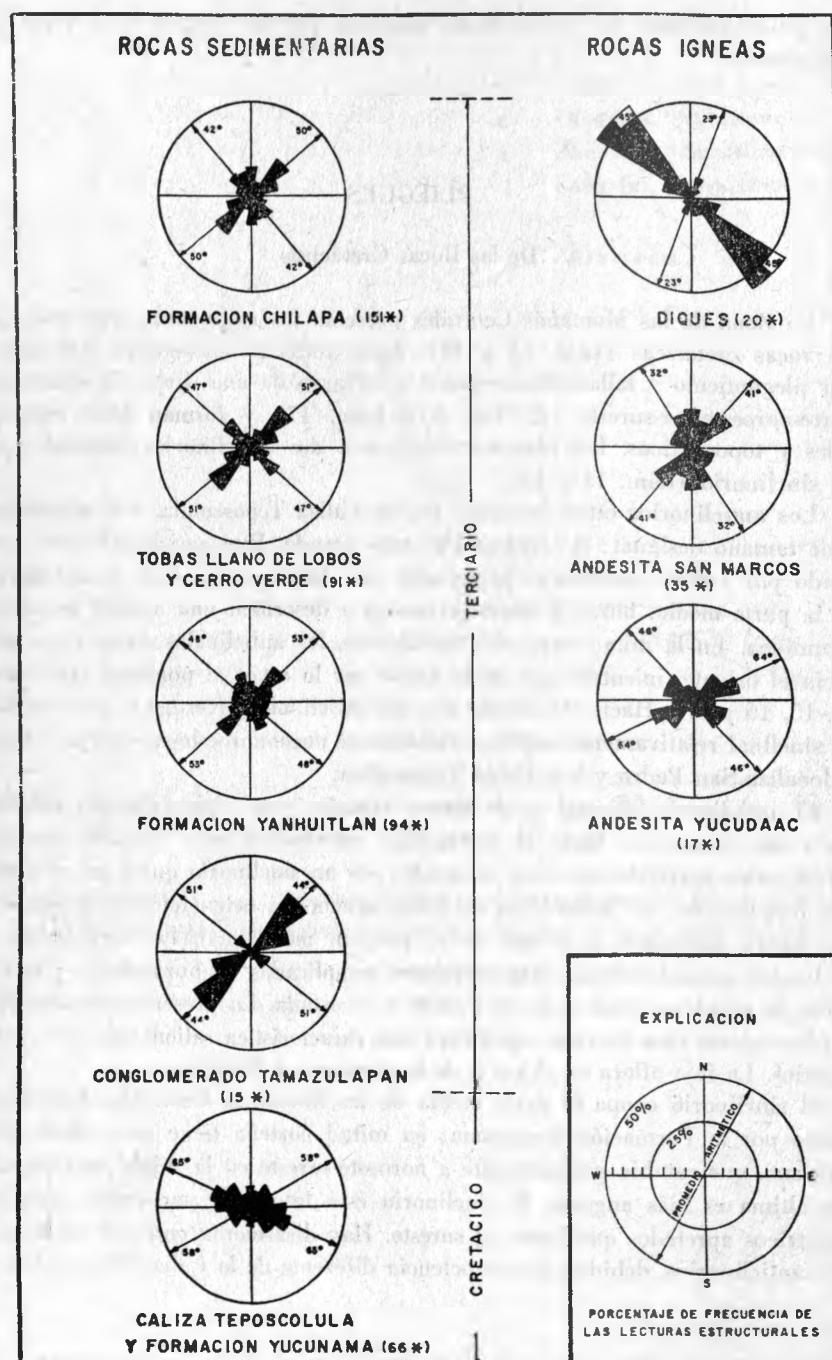


Fig. 8. Diagramas angulares de frecuencia de los sistemas de fallas y fracturas.

la Formación Yucunama; esto probablemente explique la existencia del componente angular del contacto entre estas unidades.

Fuera de la Zona de las Montañas Centrales, las rocas cretácicas forman cerros pequeños aislados, que estructuralmente corresponden a bloques inclinados, generalmente asociados a fallas. La única excepción la hacen los tres cerros adyacentes al norte de esta zona; éstos estructuralmente corresponden a anticlinales de orientación este-oeste.

El complejo plegamiento descrito, probablemente fue posible, por la existencia de anhidritas infrayacentes a las calizas, que habrían actuado como una interfase entre las calizas y el basamento, facilitando el desprendimiento ("decollement") de las primeras y su complejo plegamiento. La presencia de yeso en la Formación Yanhuatlán y, particularmente, el hallazgo de anhidritas debajo de las calizas en los dos pozos de sondeo que PEMEX perforó en el área (González-Alvarado, comunicación escrita, abril 15, 1974), apoyan fuertemente esta interpretación.

De las Rocas Cenozoicas

En estas rocas, el plegamiento tiene una importancia secundaria. La litología de las formaciones clásticas no es apropiada y solamente se definen anticlinales o sinclinales amplios, a escala regional. En la Formación Yanhuatlán, se observó un sinclinal pequeño cerca del Rancho Cieneguilla, sobre la Carretera Panamericana. La orientación de este sinclinal es este-oeste.

En la Formación Chilapa, se observan cambios abruptos locales en la posición estructural. Estos cambios se deben a deslizamiento gravitacional, contorsión intraformacional (cf. Lám. 5, Fig. D), hundimiento ("slumping") y/o fallamiento en pequeña escala. Estas estructuras se originan por la gran diferencia en la competencia de los estratos involucrados, determinando que, por compactación diferencial y/o por sismos (probablemente relacionados con actividad volcánica), algunos estratos actúen como un medio tixotrópico. Esta formación era muy plástica.

FALLAS Y FRACTURAS

De las Rocas Cretácicas

En la Fig. 8 se resume la información pertinente de todas las unidades litoestratigráficas del área. En la Zona de las Montañas Centrales las rocas

cretácicas parecen estar afectadas por dos sistemas de fallas y fracturas, cuyas orientaciones dominantes son: este-noreste-oeste-suroeste y oeste-noroeste-este-sureste respectivamente; la densidad de fracturamiento es mucho menor que en las rocas cenozoicas. La estructura peculiar de la Zona de las Montañas Centrales, que contienen además la mayor parte de las rocas cretácicas, se interpreta considerando que esta zona es un pilar tectónico (cf. Lám. 17). El término abrupto de las estructuras al norte de las Montañas Centrales, coincide a su vez con la presencia de fajas de calizas cataclásticas sin cohesión primaria (*sensu* Higgins, 1971) y, es muy sugestivo de la probable existencia de fallamiento.

De las Rocas Cenozoicas Sedimentarias

Estas rocas tienen en general una posición estructural horizontal. Localmente, presentan inclinaciones asociadas a fallas o a cuerpos intrusivos. Solamente una falla importante, la del Río Negro, afecta a estas rocas (cf. Láms. 14 y 17). Esta falla cruza la Carretera Panamericana cerca del km 67, se desarrolla en la Formación Yanhuatlán, tiene un rumbo principal norte-noroeste-sur-sureste; es normal, el bloque caído es el occidental y su desplazamiento vertical es de 50 a 100 m. La Falla del Río Negro está asociada con varios cuerpos intrusivos y su rumbo corresponde también con el rumbo principal de los diques y las rocas cretácicas.

En conjunto, las fallas y fracturas (inferidas en gran parte del patrón de drenaje) de las rocas sedimentarias cenozoicas, parecen estar arregladas en dos sistemas, cuyas direcciones preferenciales son noreste-suroeste y noroeste-sureste, predominando el primero (cf. Fig. 7 y Lám. 17). El ángulo de convergencia de estos sistemas es casi recto; la mayoría de las fracturas son cruzadas o inclinadas y su patrón de distribución probablemente esté asociado con acoplamiento regional (Badgley, 1965: 165).

De las Rocas Lávicas e Intrusivas

Estas rocas tienen una menor densidad de fallamiento y fracturamiento que las rocas sedimentarias. Se observaron pocas fallas, la mayoría afecta a la Andesita San Marcos. En la porción suroriental del área, la distribución de los cuerpos intrusivos está asociada a la Falla del Río Negro. El patrón de fracturamiento no define claramente ningún sistema (cf. Fig. 8). La orientación de los diques tiene una dirección preferencial noroeste-sureste.

TECTÓNICA REGIONAL, INTERRELACIONES Y EDAD

En base a las evidencias objetivas, no es posible determinar dentro de límites precisos la edad del plegamiento y fallamiento de las rocas cretácicas. Este episodio ciertamente es posterior al depósito de la Formación Yucunama y anterior al Conglomerado Tamazulapan, es decir, que ocurrió dentro del intervalo Santoniano. Maestrichtiano-Eoceno Tardío. Los pliegues de la Mixteca Alta forman parte de la gran faja estructural mesozoica Sierra Madre Oriental, que se extiende en México desde sus límites con Texas hasta sus límites con Guatemala (de Cserna, 1961; Guzmán y de Cserna, 1963). Es claro que la información relevante sobre esta faja, es pertinente a la Mixteca.

Böse and Cavins (1927: 142), presentaron evidencias indicativas de que el plegamiento de la Sierra Madre Oriental en el noreste de México, ocurrió durante el Eoceno Medio y Tardío. Muir (1936: 140) y Heim (1940: 347), consideraron que el principal episodio de plegamiento de la Sierra Madre Oriental en San Luis Potosí, tuvo lugar durante el Terciario Temprano. De Cserna (1956: 66), fechó como del Eoceno Temprano, el plegamiento de la Sierra Madre Oriental entre Torreón y Monterrey, considerándolo como la culminación de la Orogenia Laramide. Fries (1960: 151) señaló que se ignora si el plegamiento de las rocas cretácicas en el sureste de México, es simultáneo, anterior o posterior al de estas rocas en el noreste, y consideró que probablemente el principal episodio de plegamiento de las rocas cretácicas de Morelos y norte de Guerrero, tuvo lugar durante el Eoceno Temprano a Medio. Fries (*op. cit.*), estimó que probablemente el combamiento inicial empezó en el Maestrichtiano. Cárdenas-V. (1966: 104) mencionó que la Orogenia Laramide es responsable del levantamiento continental, plegamiento y fallamiento de las rocas precenozoicas del sur de México y de la formación final de los conglomerados continentales (de fragmentos calizos) similares al Conglomerado Rojo de Guanajuato.

En 1960, de Cserna introdujo el término *Orogenia Hidalguense* para designar este evento, porque consideró que, el estilo tectónico de la deformación de las rocas mesozoicas en México es diferente del estilo que tienen estas deformaciones en las Montañas Rocosas de los Estados Unidos, y señaló que el término Orogenia Laramide carece de significación unívoca. En este estudio se acepta la opinión de de Cserna (1960); en este contexto, la deformación en las rocas cretácicas en el área cartografiada, ocurrió durante la Orogenia Hidalguense.

El campo de fuerzas que generó las estructuras, debe haber sido uno de

compresión lateral orientado este-oeste, toda vez que las estructuras resultantes tienen una orientación principal norte-sur. Los sistemas de fallas (transversas y diagonales) y fracturas (cruzadas y diagonales), cuyas orientaciones dominantes son este-noreste-oeste-suroeste y oeste-noroeste-este-sureste respectivamente, se interpretan como resultado de acoplamiento ("coupling"). Fries (1960: 149) sugirió que los pliegues de las calizas del Estado de Morelos son el resultado de compresión profunda subcortical lateral; probablemente otro tanto pueda decirse de los pliegues de las calizas mixtecas.

Badgley (1965: 255) señaló que las fallas de desplazamiento a rumbo ("strike-slip"), frecuentemente están asociadas a compresión lateral. Rast *et al.* (1970), cartografiaron preliminarmente extensas áreas de la Mixteca y, sugirieron la posibilidad de que "tear-faulting" esté involucrado en la tectónica de esta región. Para probar esta hipótesis preparé un mapa, bosquejo tectónico de las rocas mesozoicas de la Mixteca Alta (Fig. 9). Estas rocas constituyen tres bloques principales alargados, orientados en dirección norte-noroeste-sur-sureste. Estos bloques son el Zapotitlán-San Juan Raya, el Petlalcingo-Tezoatlán y el bloque de las Montañas Centrales. La suposición a probar es que los tres bloques originalmente constituían una sola faja, y que fallamiento de tipo sinistral ("tear-faulting") desplazó el bloque Petlalcingo Tezoatlán hacia el occidente.

Los siguientes hechos apoyan esta hipótesis: el término abrupto de las rocas mesozoicas y de sus estructuras al norte de las Montañas Centrales, al sur del bloque Zapotitlán-San Juan Raya y a ambos lados del bloque Petlalcingo-Tezoatlán. La deflexión occidental de las Montañas Centrales (porción norte). La estructura y posición (anticlinales orientados este-oeste) de los tres cerros adyacentes al límite norte de las Montañas Centrales. La distribución de las características de campo de las rocas metamórficas y de sus respectivas facies, burdamente paralela a la faja estructural mesozoica, y muestra también un desplazamiento a lo largo de la supuesta falla dextral del norte de Petlalcingo (Rodríguez-Torres, comunicación escrita, diciembre de 1970). La complicada geología estructural de las rocas mesozoicas (particularmente las cretácicas) del área Yucunúti-Tonalá-Papalutla, evidencia grandes desplazamientos hacia el occidente (Ferrusquía-V. *in* Ms. A). Finalmente, el patrón regional de drenaje (tendiente al occidente) sugiere un movimiento relativo de la región hacia el occidente.

Alternativamente, los bloques mesozoicos en la Mixteca Alta, se pueden interpretar como pilares tectónicos o como altos topográfico-erosionales antaño sepultados por rocas volcánicas y sólo recientemente han quedado descubiertos

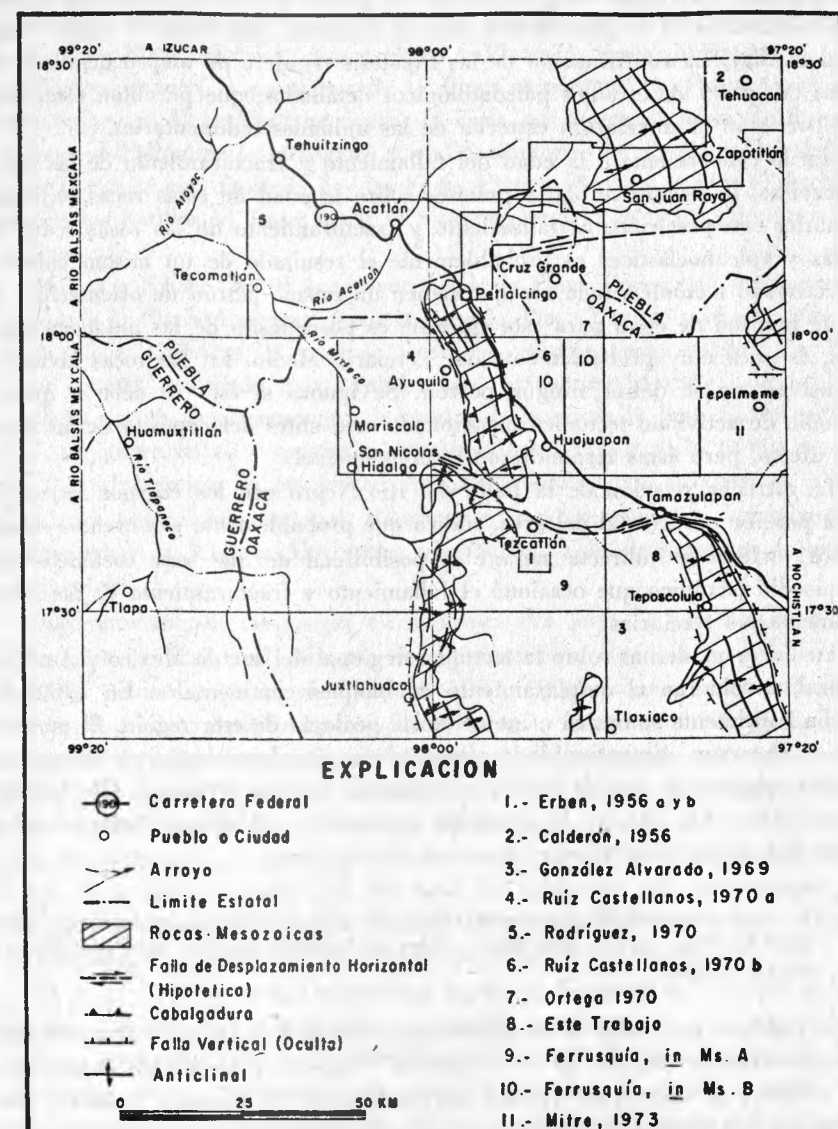


Fig. 9. Mapa esquemático mostrando la distribución de las rocas mesozoicas en la Mixteca Alta (Oaxaca nororiental y Puebla meridional únicamente).

por erosión. En ambos casos, se considera que no formaron nunca una misma faja estructural ni necesariamente están compuestos por rocas de edad y litología similar. La confirmación de las hipótesis requiere de mapeo detallado de áreas críticas y de estudios paleontológicos detallados, que permitan establecer con precisión la correlación estrecha de las unidades sedimentarias.

En lo concerniente a la edad del fallamiento y fracturamiento de las rocas cenozoicas, la escasez de datos precisos sobre la edad de estas rocas, dificulta fecharlos con precisión. El fallamiento y fracturamiento de las rocas sedimentarias y volcanoclásticas es probablemente el resultado de un mismo episodio de actividad tectónica, toda vez que tienen un mismo patrón de orientación. El límite mínimo de edad para este episodio es posdepósito de las unidades tobáceas, es pues muy probablemente del Terciario Medio. En las rocas lávicas e intrusivas, no se define ningún patrón. Se ignora si esto se debe a que el episodio de actividad tectónica mencionado cesó antes del depósito de las lavas o si afectó, pero éstas respondieron diferentemente.

La estrecha relación de la Falla del Río Negro con los cuerpos intrusivos de la porción suroriental del área, indica que probablemente son eventos simultáneos; evidencia indirecta sugiere la posibilidad de que sean coetáneos con el episodio tectónico que ocasionó el fallamiento y fracturamiento de las rocas sedimentarias terciarias.

Las ideas modernas sobre la tectónica regional del sur de México y América Central, involucran el desplazamiento de bloques continentales. En 1969, De Cserna hábilmente sumariizó e interpretó la geología de esta región. Él muestra que se observan discontinuidades importantes, desplazamientos y fallamiento extenso relacionado con la deriva continental. Su interpretación (De Cserna, 1969: 166 y Fig. 3) de la tectónica regional de México y Centroamérica, señala que esencialmente ocurrió:

“... a horizontal displacement along the Jalisco-Nicoya continental boundary fault in such a way that... Mexico traveled further west and Nicoya stayed behind”.

Se concluye que hubo un desplazamiento general a lo largo de una dirección oeste-noroeste-este-sureste. El “tear-faulting” supuesto y los hechos examinados con relación al mismo, se ajustan adecuadamente al armazón tectónico propuesto por De Cserna (*op. cit.*).

Los estudios sísmicos de Molnar y Sykes (1969: 1641, figura 1) y la nueva escuela de la Tectónica de Placas (cf. Sykes, 1967; Isacks, Oliver y Sykes, 1968; Antwater, 1970 y Malfait y Dinkelman, 1971, entre otros), presentan

otra alternativa. Ellos consideran que el sur de México, Centroamérica, de Sudamérica septentrional y la región del Caribe, son partes de tres placas litosféricas: Placa Américas, Placa Cocos y Placa Caribeña. México y el Golfo de México, forman la parte sur de la Placa Américas. La Placa Cocos está limitada por la Fosa Mesoamericana, la Zona de Fracturamiento de Panamá, la Zona de Fallamiento Galápagos, y el Promontorio del Pacífico Oriental. La Placa Caribeña está limitada por las Fosas Puerto Rico y Caimán, el Archipiélago de las Antillas, el límite norte de Sudamérica y la Zona de Fracturamiento de Panamá.

Molnar y Sykes (1969) concluyeron que la Placa Cocos está desplazándose debajo de la Placa Américas, mientras que la Placa Caribeña se está alejando de la Placa Américas, la cual se mantiene relativamente estable. La Placa Cocos se está moviendo más rápidamente. El “underthrusting” de la Placa Caribeña, indica desplazamiento sinistral a lo largo de la Fosa Caimán-Puerto Rico. Se ignora cuándo empezaron estos movimientos o cuándo se estableció la actual configuración de las placas. Las estructuras de la Mixteca se ajustan también a este modelo regional. Parece que en último análisis, las estructuras observadas en la Mixteca Alta, están relacionadas a desplazamientos de bloques continentales.

Alternativamente, los rasgos estructurales del área de estudio, se pueden interpretar (aplicando el concepto de superposición tectónica desarrollado por Aubouin y sus discípulos, cf. Aubouin, 1973, 1974), como correspondientes a tres fases sucesivas de deformación. La primera es idéntica a la Orogenia Hidalguense, la segunda corresponde al fallamiento (y fracturamiento) del Terciario Medio y la tercera, al extenso fracturamiento observado en las rocas terciarias y que probablemente ocurrió durante el Cenozoico Tardío. En este contexto, creo que el concepto de superposición tectónica permite una interpretación adecuada de la evolución geológica del área. La aplicación de este concepto y su discusión apropiada, escapan al objetivo de este estudio y constituyen aspectos susceptibles de abordarse en un estudio puramente estructural.

El Dr. M. Tardy, de la Universidad de París, discípulo de Aubouin e Investigador visitante en el Instituto de Geología, comenta en una comunicación escrita (junio 18, 1974) la posibilidad de interpretar la segunda fase de deformación de manera distinta. Tardy restringe esta fase al intervalo post-Formación Yanhuatlán-pre-Toba Llano de Lobos; el evento saliente fue la generación de pliegues de amplio radio de curvatura, cuya orientación axial es NNW-SSE. El fallamiento y fracturamiento del Terciario Medio, tácitamente quedan excluidos como fenómenos importantes de esta fase. La Zona de las Montañas

Centrales se interpreta como el núcleo cretácico de estos pliegues amplios, visible ahora por la erosión.

Esta interpretación es interesante, pero creo que no es sostenible por las siguientes razones:

1. La fecha propuesta para el intervalo de máxima deformación (post Formación Yanhuatlán—pre-Toba Llano de Lobos), implicaría una discordancia angular y erosional entre estas dos formaciones; la evidencia de campo muestra que el contacto es concordante.

2. Tanto la Toba Llano de Lobos como la Formación Yanhuatlán, están afectadas por fallamiento y fracturamiento demostrablemente asociado al emplazamiento de plutones hipabisales (cf. Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, este estudio), lo cual implica que este proceso ocurrió con posterioridad al depósito de la Toba y que este proceso constituyó el rasgo tectónico dominante del Terciario Medio.

3. No existen evidencias de arqueamiento en la Formación Yanhuatlán, que hubiesen definido amplios anticlinales orientados axialmente en dirección paralela a la Zona de las Montañas Centrales. Por otro lado, la presencia del Conglomerado Tamazulapan, cuya posición estratigráfica discordantemente subyacente a la Formación Yanhuatlán, aunada a la composición mineralógica y petrográfica de esta formación (cf. Formación Yanhuatlán, en este estudio), claramente demuestran que esta unidad no cubrió sustancialmente a la Zona de las Montañas Centrales; por tanto, no pudo plegarse armónicamente con ella, de tal suerte que esta zona constituyese el núcleo de un enorme anticlinal.

4. La complejidad estructural de la Zona de las Montañas Centrales es enormemente mayor de la que resultaría de un simple arqueamiento. La geometría reconstruida de la zona, muestra que ésta tendría una altitud mayor que la del espesor total de la Formación Yanhuatlán.

5. En el supuesto de que efectivamente las Formaciones Teposcolula, Yucunama, Yanhuatlán y Conglomerado Tamazulapan, se hubiesen plegado conjuntamente durante esta segunda fase, resulta incomprensible que rocas competentes como las calizas se plegaran y arquearan en un grado tan alto como lo están en la Zona de las Montañas Centrales, mientras que rocas tan deleznales como las limolitas de la Formación Yanhuatlán no muestran evidencias de plegamiento.

6. El patrón estructural de la región Mixteca, corresponde mejor a un patrón tectónico de bloques (tectónica vertical) complicado por desplazamientos horizontales regionales o semirregionales, que a un patrón tectónico dominado por arqueamientos o plegamientos suaves e intenso trabajo erosivo que descubre los núcleos mesozoicos de estos pliegues.

El balance de la evidencia pertinente es desfavorable completamente a la interpretación de Tardy y, por tanto, resulta justificado rechazarla. Sin embargo, el concepto de superposición tectónica parece promisorio para descifrar la complicada evolución tectónica de la Mixteca.

CONCLUSIONES SOBRE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

a) El área de estudio forma parte de la Provincia Morfotectónica Sierra Madre Oriental.

b) Las estructuras principales de las rocas cretácicas son pliegues y están restringidos a la Zona de las Montañas Centrales. Aquí forman dos anticlinorios y un sinclinorio, su orientación dominante es norte-sur. Las Montañas Centrales constituyen un pilar tectónico limitado por fallas sepultadas.

c) Las rocas cenozoicas sedimentarias están afectadas principalmente por fallamiento y fracturamiento. Aparentemente las fallas y fracturas están arregladas en dos sistemas cuyas direcciones principales son noreste-suroeste y noroeste-sureste, predominando la primera. Este patrón formado por estructuras cruzadas e inclinadas, parece estar asociado con acoplamiento regional, donde los esfuerzos principales tenían una orientación este-oeste, pero no compartían el mismo eje. Las rocas lávicas e intrusivas están menos falladas y fracturadas; sus estructuras no definen ningún patrón dominante.

d) La principal estructura de las rocas terciarias es la Falla del Río Negro; está asociada estrechamente a los cuerpos intrusivos vecinos.

e) Muy probablemente, la deformación de las rocas cretácicas de la Mixteca ocurrió durante la Orogenia Hidalguense; el episodio principal ocurrió durante el Terciario Temprano. El fallamiento y fracturamiento de las rocas terciarias ocurrió probablemente durante el Terciario Medio.

f) Consideraciones de tectónica regional, sugieren la existencia de "tear-faulting" en la Mixteca Alta. Aparentemente, las estructuras observadas en esta región están, en última instancia, relacionadas a desplazamientos de bloques continentales.

HISTORIA GEOLÓGICA

El primer suceso geológico registrado en el área, es el depósito del Grupo Tecocoyunca? del Jurásico Medio. Esta unidad está constituida por calizas,

areniscas y limolitas probablemente depositadas en un ambiente palustre-parállico. Se ignora si estas rocas se depositaron directamente sobre el basamento o sobre rocas jurásicas o prejurásicas. Erben (1956b) considera que las rocas del Jurásico Medio y Tardío de Oaxaca, representan un periodo de inestabilidad tectónica, con pulsos sucesivos de transgresión y regresión sobre una área continental emergida; mientras que Alencáster (1963) concluyó que dichas rocas forman una secuencia de molasse.

El siguiente suceso geológico registrado, es el depósito de la Caliza Teposcolula del Albiano-Coniaciano. No se tiene registro en el área, de lo que ocurrió entre el depósito del Grupo Tecocoyunca? y la Caliza Teposcolula. La información disponible para áreas vecinas, permite, sin embargo, inferir razonablemente esto. Erben (1956b) consideró que las rocas alternativamente marinas y continentales del Grupo Tecocoyunca, representaron un preludio de la extensa transgresión del Jurásico Tardío, durante la cual se depositaron la Caliza con *Cidaris* y rocas correlativas en la región mixteca. El hundimiento de la cuenca jurásica tuvo carácter episódico, relacionado con plegamiento local y levantamientos ocasionales; ésta es la interpretación que dio Erben a la discordancia angular y erosional que separa las rocas jurásicas de las cretácicas en el área de Diquiyú-El Consuelo-Yucuquimi, que él estudió. Cárdenas-V. (1966: 103) relacionó estos movimientos con el emplazamiento de cuerpos intrusivos en el área de Mixtepec-El Consuelo. En 1970, De Cserna evaluó esta discordancia, concluyendo que sus causas no están bien conocidas. Durante el trabajo cartográfico-geológico de la región, tuve la oportunidad de observar la existencia de la discordancia en cuestión en algunas áreas y la aparente continuidad jurásico-cretácicas de la secuencia en otras. La discusión de esto se pospone a la presentación de la evidencia respectiva.

La transgresión iniciada en el Jurásico, continuó durante el Cretácico Temprano; el mar penetró más profundamente tierra adentro, cubriendo áreas de relieve variado, formándose esteros y bahías, donde se acumularon evaporitas tanto en Oaxaca (Cárdenas-V. 1966: 103), como en otras partes de México meridional (Fries, 1960: 161).

La transgresión continuó y alcanzó su máxima extensión durante el Cretácico Medio-temprano Tardío; en este intervalo se depositaron la Caliza Teposcolula y unidades correlativas. Posterior a éstas, ocurrió el depósito de la Formación Yucunama del Cretácico Tardío. La transgresión llegó a su término entonces, iniciándose una extensa regresión, que coincidió con un periodo de intensa actividad tectónica regional, la Orogenia Hidalguense de fines del Cretácico-Terciario Temprano. Durante esta orogenia, ocurrió un rápido levanta-

miento regional, asociado con plegamiento y fallamiento de las rocas cretácicas, desarrollándose un relieve abrupto, probablemente en el Eoceno Temprano.

La erosión de las montañas calizas recientemente formadas asociada a fallamiento en bloques durante el resto del Eoceno, originó el depósito de conglomerados (de clastos gruesos) semejantes al Tamazulapan, que se acumularon al pie de las montañas o en las cuencas locales del drenaje interior.

La Formación Yanhuatlán representa depósitos acumulados en lagos someros. Está constituida por sedimentos de grano fino, derivados principalmente de las rocas metamórficas del basamento oaxaqueño. El espesor grande de esta formación sugiere que haya habido subsidencia coetánea al depósito. Los escasos interstratos de cenizas volcánicas dentro de la Formación Yanhuatlán, marcan el comienzo de la actividad volcánica explosiva en la región.

Esta actividad tuvo su desarrollo máximo durante el Terciario Medio (Oligoceno Tardío-Mioceno), cuando se depositaron las Tobas Llano de Lobos y Cerro Verde. Estas tobas representan un (primer) periodo de intensa actividad magmática silícica explosiva. Éste fue seguido por un segundo periodo de actividad magmática menos violenta, representado por el depósito de las Andesitas Yucudaac y San Marcos y el emplazamiento de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca. Este segundo periodo de actividad ígnea fue probablemente el resultado de una ligera diferenciación magmática. El fallamiento de las rocas cenozoicas, muy probablemente estuvo asociado con la actividad magmática.

Durante este periodo de actividad volcánica, se desarrolló una cuenca lacustre en la porción occidental del área, donde se depositó la Formación Chilapa. La interdigitación de esta formación con las Andesitas Yucudaac y San Marcos, y la presencia de brechas de derrame a diferentes niveles estratigráficos, indica que estas unidades son el resultado de varios derrames lávicos superpuestos.

El principal episodio volcánico probablemente terminó en el Terciario Tardío-Cuaternario más Temprano. El relieve así generado es abrupto y la tasa de erosión es alta, particularmente en las rocas clásticas no cubiertas por los derrames andesíticos. Se ha desarrollado en esas rocas una topografía de malpaís y el suelo resultante es muy delgado o de plano inexistente. Los depósitos de caliche en el área, indican que prevaleció un clima árido durante parte del Cuaternario, y que esta aridez puede estar incrementándose ahora. Los depósitos de travertino se formaron por la actividad de manantiales termales, probablemente asociados a lugares de volcanismo latente o remanente.

La biota también respondió a las condiciones geológicas regionales. En las partes altas de las sierras y montañas se desarrolló un bosque de pinos, mientras

que en las partes bajas se desarrolló un bosque caducifolio. Las mesas y las planicies bajas quedaron cubiertas por una vegetación de sabana. La fauna de mamíferos grandes fue más abundante durante el Pleistoceno y probablemente, durante la mayor parte del Holoceno. El área estaba poblada por manadas de bisontes, caballos, elefantes y probablemente otros grandes mamíferos. El empobrecimiento de la fauna de mamíferos y la disminución de las sabanas y bosques caducifolios de la región, son resultado de los profundos cambios ecológicos impuestos a la biota mixteca por la creciente aridez, la elevada tasa de erosión, el relieve abrupto y la elevada densidad de población. A su vez, todos estos factores están controlados geológicamente. La casi completa ausencia de estudios paleontológicos y neobiológicos de la región, impide conocer el panorama ecológico para la mayor parte del Cuaternario, y evaluar con precisión los cambios ocurridos.

S U M A R I O

El área de estudio está localizada en la Mixteca Alta, noroeste de Oaxaca, entre los paralelos 17°30' y 17°45' N y los meridianos 97°20' y 97°40' W; tiene una extensión aproximada de 940 km.² La población principal es Tamazulapan. El camino principal es la Carretera Federal 190. El clima es templado-lluvioso, con invierno seco, suave y verano lluvioso.

El área forma parte de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur y se ha dividido en cuatro unidades fisiográficas informales: a) *Zona de las Montañas Centrales*, localizada en la porción central, con un rango altitudinal de 200 a 2 600 m, cubierta por arbustos espinosos; b) *Zona de Malpaís y Valles*, ocupa la parte oriental y norte-central del área, tiene un rango altitudinal de 1 200 a 2 400 m, está cubierta por malezas y cactáceas; c) *Zona de la Depresión Chilapa*, ocupa la porción occidental del área, tiene un rango altitudinal de 2 000 a 2 200 m, está cubierta por arbustos espinosos y matorrales, y d) *Zona Montañosa Volcánica*, que ocupa el resto del área, tiene un rango altitudinal de 2 400 a 3 500 m y está cubierta por un bosque deciduo en la parte baja y por un bosque de pinos en la alta. Tres cuencas hidrográficas tienen sus fuentes en el área. La cuenca del Río Balsas ocupa la porción occidental y central del área, la cuenca del Río Verde ocupa la porción suroriental y la cuenca del Río Papaloapan ocupa la porción nororiental. La cuenca del Río Papaloapan drena hacia el Golfo de México, mientras que las otras dos drenan al Océano Pacífico. El partaguas continental tiene una dirección noroeste-sureste.

El área forma parte de la Provincia Morfotectónica Sierra Madre Oriental de México. Afloran rocas mesozoicas y cenozoicas. La unidad litoestratigráfica más antigua es el Grupo Tecocoyunca? Éste consiste de calizas negras de estratificación delgada, interestratificadas con areniscas y pizarras chapopotíferas de estratificación delgada, expuestas a lo largo del Río Chilapa. Estas rocas se parecen al Grupo Tecocoyunca del Jurásico, y tentativamente se asignan a esta unidad.

La Caliza Teposcolula de edad albianno-coniaciana y probablemente santoniano-temprana, sobreyace Grupo Tecocoyunca?; el contacto no está expuesto. Esta unidad consiste de 500 a 600 m de biopelmicrita crema a gris, estratificada masivamente; la Caliza Teposcolula constituye la mayor parte de la Zona de las Montañas Centrales, en donde estructuralmente está formando dos anticlinorios orientados aproximadamente de norte a sur, separados por un sinclinorio. Esta formación es correlativa con las Formaciones Morelos y Cuautla de la parte centromeridional de México.

La Caliza Teposcolula está discordantemente sobreyacida por la Formación Yucunama de edad campaniana-maestrichtiana. Esta unidad consiste de 300 a 400 m de biomicrorita de color crema a amarillo, de estratificación delgada a mediana. La Formación Yucunama aflora en el sinclinorio mencionado y su contacto superior es discordante. Esta formación es correlativa con las Margas Tilantongo y la Formación Mexcala.

Durante la Orogenia Hidalguense ocurrió un gran periodo de intensa actividad tectónica regional. Este evento geológico probablemente tuvo lugar durante el Eoceno Temprano. Los productos de erosión de las montañas calizas recientemente formadas son el Conglomerado Tamazulapan. Esta unidad consiste de un conglomerado formado por guijarros, matatenas y bloques de caliza dispuestos en una matriz arenosa rojiza. El Conglomerado Tamazulapan es correlativo a la Formación Balsas del sur de México.

La Formación Yanhuatlán se acumuló en un lago somero. Esta unidad consiste de 300 a 400 m de arcillas y limos rítmicamente subarcóicos arreglados, de color rojo y crema, pobremente endurecidos, de estratificación delgada a mediana, con algunos interestratos de ceniza volcánica. En esta formación se desarrolla la Zona de Malpaís y Valles.

La actividad magmática silícica explosiva e intermedia del área generó el depósito de las Tobas Llano de Lobos y Cerro Verde. Estas formaciones consisten esencialmente de tobas vitricolíticas y rocas asociadas de 350 a 100 m de espesor, respectivamente. Estas tobas forman las mesas de la parte baja de la Zona Montañosa Volcánica.

Una segunda fase de actividad magmática intermedia generó las Andesitas Yucudaac y San Marcos y el emplazamiento de los cuerpos que constituyen la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca. Las primeras forman la parte alta de la Zona Montañosa Volcánica.

La actividad volcánica originó también una cuenca lacustre, en la cual se depositó la Formación Chilapa. Ésta consiste de 350 a 400 m de biomicrita silicificada a caliza dismicrítica de color blanco a crema, de estratificación delgada-mediana y bien endurecida, interestratificada con bancos de pedernal, pizarras, areniscas, limos, venillas de yeso y lentes de turba. En esta formación se desarrolla la Zona de la Depresión Chilapa.

El principal episodio volcánico probablemente cesó al término del Terciario; originó rejuvenecimiento fisiográfico. Las rocas terciarias no cubiertas por derrames lávicos han sido erosionadas vigorosamente, desarrollándose en ellas una topografía de malpaís. Los gruesos depósitos de caliche cuaternario, indican que la aridez prevaleció por lo menos durante parte del Cuaternario. En algunos lugares, manantiales termales relacionados a volcanismo latente o remanente originaron depósitos de travertino. En las partes bajas se ha depositado aluvión cuaternario o se han desarrollado suelos delgados.

APÉNDICES

APÉNDICE A. SECCIONES MEDIDAS CALIZA TEPOSCOLULA

Sección-Tipo

Salas (1949) describió esta formación, pero no designó Sección-Tipo, únicamente menciona (p. 105):

“Esta caliza toma su nombre del pueblo de San Pablo y San Pedro Teposcolula, (Oaxaca), . . . en cuyas inmediaciones se encuentra el mejor afloramiento observado por el autor . . .”

En vista de esto, he decidido designar como Sección-Tipo, la siguiente sección de la Caliza Teposcolula. Esta sección se extiende de la base del acantilado que se encuentra sobre el lado norte del camino pavimentado de Tlaxiaco (que se desprende la Carretera Panamericana), aproximadamente en el km 14.2, unos 950 m al suroeste de la iglesia de San Pedro y San Pablo Teposcolula; de ahí la sección continúa hasta la cima del cerro (Lám. 14, Sección Medida 1). La línea de sección está desde el nivel base del camino a la cima del cerro. Se escogió este sitio, porque queda dentro del área-tipo implícita en el trabajo de Salas (1949: 105). Desafortunadamente ninguno de los contactos aflora aquí. La sección se midió con Báculo de Jacob.

SECCIÓN-MEDIDA 1: SECCIÓN-TIPO DE LA CALIZA TEPOSCOLULA

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
1	Biomierita; color crema que intemperiza a amarillento sucio, poco fosilífera con algunos fragmentos de conchas de pelecípodos pequeños silicificadas y, masas recristalizadas; esta caliza está estratificada masivamente en bancos o capas de 0.60 a 1.00 m de espesor; se torna más fosilífera hacia arriba	2.75

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
2	Biomicrodita muy fosilífera; color crema claro intemperiza a gris con abundantes fragmentos silicificados de conchas de pelecípodos	0.25
3	Biomicrorita; de color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, sin pelecípodos; estratificada masivamente	1.25
4	Biomicrorita; de color crema muy claro que intemperiza a gris muy claro, escasamente fosilífera; estratificada masivamente en capas de 0.80 m	1.50
5	Biomicrodita fosilífera; de color amarillento que intemperiza a gris, con abundantes fragmentos silicificados de conchas de pelecípodos; las conchas son más delgadas que las observadas en la unidad 2	0.20
6	Biomicrodita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, parcialmente recristalizada, estratificada masivamente en capas de 0.50 a 0.80 m de espesor	3.25
7	Biomicrorita; color amarillento que intemperiza a gris, escasamente fosilífera; una sola capa de	0.50
8	Biomicrorita; color amarillento que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífero, de estratificación mediana en una sola capa de 0.35 m de espesor, con una capa de 0.08 m de grueso de biomicrorita muy fosilífera con abundantes fragmentos de pelecípodos de concha delgada y tamaño pequeño, ubicada aproximadamente 0.19 m arriba de la base	0.35
9	Biomicrorita; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.50 m, con una capa de 0.20 m de espesor de biomicrorita muy fosilífera con abundantes fragmentos de conchas delgadas de pelecípodos pequeños, ubicada a 0.20 m arriba de la base	1.50
10	Biopelmicrorita microbandeada; color blanco que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con una capa de 0.25 m de espesor de biomicrodita muy fosilífera con abundantes fragmentos de conchas delgadas de pequeños pelecípodos silicificados, ubicada a 0.10 m arriba	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	de la base de este intervalo. El contacto con el intervalo anterior es gradacional	1.00
11	Biopelmicrorita microbandeada; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 0.50 m de espesor, con dos capas de 0.30 y 0.25 m respectivamente de biomicrorita y biomicrodita muy fosilíferas, con algunos fragmentos de <i>Hippurites</i> sp. a 0.25 y 0.65 m respectivamente arriba de la base	3.40
	Intervalo cubierto	1.10
12	Biomicrorita; color amarillento que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificadas en capas hasta de 0.60 m de espesor con dos capas de aproximadamente 0.15 m cada una de biomicrodita muy fosilífera, con abundantes fragmentos de conchas de pelecípodos pequeños silicificados, a 1.30 y 2.10 m arriba de la base de este intervalo	3.00
	Desplazamiento de 8.0 m al Este	
	Intervalo cubierto	2.00
13	Biomicrorita; color amarillo claro que intemperiza a amarillo sucio, escasamente fosilífera, con nódulos irregulares de pedernal, de aproximadamente 0.20 m de diámetro; estratificada en capas de 0.50 m de espesor	1.00
	Intervalo cubierto	1.25
14	Biomicrorita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de hasta 0.60 m de espesor	1.75
	Intervalo cubierto	1.50
15	Biomicrorita; color crema, que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente, contiene una capa de 0.60 m de grueso de biomicrorita de color amarillo sucio que intemperiza a gris, localizada a 0.45 m arriba de la base de este intervalo	1.50
16	Biomicrorita; color gris oscuro que intemperiza a amarillento, escasamente fosilífera, de estratificación mediana a masiva en capas de 0.25 o 0.50 m de grueso	1.50
17	Biomicrorita; color amarillento que intemperiza a gris, es-	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	casamente fosilífera, estratificada en capas hasta de 0.60 m de espesor; con una zona de nódulos de pedernal situada a 0.30 m arriba de la base; los nódulos son lenticulares, tienen aproximadamente 0.04 m de grueso y de 0.15 a 0.20 m de diámetro y una capa de 0.25 m de grueso de biomicrita rojiza-rosada, localizada a 0.90 m arriba de la base de este intervalo	2.00
	Intervalo cubierto	1.50
18	Biopelmicrita microbandeada; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 60 cm de grueso; cambia gradualmente hacia arriba hasta biomicrita	4.00
19	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 0.60 m de grueso	3.50
20	Biomicrita; color amarillo crema que intemperiza a amarillo sucio, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.60 m de espesor; presenta una capa delgada de 0.01 m de grueso de pedernal, localizada a 1.25 m arriba de la base y una capa de 0.15 m de espesor biomicrudita muy fosilífera, con fragmentos silicificados de conchas de pequeños pelecípodos, situada 3.08 m arriba de la base de este intervalo	5.00
21	Biomicrita; color crema muy claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, de estratificación mediana en capas de 0.15 a 0.30 m de grueso	4.00
	Intervalo cubierto	1.50
22	Biomicrita; color gris muy claro que intemperiza a gris oscuro, escasamente fosilífero, estratificada masivamente en capas de 0.60 m de grueso	1.25
	Intervalo cubierto	0.75
23	Biomicrita; color crema, que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.50 m de grueso	1.00
24	Biopelmicrita microbandeada; de color crema muy claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.60 m de espesor, con	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	una capa de 0.10 m de grueso de biomicrudita muy fosilífera conteniendo abundantes fragmentos silicificados de conchas de pelecípodos pequeños, esta capa está localizada en la base del intervalo	1.50
25	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 0.60 m de grueso, el contacto con el intervalo previo es gradacional	2.00
26	Biomicrita; color gris muy claro que intemperiza a gris más oscuro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.80 m de grueso, cambia gradualmente hacia arriba a biopelmicrita	3.00
27	Biopelmicrita microbandeada; color crema que intemperiza a un color amarillento sucio, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 0.50 m de grueso	1.75
	Intervalo cubierto	4.00
28	Biomicrita; color gris claro que intemperiza a gris oscuro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en una capa de 0.50 m de grueso	0.50
	Intervalo cubierto	2.75
29	Biopelmicrita microbandeada; color gris muy claro que intemperiza a gris menos claro, escasamente fosilífera, de estratificación mediana a masiva en capas hasta de 0.50 m de espesor	1.05
	Intervalo cubierto	3.50
30	Biopelmicrita microbandeada; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera de capas de 0.25 m de grueso; existen varias capas delgadas de pedernal de 0.005-0.008 m de espesor, localizadas en el tercio medio de este intervalo	0.75
	Intervalo cubierto	4.00
31	Biomicrita; color amarillo claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada en una capa masiva	0.50
32	Biopelmicrita microbandeada; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada en capas de 0.50 m de espesor	1.00

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Intervalo cubierto	1.50
33	Biopelmicrita microbandeada; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en una sola capa de 0.90 m de espesor; presenta una de 0.15 m de grueso de biomicrudita, con abundantes fragmentos silicificados de conchas delgadas de pelecípodos pequeños, localizada a 0.75 m arriba de la base de este intervalo	0.90
	Intervalo cubierto	3.00
34	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta de 0.60 m de espesor	1.50
	Intervalos cubiertos	1.00
35	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.50 m de grueso	1.25
	Intervalo cubierto	1.50
36	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas hasta 0.80 m de grueso	3.50
	Intervalo cubierto	4.05
37	Biomicrita; color crema que intemperiza a gris claro, escasamente fosilífera, estratificada masivamente en capas de 0.80 m de espesor; con tres capas de aproximadamente 0.15 m cada una de biomicrudita fosilífera conteniendo abundantes fragmentos de conchas de pelecípodos pequeños ya silicificados, localizadas a 3.70, 3.95 y 4.18 m respectivamente, arriba de la base de este intervalo y una capa de aproximadamente 0.50 m que contiene numerosos nódulos lenticulares de pedernal de aproximadamente 0.05 m de grueso y 0.20 m de diámetro, localizada aproximadamente a 4.60 m arriba de la base en este intervalo	5.10
	Intervalo cubierto hasta la cima del cerro	3.00
	Total medido	107.65

FORMACIÓN YUCUNAMA

Sección-Tipo

La Sección-Tipo de la Formación Yucunama cruza la vereda Yucunama-Tejupan, aproximadamente 315 m al norte del límite de San Pedro Yucunama. La sección se extiende desde la Caliza Teposcolula hasta un afloramiento de la Formación Yucunama localizado al norte de esta población (Lám. 14, Sección-Medida 2). Las capas de la Formación Yucunama tienen una inclinación que varía desde 50° hasta casi vertical y el promedio es 65°. La litología es un poco monótona. La sección se midió con brújula Brunton y una cinta metálica de 20 m.

Sección-Medida 2: Sección-Tipo de la Formación Yucunama

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	La Caliza Teposcolula, biomicrita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con nódulos de pedernal, estratificada masivamente en capas hasta de 0.80 m de espesor, las capas tienen una inclinación de 45° al Este franco.	
	Discordancia angular; en otras partes del área, se observa una capa muy delgada de conglomerados de guijarros arriba de esta discordancia.	
1	Formación Yucunama, Edad Santoniano Tardío-Maestrichtiano, biopelmicrita impura; color amarillento a gris que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con conchas de <i>Lima</i> sp. como el macrofósil dominante, capas de estratificación mediana hasta 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal que produce guijarros bien redondeados, inclinación de 50-55° Este	2.50
2	Biopelmicrita impura; color crema que intemperiza a gris amarillento, escasamente fosilífera, con algunos fragmentos de conchas de ostreidos; <i>Lima</i> sp. se hace más común hacia arriba; estratificación mediana; inclinación de 55° este	3.30
3	Biopelmicrita impura; color gris claro que intemperiza	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	a gris, escasamente fosilífera, con cf. <i>Mitrocaprina</i> sp. frecuente en la parte baja y <i>Neithea</i> sp. como el fósil común en la parte superior de este intervalo; estratificación delgada-mediana con capas hasta de 0.25 m de espesor, intemperización esferoidal bien desarrollada, inclinación de 55-60° Este	2.20
4	Biopelmicrita impura; de color crema que intemperiza a gris amarillento, escasamente fosilífera, con <i>Lima</i> sp. como el macrofósil común; capas con 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal bien desarrollada, inclinación aproximada de 60° Este	3.00
	Intervalos cubiertos; campo de cultivo abandonado .	168.00
	La brecha de Yucunama-Tejupan intersecta la línea de sección aproximadamente a 110 m de la cima de este último intervalo.	
5	Biopelmicrita impura; color gris claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con <i>Lima</i> sp. como el macrofósil dominante, de estratificación delgada a mediana en capas hasta de 0.25 m de grueso, intemperización esferoidal, inclinación aproximadamente de 70° Este .	4.00
6	Biopelmicrita impura; color amarillento que intemperiza a gris amarillento, con abundantes macrofósiles: <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp., <i>Cerithium</i> sp., y <i>Vaccinites</i> sp.; <i>Lima</i> sp. es el más común, está distribuido uniformemente, mientras que <i>Cerithium</i> sp. se encuentra nada más en la parte media y alta, en tanto que <i>Neithea</i> sp. y <i>Vaccinites</i> sp. se encuentran sólo en la parte media. <i>Vaccinites</i> sp. es raro; estratificación mediana en capas de 0.35 m, intemperización esferoidal bien desarrollada, inclinaciones de 75-80° Este	6.30
7	Biopelmicrita impura; similar al intervalo 6; macrofósiles abundantes, incluyendo <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp., <i>Brachyseris</i> sp., y <i>Vaccinites</i> sp.; <i>Lima</i> sp. es el más común tanto que <i>Brachyseris</i> sp. y <i>Vaccinites</i> sp. son los más raros, la inclinación es aproximadamente 70° Este . .	5.20
8	Biopelmicrita impura; de color gris claro que intemperiza a gris, conteniendo <i>Lima</i> sp. y fragmentos de <i>Mi-</i>	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	<i>trocaprina</i> sp. estratificación mediana en capas hasta de 0.35 m de grueso, intemperización esferoidal, inclinación aproximada de 65° Este	6.50
	Intervalo cubierto	1.00
9	Biopelmicrita impura; de color gris claro que intemperiza a gris, conteniendo <i>Lima</i> sp. y <i>Cerithium</i> sp. y unos fragmentos de capas hasta de 0.25 m de grueso; su inclinación es aproximadamente de 65° Este	2.00
10	Biopelmicrita impura; color gris amarillento que intemperiza a gris claro, con abundantes restos de <i>Lima</i> sp., estratificación en capas delgadas de 0.15 m de espesor, intemperización esferoidal bien desarrollada e inclinación de 70° al Este	2.50
11	Biopelmicrita impura, color amarillento que intemperiza a gris amarillento, con abundantes restos de macrofósiles incluyendo fragmentos de ostreídos, <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp., <i>Cerithium</i> sp. y <i>Vaccinites</i> sp.; <i>Lima</i> sp. es el más común, <i>Vaccinites</i> se encuentra únicamente en la parte inferior, estratificación en capas delgadas de hasta 0.25 m de grueso; intemperización esferoidal bien desarrollada, inclinación aproximada de 80° Este . .	4.80
12	Biopelmicrita impura; color amarillento que intemperiza a gris, con abundantes restos de <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp. y <i>Texanites</i> sp.; los fósiles disminuyen hacia arriba, estratificación mediana en capas hasta 0.30 m de grueso, intemperización esferoidal, la inclinación es de 70° este	2.90
13	Biopelmicrita impura; color amarillento que intemperiza a gris amarillento, con <i>Lima</i> sp. y <i>Neithea</i> sp. como los fósiles dominantes, los fósiles disminuyen hacia arriba, estratificación en capas medianas de hasta 0.25 m de grueso, intemperización esferoidal bien desarrollada; inclinación de 60-65° Este	6.80
14	Biopelmicrita impura; color gris claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con <i>Lima</i> sp., <i>Cerithium</i> sp. y <i>Mitrocaprina</i> sp.; las capas son delgadas a medianas hasta 0.30 m de grueso, intemperización esferoidal	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	menos desarrollada que en el intervalo previo; inclinación de 75-80° Este	5.50
	Intervalo cubierto	4.30
15	Biopelmicrita impura, color gris amarillento que intemperiza a gris claro; escasamente fosilífero, con restos de <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp. y <i>Cerithium</i> sp., confinados a los primeros seis metros; capas medianas a mediano-masivas, hasta 0.40 m de espesor, intemperización esferoidal, inclinación de 70° Este	10.20
16	Biopelmicrita impura; de color gris claro que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, únicamente con restos de <i>Lima</i> sp. y ostreídos, estratificación en capas medianas hasta de 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal; inclinación aproximada de 65° Este	7.00
17	Biopelmicroespatita impura; color gris amarillento que intemperiza a gris claro, fósiles escasos, capas delgadas a medianas hasta de 0.25 m de grueso; intemperización esferoidal pobremente desarrollada; inclinación de 75° Este	4.00
18	Biopelmicrita impura; color gris claro que intemperiza a gris oscuro, poco fosilífera, con restos escasos de <i>Neithea</i> sp. en la parte superior, estratificación en capas delgadas a medianas hasta de 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal pobremente desarrollada; inclinación de 75° Este	3.20
19	Biopelmicrita impura; color crema que intemperiza a gris amarillento, escasamente fosilífera, <i>Lima</i> sp. y <i>Cerithium</i> sp., se encuentran únicamente en la parte media, estratificación en capas medianas hasta de 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal, inclinación de 60-65° Este	6.80
	Intervalo cubierto	2.00
20	Biopelmicrita impura, color gris amarillento que intemperiza a gris, escasamente fosilífera. En las partes media y superior; estratificación delgada a mediana en capas hasta de 0.25 m, intemperización esferoidal bien desarrollada, inclinación de 70-75° Este	4.20

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	Intervalo cubierto	1.20
21	Biopelmicrita impura; color gris amarillento que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con algunos restos de <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp. y <i>Ostrea</i> sp., capas medianas hasta de 0.35 m de espesor, intemperización esferoidal, inclinación de 75-80° Este	5.40
22	Biopelmicrita impura; color amarillento que intemperiza a gris amarillento; escasamente fosilífero, con algunos restos de <i>Lima</i> sp., <i>Neithea</i> sp. y <i>Cerithium</i> sp., en la parte media; estratificación mediano-masiva en capas de 0.40 m de grueso, intemperización esferoidal bien desarrollada; inclinación de 70° Este	6.70
23	Biopelmicrita impura; color amarillento que intemperiza a gris amarillento y gris claro, escasamente fosilífera, estratificada en capas medianas hasta de 0.30 m de espesor, intemperización esferoidal menos desarrollada que en el intervalo previo, inclinación aproximada de 65° Este	5.50
	Discordancia	
	Formación Yanhuatlán, secuencia rítmica de capas subarcóicas rojas y cremas de limo-arcilloso y arcilla limosa, inclinadas 12° al Sureste.	
	Total medido	287.00

CONGLOMERADO TAMAZULAPAN

Sección-Tipo

La Sección-Tipo del Conglomerado Tamazulapan cruza la Carretera Panamericana, aproximadamente en el km 40.7, en la primera curva del segmento de la carretera al este de Tamazulapan. La línea de sección se extiende desde el borde más al norte de la Caliza Teposcolula, y de allí se dirige hacia el norte hasta cruzar el cauce del Río Tejupan (Lám. 14, Sección-Medida 3). Esta sección se midió con brújula Brunton y una cinta metálica de 20 m.

Sección-Medida 3: Sección-Tipo del Conglomerado Tamazulapan

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Discordancia.	
	Caliza Teposcolula, Edad Albiano Tardío-Coniaciano, biomicrita; color crema que intemperiza a gris, escasamente fosilífera, con zonas de nódulos de pedernal de forma irregular de hasta 0.30 m de grueso, capas masivas hasta de 10 m de espesor; las capas tienen una inclinación de 40-45° al Este-noreste.	
1	Conglomerado Tamazulapan, conglomerado de guijarros y matatenas, cementado por calcita, inmaduro, de calclitita; color rojo pálido que intemperiza a un color rojo ladrillo, bien consolidado, los clastos de armazón están derivados principalmente de la Caliza Teposcolula, aunque también se observan clastos de la Formación Yucunama; el tamaño de los clastos varía desde gránulos hasta bloques, pero guijarros matatenas son los más comunes, están bien redondeados, pero pobremente clasificados; la hematita confiere en gran parte la coloración rojiza al conglomerado. Los intersticios están ocupados por una matriz arenosa gruesa a arcillosa, la mayor parte de los granos de la matriz son fragmentos de caliza; la hematita le confiere una coloración rojo ladrillo a la matriz; la estratificación es masiva	7.30
	Intervalo cubierto	0.80
2	Conglomerado de guijarros y matatenas: cementado por calcita, inmaduro, de calclitita, similar al del intervalo 1	2.05
	Intervalo cubierto	3.10
3	Conglomerados de guijarros y matatenas: cementado por calcita, inmaduro, de calclitita, semejante al del intervalo 1. Aproximadamente 30% de este intervalo está cubierto y en el resto, el afloramiento es pobre . . .	11.85
4	Conglomerado de guijarros y matatenas; cementado por calcita, inmaduro, de calclitita, semejante al del intervalo 1. Este intervalo incluye el corte en la carretera donde las características litológicas de esta formación, se muestran típicamente	7.60

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Nivel de la Carretera Panamericana.	
	Intervalo cubierto	1.10
5	Aluvión cuaternario en el lecho del Río Tejupan . .	6.15
	Total medido	39.95

FORMACIÓN YANHUITLÁN

Sección-Tipo

Salas (1949: 122) originalmente describió esta formación, pero no designó Sección-Tipo; él escribió:

Capas Yanhuatlán. Estas capas toman su nombre del pueblo de Yanhuatlán, situado al NW de Nochixtlán en el Valle del mismo nombre, por la Carretera Internacional a Oaxaca.

Schlaepfer (1970: 122) redescubrió la Formación Yanhuatlán y designó a la Loma Taza, como Localidad-Tipo; ésta es un pequeño cerro situado aproximadamente 2 km al norte de Yanhuatlán, pero tampoco designó ni describió la Sección-Tipo. En vista de esto, me permito designar como Sección-Tipo de la Formación Yanhuatlán, a la Sección-Medida 5 (Lám. 14) de este estudio.

Esta sección se extiende desde el nivel del Valle de Yanhuatlán, hasta la cima de la Loma Taza; la sección se inicia en un punto situado 60 m al sur de la Iglesia del Calvario del Señor de Ayuchi (la cual está situada aproximadamente 810 m al norte franco del Convento de Santo Domingo Yanhuatlán), de ese punto, la sección se extiende hasta la cima de la Loma Taza (Lám. 14, Sección-Medida 4). La sección se midió con brújula Brunton y una cinta metálica de 20 m.

Sección-Medida 4: Sección-Tipo de la Formación Yanhuatlán

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Aluvión cuaternario constituido por limo y arcilla rojas que cubren el piso del Valle de Yanhuatlán.	
1	Formación Yanhuatlán, arcillas y limos arcillosos y sub-arcósicos; arcilla y limos gruesos arcillosos, de color rojo	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	y crema, pobremente endurecidos, de estratificación delgada a mediana, inmaduros, no cementados, de composición subarcósica montmorilonítica. La capa roja tiene un espesor de 0.18 m, consiste de arcilla fina limosa, principalmente montmorilonita; que cambia rápidamente hacia arriba a una capa de 0.05 m de grueso de limo grueso a arcilloso de composición subarcósica, generalmente más endurecido que la capa roja. El contacto es abrupto a simple vista, pero claramente transicional cuando se examina al microscopio, sin embargo, la zona de transición es bastante angosta. Este patrón se repite al través de toda la sección con cambios únicamente en el espesor de las capas y en el tono de la coloración de las capas crema, las cuales pueden variar de un crema muy claro, blanquizco a verde pálido, rosado y aun rojizo	0.30
2	Capas de arcilla fina-limosa montmorilonítica y limo grueso arcilloso subarcósico. La capa roja mide 0.10 m de grueso en la capa crema, mide 0.11 m de grueso	0.21
3	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.08 y 0.15 m de espesor respectivamente	1.15
4	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.55 y 0.03 m de espesor respectivamente	0.58
5	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.55 y 0.33 m de espesor respectivamente	0.52
6	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.55 y 0.33 m de espesor respectivamente	2.37
7	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.50 y 0.05 m de espesor respectivamente. La base de la Iglesia del calvario está en este intervalo. La línea de sección se desplaza alrededor de esta Iglesia	0.55
8	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcillosos, de 0.55 y 0.15 m de espesor respectivamente	0.70
9	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcillosos, de 0.95 y 0.05 m de espesor respectivamente	1.00
10	Capas de arcilla limosa roja de 0.47 m de espesor, cu-	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	bierta por una capa de 0.07 m de gruesa, de toba vítrica alterada bien endurecida de color verde pálido	0.54
11	Capa de arcilla limosa de color rojo de 0.87 m de espesor, cubierta por una capa bien endurecida de toba vítrica alterada de color verde pálido, que forma un reborde y que tiene un espesor de 0.15 m	1.02
	Desplazamiento de 25 m al este hacia la vereda de la Loma Taza y después se continúa hacia el norte.	
12	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.08 y 0.12 m de espesor respectivamente	0.16
13	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.85 y 0.12 m de espesor respectivamente	0.97
14	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.88 y 0.05 m de espesor respectivamente	0.93
15	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.58 y 0.03 m de espesor respectivamente	0.61
16	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.57 y 0.08 m de espesor respectivamente	0.65
17	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.80 y 0.11 m de espesor respectivamente	0.91
18	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.64 y 0.08 m de espesor respectivamente	0.72
19	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.60 y 0.05 m de espesor respectivamente	0.65
20	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.58 y 0.06 m de espesor respectivamente	0.64
21	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.43 y 0.03 m de espesor respectivamente	0.46
22	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.45 y 0.12 m de espesor respectivamente	0.57
23	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.83 y 0.05 m de espesor respectivamente	0.88
24	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.64 y 0.12 m de espesor respectivamente	0.74
25	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.63 y 0.08 m de espesor respectivamente	0.71

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
26	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.61 y 0.12 m de espesor respectivamente . . .	0.78
27	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.43 y 0.04 m de espesor respectivamente . . .	0.47
28	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.50 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.52
29	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.42 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.45
30	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.40 y 0.04 m de espesor respectivamente . . .	0.44
31	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.48 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.50
32	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.40 y 0.05 m de espesor respectivamente . . .	0.45
33	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.31 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.33
34	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.43 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.46
35	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.38 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.41
36	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.28 y 0.05 m de espesor respectivamente . . .	0.43
37	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.27 y 0.04 m de espesor respectivamente . . .	0.31
38	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.33 y 0.04 m de espesor respectivamente . . .	0.37
39	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.54 y 0.08 m de espesor respectivamente . . .	0.62
40	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.52 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.55
41	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.58 y 0.05 m de espesor respectivamente . . .	0.63
42	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.56 y 0.07 m de espesor respectivamente. La base de la Loma Taza está ligeramente arriba de la base de este intervalo	0.63

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
43	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.35 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.37
44	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.32 y 0.06 m de espesor respectivamente . . .	0.38
45	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.50 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.52
46	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.20 y 0.08 m de espesor respectivamente . . .	0.28
47	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.28 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.31
48	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.27 y 0.15 m de espesor respectivamente . . .	0.42
49	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.61 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.64
50	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.53 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.56
51	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.78 y 0.05 m de espesor respectivamente . . .	0.83
52	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.64 y 0.04 m de espesor respectivamente . . .	0.68
53	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.24 y 0.06 m de espesor respectivamente . . .	1.30
54	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.19 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.21
55	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.22 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.24
56	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.18 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.20
57	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.66 y 0.03 m de espesor respectivamente . . .	0.69
58	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.33 y 0.02 m de espesor respectivamente . . .	0.35
59	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.00 y 0.07 m de espesor respectivamente .	1.07
60	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.05 y 0.03 m de espesor respectivamente	1.08

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
61	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.42 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.44
62	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.38 y 0.03 m de espesor respectivamente	0.41
63	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.41 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.45
64	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.56 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.58
65	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.09 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.12
66	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.28 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.30
67	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.40 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.43
68	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.53 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.56
69	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.40 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.44
70	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.01 y 0.15 m de espesor respectivamente	1.16
71	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.31 y 0.05 m de espesor respectivamente	0.36
72	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 2.44 y 0.15 m de espesor respectivamente	2.59
73	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.05 y 0.015 m de espesor respectivamente	0.20
74	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.56 y 0.15 m de espesor respectivamente	0.71
75	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.44 y 0.22 m de espesor respectivamente .	0.46
76	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.98 y 0.15 m de espesor respectivamente	1.13

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
77	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.40 y 0.14 m de espesor respectivamente	0.54
78	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.74 y 0.33 m de espesor respectivamente .	0.77
79	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.47 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.50
80	Capas roja y crema rosado de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.53 y 0.03 m de espesor respectivamente . .	0.56
81	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.48 y 0.10 m de espesor respectivamente	0.58
82	Capas roja y crema rosado pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.50 y 0.10 m de espesor respectivamente .	0.60
83	Capas roja y crema de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.21 y 0.04 m de espesor respectivamente	0.25
84	Capas roja y crema rosado pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.45 y 0.10 m de espesor respectivamente .	0.55
85	Capas roja y crema rosado, de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.11 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.16
86	Capas roja y crema rosado, de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.18 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.21
87	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.06 y 0.04 m de espesor respectivamente	0.10
88	Capas roja y crema rosado pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.22 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.27
89	Capas roja y crema rosado de arcillas limosa y limo arcilloso, de 1.31 y 0.05 m de espesor respectivamente .	1.36
90	Capas roja y crema blanquizco de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.05 y 0.15 m de espesor respectivamente .	0.20
91	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso de 0.30 y 0.15 m de espesor respectivamente	0.45
92	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.18 y 0.14 m de espesor respectivamente	0.32

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
93	Capas roja y crema rosado muy pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.61 y 0.15 m de espesor respectivamente	0.76
94	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.82 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.87
95	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.12 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.17
96	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.10 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.14
97	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.05 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.10
98	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.05 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.10
99	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.31 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.34
100	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.12 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.15
101	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.17
102	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.64 y 0.06 m de espesor respectivamente .	0.70
103	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.13 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.17
104	Capas roja y crema pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.74 y 0.15 m de espesor respectivamente .	0.89
105	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.21 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.26
106	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.18 y 0.06 m de espesor respectivamente .	0.24
107	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.20 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.25
108	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.17 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.22
109	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.19 y 0.07 m de espesor respectivamente .	0.26
110	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.12 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.17

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
111	Capas roja y crema pálido de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.13 y 0.08 m de espesor respectivamente .	0.21
112	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 1.09 y 0.04 m de espesor respectivamente .	1.13
113	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.17
114	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.16
115	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.12 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.14
116	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.10 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.12
117	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.13 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.16
118	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.10 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.12
119	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.05 y 0.02 m de espesor respectivamente .	0.07
120	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.36 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.40
121	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.34 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.37
122	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.24 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.27
123	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.18 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.22
124	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.16 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.20
125	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.18
126	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.16 y 0.03 m de espesor respectivamente .	0.19
127	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.19
128	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.28 y 0.08 m de espesor respectivamente .	0.36

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
129	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.20 y 0.07 m de espesor respectivamente .	0.27
130	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.15 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.19
131	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.14 y 0.05 m de espesor respectivamente .	0.19
132	Capas roja y crema rojizo de arcilla limosa y limo arcilloso, de 0.46 y 0.04 m de espesor respectivamente .	0.50
133	Capa de arcilla limosa roja. Cima de la Loma Taza .	0.34
	Total medido	66.81

TOBA LLANO DE LOBOS

Sección-Tipo

La Sección-Tipo de la Toba Llano de Lobos se extiende desde el fondo de un cañón localizado aproximadamente a 3.65 km S 45° W de Suchixtlahuaca, se continúa hacia arriba e intersecta el camino de terracería Tejupan-Suchixtlahuaca, unos 6.5 km al suroeste de Suchixtlahuaca (Lám. 14, Sección-Medida 5). La Sección-Tipo está sobre el flanco nororiental de la Mesa Llano de Lobos. La Toba Llano de Lobos tiene una posición casi horizontal. Esta sección se midió con el báculo de Jacob.

Sección-Medida 5: Sección-Tipo de la Toba Llano de Lobos

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Formación Yanhuatlán, secuencia de capas rítmicamente ordenadas, de arcilla limosa montmorilonítica y limo arcilloso subarcósico, de colores rojo ladrillo y crema respectivamente, con un interestrato de 0.70 m de espesor de arcilla bentonítica de color rojo pálido, ubicada en el tercio superior de este intervalo	7.0
	Discordancia.	
1	Toba Llano de Lobos; arenisca gruesa, cementada por calcita, submadura de volcarenita, color gris claro que	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	intemperiza a gris verdoso oscuro, bien endurecida, forma rebordes; los granos que la constituyen son angulares, bien clasificados, consisten de cuarzo, feldespato, biotita, y fragmentos arenosos de rocas volcánicas; estratos masivos de 1.0 m de espesor, con estratificación cruzada débilmente marcada	3.0
2	Toba vítrica; color rosa pálido que intemperiza a un rosa ligeramente más oscuro, bien endurecida, pero un poco menos que el intervalo 1; homogénea; los granos son del tamaño del limo, contiene capas delgadas de 2 mm de piroclastos pumíticos del tamaño de arena; la estratificación es masiva; la intemperización es esferoidal	1.5
3	Arenisca gruesa, cementada por calcita, submadura, de volcarenita, similar a la del intervalo 1	0.50
4	Toba vítrica, de color gris rosa pálido que intemperiza a un rosa ligeramente más oscuro; similar a la del intervalo 2; el último metro está muy bien endurecido	3.50
5	Toba vítrica lítica; de color crema verdoso, desmoronable, consiste de piroclastos pumíticos del tamaño de arena fina a gruesa y algunos pocos piroclastos de hialoandesita color gris oscuro; 1.5 m superior muestra estratificación laminar delgada de 2.4 mm de espesor, débilmente marcada	5.0
6	Limo-tobáceo arcilloso; de color rosa que intemperiza a un tono de rosa ligeramente más oscuro, pobremente consolidada, textura de limo arcilloso; la estratificación no es aparente	3.2
7	Toba vítrica; de color rosa pálido que intemperiza a rosa cremoso, bien endurecida, constituida por esquirlas de vidrio y piroclastos pumíticos, ambos de tamaño de arena gruesa	1.0
8	Limo tobáceo arcilloso; de color rosa sucio que intemperiza a rosa ligeramente más oscuro, débilmente consolidado, de textura de limo arcilloso, interestratificado por tres capas de 0.15 m de espesor cada una de toba vítrica de color amarillento, bien endurecido, constituida	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	por esquirlas de vidrio del tamaño del limo, y que muestran bandeamiento de Liesegang bien desarrollado . . .	1.0
9	Toba vítrico lítico; color crema verdoso, bien endurecida, consiste de esquirlas de vidrio y piroclastos pumíticos del tamaño del limo grueso a arcilla fina, estratificada masivamente en capas de 0.60 m de espesor. Los seis metros superiores muestran estratificación laminar delgada y estratificación cruzada de ángulo muy bajo, ambos débilmente marcados	12.20
10	Toba vítrica; de color rosa sucio claro que intemperiza a un rosa ligeramente oscuro, bien consolidada, consiste de esquirlas de vidrio y piroclastos pumíticos del tamaño de arena gruesa	1.05
11	Arcilla; de color rojo pálido que intemperiza a rosa sucio, bentonítica, sin estratificación aparente	0.97
12	Toba vítrica; de color rosa sucio que intemperiza a rosa ligeramente más oscuro, similar a la toba del intervalo 10	0.87
13	Arcilla limosa; arcilla tobácea limosa, de color rojo ladrillo que intemperiza a un rojo más pálido; no muestra estratificación	0.70
14	Toba vítrica lítica; de color crema verdoso, bien endurecida, con esquirlas de vidrio de tamaño de arena fina a gruesa y piroclastos pumíticos	1.02
15	Arcilla limosa; color rosa sucio que intemperiza a rosa ligeramente oscuro, arcilla tobácea limosa, con dos capas muy delgadas de arcilla bentonítica de color crema en la mitad inferior del intervalo	3.00
16	Ceniza volcánica vítrica blanca; sin estratificación	0.80
17	Toba vítrica; color rosa muy pálido que intemperiza a rosa sucio ligeramente más oscuro, deleznable, con piroclastos vítricos y pumíticos del tamaño de arena y algunos pocos cristales de biotita y otros minerales máficos; capas masivas con estratificación gradual ("graded bedding") hacia la parte superior del intervalo. Cima del Cañón	2.03
18	Toba vítrica; color crema rosa pálido que intemperiza	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	a gris oscuro; bien endurecida; consiste en piroclastos vítricos y pumíticos del tamaño de arena; desarrolla intemperización esferoidal. En el tercio medio tiene una capa de 0.15 m de grueso, con gran cantidad de piroclastos pumíticos del tamaño de lapilli, que disminuyen de tamaño hacia arriba	1.77
19	Toba vítrica cristalina; color rosa sucio que intemperiza a un rosa amarillento, tiene esquirlas de vidrio del tamaño de arena fina, piroclastos pumíticos del tamaño de arena gruesa, cristales de biotita, otros minerales máficos y feldespato	2.12
20	Toba vítrica; color rosa verdoso muy pálido que intemperiza a gris oscuro, bien endurecida, la toba es similar a la del intervalo 18. Cima de la Mesa de Llano de Lobos. La sección intercepta aquí con el camino Tejupan-Suchixtlahuaca	1.15
	Total medido	53.38

TOBA CERRO VERDE

Sección-Tipo

La Sección-Tipo de la Toba Cerro Verde se localiza en un pequeño cañón sobre el lado sur de la Mesa del Cerro Verde, aproximadamente 3.6 km al oeste de la población de San José Monte Verde. La sección empieza en el contacto de la Formación Yanhuatlán con la Toba Llano de Lobos, se extiende hasta el contacto con el derrame más bajo de la Andesita Yucudaac en el Cerro Verde. El acceso a esta sección es difícil. Se puede llegar con vehículo de motor por la brecha Coixtlahuaca-Nativitas hasta esta última, de ahí caminar hacia el sur unos 2.5 km por la vereda Nativitas-Monte Verde hasta esta población y de ahí, caminar hacia el este 2 km a lo largo de la vereda Monte Verde-Marcos Pérez, hasta el cañón mencionado arriba (Lám. 14, Sección-Medida 6). Esta sección se midió con el báculo de Jacob.

Sección-Medida 6: Sección-Tipo de la Toba Cerro Verde

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Formación Yanhuatlán; secuencia de arcillas limosas montmoriloníticas y limos arcillosos subarcósicos, de estratificación delgada a mediana, pobremente consolidados, de color rojo ladrillo y crema respectivamente y posición estructural casi horizontal.	
	Discordancia	
1	Toba Cerro Verde, toba vítrica; color blanco, consolidada, constituida por piroclastos pumíticos y esquirlas de vidrio del tamaño de arena mediana a gruesa, y escasos cristales de biotita y otros minerales máficos . . .	0.75
2	Toba vítrico-lítica, color gris sucio que intemperiza a gris ligeramente más claro, bien consolidada, constituida por piroclastos andesíticos, pumíticos y vítricos, cuyo tamaño varía de arena mediana a gránulo; no se aprecia estratificación	1.61
3	Toba vítrico-lítica; color gris verdoso sucio que intemperiza a gris rosado muy pálido, bien consolidada, con fragmentos piroclastos pumíticos, andesíticos y vítricos de tamaño de arena mediana a gruesa; con algunos cristales de feldespato y minerales máficos, estratificada en capas masivas hasta de 0.80 m de espesor; intemperización esferoidal	3.02
4	Toba lítica; color gris verdoso sucio que intemperiza a un color amarillento, bien consolidada, consiste de piroclastos andesíticos, pumíticos y vítricos cuyo tamaño varía de arena mediana a gruesa y algunos cristales de biotita y otros minerales máficos	0.40
5	Toba lítica; color gris verdoso sucio muy pálido, sucio que intemperiza a un color amarillento, bien consolidada pero un poco menos que la toba del intervalo 4; está constituida por piroclastos andesíticos y pumíticos cuyo tamaño varía de limo grueso a arena fina, estratificados laminarmente; la estratificación está definida por la presencia de capas alternativamente ricas y pobres en piroclastos andesíticos	0.75

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
6	Toba lítica; de color gris sucio que intemperiza a gris ligeramente más oscuro, bien consolidada, similar a la del intervalo 2	0.90
7	Toba lítica; color gris crema que intemperiza a gris, deleznable, constituida por piroclastos pumíticos del tamaño de arena muy gruesa a gránulo y piroclastos andesíticos y vítricos del tamaño de arena fina, y escasos cristales de minerales máficos	0.75
8	Toba lítica; de color gris oscuro que intemperiza a un gris ligeramente claro, bien consolidada, similar a la del intervalo 2	0.75
9	Tobas lítica y lítico-vítrica; de color crema verdoso, que intemperiza a gris blancuzco, bien consolidada, consisten de piroclastos del tamaño de arena gruesa a gránulo y piroclastos pumíticos y andesíticos más finos del tamaño de arena media, interestratificados con tres capas de 0.10 a 0.12 m de espesor de toba vítrica	0.91
	Intervalo cubierto	2.10
10	Toba lítica; de color gris oscuro que intemperiza a gris ligeramente más claro, bien consolidada, similar a la del intervalo 2	1.12
11	Toba vítrico-cristalina; color rosa claro sucio que intemperiza a gris oscuro, bien consolidada, consiste de piroclastos vítricos del tamaño de limo, cristales de biotita, feldespato y cuarzo, del tamaño de arena gruesa; intemperización esferoidal bien desarrollada	0.90
12	Aglomerado andesítico; color gris verdoso, bien consolidado, forma reborde, consiste de piroclastos andesíticos de tamaño de gránulo a matatena pequeña, dispuestos en una metástasis de piroclastos andesíticos y pumíticos de tamaño de arena muy gruesa y cristales más pequeños de minerales máficos y cuarzo, cementados por calcita	1.50
13	Tobas vítrico-cristalina y lítica; de color gris rosado que intemperiza a gris blanquecino, bien consolidadas, consisten de piroclastos vítricos de tamaño de limo, cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo del tamaño de arena gruesa y ocasionalmente, piroclastos pumíticos del tamaño	

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	de lapilli; interestratificadas por cuatro capas de toba lítica gris constituida por piroclastos andesíticos y pumí- ticos del tamaño de arena, predominando los primeros; tres de estas capas tienen un espesor de 0.15 a 0.20 m, mientras que una de ellas, la segunda, mide 0.35 m de espesor. El contacto entre los interestratos es gradacio- nal, pero la zona de transición es muy angosta	2.25
14	Aglomerado andesítico; color gris verdoso, bien consoli- dado, forma rebordes, similar al aglomerado del inter- valo 12	0.93
15	Tobas vítrico-cristalina y lítica; color gris rosáceo que intemperiza a gris blanquecino; la toba vítrica está bien consolidada e interestratificada con siete capas líticas de composición andesítica, similares a las que se describie- ron en el intervalo 13. Estos interestratos son un poco más gruesos y varían de 0.13 a 0.60 m de espesor	6.12
16	Toba vítrico-cristalina; color gris verdoso pálido que intemperiza a crema blanquizco, muy bien consolidada, consiste de piroclastos vítricos de granulometría semejan- te al lodo, con pocos cristales de minerales máficos, del tamaño de arena media, y escasos piroclastos pumíticos del tamaño de arena gruesa; no se aprecia estratificación	4.47
17	Toba lítica; color gris oscuro que intemperiza a gris más claro, bien consolidada, pero menos que la del intervalo anterior. La toba es similar a la del intervalo 2	1.52
18	Toba vítrico-lítica; color gris verdoso muy pálido que intemperiza a gris blanquizco, bien consolidada, consiste de piroclastos vítricos del tamaño de limo grueso a arena media y piroclastos pumíticos del tamaño de arena gruesa a muy gruesa, con escasos cristales de feldespatos y minerales máficos; no se aprecia estratificación	1.56
19	Toba lítica; color gris oscuro que intemperiza a gris ligeramente más claro, bien consolidada; similar a la del intervalo 2	1.00
20	Toba lítica; color gris verdoso-pálido que intemperiza a gris claro, bien consolidada, pero menos que la del inter- valo 19 y muy parecida a ésta	1.10

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
21	Toba vítrico-cristalina; color rosa claro sucio que intem- periza a gris; bien consolidada; similar a la toba del in- tervalo 11, pero con los cristales de biotita menos abun- dantes	4.50
22	Toba lítica; color gris oscuro que intemperiza a gris más claro, bien consolidada, similar a la toba del inter- valo 2	0.90
23	Toba lítica; color crema que intemperiza a amarillento, deleznable, constituida por piroclastos pumíticos del ta- maño de ceniza a lapilli, piroclastos andesíticos y pumí- ticos más finos, del tamaño de arena fina, y escasos cris- tales de cuarzo, feldespatos y minerales máficos; no se aprecia estratificación	1.60
	Discordancia.	
	Andesita Yucudaac; andesita de clinopiroxena, afaníti- ca, de color gris oscuro que intemperiza a rojo ladrillo .	
	Total medido	40.41

ANDESITA YUCUDAAC

Sección-Tipo

El camino de servicio a la Torre de Microondas Yucudaac, se propone aquí como Sección-Tipo de la Andesita Yucudaac. Este camino sale de la Carretera Panamericana, en el km 62.3 aproximadamente. La sección comienza en el contacto entre la Toba Llano de Lobos y la Andesita Yucudaac. Este contacto se encuentra a unos 581 m arriba de la unión entre el camino y la Carretera Panamericana, continúa desde ahí hasta la base de la Torre (Lám. 14, Sección-Medida 7). Esta sección se midió con brújula Brunton y cinta metálica de 20 m.

Sección-Medida 7: Sección-Tipo de la Andesita Yucudaac

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Discordancia.	
1	Andesita Yucudaac; andesita de clinopiroxenas; de color negro verdoso que intemperiza a gris verdoso, afanítica, con textura traquítico-lenticular bien desarrollada . . .	12.0
2	Andesita de clinopiroxena, color negro que intemperiza a gris verdoso, afanítica, textura traquítico-lenticular pobremente desarrollada	9.0
3	Andesita de clinopiroxena, color negro que intemperiza a gris rojizo, escasamente porfirítica; con fenocristales de hornblenda? y olivino 0.1 a 0.5 mm de diámetro, que se serpentinizan por intemperización	4.5
4	Andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza a gris verdoso, afanítica	10.5
5	Andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza a rosa; afanítica, con textura traquítico-lenticular bien desarrollada	5.5
	Intervalo cubierto	1.5
6	Brecha de derrame; color rosa y gris oscuro, constituida por fragmentos angulares andesíticos del tamaño de lapilli a bomba, dispuestos en una metástasis vítrea rosada	
7	Andesita de clinopiroxena; color gris oscuro que intemperiza a gris verdoso; afanítica a muy escasamente porfirítica; los siete metros superiores muestran la textura traquítico-lenticular bien desarrollada; los fenocristales son de hornblenda y olivino	12.0
8	Andesita de clinopiroxena; color gris oscuro que intemperiza a rojo, porfirítica, los fenocristales probablemente de augita, miden aproximadamente 1.0 mm de diámetro	2.0
9	Brecha de derrame; similar a la del intervalo 6, pero la fracción piroclástica muestra estratificación gradual bien desarrollada, la fracción andesítica es porfirítica . . .	9.0
	Intervalo cubierto	4.5
10	Andesita de clinopiroxena; color gris rosáceo que intemperiza o rojo púrpura, afanítica a microporfirítica, con textura traquítico-lenticular débilmente desarrollada . .	1.1
11	Andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	a color gris verde muy pálido, microporfirítica, sacaroide, con fenocristales de plagioclasa y olivino	4.5
12	Andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza a amarillento, fanerocrystalina, muy finamente granulada, con plagioclasa, olivino y clinopiroxena dispuestos en una metástasis afanítica	1.5
13	Brecha de derrame; color rojo sucio y gris oscuro, constituida por fragmentos andesíticos y material piroclástico, con tres interestratos de 0.60 a 0.80 m de espesor de derrames andesíticos	3.25
14	Andesita de clinopiroxena; color negro verdoso que intemperiza a gris verdoso, fanerocrystalina muy finamente granulada, constituida por cristales de plagioclasa olivino y clinopiroxena dispuestos en una matriz afanítica; los cristales de olivino están agrupados en cúmulos de 3-5 mm de diámetro	8.5
15	Andesita de clinopiroxena; color gris oscuro verdoso que intemperiza a rosa y ocre; similar a la del intervalo 14; pero con una mayor cantidad de minerales máficos . .	6.5
16	Andesita de clinopiroxena; color gris claro que intemperiza a ocre; afanítica, con líneas o bandas delgadas de color verde claro que resultan de la intemperización de los minerales máficos	7.5
17	Andesita de clinopiroxena; color gris claro que intemperiza a gris verdoso; afanítica, con textura traquítico-lenticular	3.0
18	Brecha de derrame; similar al intervalo 6	3.0
19	Andesita de clinopiroxena; color gris claro que intemperiza a amarillo, afanítica	2.5
20	Andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza a ocre rojizo, afanítica, con textura traquítico-lenticular bien desarrollada, pero los lentes son muy delgados . .	2.0
21	Andesita de clinopiroxena; color gris claro que intemperiza a amarillo, afanítica	1.0
	Cima del Cerro Yucudaac.	
	Total medido	117.85

ANDESITA SAN MARCOS

Sección-Tipo

La Sección-Tipo de la Andesita San Marcos se localiza cerca de la población San Marcos Monte de León. La línea de sección se extiende desde un punto situado aproximadamente 500 km S 30° W de Iglesia de San Marcos, hasta la cima del cerro (Lám. 14, Sección-Medida 8). El punto inicial se encuentra localizado aproximadamente 50 m arriba del nivel de la Iglesia, en el contacto de la Formación Chilapa y la Andesita San Marcos. El acceso a esta sección es difícil. La brecha Chilapa-Yolomecatl se puede transitar con vehículo de motor únicamente en la estación de secas y sólo a lo largo de los dos primeros kilómetros. De ahí, hay que caminar a pie o en bestia, por una vereda bastante estrecha, hasta alcanzar un sitio aproximadamente 3.5 km al sur de Chilapa de Díaz. Aquí la brecha se bifurca, una rama se dirige hacia el sureste, se mantiene relativamente baja y muy cercana al Río Chilapa y, finalmente, llega hasta Santiago-Yolomecatl, situado fuera del área; la otra rama se dirige hacia el sur, trepa por una falda muy escarpada y, finalmente, llega a San Marcos Monte de León y Guadalupe Vista Hermosa. Esta sección se midió con el báculo de Jacob.

Sección-Medida 8: Sección-Tipo de la Andesita San Marcos

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Formación Chilapa, edad terciaria, caliza silicificada tobácea; color verde oliva pálido, estratificación mediana, posición estructural horizontal, con gruesos interestratos de pedernal blanco.	
	Contacto concordante abrupto.	
1	Andesita San Marcos, andesita clara de oxihornblenda; color gris claro que intemperiza a gris rosado, finamente porfirítica, con fenocristales de oxihornblenda y plagioclasa dispuestos en una metástasis afanítica, los cristales aciculares de oxihornblenda miden 0.05 a 1.0 mm de largo, y contrastan con los cristales prismáticos cortos y gruesos de plagioclasa	3.0
2	Andesita clara de oxihornblenda; color gris claro que intemperiza a gris rosado; porfirítica de grado mediano, con fenocristales aciculares de oxihornblenda y fenocris-	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	tales prismáticos tabicoides de plagioclasa, dispuestos en una metástasis afanítica, los fenocristales miden aproximadamente 1.0 a 1.5 m de largo por la mitad de ancho	3.0
3	Andesita clara de oxihornblenda; color gris claro que intemperiza a gris verdoso, porfirítica de grano mediano, los fenocristales de oxihornblenda miden aproximadamente 4 mm de largo, los de plagioclasa son un poco más pequeños, ambos están dispuestos en una metástasis afanítica	1.5
4	Brecha andesítica; color gris claro que intemperiza a gris verdoso, con vulcanoclastos andesíticos del tamaño de guijarros y matatenas cementados por andesita	2.7
5	Brecha andesítica; similar a la del intervalo 4, pero los vulcanoclastos tienen el tamaño de matatenas a bloques y se intemperizan a un color verde oliva pálido	3.0
6	Andesita clara de oxihornblenda; color gris perla que intemperiza a gris verdoso pálido y a gris rosáceo; porfirítica de grano mediano, los cristales de oxihornblenda son aciculares, miden de 3-4 mm de largo, los de plagioclasa son prismáticos y miden de 2-4 mm de largo por la mitad de ancho, ambos tipos están dispuestos en una metástasis afanítica	3.0
7	Andesita clara de oxihornblenda; color gris perla que intemperiza a gris verdoso, porfirítica de grano mediano, similar al intervalo 6	3.0
8	Andesita clara de oxihornblenda; color gris perla que intemperiza a gris verdoso, porfirítica de grano fino a mediano, los cristales aciculares de oxihornblenda miden de 1.0 a 2.0 mm de largo y los fenocristales de plagioclasa son prismáticos y miden 1.5 a 2.0 mm de largo por la mitad de ancho, ambos están dispuestos en una metástasis afanítica	4.5
9	Andesita clara de oxihornblenda, color gris perla que intemperiza a gris verdoso pálido, porfirítica de granos finos, los fenocristales de oxihornblenda miden aproximadamente 1.0 mm de largo y los de plagioclasa son un poco más grandes, miden aproximadamente 2.0 mm de	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	largo por la mitad de ancho; ambos están dispuestos en una metástasis afanítica	4.5
10	Andesita clara de oxihornblenda; color gris perla que intemperiza a gris rojizo; similar a la del intervalo 9 .	3.0
11	Andesita clara de oxihornblenda; color gris perla que intemperiza a gris púrpura, porfirítica de grano medio, con fenocristales de oxihornblenda y plagioclasa de aproximadamente 1.0 mm de largo, dispuestos en metástasis afanítica	6.0
12	Andesita clara de oxihornblenda; color gris que intemperiza a gris más claro, porfirítica de grano mediano, los cristales aciculares de oxihornblenda miden aproximadamente de 3.0 mm de largo, y los cristales de plagioclasa son más pequeños, miden aproximadamente 1.0 mm de largo por 0.6 a 0.8 de ancho, ambos están dispuestos en una metástasis afanítica	7.0
13	Brecha andesítica; similar a la del intervalo 4	5.25
14	Andesita clara de oxihornblenda; color gris purpurino, que intemperiza a gris claro, porfirítica de grano mediano, similar a la del intervalo 6	4.25
	Intervalo cubierto desde aquí hasta casi la cima del cerro; desplazamiento de 80 m N 70° W a la cima del cerro.	1.50
15	Andesita clara de oxihornblenda; de color gris perla, que intemperiza a gris purpurino, porfirítica de grano mediano, muy similar a la roca del intervalo 6, pero el tamaño de los cristales es un poco mayor	2.5
	Cima del cerro.	
	Total Medido	56.20

FORMACION CHILAPA

Sección-Tipo

La Sección-Tipo de la Formación Chilapa intersecta la brecha Chilapa de Díaz-Yolomecatl aproximadamente a 1.5 km al sureste de Chilapa. Se extiende del fondo del valle del Río Chilapa hasta el contacto de las capas más altas

de la Formación Chilapa con la Andesita Yucudaac, la cual se encuentra aproximadamente a 180 m arriba del nivel del valle (Lám. 14, Sección-Medida 9). Las capas son casi horizontales. El acceso a la sección no es difícil, ya que en la estación seca, se puede viajar con vehículo de motor a lo largo de los primeros 2 km de esta brecha. Esta sección se midió con el báculo de Jacob.

Sección Medida 9: Sección-Tipo de la Formación Chilapa

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	Aluvión cuaternario; constituido por clastos derivados principalmente de la Formación Chilapa, cuyo tamaño varía de matatenas a bloques, dispuestos en una matriz no consolidada de arena y lodo.	
	Discordancia.	
1	Formación Chilapa; arenisca gruesa de color amarillento que intemperiza a moreno muy claro, inmadura, cementada por calcita, composición tobácea y clasificación de volcarenita; no presenta estratificación	1.10
2	Toba vítrica alterada; color verde muy claro que intemperiza a un color amarillento, en capas delgadas de 0.002 m de espesor, constituida por material vítrico en granos de tamaño de limo, y muestran una estratificación granada débilmente marcada	1.05
3	Limolita tobácea silicificada; color verde muy pálido con bandas amarillas de 0.002-0.01 m de espesor arregladas paralelamente a la estratificación, que intemperiza a moreno muy pálido, con material vítrico alterado, endurecido, estratificado en capas masivas hasta de 0.80 m de espesor, interestratificado con capas de pedernal de 0.3 a 0.05 m de espesor	7.65
	Intervalo cubierto	21.00
4	Caliza silicificada; color gris claro que intemperiza a blanco, microbandeada, estratificación masivamente en capas hasta de 0.70 m de espesor e interestratos delgados de caliza limosa silicificada de color crema pálido . . .	8.20
5	Caliza silicificada; color moreno claro que intemperiza	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	a blanco, con láminas muy delgadas de espesor menor de 0.001 m, con un lente de turba de 0.50 m de espesor interestratificada cerca de la base; las capas muestran "crumpling" en la parte superior	4.2
6	Pedernal; color moreno claro, estratificado masivamente	0.7
7	Caliza silicificada; color crema claro que intemperiza a blanco, textura tobácea limosa, estratificación delgada en capas de 0.005 a 0.15 m de espesor, las capas más altas muestran "crumpling"	6.3
8	Caliza silicificada; color crema pálido que intemperiza a blanco, microbandeada, estratificada en capas masivas de hasta 0.080 m de espesor, con lentes de sílice de aproximadamente 0.003 m de espesor y 0.08 a 0.10 m de diámetro, distribuidos en toda esta unidad	4.1
9	Caliza silicificada; color gris moreno que intemperiza a blanco, textura tobácea limosa, estratificada en capas delgadas, interestratificadas por una capa de pedernal moreno de 0.60 m y dos capas de caliza blanca silicificada de 0.25 m; en la parte alta se observa "crumpling"	6.2
10	Caliza silicificada; color crema oscuro; bien consolidada, microbandeada, con un interestrato de pedernal moreno de 0.80 m hacia la parte media	9.6
	Intervalo cubierto	4.2
11	Caliza silicificada; similar a la del intervalo 10	2.0
12	Caliza silicificada; color gris-crema que intemperiza a gris, estratificación mediana a delgada, textura tobácea limosa; en el tercio superior presenta dos interestratos de pedernal de 0.80 y 1.0 m de espesor respectivamente, separados por una capa de 1.3 m de espesor de caliza silicificada de color blanco	11.3
13	Caliza silicificada; color blanco que intemperiza a amarillento, tobácea, con una capa de 0.70 m de espesor de caliza altamente silicificada de color moreno pálido en el tercio inferior	2.9
14	Caliza silicificada y limolita tobácea; color moreno pálido que intemperiza a blanco; estratificación delgada a mediana, interestratificada hacia la parte superior por li-	

<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Espesor (en metros)</i>
	molita tobácea de color verde pálido que, intemperiza a amarillo, estratificada en capas delgadas y, hacia la parte media por un interestrato de 0.60 m de espesor de pedernal moreno; los dos metros inferiores muestran estratificación media y están microbandeados	12.6
15	Andesita; andesita de clinopiroxena, de color negro que intemperiza a gris verdoso-afanítica, textura traquítico-lenticular bien desarrollada	6.0
16	Brecha andesítica; constituida por volcanoclastos andesíticos del tamaño de matatenas y bloques, cementados por andesita	8.0
17	Andesita de clinopiroxena; color gris que intemperiza a amarillento grisáceo, afanítica, con bandeamiento característico integrado por líneas paralelas de color verde oliva débilmente marcadas, resultantes de la intemperización de los minerales máficos	7.0
18	Caliza silicificada; color crema claro que intemperiza a gris, textura tobácea limosa, estratificada en capas masivas de 0.80 m de espesor, con un solo interestrato de pedernal moreno de 0.60 m de espesor	2.8
19	Toba vítrica alterada; color verde pálido que intemperiza a amarillento, microbandeada	2.0
20	Caliza silicificada, de color moreno pálido que intemperiza a blanco, bien consolidada, microbandeada, estratificada en capas medianas	1.7
21	Caliza silicificada; color crema que intemperiza a gris claro; limosa, tobácea, estratificada en capas delgadas, interestratificada en el tercio inferior por dos capas de pedernal moreno; de 0.30 m de espesor; en el tercio medio se aprecia caliza silicificada afanítica de estratificación delgada, donde las capas más altas muestran "crumpling"	8.1
22	Caliza silicificada; color moreno que intemperiza a moreno grisáceo estratificada masivamente en capas hasta de 0.80 m; en algunas áreas muestra rellenos de raíz? y restos de ostrácodos? El tercio superior es limoso y muestra muchas cavidades aplanadas de forma irregular	5.0

Unidad	Descripción	Espesor (en metros)
	Intervalo cubierto	4.1
23	Pedernal; color moreno oscuro, estratificado masivamente	0.7
24	Limo y arcilla tobáceos; color gris claro que intemperiza a amarillento, deleznable, de estratificación delgada	3.2
25	Caliza silicificada; color crema que intemperiza a blanco, limosa, tobácea, estratificada en capas delgadas, interestratificada por tres capas de pedernal moreno de 0.60, 0.80 y 0.70 m de espesor respectivamente; la unidad se hace más tobácea hacia arriba; el tercio superior muestra bandeamiento liesegang	18.0
26	Toba vítrica alterada; color verde pálido que intemperiza amarillo, bien consolidada, con bandeamiento liesegang	5.0
27	Caliza silicificada y pedernal; color café que intemperiza a gris, bien consolidada, altamente silicificada, estratificada en capas masivas de caliza interestratificada con pedernal moreno	2.4
28	Toba vítrica alterada; color verde pálido que intemperiza a amarillento, deleznable, estratificada en capas medianas a delgadas	4.0
29	Pedernal; color moreno oscuro, estratificada masivamente, con dos interestratos de 0.20 m de espesor de caliza silicificada limosa muy tobácea, estratificada en capas delgadas	1.2
	Contacto concordante bien marcado.	
	Andesita Yucudaac, andesita de clinopiroxena; color negro que intemperiza a verde grisáceo, afanítica.	
	Total medido	182.30

APÉNDICE B. LOCALIDADES FOSILÍFERAS

CALIZA TEPOSCOLULA

Loc. a. La localidad está situada en el puente sobre el camino a San Vicente Nuñó, aproximadamente 150 m al sur del km 10 del camino a Tlaxiaco. La localidad es un afloramiento de biomicrudita de color claro,

muy fosilífera. Se encontraron los siguientes fósiles: *Periloculina* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Textularidae*? gen. indet., *Calcisphaerula* sp., *Nerinea* sp., *Actaeonella* sp., *Hippurites* cf. *H. resectus* Bárcena y *Radiolitidae* gen. indet.

- Loc. b. Situada aproximadamente a medio camino entre la desviación (de la Carretera Panamericana) a Tlaxiaco y San Pedro Yucunama. La localidad es un afloramiento de biomicrita color crema, escasamente fosilífera. Se encontraron los siguientes fósiles: *Valvulina picardi* Henson, *Spiroloculina* sp., *Hedbergella* sp., y *Praeglobotruncana* sp.
- Loc. c. Está situada aproximadamente a 250 m al oeste de San Pedro Yucunama, sobre la vereda a San Andrés Lagunas. Es un afloramiento de biomicrita de color crema, escasamente fosilífera, con interestratos de biomicrudita. Se encontraron los siguientes fósiles: *Hippurites* sp. y *Radiolitidae*, gen. indet.
- Loc. d. Está situada en un arroyo a 2 km al oeste de Yucunama, sobre la brecha Yucunama-San Andrés Lagunas. La localidad es un afloramiento de biomicrita de color crema, escasamente fosilífera, con interestratos de biomicrudita. Contiene *Radiolitidae* gen. indet.
- Loc. e. La localidad está situada sobre la vereda San Pedro Yucunama-San Andrés Lagunas, aproximadamente 2.4 km al oeste de Yucunama. El afloramiento es de biomicrita de color crema, escasamente fosilífera. Se encontró aquí *Hedbergella* sp.
- Loc. f. Está localizada también sobre la brecha San Pedro Yucunama-San Andrés Lagunas, aproximadamente a 2.8 km al oeste de Yucunama. La localidad es un afloramiento de biomicrita crema, escasamente fosilífera. Se encontraron los siguientes fósiles: *Calcisphaerula* sp. y *Pithonella ovalis* (Kauffmann).
- Loc. g. Afloramiento en el manantial Atonaltzin, sobre el camino Tamazulapan-Teotongo. El afloramiento es de biomicrita color crema claro fosilífera; contiene *Dasycladaceae*, gen. indet., *Corallinaeae*, gen. indet., y *Thaumatoporella* sp.
- Loc. s. Está localizada en la falda occidental del Cerro de la Plata, aproximadamente 2 km al este de Tamazulapan y aproximadamente 600 m al norte del km 41 de la Carretera Panamericana (Lám. 14). La localidad es un afloramiento de biomicrita y biomicrudita de color blanco muy fosilífera. Se encontraron los siguientes fósiles: *Pithonella ovalis* (Kauffmann) y *Calcisphaerula* sp.

FORMACIÓN YUCUNAMA

- Loc. *h*. Está situada sobre la vereda Yucunama-Tejupan, aproximadamente a 1.5 km al norte de Yucunama. La localidad es un afloramiento de biopelmicrita de color amarillento, impura y muy fosilífera. Se encontraron los siguientes fósiles: *Lima* sp., *Inoceramus* sp., *Brachyseris* sp., *Ostrea* sp., y *Vaccinites giganteus* Douvillé.
- Loc. *i*. Está situada también en la vereda Yucunama-Tejupan, aproximadamente a 2.2 km al norte de Yucunama. La localidad es un afloramiento de biopelmicrita de color amarillento, impura y muy fosilífera, que contiene *Lima* sp., *Mitrocaprina* sp., *Neithea* sp., *Cerithium* sp., *Ostrea* sp., *Inoceramus* sp. y *Texanites* sp.
- Loc. *j*. Arroyo de Yucunama, aproximadamente 2 km al noroeste del Rancho Yonodicuito. La localidad es un afloramiento de biopelmicrita de color amarillento, escasamente fosilífero, que contiene *Texanites* sp.
- Loc. *k*. Está situada aproximadamente a 1.5 km al este-noreste de Yucunama. La localidad es un afloramiento de biopelmicrita de color crema pura, con numerosos fósiles de *Hemiaster calvini* Clark, único taxon, registrado aquí.
- Loc. *l*. Arroyo de Yucunama, aproximadamente 1.3 km al este-sureste de Yucunama. La localidad es un afloramiento de biopelmicrita de color crema, impura que contiene *Hemiaster calvini* Clark.

FORMACIÓN CHILAPA

- Loc. *m*. Está situada sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas, aproximadamente a 1.0 km al noroeste del Rancho San Jerónimo (Lám. 14). La localidad es un afloramiento de pedernal gris oscuro a negro. Gasterópodos indeterminados son los únicos fósiles encontrados aquí.
- Loc. *n*. Está situada sobre la vereda San Marcos Monte de León-Guadalupe Vista Hermosa, aproximadamente 1.0 km al norte de Vista Hermosa. El acceso es difícil y se llega hasta la localidad ya sea a pie o a caballo, después de recorrer aproximadamente unos 10 km desde Chilapa de Díaz, sobre un camino muy montañoso. La localidad es un afloramiento de pedernal café y caliza altamente silicificada. Solamente se encontraron rellenos de raíz?
- Loc. *o*. Situada sobre la vereda Magdalena-Cañadaltepec-Chilapa de Díaz, apro-

ximadamente 1.3 km al oeste-noroeste de Cañadaltepec (Lám. 14). El acceso es difícil, la localidad está aproximadamente a medio camino entre Chilapa de Díaz y San Andrés Lagunas. La localidad es un afloramiento de caliza silicificada de color blanco, en estratificación delgada a mediana. Se encontraron aquí ostrácodos? y gasterópodos.

ALUVIÓN CUATERNARIO

- Loc. *p*. Está situada sobre el Río Colorado, aproximadamente 300 m al oeste franco de San Miguel Marcos Pérez. La localidad es un afloramiento de arcilla y limo rojo; se encontraron restos de *Equus* sp. y *Elephas* sp.
- Loc. *q*. También está en el Río Colorado, aproximadamente 500 m al noroeste de Marcos Pérez. El afloramiento es similar al anterior, se encontraron restos de *Bison* sp.
- Loc. *r*. También está sobre el Río Colorado, aproximadamente 300 m al norte-noroeste de Marcos Pérez. El afloramiento es similar al de la Loc. *p*. Se encontraron restos de *Elephas* sp.
- Loc. *t*. Está situada sobre un arroyo sin nombre, tributario del Río Yanhuitlán-Nochixtlán, aproximadamente 650 m al este-noreste de San Pedro Añañe. La localidad es un afloramiento de arcilla y limo rojo. Se encontraron restos de *Elephas* sp.

REFERENCIAS

- AGUILERA, J. G., 1906. *Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya*: Congr. Geol. Internal., 10a. Ses., México, 1906, Guide des Excursion núm. vii, 27 p.
- ALENCASTER, G., 1963. *Pelecípodos del Jurásico del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana núm. 15, 52 p.
- , y BUITRÓN, B. E., 1965. *Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla*. In *Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior del Estado de Puebla*: *Ibid.*, núm. 21, pt. 2, p. 1-53.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1966. *Glossary of Geology and Related Sciences* (J. V. Howell y J. M. Weller, Proj. Chrmn.). xii+325 p. y suppl. 1-72 p. Washington, D. C., American Geol. Inst.
- ANTWATER, T., 1970. *Implications of Plate Tectonics for the tectonic evolution of western North America*: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 3513-3536.
- ARKELL, W. J. KUMMEL, B. y WRIGHT, C. W., 1957. *Mesozoic Ammonoidea*, In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. L. Mollusca 3, Cephalopoda, v. 2: Geol. Soc. America y The Univ. Kansas Press, p. L80-L436.
- AUBOUIN, J., 1973. *Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Méditerranée moyenne: à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie*. Contrib. Res. Acad. Scienc., t. 276, p. 457-460 (Colloque CIESM, Athènes, nov. 1972).
- , 1974. *Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique*. Soc. Geol. France, Bull., 7e. Ser., t. xv, p. 426-460.
- AVECILLA G., C., 1973. *Moluscos jurásicos del área de San Andrés Yutatio, Municipio de Tezoatlán, Oaxaca*: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, Tesis Prof., xi+102 p.
- BADGLEY, P. C., 1965. *Structural and tectonic problems*: New York, Harper and Row, Publishers, 521 p.
- BAKER, B. H., 1958. *Geology of the Magadi area, Degree Sheet 51*; Geol. Surv. Kenya, Rept. 42, 82 p.
- BARRERA, T., 1946. *Guía geológica de Oaxaca*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, 101 p.
- BATEMAN, A. M., 1967. *Economic mineral deposits*: New York, John Wiley and Sons, 916 p.
- BIRKINBINE, J. L., 1911. *Exploration of certain iron-ore and coal deposits in the State of Oaxaca*: Am. Inst. Min. Engin., Trans. 12, p. 166-188.
- BLACK, C. C. y STEPHENS, J. J. III, 1973. *Rodents from the Paleogene at Guanajuato, México*: Texas Tech. Univ. Mus., Occ. Pap. 14, p. 1-10.
- BODENLOS, A. J., 1956. *Notas sobre la geología de la Sierra Madre en la sección Zimapan-Tamazunchale*: Congr. Geol. Internal., 20a. Ses., México, 1956, Libroto-guía Exc. A-14 y C-6, p. 293-309.
- BONET, F., 1956. *Zonación micro faunística de las calizas cretácicas del este de México*: Asoc. Mexicana Geol. Petrol., Bol., v. 8, 102 p.
- BÖSE, E., 1898. *Über Lias in Mexico*: Deutsche Geol. Ges. Zs. 50, p. 168-175.
- y CAVINS, O. A., 1927. *The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern México*: Univ. Texas, Bull. 2748, p. 7-142.
- BUITRÓN, B. E., 1968. *Catálogo de equinoides fósiles de México*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana núm. 26, 50 p.

- , 1970. *Equinoides del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de Tlaxiaco, Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 154-163.
- BURCKHARDT, C., 1927. *Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero*: Inst. Geol. México, Bol. 47, 106 p.
- , 1930-1931. *Etude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain*: Soc. Paleont. Suisse, Mem. 49-50, 289 p.
- CALDERÓN-G., A., 1956. *Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla*: Congr. Geol. Intern., 20a. Ses., México, 1956, libretto-guía, Exc. A-11, p. 9-27.
- CÁRDENAS-V., J., 1966. *Contribución al conocimiento de la Mixteca Oaxaqueña*: México, Minería y Metalurgia, núm. 38, p. 15-107.
- CLARKE, G. L., 1958. *Elementos de Ecología* (Trad.): Barcelona, Ediciones Omega, 615 p.
- COOK, E. F., 1961. *Geologic Atlas of Utah, Washington County*: Utah Geol. and Min. Surv. Bull. 70, 124 p.
- , 1962. *Ignimbrite bibliography and review*: Idaho Bur. Min. and Geol. Info. Circular 13, 64 p.
- CORTÉS-O., S., TORON-V., L., MARTÍNEZ-B., J., PÉREZ-L., J., GAMBOA-A. A., CRUZ-C., S. y PUEBLA-P., M., 1957. *La cuenca carbonífera de la Mixteca*: México, D. F., Banco de México, S. A., Depto. Inv. Ind., v. 1, 191 p., v. 2, 66 p.
- COX, L. R., 1969. *Inoceramidae*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. N, Mollusca 6, Bivalvia, v. 1: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. N314-N321.
- y HERTLEIN, L. G., 1969. *Limidae*. *Ibid.*, v. 1, p. N385-N393.
- y NEWELL, N. D., 1969. *Oxytomidae*. *Ibid.*, v. 1, p. N344-N373.
- DECHASSEAUX, C. y PERKINS, B. F., 1969. *Caprotinidae*. *Ibid.*, p. N784-N799.
- COOGAN, A. H. y COX, L. R., 1969. *Hippuritidae*. *Ibid.*, v. 2, p. N799-N803.
- DE CSERNA, Z., 1956. *Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey*: Congr. Geol. Intern., 20a. Ses., México, 1956, 87 p.
- , 1960. *Orogenesis in time and space in Mexico*: Geol. Rundschau, v. 50, p. 595-605.
- , 1961. *Tectonic map of Mexico*: New York, Geol. Soc. America, scale 1:2 500 000.
- , 1969. *Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift*: Soc. Geol. Mexicana Bol., t. 30, p. 159-168.
- , 1970. *Reflexiones sobre algunos problemas de la geología de la parte centromeridional de México*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 37-50.
- DOWNS, T., 1958. *Fossil vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, México*: Congr. Geol. Intern., 20a. Ses., México, 1956, Sec. VII Paleontología, Taxonomía y Evolución, p. 75-77.
- DURHAM, W. J., 1966. *Ecology and paleoecology (of echinoids)*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. U, Echinodermata 3, v. 1: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. U257-U265.
- EDWARDS, J. D., 1955. *Studies of some Early Tertiary red conglomerates of central Mexico*: United States Geol. Surv. Prof. Paper 264H, p. 153-185.
- ERBEN, H. K., 1956a. *El jurásico inferior de México y sus amonitas*: Congr. Geol. Intern., 20a. Ses., México, 1956, 393 p.
- , 1956b. *El Jurásico Medio y el Caloviano de México*: *Ibid.* 140 p.
- , 1957a. *Paleogeographic reconstructions for the Lower and Middle Jurassic and for the Callovian of Mexico*. *Ibid.*, p. 35-41.
- , 1957b. *New biostratigraphic correlations in the Jurassic of eastern and southcentral Mexico*. *Ibid.*, p. 43-52.
- FELIX, J. y LENK, H., 1899. *Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Republik Mexico*: Stuttgart, Schweizerbart, pt. 1 (1890), 114 p.; pt. 2 (1899), 252 p.; pt. 3 (1891), 210 p.
- FERRUSQUÍA-V., I., 1970. *Geología del área de Tamazulapán-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 97-119.
- , 1971. *Geology of the Tamazulapán-Teposcolula-Yanhuitlán Area, Mixteca Alta, State of Oaxaca, Mexico*: Univ. Texas Austin, Ph. D. Diss., xvii+247 p.
- , en prensa. *Fauna local Valle de Oaxaca, Mioceno Tardío, México*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana.
- , in Ms. A. *Estudios Geológico-Paleontológicos en la Región Mixteca*, pt. 3: *Geología del área Tezoatlán-Monte Verde-Tonalá, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca*.
- , in Ms. B. *Ibid.* Pt. 4: *Geología del área Huajuapán-Papulutla-Ayuquila-Suchistepec, Mixteca Alta, Estados de Oaxaca y Puebla*.

- FLORES, T., 1909. *Datos para la geología del Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana Bol., t. 5, p. 107-128.
- FOLK, R. L., 1963. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Hemphill's, 170 p.
- FRASER, G. S., HARVEY, R. D. y HEIGOLD, P. C., 1972. *Properties of chert related to its reactivity in an alkaline environment*. Illinois Sta. Geol. Surv., Circ. 468, 29 p.
- FRIES, C., JR., 1960. *Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- , 1962. *Lista de fechas geoquímicas reportadas para minerales y rocas mexicanas, con un comentario sobre su significado geológico y geotectónico*. In *Estudios geocronológicos de rocas mexicanas*: *Ibid.*, Bol. 64, p. 85-110.
- , 1966. *Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geol. México, Serie 1:100 000.
- , HIBBARD, C. W. y DUNKLE, D. H., 1955. *Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerates at Guanajuato*: Smithsonian Misc. Coll., v. 123, núm. 7, p. 1-25.
- , SCHMITTER, V. E., DAMON, P. D. y LIVINGSTON, D. E., 1962. *Rocas precámbricas de edad grenvillana de la parte central de Oaxaca, en el sur de México*. In *Estudios geocronológicos de rocas mexicanas*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, p. 45-53.
- , RINCÓN-O., C., SOLORIO-M., J., SCHMITTER-V., E. y DE CSERNA, Z., 1970. *Una edad radiométrica de Tototitpec, Estado de Puebla*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 164-166.
- GARCÍA, E., 1964. *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*: México, Talleres Offset Larios, 71 p.
- GONZÁLEZ-A., J., 1969. *Geología de la Mixteca Alta, Oaxaca*: México, Informe Inédito de Petróleos Mexicanos, Gerencia de Exploración, Zona Sur.
- , 1969. *Comunicación Oral*, noviembre, 1969.
- , 1974. *Comunicación escrita*, abril 15, 1974.
- GREEN, J. y SHORT, N. M., 1971. *Volcanic landforms and surface features*. New York-Berlin, Springer-Verlag, xxiv+519 p.
- GUZMÁN, E. J. y DE CSERNA, Z., 1963. *Tectonic history of Mexico*. In Childs O. E., y Beebe, B. W. (Eds.), *Backbone of the Americas, Tectonic History from pole to pole*. American Assoc. Petrol. Geol., Mem. 2, p. 88-100.
- HEIM, A., 1940. *The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale*: *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 33, p. 313-362.
- HENDRICKS, L. y WILSON, W. F., 1967. *Introduction (to the Comanchean Stratigraphy and Paleontology of Texas)*. In: Hendricks, L. (Ed.), *Comanchean (Lower Cretaceous) Stratigraphy and Paleontology of Texas*. Midland, Tex., Soc. Econ. Pal. and Min., Permian Basin Section, p. 1-6.
- HERNÁNDEZ-S. M., S., Ed., 1968. *Carta Geológica de la República Mexicana, Escala 1:2 000 000*: México, D. F., Comité de la Carta Geológica de México.
- HIBBARD, C. W., 1955. *Pleistocene vertebrates from Upper Becerra (Becerra Superior) Formation, Valley of Tequixquiac, Mexico, with notes on the Pleistocene forms*: Michigan Univ. Mus. Paleont. Contrib., v. 12, p. 47-96.
- HIGGINS, M. W., 1971. *Cataclastic rocks*: United States Geol. Surv., Prof. Pap. 687, iv+97 p.
- HISAZUMI, H., 1932. *Geología de la región Mixteca del Estado de Oaxaca*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe inédito, 98 p.
- HYMAN, L. H., 1967. *The Invertebrates, v. VI Mollusca I*: New York, McGraw-Hill Book Co., 792 p.
- IMLAY, R. W., 1938. *Studies of the Mexican geosyncline*: Geol. Soc. America Bull., v. 49, p. 1651-1694.
- , 1943. *Jurassic Formations of the Gulf Region (United States, Mexico and Cuba)*: American Assoc. Petrol. Geologists Bull., v. 27, p. 1407-1533.
- , 1944a. *Correlation of the Cretaceous formations of Greater Antillas, Central America and Mexico*: Geol. Soc. America Bull., v. 55, p. 1005-1045.
- , 1944b. *Cretaceous Formations of Central America and Mexico*: American Assoc. Petrol. Geologists Bull., v. 28, p. 1077-1195.

- , 1953. *Las formaciones jurásicas de México*: Soc. Geol. Mexicana Bol., t. 16, 65 p.
- ISACKS, B. OLIVER, J. y SYKES, L. R., 1968. *Seismology and the new Global Tectonics*: Journ. Geophys. Res., v. 73, p. 5855-5899.
- JOHNSON, H. J., 1961. *Limestone-building algae and algal limestones*: Boulder, Colorado School of Mines and Johnson-Publishing Co., 297 p.
- KRUMBEIN, W. C. y SLOSS, L. L., 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*, 2nd. ed.: San Francisco, W. H. Freeman and Co., 660 p.
- KULP, J. L., 1961. *Geologic time-scale*: Science, v. 133, p. 1105-1114.
- KUMMEL, B., FURNISH, W. M. y GLENISTER, B. F., 1964. *Nautiloidea-Nautilida*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. K Mollusca 3, Cephalopoda, v. 1: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. K383-K457.
- LOEBLICH, A. R., JR. y TAPPAN, H., 1964. *Sarcodina chiefly "thecamoebians" and Foraminifera*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. C. Protista 2, v. 1 and 2: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, P. C.
- LÓPEZ-TICHA, D., 1969. *Evaluación petrolífera de la Cuenca de Tlaxiaco, Estado de Oaxaca. Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 6: Problemas de Exploración en áreas posiblemente petrolíferas de la República Mexicana*, Inst. Mexicano Petrol., p. M. R. 6(7) 1-28+7 figs.
- MALDONADO-KOERDELL, M., 1948. *Plantas fósiles del Rético de Ayuquila (Huajuapán de León), Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana Bol., t. 13, p. 61-68.
- MALFAIT, B. T. y DINKELMAN, M. G., 1971. *Circum Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate*. Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 251-272.
- MILLAR, C. E., TURK, L. M. y FOTH, H. D., 1965. *Fundamentals of soil science*: New York, John Wiley and Sons, Co., 491 p.
- MILLER, A. K. y FURNISH, W. M., 1957. *Introduction to Cephalopoda*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. L. Mollusca 4, Cephalopoda, v. 2: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. xx-xxiii.
- MITRE-S., L. M., 1973. *Geología del área de Tepelmeme de Morelos, Oaxaca*: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, Tesis Prof., xii+90 p.
- , in Ms. *Estudios Geológico-Paleontológicos en la Región Mixteca, Pt. 2: Geología del área Tepelmeme-Corunda-Yosocuno, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca*.
- MOLNAR, P. y SYKES, L. R., 1969. *Tectonics of the Caribbean and Middle American Regions from local mechanisms and seismicity*: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 1639-1684.
- MOORE, R. C., LALIKER, C. G., y FISCHER, A. G., 1952. *Invertebrate fossils*: New York, MacGraw-Hill Book Co., 766 p.
- MOOSER-B., O., 1959. *La Fauna Cedazo del Pleistoceno de Aguascalientes*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Biología, Anal. v. 29, p. 409-452.
- MUIR, J. M., 1936. *Geology of the Tampico region, Mexico*: Tulsa, American Assoc. Petroleum Geologists, 280 p.
- MUMPTON, F. A., 1973. *First reported occurrence of zeolites in sedimentary rocks of Mexico*: American Min., v. 58, p. 287-290.
- , Comunicación oral, marzo, 1973.
- , Comunicación escrita, julio 7, 1973.
- NEWELL, N. D., 1969. *Classification of Bivalvia*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology* Pt. N, Mollusca 6, v. 1: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. N205-N225.
- ORDÓÑEZ, E., 1906. *Las rocas arcaicas de México*: Soc. Cient. Antonio Alzate, Mem., t. 22, p. 315-331.
- ORTEGA-G., F., 1970. *Geología del cuadrángulo suroccidental de la Hoja Tehuacán, Estados de Puebla y Oaxaca*: Univ. Nal. Autón. México Fac. Ingeniería, Tesis Prof., 130 p.
- PANTOJA-ALOR, J., 1959. *Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán*: México, Consejo Recursos Nat. No Renovables, Bol. 50, 36 p.
- , 1970. *Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centroseptentrional de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 67-84.
- y ROBISON, R. A., 1967. *Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico*: Science, v. 157 (3792), p. 1033-1035.
- PÉREZ-L., J. M., HOKUTO-C., A. y DE CSERNA, Z., 1965. *Reconocimiento geológico del área Petalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla*. In *Estratigrafía y Pa-*

- leontología del Jurásico Superior del Estado de Puebla: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana núm. 21, pt. 1, p. 1-22.
- PETTIGREW, F. J., 1957. *Sedimentary rocks*, 2nd. Edit., New York, Harper and Row, 718 p.
- PHLEGER, F. B., 1951. *Foraminifera Distribution*. In *Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico*: Geol. Soc. America Mem. 46, pt. 1, 87 p.
- y PARKER, F. L., 1951. *Foraminifera Species*. In *Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico*: Geol. Soc. America Mem. 46, Pt. 2, 64 p.
- RAISZ, E., 1964. *Landforms of Mexico*: Cambridge, map scale approx. 1:3 000 000.
- RAST, N., RODRÍGUEZ-T., R., RUIZ-C., M., ORTEGA-G., F. y ROTHENBERG, L., 1970. *Resultados geológicos, estratigráficos y estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190: Izúcar de Matamoros, Pue. y algunas localidades adyacentes*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe inédito, 22 p.
- RITTMANN, A., 1952. *Nomenclature of volcanic rocks*: Bull. Volc., v. 12, p. 75-103.
- , 1962. *Volcanoes and their activity* (Trans.): New York, John Wiley and Sons, 305 p.
- ROBLES-RAMOS, M. L., FLORES-COVARRUBIAS, C. y GÓMEZ PONCE, M., 1967. *Catálogo ilustrado de la superfamilia Globigerinacea*: México, D. F. Inst. Mexicano Petrol. (Sep. Publ.), 20 p. 70 Láms.
- y FLORES-COVARRUBIAS, C., 1969. *Catálogo ilustrado de los foraminíferos planctónicos utilizados en la zonación realizada por Bolli, 1966*: México, D. F., Inst. Mexicano Petrol. Publ. no. 69, AE/047, p. 37-197.
- RODRÍGUEZ-T., R., 1970. *Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 51-54.
- , 1970. Comunicación escrita, diciembre 17, 1970.
- ROSS, C. S. y SMITH, R. L., 1961. *Ash-flow Tuffs: Their origin geologic relations and identification*: United States Geol. Surv. Prof. Paper 366, 81 p.
- RUEDA-G., J., Oct., 1969. Comunicación oral, octubre, 1969.
- RUIZ-C., M., 1970a. *Reconocimiento geológico en el área de Mariscala-Amatitlán, Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 55-66.
- , 1970b. *Geología del área Huajuapán de León-Ayuquila, Estado de Oaxaca*. In *Rast et al., 1970b. Resultados geológicos, estratigráficos y estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190: Izúcar de Matamoros, Pue., y algunas localidades adyacentes*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe inédito, 22 p.
- SALAS, G. P., 1949. *Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca*: Asoc. Mexicana Geol. Petrol. Bol., v. 1, p. 79-156.
- SCHLAEPFER, C. J., 1969. Comunicación oral, agosto, 1969.
- , 1970. *Geología Terciaria del área de Yanhuatlán-Nochistlán, Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 85-96.
- y RINCÓN-O., C., 1971. Comunicación escrita, marzo 1, 1974.
- y DE PABLO-G., L., 1971. *Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las capas rojas de la Formación Yanhuatlán, Oaxaca*: Asoc. Mexicana Geol. Petrol., Bol., v. 23, p. 93-108.
- SCHMITTER-V., E., 1970. *Nelsonita de ilmenita y magnetita de la región de Huitzo, Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 167-173.
- SEGERSTROM, K., 1956. *Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F. y Zimapan, Hidalgo*: Congr. Geol. Internal., 20a. ses., México, 1956, libreta-guía Exc. A-11 y C-6, p. 311-323.
- , 1962. *Geology of southwestern Hidalgo and northern Mexico States*: United States Geol. Surv. Bull. 1104-C., p. 87-162.
- SILVA-P. A., 1970. *Plantas fósiles del Jurásico Superior de la región de Tezoatlán, Estado de Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 129-153.
- SIMONS, F. S. y MAPES-VÁZQUEZ, E., 1956. *Geology and ore deposits of the Zimapan mining district, State of Hidalgo, Mexico*: United States Geol. Surv., Prof. Pap. 284, 128 p.
- SMITH, R. L., 1960. *Ash-flows*: Geol. Soc. America Bull., v. 71, p. 795-842.
- STRECKEISEN, A., 1965. *Die Klassifikation der Eruptivgesteines Geol. Rundschau*, v. 55, p. 478-491.
- SYKES, L. R., 1967. *Mechanism of earthquakes and nature of faulting in the mid-ocean ridges*. Journ. Geophys. Res., v. 72, p. 2131-2153.
- TAMAYO, J. L., 1949. *Geografía general de México*, Tomo II: México, D. F. Inst. Mexicano Invest. Econom., 583 p.

- TERMIER H. y TERMIER, G., 1952. *Gasteropode*. In *Traité de Paleontologie*, T. II, Brachiopodes, Chetognathes, Annelides et Mollusques: Paris, Masson et Cie., Editeurs, p. 365-460.
- THALMANN, H. E., 1960. *An Index to the genera and species of the foraminifera, 1890-1950*: Stanford University, George Vanderbilt Found., 393 p.
- TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J., 1960. *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd. ed.: New York, McGraw-Hill, Book Co., 694 p.
- VAN BEMMELEN, R. W., 1961. *Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA*: Geologie in Mijnbouw, 40e Jaarg. n. 12.
- VIVÓ-A., J. y GÓMEZ-J., A., 1946. *Climatología de México*: México, D. F. Inst. Panam. Geogr. Hist., Dir. Meteor. Hidrol., Publ. 19.
- WELLS, J. W., 1956. *Scleractinia*. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. G., Coelenterata: Geol. Soc. America y Univ. Kansas Press, p. F328-F444.
- y HILL, D., 1956. *Anthozoa-General Features*. Ibid., p. F161-F164.
- WENTWORTH, C. K. y WILLIAMS, H., 1932. *The classification and Terminology of the pyroclastic rocks*: Natl. Res. Council Bull. 89, Rept. Comm. Sedimentation 1930-1932, p. 19-53.
- WIELAND, G. R., 1914. *La Flora Liásica de la Mixteca Alta*: México, D. F., Inst. Geología México Bol 31, 162 p.
- WILLIAMS, H. TURNER, F. J. y GILBERT, C. M., 1954. *Petrography*: San Francisco, W. H. Freeman and Co., 406 p.
- WILSON, J. A., 1971. Comunicación escrita, marzo 2, 1971.
- y CLABAUGH, S. E., 1970. *A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca*: Soc. Geol. Mexicana, Exc. México-Oaxaca, libro-guía, p. 120-128.
- WILSON, B. W., HERNÁNDEZ-J., P. y MEAVE-T., E., 1955. *Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro*: Soc. Geol. Mexicana Bol., t. 18, n. 1, 10 p.
- YOUNG, K., 1967. *Comanche Serie (Cretaceous), South Central Texas*. In: Hendricks, L. (Ed.), *Comanchean (Lower Cretaceous) Stratigraphy and Paleontology of Texas*. Midland, Tex., Soc. Econ. Pal. and Min., Permian Basin Section, p. 9-30.

EXPLICACIÓN DE LAS LÁMINAS

LÁMINA 1

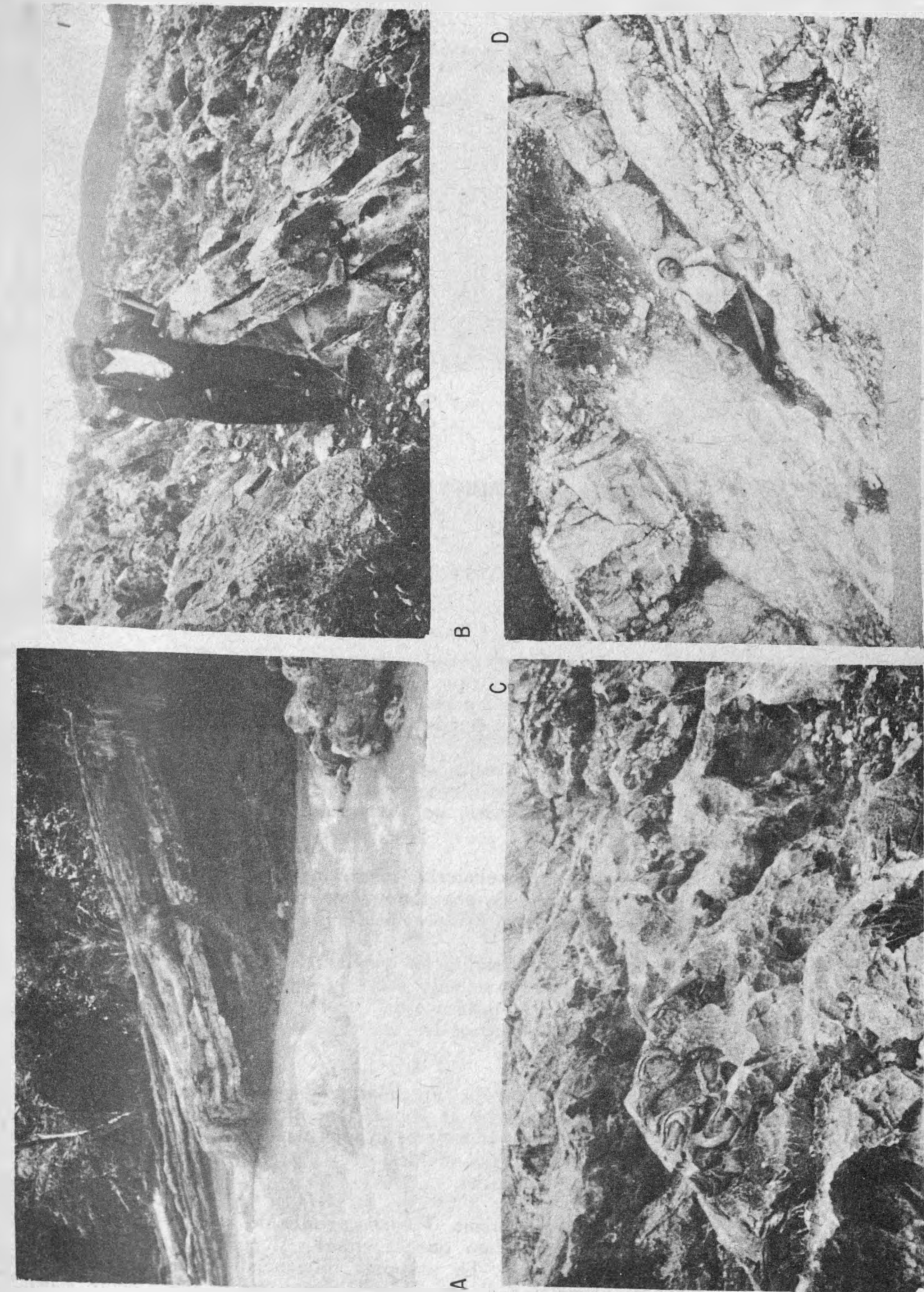
GRUPO TECOCOYUNCA? Y CALIZA TEPOSOLULA

Fig. A. Chapopoterías en el Grupo Tecocoyunca?, afloramiento sobre el Río Chilapa, aproximadamente 3 km al sur-sureste de Chilapa de Díaz. Las chapopoterías aparecen como una franja oscura debajo de areniscas claras.

Fig. B. Caliza Teposcolula, flanco oriental de un anticlinal erosionado, el afloramiento está aproximadamente 1.0 km al suroeste de San Juan Teposcolula.

Fig. C. Nódulos de pedernal en la Caliza Teposcolula. El afloramiento está sobre el Río San Juan, aproximadamente 300 m al suroeste de San Juan Teposcolula.

Fig. D. Caliza Teposcolula, flanco occidental de un anticlinal: el afloramiento se localiza sobre el camino (pavimentado) a Tlaxiaco, cerca del km 5.



GRUPO TECOCOYUNCA Y CALIZA TEPOSOLULA

LAMINA 2

CALIZA TEPOSCOLULA Y FORMACIÓN YANHUITLÁN

Fig. A. Caliza Teposcolula, variedad biomicroita escasamente fosilífera. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-573, procedente de un afloramiento sobre la vereda Morelos-Yucunama, aproximadamente 1.9 km al suroeste de Morelos. Los fósiles más comunes son foraminíferos; el que está representado es probablemente *Valvulina picardi*.

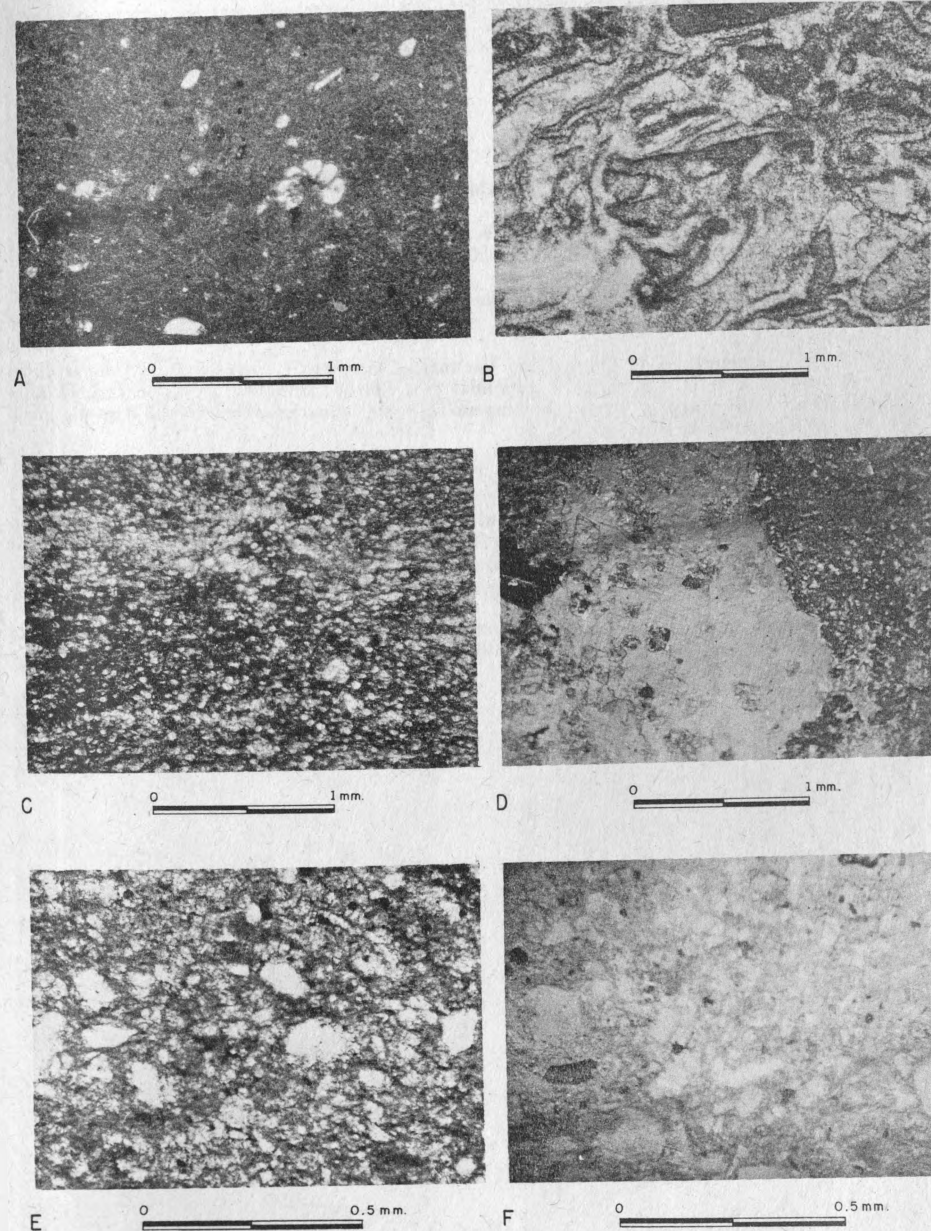
Fig. B. Caliza Teposcolula, variedad biomicrodita muy fosilífera. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-135A, procedente de un afloramiento sobre la falda sur del Cerro de la Plata, que es el primer cerro al oeste de Tamaulapán. Nótese la abundancia de fragmentos de pelecípodos.

Fig. C. Caliza Teposcolula, variedad biopelmicroita microbandeada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-136A, procedente de un afloramiento situado en la cima del Cerro de la Plata. El bandeamiento está expresado como franjas paralelas de diferente tono.

Fig. D. Caliza Teposcolula mostrando recristalización parcial. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-585, procedente de un afloramiento sobre la vereda Yucunama-San Andrés Lagunas, aproximadamente 300 m al oeste franco de Yucunama. Nótese que la calcita afanocristalina (zona grumosa a la derecha) se ha recristalizado a calcita espática (espacio claro a la izquierda). Nícoles cruzados.

Fig. E. Formación Yanhuatlán, variedad roja. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-1086, procedente de un afloramiento en la Loma Taza, aproximadamente 500 m al norte de Yanhuatlán. Limolita gruesa, inmadura, débilmente consolidada, de subarcosa. Se distinguen granos detríticos de cuarzo, feldespato y de otros minerales, dispuestos en montmorilonita coloreada por hematita.

Fig. F. Formación Yanhuatlán, variedad crema. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-1087, procedente del mismo afloramiento que la anterior, limolita gruesa, inmadura, débilmente consolidada, de subarcosa. La principal diferencia con la variedad roja estriba en la ausencia de hematita y el tamaño del grano, que es ligeramente mayor en este caso.



CALIZA TEPOSCOLULA Y FORMACION YANHUITLAN

LAMINA 3

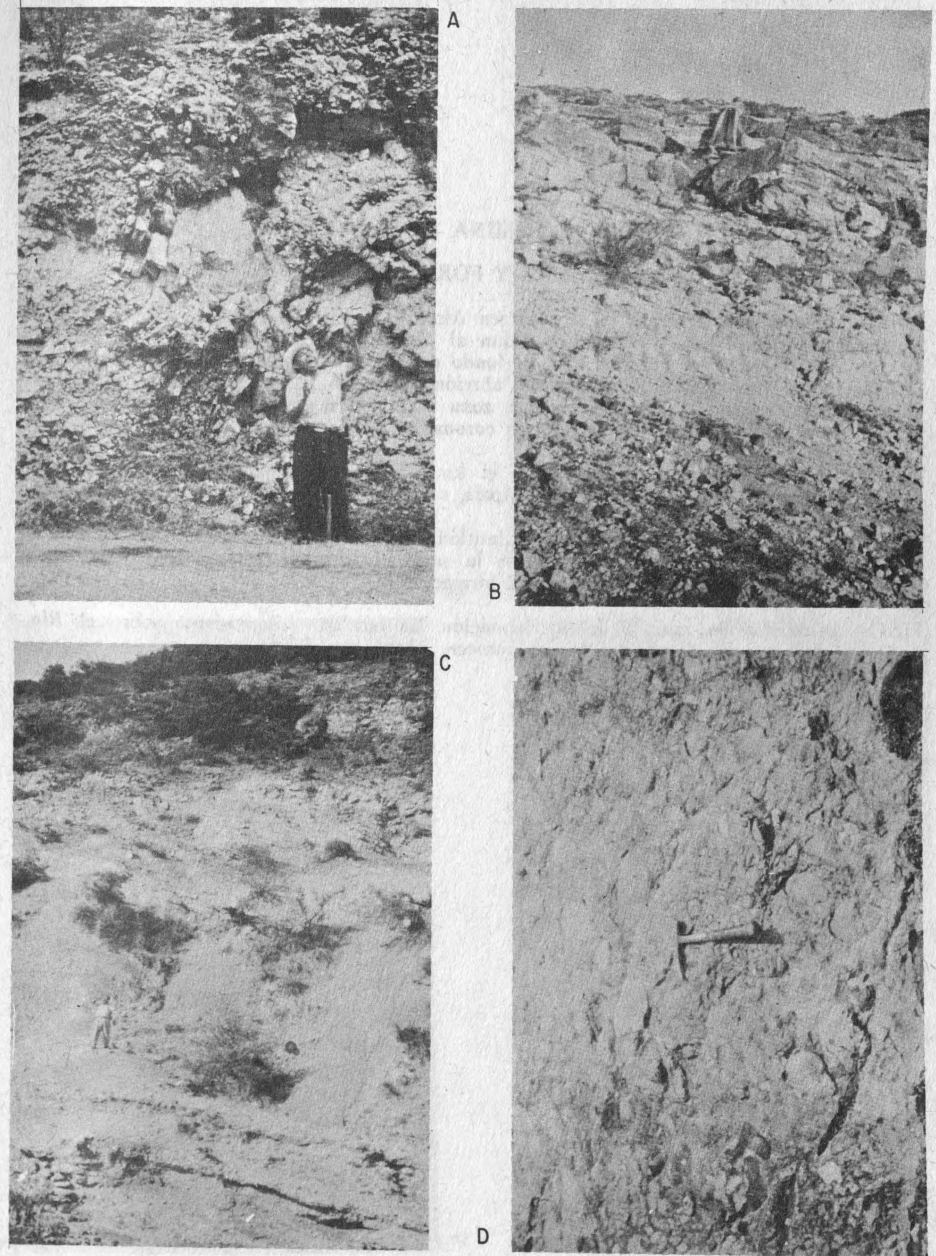
CALIZA TEPOSCOLULA, FORMACIÓN YUCUNAMA
SECUENCIA TERCIARIA Y CONGLOMERADO TAMAZULAPAN

Fig. A. Caliza Teposcolula, capas plegadas y falladas; el afloramiento se localiza sobre el camino (pavimentado) a Tlaxiaco, cerca del km 6.5.

Fig. B. Afloramiento de la Formación Yucunama mostrando su apariencia megascópica típica, nótese la intemperización esferoidal y la fuerte inclinación de las capas. El afloramiento está sobre la vereda Yucunama-Tejupan, aproximadamente 3.3 km al noreste de Yucunama.

Fig. C. Secuencia terciaria en el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas. Afloramiento situado aproximadamente 1.5 km al sureste de Tamazulapan. Se distingue el Conglomerado Tamazulapan en la parte inferior, cubierto por capas de la Formación Yanhuitlán, a su vez cubierta por la Toba Llano de Lobos (zona intermedia más clara), la cual a su vez está sobreyacida por la Andesita Yucudaac (parte superior, cubierta por vegetación).

Fig. D. Conglomerado Tamazulapan mostrando su apariencia megascópica característica; el afloramiento se encuentra en el límite oriental de San Isidro Lagunas.



CALIZA TEPOSCOLULA FORMACION YUCUNAMA, SECUENCIA TERCIARIA
Y CONGLOMERADO TAMAZULAPAN

LÁMINA 4

SECUENCIA TERCIARIA Y FORMACIÓN YANHUITLÁN

Fig. A. La secuencia terciaria en la Mixteca Alta. La foto se tomó sobre la vereda Yucunama-Tejupan, aproximadamente 2 km al sur de esta última y viendo al noreste. Se distingue aluvión cuaternario en el fondo del valle (abajo), capas de la Formación Yanhuatlán inmediatamente arriba del aluvión, cubiertas por la Toba Llano de Lobos que forma mesas (aparece como una zona clara en la foto) y a su vez está cubierta por la Andesita Yucudaac, que corona la secuencia aquí.

Fig. B. Valle de Yanhuatlán visto desde el km 74 de la Carretera Panamericana. Se observa la expresión fisiográfica de malpais, característica de la Formación Yanhuatlán.

Fig. C. Afloramiento de la Formación Yanhuatlán, visto desde el km 76.4 de la Carretera Panamericana, mirando al este. Nótese la suave inclinación de las capas y la topografía de malpais desarrollada en esta formación.

Fig. D. Estratificación rítmica de la Formación Yanhuatlán. Afloramiento sobre el Río Colorado, aproximadamente 1 km al noroeste de Marcos Pérez.



SECUENCIA TERCIARIA Y FORMACION YANHUITLAN

LÁMINA 5

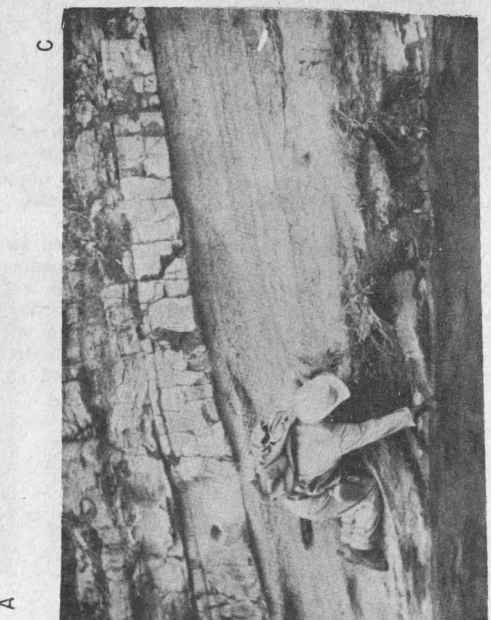
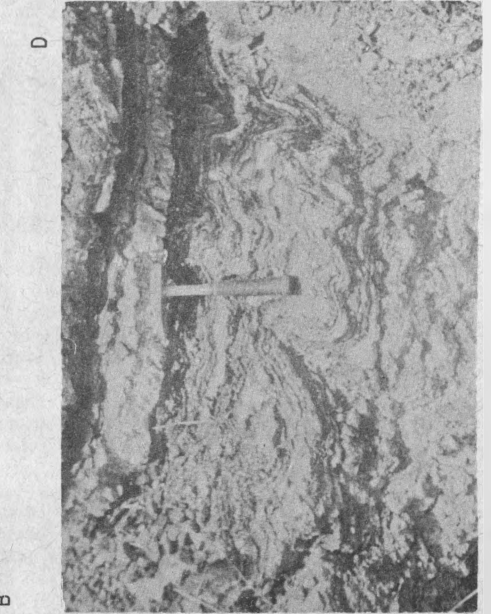
CONTACTO FORMACIÓN YANHUITLÁN-TOBA LLANO DE LOBOS,
ESTA UNIDAD Y FORMACIÓN CHILAPA

Fig. A. Contacto entre la Formación Yanhuatlán (abajo) y la Toba Llano de Lobos. El afloramiento está sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas, aproximadamente 1.5 km al sureste de Tamazulapan. El contacto es concordante.

Fig. B. Afloramiento de la Toba Llano de Lobos sobre el camino Tejupan-Suchixtlahuaca, aproximadamente 1.2 km al norte-noreste de Tejupan. Las capas de toba son masivas, bien consolidadas y muestran estratificación cruzada.

Fig. C. Afloramiento de la Formación Chilapa sobre el cauce del Río Chilapa, situado aproximadamente 1.2 km al norte de Chilapa de Díaz, mostrando la apariencia megascópica característicamente variada de esta formación.

Fig. D. Afloramiento de la Formación Chilapa, situado sobre la vereda Cañadaltepec-Chilapa de Díaz, aproximadamente 1 km al oeste-noroeste de Cañadaltepec. Se observa plegamiento intraformacional ("crumpling") en esta unidad.



CONTACTO FORMACION YANHUITLAN-TOBA LLANO DE LOBOS
ESTA UNIDAD Y FORMACION CHILAPA

LAMINA 6

TOBAS LLANO DE LODOS Y CERRO VERDE, FORMACIÓN YUCUNAMA

Fig. A. Toba Llano de Lobos, variedad vítrea. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-180, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 3.6 km al norte-noreste de Tamazulapan. Nótese la abundancia de esquirlas de vidrio.

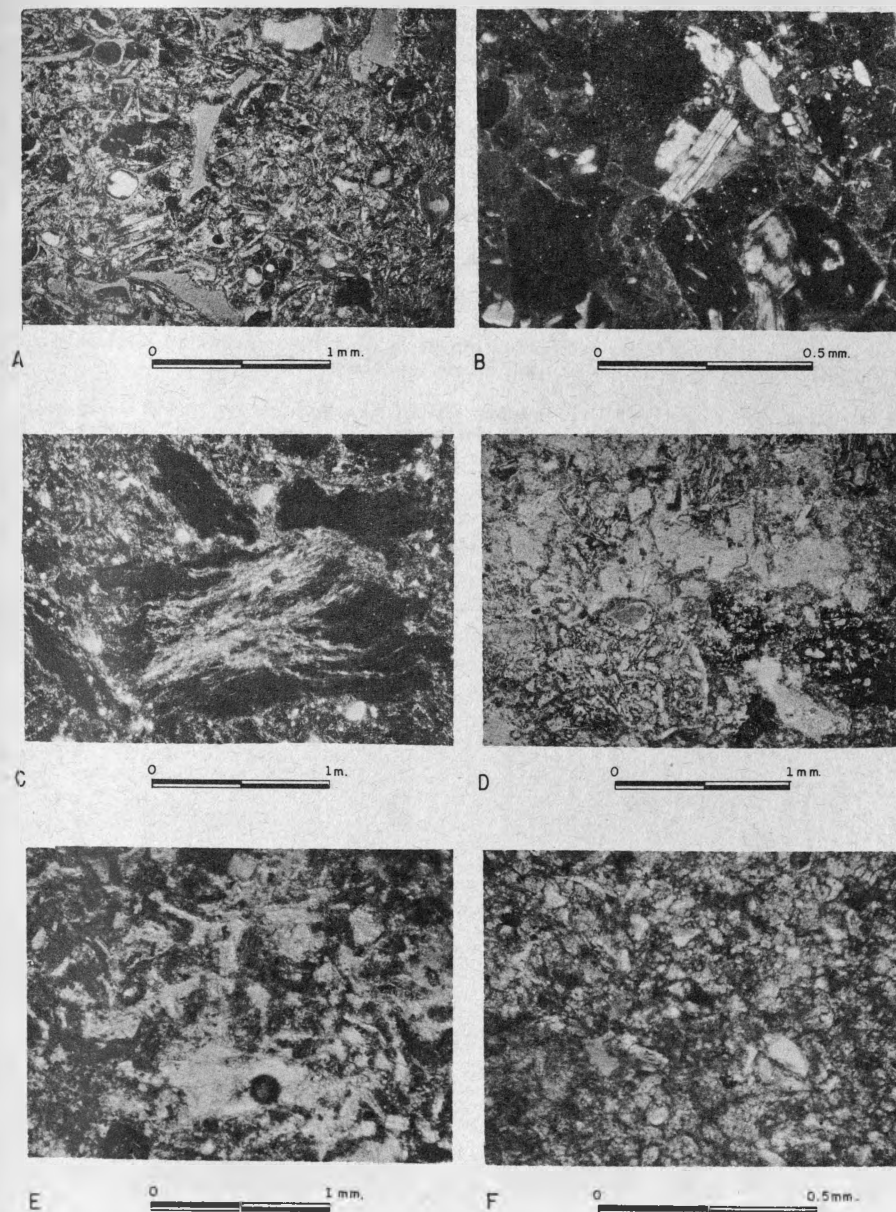
Fig. B. Toba Llano de Lobos, variedad cristalino-vítrea. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-1009, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 4.3 km al noreste del Rancho Santa Catarina. Toba cristalino-vítrea dacítica, los cristales más abundantes son de plagioclasa.

Fig. C. Toba Llano de Lobos, variedad lítico-pumítica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-1009, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 4.2 km al noreste del Rancho Santa Catarina. Nótese la textura fibrosa no colapsada de los piroclásticos pumíticos.

Fig. D. Toba Llano de Lobos, variedad lítico-andesítica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-1052, procedente de un afloramiento sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas, situado aproximadamente 1.5 km al sureste de Tamazulapan. Toba lítico-andesítica parcialmente cementada por calcita; los piroclastos andesíticos están dispuestos en una metástasis de vidrio devitrificado, clorita? y minerales accesorios.

Fig. E. Toba Cerro Verde mostrando su apariencia microscópica característica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-107, procedente del área Pie del Gigante. Toba andesítica lítico-cristalina parcialmente soldada. Se observan piroclastos pumíticos parcialmente colapsados, cristales de plagioclasa y esquirlas de vidrio dispuestas en una metástasis de material vítreo más fino, divitrificado.

Fig. F. Formación Yucunama, mostrando su apariencia microscópica típica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-623A procedente de un afloramiento sobre la brecha a San Vicente Nuño, aproximadamente 1 km al este-sureste de su entronque con el camino (pavimentado) a Tlaxiaco. Biopelmicrita impura con granos angulosos de cuarzo y granos de calcita bien redondeados y clasificados, probablemente biogénicos, ambos de tamaño de limo mediano a fino, dispuestos en una matriz de calcita afanocristalina y cantidades subordinadas de material detrítico.



TOBAS LLANO DE LOBOS Y CERRO VERDE, FORMACION YUCUNAMA

LÁMINA 7

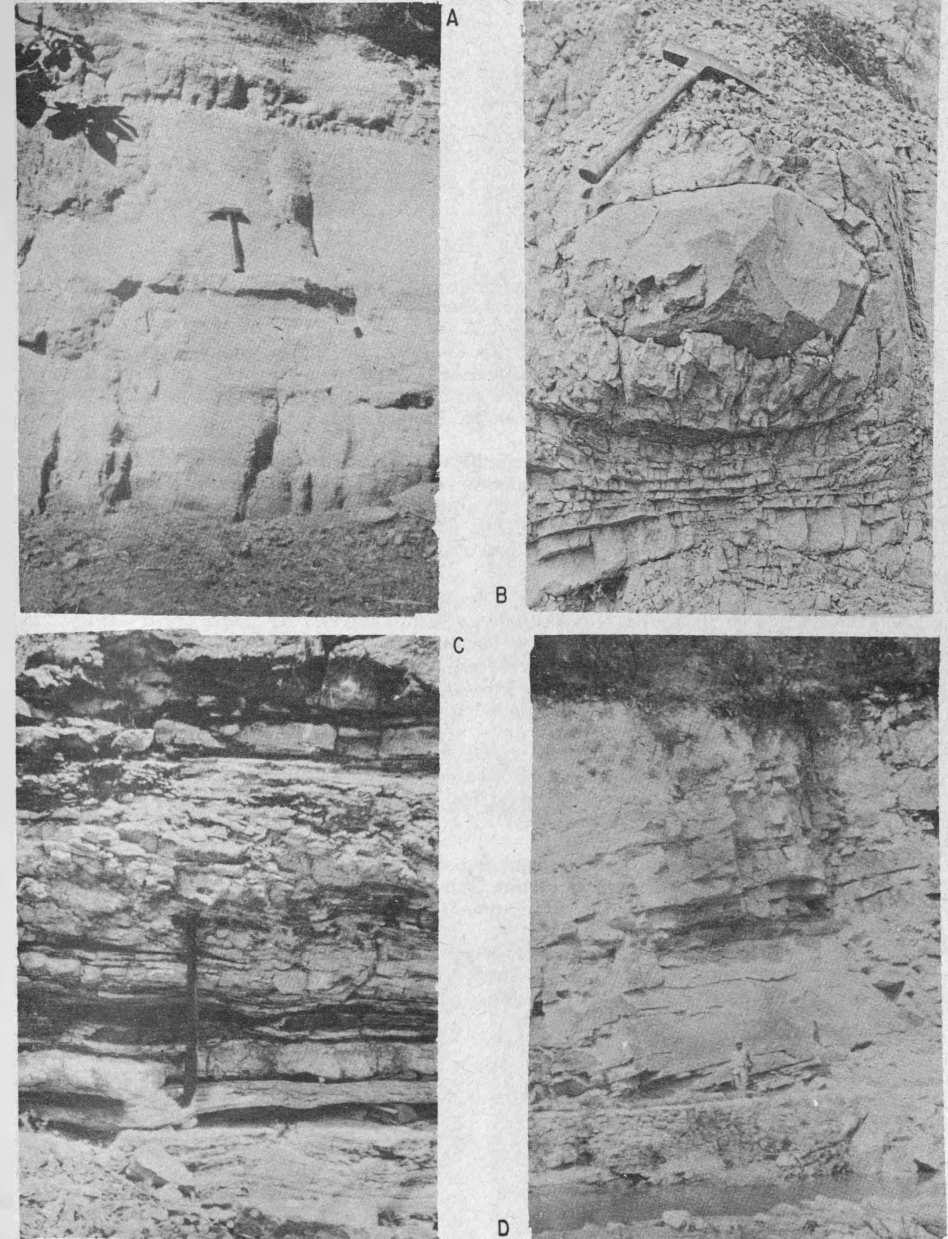
TOBA LLANO DE LOBOS, ANDESITA INTRUSIVA
SUCHIXTLAHUACA Y FORMACIÓN CHILAPA

Fig. A. Afloramiento de la Toba Llano de Lobos sobre la vereda Tejupan-Marcos Pérez, aproximadamente 4 km al este-sureste de Tejupan. Las capas de toba están menos consolidadas que las mostradas en la Lám. 5, Fig. B.

Fig. B. Exfoliación esferoidal en un afloramiento de la Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, localizado aproximadamente en el km. 65.4 de la Carretera Panamericana.

Fig. C. Caliza silicificada de la Formación Chilapa estratificada en capas delgadas, aflorando sobre la vereda Rancho San Jerónimo-Cañadaltepec, aproximadamente 4.5 km al sur-sureste del primero.

Fig. D. Caliza silicificada de la Formación Chilapa, estratificada masivamente, aflorando sobre la vereda Canadaltepec-Chilapa de Díaz, aproximadamente 2 km al sureste de la última. Éste es un abrevadero que emplea tanto la gente como el ganado.



TOBA LLANO DE LOBOS, ANDESITA INTRUSIVA SUCHIXTLAHUACA
Y FORMACION CHILAPA

LÁMINA 8

FORMACIÓN CHILAPA

Fig. A. Formación Chilapa, variedad caliza silicificada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-11, procedente de un afloramiento sobre el camino Tamazulapan-Chilapa de Díaz, situado aproximadamente 200 m al sur de la primera. Nótese la estratificación bien definida y el tamaño tan fino de los cristales. La franja oscura es una capa rica en ópalo, la franja microestratificada debajo de ésta es una zona rica en sílice microcristalino esferular y las franjas grises arriba y abajo de ellas son capas mezcladas que contienen microfósfos de sílice y calcita. Nícoles cruzados.

Fig. B. Formación Chilapa, variedad caliza silicificada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-165A, procedente de un afloramiento sobre el camino Tamazulapan-Chilapa de Díaz, situado aproximadamente 200 m al sur-suroeste de la primera. Nótese la microestratificación débilmente marcada. Los cristales blancos o negros son de sílice, los grises son de calcita o dolomita. Nícoles cruzados.

Fig. C. Formación Chilapa, variedad caliza silicificada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-194, procedente de un afloramiento sobre el camino Tamazulapan-Chilapa de Díaz, situado aproximadamente 3 km al sur-suroeste del Rancho San Isidro Porvenir. Se observa una capa mezclada, nótese el tamaño tan pequeño de los cristales; los de sílice aparecen blancos o negros mientras que los de calcita o dolomita aparecen grises, nótese también la mezcla tan íntima, uniforme y regular que forman.

Fig. D. Formación Chilapa, variedad caliza silicificada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-2328 procede de un afloramiento situado sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas, aproximadamente 1 km al noreste del Rancho San Jerónimo. Nótese el contorno de una concha de ?ostrácodo.

Fig. E. Formación Chilapa, pedernal. Fotomicrografía de la muestra FV69-221, procede de un afloramiento situado sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas, aproximadamente 2.5 km al suroeste de la primera. Nótese la microestratificación.

Fig. F. Formación Chilapa, pedernal. Fotomicrografía a mayor aumento de la muestra FV69-221. Nótese que las esquirlas de vidrio son aún reconocibles, evidenciando así el origen tobáceo de sílice de esta formación.

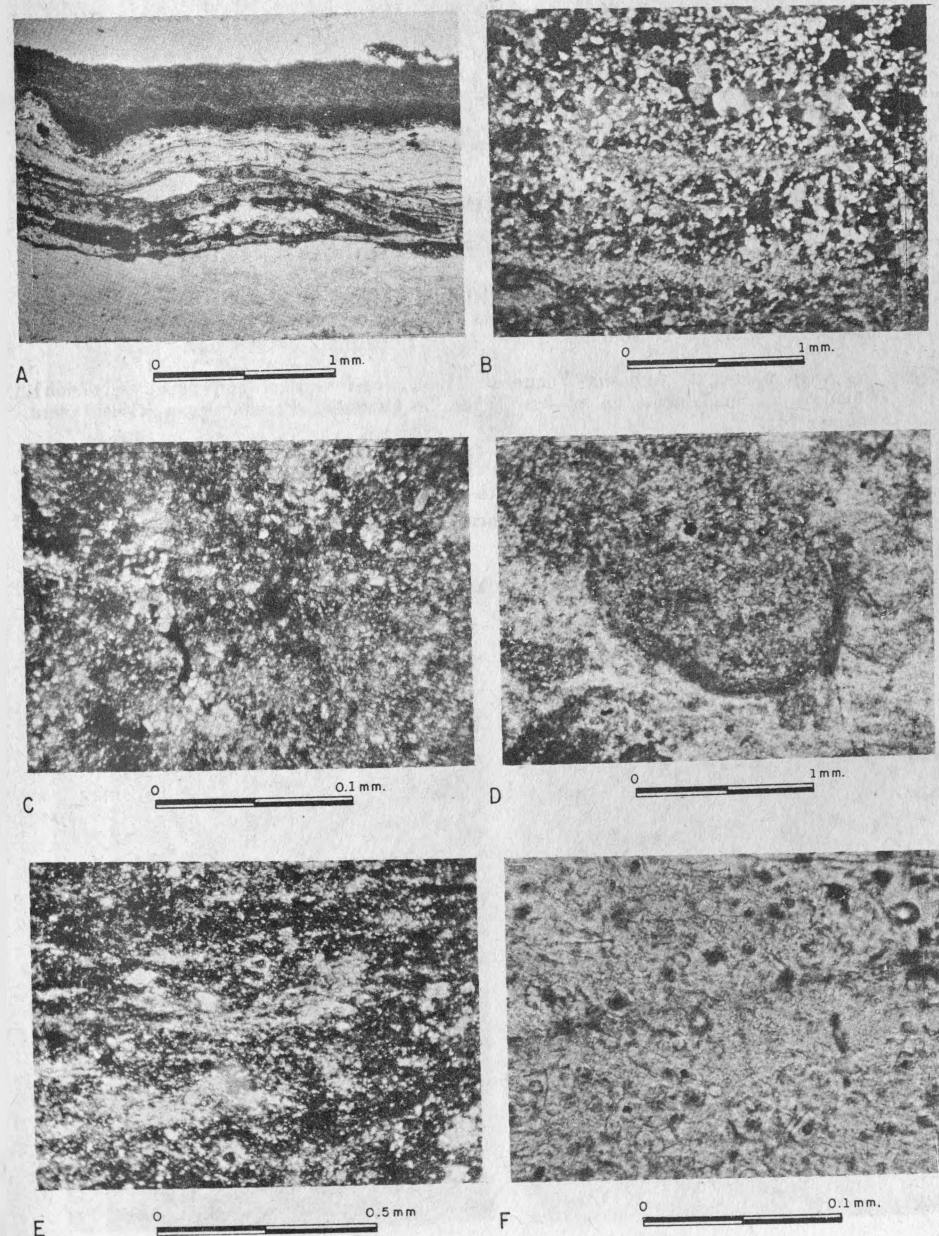


LÁMINA 9

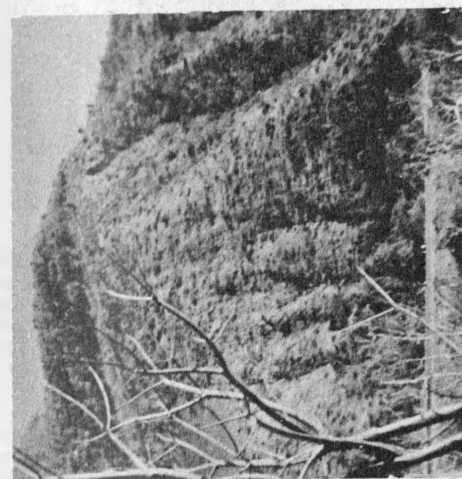
FORMACIÓN CHILAPA, ANDESITA YUCUDAAC Y DIQUE

Fig. A. Afloramiento de la Formación Chilapa, localizado en el Río Chilapa, aproximadamente 2 km al sur-sureste de Chilapa de Díaz. Se observa un lente de turba en arenisca débilmente consolidada.

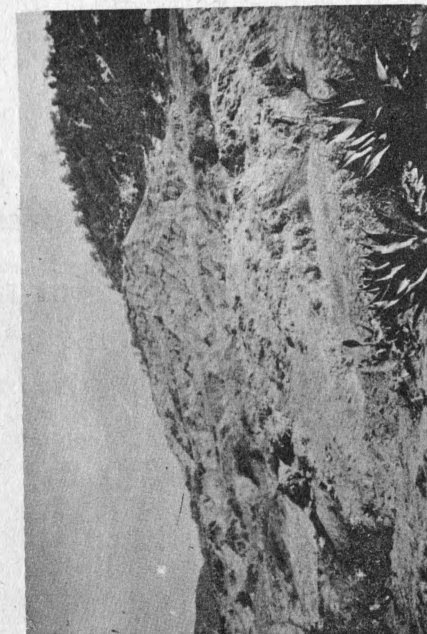
Fig. B. Afloramiento de Andesita Yucudaac (flanco casi vertical con poca vegetación), situado aproximadamente en el km 26 de la Carretera Panamericana (línea clara, abajo).

Fig. C. Afloramiento de Andesita Yucudaac localizado aproximadamente en el km 26 de la Carretera Panamericana, donde esta formación tiene su máximo espesor. Las rocas volcánicas forman cerros de flancos fuertemente inclinados, cubiertos por escasa vegetación.

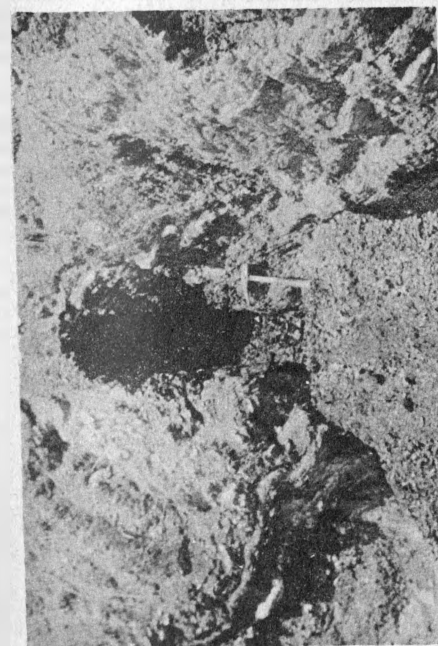
Fig. D. Dique intrusionado en la Formación Yanhuatlán, expuesto en la parte noroccidental del Valle de Yanhuatlán.



B



D



A



C

LÁMINA 10

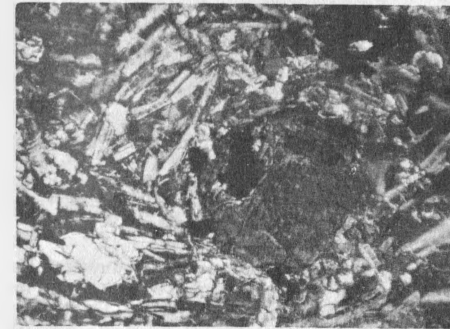
ANDESITA YUCUDAAC

Fig. A. Andesita Yucudaac, variedad común. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-182, procedente del derrame inferior que aflora en el camino de servicio a la Torre de Microondas Yucudaac (Sección-Tipo), aproximadamente 650 m al norte de su entronque con la Carretera Panamericana. Andesita de clinopiroxena y olivino. Microfenocristales pseudomorfs de iddingsita reemplazando olivino y cristales comunes de clinopiroxena (?augita), dispuestos en una metástasis de microlitos de oligoclasa-andesina y minerales accesorios.

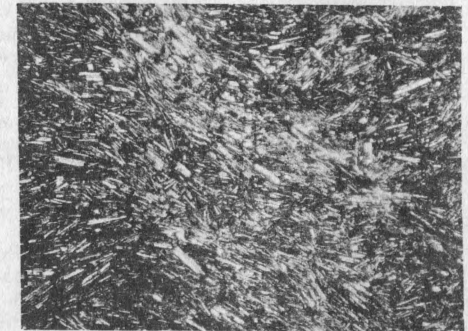
Fig. B. Andesita Yucudaac, variedad traquítica-lenticular. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-256, procedente de un afloramiento situado aproximadamente a 2 km al norte-noroeste de San Isidro Lagunas, sobre el camino Tamazulapan-San Andrés Lagunas. Nótese que el arreglo de los microlitos de plagioclasa delinea contorno de lentes (líneas punteadas). Nícoles cruzados.

Fig. C. Andesita Yucudaac, variedad basáltica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-788, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 200 m al norte de Teotongo. La roca es un basalto de olivino-andesina. Los fenocristales de olivino (a la derecha, con fracturas perpendiculares al eje mayor) y cristales normales de olivino y clinopiroxena están dispuestos en una metástasis de microlitos de andesina y minerales accesorios.

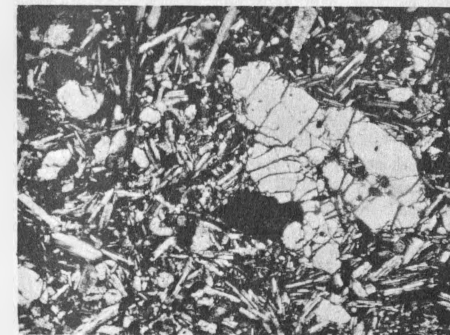
Fig. D. Andesita Yucudaac, variedad latita-andesita. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-125, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 7.5 km al noroeste de Tejupan, sobre el camino Tejupan-Suchistlahuaca. La roca es principalmente una hialoandesita clara de clinopiroxena. Los microfenocristales de clinopiroxena (oscuros, de relieve mayor) y plagioclasa están dispuestos en una metástasis de microlitos de oligoclasa-andesina, material vítreo parcialmente devitrificado y minerales accesorios.



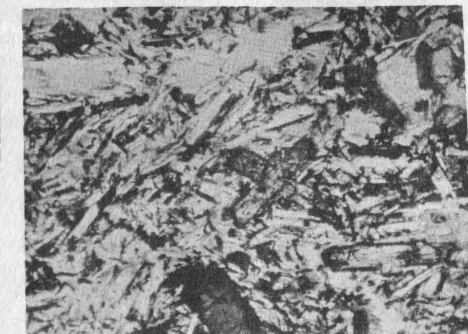
A 0 0.5 mm



B 0 1 mm.



C 0 1 mm.



D 0 0.5 mm.

LÁMINA 11

ANDESITA SAN MARCOS E INTRUSIVA SUCHIXTLAHUACA

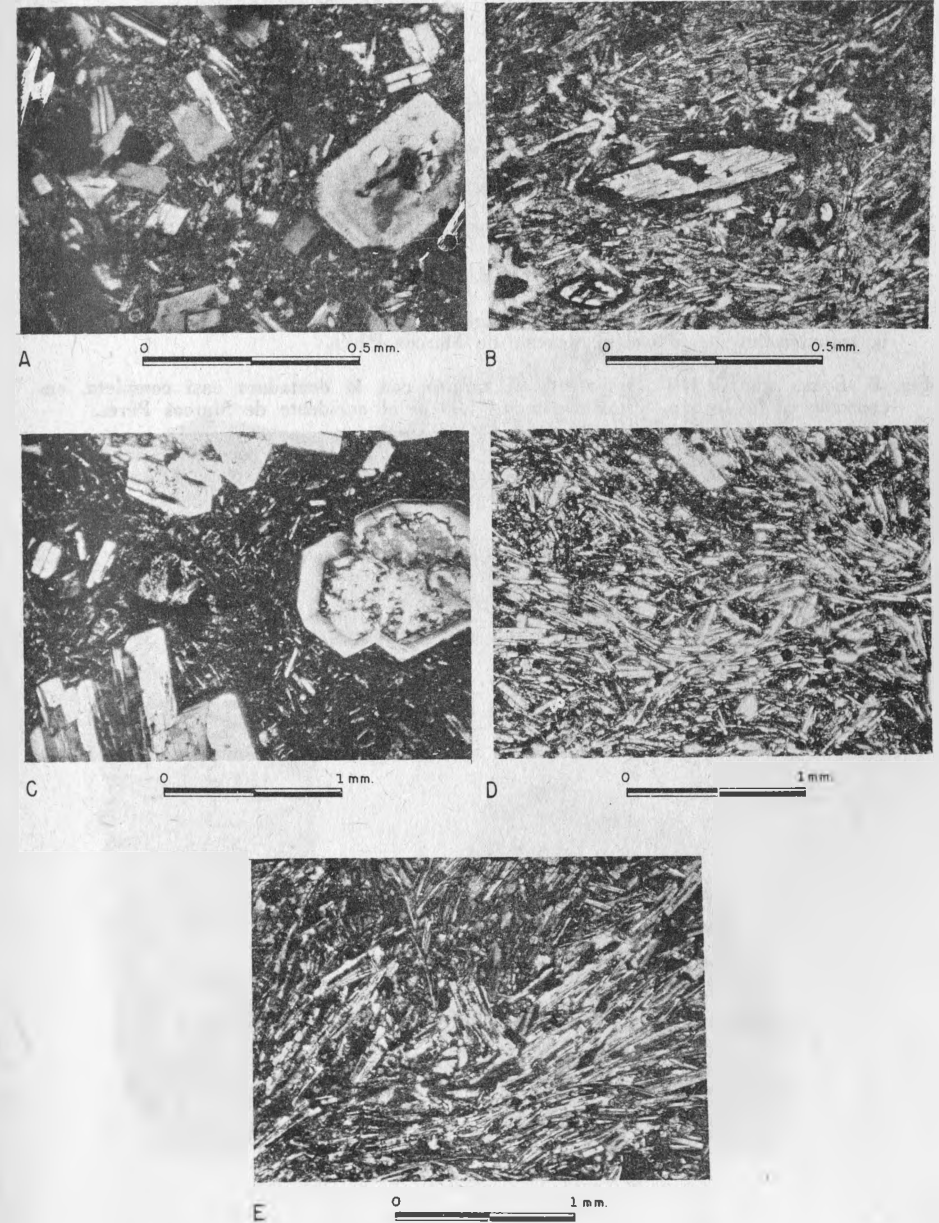
Fig. A. Andesita San Marcos, variedad común. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-761, procedente de un afloramiento situado en la Barranca de la Botija, aproximadamente 1.5 km al este de Guadalupe Vista Hermosa. Andesita clara de oxyhornblenda. Fenocristales de oxyhornblenda (rómbrica, al centro) y plagioclasa zonada dispuestos en una metástasis de microlitos de oligoclasa-andesina. Nícoles cruzados.

Fig. B. Andesita San Marcos, variedad hialítica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-177A, procedente de un afloramiento situado aproximadamente 3 km al sur de San Andrés Lagunas, sobre el camino San Andrés Lagunas-Barrio Guadalupe. Hialoandesita clara de oxyhornblenda. Fenocristales de oxyhornblenda dispuestos en una metástasis hialopilitica de microlitos de oligoclasa-andesina, vidrio ligeramente devitrificado y minerales accesorios. Nícoles cruzados.

Fig. C. Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, variedad porfirítica. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-29, procedente de un afloramiento sobre la Carretera Panamericana, aproximadamente en el km 36.3 cerca del puente. Andesita de oxyhornblenda. Fenocristales de plagioclasa zonada (más calcica hacia el centro) y oxyhornblenda, dispuestos en una metástasis de microlitos de oligoclasa-andesina y minerales accesorios.

Fig. D. Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, variedad traquítico-rizada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-38, procedente de un lacolito que aflora aproximadamente 4 km al sureste de Suchixtlahuaca, sobre el camino Tejupan-Suchixtlahuaca. Andesita de olivino. Nótese el arreglo de los microlitos de plagioclasa formando rizos abiertos.

Fig. E. Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca, variedad traquítico-desordenada. Fotomicrografía de la muestra No. FV69-154, procedente del mismo lacolito que la muestra de la Lám. 11, Fig. D. Andesita de augita y hornblenda. Nótese que los microlitos de plagioclasa en la parte central de la foto, están orientados perpendicularmente a los microlitos adyacentes inferiores.



LAMINA 12

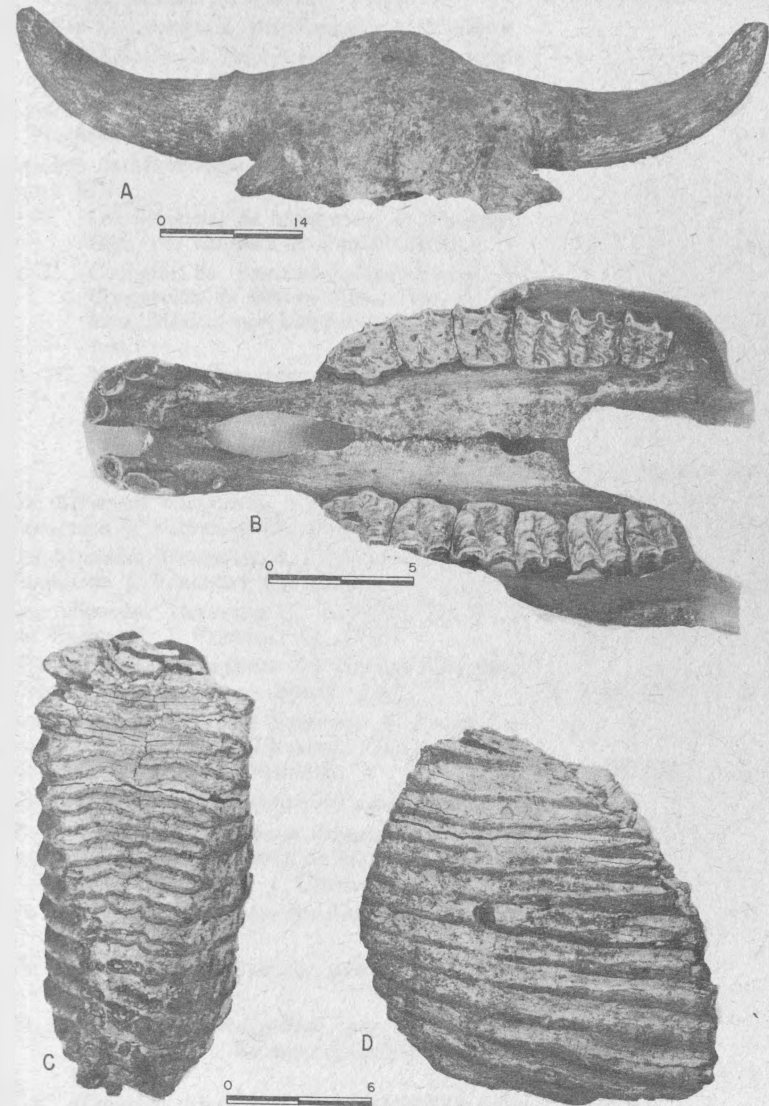
MAMÍFEROS FÓSILES ENCONTRADOS EN ALUVIÓN CUATERNARIO

LOS NÚMEROS EN LAS LÍNEAS INDICAN CENTÍMETROS

Fig. A. *Bison* sp. IGCU-13, fragmento de cráneo encontrado en el Río Colorado, Loc. q, aproximadamente 500 m al noroeste de Marcos Pérez.

Fig. B. *Equus* sp. IGCU-14, fragmento de cráneo con la dentadura casi completa, encontrado en la Loc. p, aproximadamente 300 m al occidente de Marcos Pérez.

Fig. C. *Elephas* sp. IGCU-15, molar superior izquierdo incompleto encontrado en la Loc. t, aproximadamente 650 m al este-noreste de San Pedro Añáñe.



- Pt. II. *Notas sobre la Geología de la Región de Placer de Guadalupe y Plomosas, Chih.*, por ZOLTÁN DE CSERNA, 1966. \$ 45.00 M.N. \$ 4.50 Dlls.
75. *Estudios Minerológicos*, por RICHARD V. GAINES:
 1. *Mineralización de Telurio en la Mina La Moctezuma, cerca de Moctezuma, Sonora.*
 2. *Métodos de Laboratorio para la Separación y Purificación de Muestras Minerales*, 1965. \$ 30.00 M.N. \$ 3.00 Dlls.
76. *Estudios de Mineralogía.*
 Partes I-III.
 Pt. I. *Los Minerales de Manganeso de Molango, Hgo.*, por LIBERTO DE PABLO GALÁN.
 Pt. II. *Caolinita de Estructura Desordenada de Concepción de Buenos Aires, Edo. de Jalisco, México*, por LIBERTO DE PABLO GALÁN.
 Pt. III. *Nota Preliminar sobre la Identificación por Rayos X, de Óxido Tálico Tl_2O_3* , por JESÚS RUIZ ELIZONDO, GLORIA ÁVILA I., OCTAVIO CANO CORONA y GLORIA AYALA ROJAS, 1965. \$ 35.00 M.N. \$ 3.50 Dlls.
77. *Los Minerales Mexicanos*, 3. DURANGITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966. \$ 45.00 M.N. \$ 4.50 Dlls.
78. *Los Minerales Mexicanos*, 4. CUMENGITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
79. *Los Minerales Mexicanos*, 5. LIVINGSTONITA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1966. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
80. *"Biogeología Subsuperficial del Arrecife Alacranes, Yucatán"*, por FEDERICO BONET, 1967. \$ 60.00 M.N. \$ 6.00 Dlls.
81. *Ecology Distribution and Taxonomy of Recent Ostracoda of Laguna de Términos, Campeche, México*, por GUSTAVO A. MORALES. \$ 50.00 M.N. \$ 5.00 Dlls.
82. *Estudios de Geocronometría y Mineralogía.*
 Pt. I. *Edad de Tres Rocas Intrusivas en la Parte Centro Septentrional de México*, por JERJES PANTOJA ALOR y CÉSAR RINCÓN ORTA.
 Pt. II. *Nuevos datos sobre Mackayita*, por RICHARD V. GAINES.
 Pt. III. *Ilvaíta de El Guariche, Mich.*, por LIBERTO DE PABLO.
 Pt. IV. *Cálculo Cristalográfico*, por FRANCISCO J. FABREGAT y RICARDO ESQUIVEL ESPARZA, 1967. \$ 30.00 M.N. \$ 3.00 Dlls.
83. *Los Minerales Mexicanos*, 6. JALPAÍTA, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1967. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
84. *Sedimentología de la Laguna Madre, Tamaulipas.*
 Pt. I. *Composición y distribución de los Sedimentos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas*, por AMADO YÁÑEZ y CARMEN SCHLAEPFER, 1968.

BOLETINES DEL INSTITUTO DE GEOLOGIA

Pt. II. <i>Minerales Pesados de los Sedimentos de la Laguna Madre, Tamaulipas</i> , por CARMEN J. SCHLAEPFER, 1968.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
85. <i>Los Minerales Mexicanos, 7. VANADINITA y ENDLICHITA</i> , por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1970.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
86. <i>Ecología y Distribución de los Micromoluscos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas, México</i> , por ANTONIO GARCÍA-CUBAS JR., 1968.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
87. <i>Ecología y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la Laguna Madre, Tamaulipas, México</i> , por AGUSTÍN AYALA-CASTAÑARES y LUIS R. SEGURA, 1968.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
88. <i>Geología Marina de la Laguna de Tamiahua, Veracruz, México</i> , por RODOLFO CRUZ.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
89. <i>Algunos programas de Cálculo Cristalográfico mediante computadora electrónica</i> , por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1971.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
90. <i>Espeleología de la región de Cacahuamilpa, Estado de Guerrero, México</i> , por F. BONET, 1971.	\$ 70.00 M.N.	\$ 7.00 Dlls.
91. <i>Ecología y distribución de los micromoluscos de la Laguna de Tamiahua, Veracruz, México</i> , por ANTONIO GARCÍA-CUBAS JR.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
92. <i>Sistema Caolinita-Caolinita Desordenada-Metahalosita-Endelita Atapulgitita-Microscopia y Difracción Electrónica</i> , por LIBERTO DE PABLO GALÁN, 1971.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
93. <i>Fisiografía y Sedimentología del Delta del Río Balsas, Michoacán, México</i> , por MARIO GUTIÉRREZ-ESTRADA, 1971.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
94. <i>Las Arcillas de la Cuenca Carbonífera de Coahuila. Montmorrillonita y Estructura Interestratificada</i> , por LIBERTO DE PABLO GALÁN. <i>La Celda Reducida</i> , por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1972.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.
95. 1º <i>Cálculo cristalográfico. Programas para computadora electrónica</i> , por Francisco J. Fabregat G.		
2º <i>Notas sobre la petrología del complejo oaxaqueño</i> , por Keith Bloomfield y F. Ortega-Gutiérrez.		
3º <i>Fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol, Hidalgo, México</i> , por Claude Robin y C. Bobier.		
4º <i>Los hidróxidos de aluminio en los suelos de Chiapas</i> , por L. Castellanos, M. Medina V. y N. Aguilera.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
96. <i>Atapulgitita sedimentaria marina de Yucatán, México</i> , por LIBERTO DE PABLO GALÁN. 33 p. 16 figs. <i>Cálculo cristalográfico. Programa de Cálculo electrónico</i> , por FRANCISCO J. FABREGAT GUINCHARD. 31-54 pp. <i>El vulcanismo de las planicies de la Huasteca, Este de México</i> , por CLAUDE ROBIN. 55-92 pp. <i>Geología de la Faja del Salto. Durango, México</i> , por DAVID EDWIN WAHL, JR. 93-182 pp. 23 figs.	\$ 70.00 M.N.	\$ 7.00 Dlls.

50. <i>Las Meteoritas Mexicanas</i> , por JOSÉ C. HARO, 1931.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
51. <i>Zonas Mineras de los Estados de Jalisco y Nayarit</i> , por TOMÁS BARRERA, 1931.	Agotado.	Out of Print.
53. <i>Topografía Sepultada en la Región de Santa Rosalía, B. C.</i> , por IVAN F. WILSON, 1948.	\$ 25.00 M.N.	\$ 2.50 Dlls.
54. <i>Paleontología y Estratigrafía del Plioceno de Yepomera, Edo. de Chihuahua (Primera Parte)</i> , por JOHN F. LANCE, 1950.	\$ 25.00 M.N.	\$ 2.50 Dlls.
55. <i>Los Estudios Paleobotánicos de México</i> , por MANUEL MALDONADO KOERDELL, 1950.	\$ 25.00 M.N.	\$ 2.50 Dlls.
56. <i>Las Provincias Geohidrológicas de México (Segunda Parte)</i> , por ALFONSO DE LA O. CARREÑO, 1954.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
57. <i>Espeleología Mexicana, Cuevas de la Sierra Madre Oriental de la Región de Xilitla</i> , por FEDERICO BONET, 1953.	Agotado	Out of Print.
58. <i>Geología y Paleontología de la Región de Caborca</i> , por G. ARTHUR COOPER y otros, 1954.	Agotado.	Out of Print.
Pt. III. <i>Fauna Pérmica de El Antimonio, Oeste de Sonora, México</i> , por G. ARTHUR COOPER y otros, 1965.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
59. <i>Los Depósitos de Bauxita en Haití y Jamaica y posibilidades de que exista Bauxita en México</i> , por GUILLERMO P. SALAS, 1959.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
60. <i>Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México</i> , por CARL FRIES, JR., 1960.	\$ 50.00 M.N.	\$ 5.00 Dlls.
61. <i>Fenómenos Geológicos de Algunos Volcanes Mexicanos</i> , por LUIS BLÁSQUEZ L., ARMANDO REYES LAGOS, FEDERICO MOOSER y JOSÉ L. LORENZO, 1961.	\$ 20.00 M.N.	\$ 2.00 Dlls.
62. <i>Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur, entre Chilpancingo y Acapulco, Edo. de Guerrero</i> , por ZOLTÁN DE CSERNA, 1965.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
63. <i>Contribución al Estudio de Minerales y Rocas</i> , por EDUARDO SCHMITTER y RUTH ROJAS DE GÓMEZ, 1962.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
64. <i>Estudios Geocronológicos de Rocas Mexicanas</i> , por CARL FRIES, JR., 1962.	Agotado.	Out of Print.
65. <i>Estudios Mineralógicos y Petrográficos del Casquete y la Sal de Algunos Damos Salinos del Istmo de Tehuantepec, México</i> , por SALVADOR ENCISO DE LA VEGA, 1963.	\$ 30.00 M.N.	\$ 3.00 Dlls.
66. <i>Revisión Crítica de los Minerales Mexicanos</i> , BOLEITA, por FRANCISCO J. FABREGAT, 1963.	\$ 40.00 M.N.	\$ 4.00 Dlls.

67. Pt. I. *Salinidad, Batimetría, Temperatura y Distribución de los Sedimentos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México*, por AMADO YÁÑEZ CORREA, 1963. \$ 25.00 M.N. \$ 2.50 Dlls.
- Pt. II. *Sistemática y Distribución de los Géneros de Diatomeas de la Laguna de Términos, Campeche, México*, por ÁNGEL SILVA B., 1963. \$ 25.00 M.N. \$ 2.50 Dlls.
- Pt. III. *Sistemática y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México*, por AGUSTÍN AYALA CASTAÑARES, 1963. \$ 75.00 M.N. \$ 7.50 Dlls.
- Pt. IV. *Sistemática y Distribución de los Micromoluscos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México*, por ANTONIO GARCÍA-CUBAS, 1963. \$ 30.00 M.N. \$ 3.00 Dlls.
68. *Sistemática y Distribución de los Foraminíferos Recientes de la "Playa Washington" al S. E. de Matamoros, Tamps.*, por LUIS RAFAEL SEGURA V., 1963. \$ 30.00 M.N. \$ 3.00 Dlls.
69. *Geología del Area delimitada por el Tomatal, Huitzuc y Mayanacán, Estado de Guerrero*, por JOSÉ MA. BOLÍVAR, 1963. \$ 30.00 M.N. \$ 3.00 Dlls.
70. *Derrames Cineríticos Las Américas de la Región de El Oro Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán*, parte centromeridional de México, por CARL FRIES JR., C. S. ROSS y ALBERTO OBREGÓN PÉREZ. En preparación Being prepared.
71. *Estudios Geológicos en los Estados de Durango y San Luis Potosí*, por DIEGO A. CÓRDOBA, EUGENIO CSERNA y ALEJANDRO BELLO BARRADAS, 1963. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
72. *Revisión Crítica de los Minerales Mexicanos, LA PLUMOSITA*, por FRANCISCO J. FABREGAT G., 1964. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.
73. *Contribuciones del Laboratorio de Geocronometría. Partes I-III.*
- Pt. I. *Discusión de Principios y Descripción de la Determinación Geoquímica por el Método Plomo Alfa o Larsen*, por CÉSAR RINCÓN ORTA, 1965.
- Pt. II. *Nuevas aportaciones Geocronológicas y Técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría*, por CARL FRIES, JR. y CÉSAR RINCÓN ORTA, 1965.
- Pt. III. *Compendio de Edades de Radiocarbono de Muestras Mexicanas de 1962 a 1964*, por JOSEFINA VALENCIA y CARL FRIES, JR., 1965. \$ 45.00 M.N. \$ 4.50 Dlls.
74. *Estudios Geológicos en el Estado de Chihuahua. Partes I-II.*
- Pt. I. *Geología del área de Plomosas, Chih.*, por INTHER W. BRIDGES.

97. *Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca, PT. 1: Geología del área Tamazulapán. Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. México*, por ISMAEL FERRUSQUÍA VILLAFRANCA. \$ 60.00 M.N. \$ 6.00 Dlls.
98. *Investigación Hidrogeológica de la región de "El Cardito" Zacatecas*, por JORGE GARCÍA CALDERÓN. \$ 40.00 M.N. \$ 4.00 Dlls.

Para su adquisición diríjase al:
Instituto de Geología, Oficina de Publicaciones — Ciudad Universitaria.
México 20, D. F.

Se termino de imprimir este libro
el día 14 de julio de 1976, en los
talleres de la Editorial Libros de
México, S. A., Av. Coyoacán 1035,
México 12, D. F. Se imprimieron
1 200 ejemplares.

FE DE ERRATAS

ESTA ESCRITO

DEBE ESTAR ESCRITO

Pág.

V Geologico Paleontológico
X Tamazulapan
3 Siliccous
5 Tamazulapan Teposcolula
17 myor
35 quimica
52 meroaristalina
54 introducción adjetives
54 pequeña
56 Lam 10 Fig D)
56 alterados y como alterados sericita.
59 anhedras
158 cephalopoda

Geológico-Paleontológico
Tamazulapan
Silíceos
Tamazulapan-Teposcolula
mayor
Química
merocristalina
introducción de adjetivos
pequeño
(Lám. 10 Fig. D)
alterados a sericita.
anhedrales
Cephalopoda

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	PISO EUROPEO	** EDAD M.A. (1)	NW. OAX. NE GRO. Y S. PUE. (2)	OAXACA					PUEBLA SURORIENTAL	GUERRERO NORTE CENTRAL	MORELOS SEPTENTRIONAL	MEXICO CENTRAL																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
						REGION NOROCCIDENTAL			REGION CENTRAL					PETLALCINGO (8)	TEHUACAN (9)	(10)	(11)	HIDALGO (12)		S. LUIS POTOSI (13)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
						(3)	(4)	TAMAZULAPAN (5)	AREA NOCHIXTLAN(6)	VALLE DE OAXACA(7)								BASALTO	ALUVION		CONGL. ZIMAPAN Y DAXI																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
CENOZOICO	TERCIARIO	RECIENTE Y PLEISTOCENO		1	ALUVION	ALUVION	ALUVION	Qal Qtr Qoa Qs	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUVION	ALUV

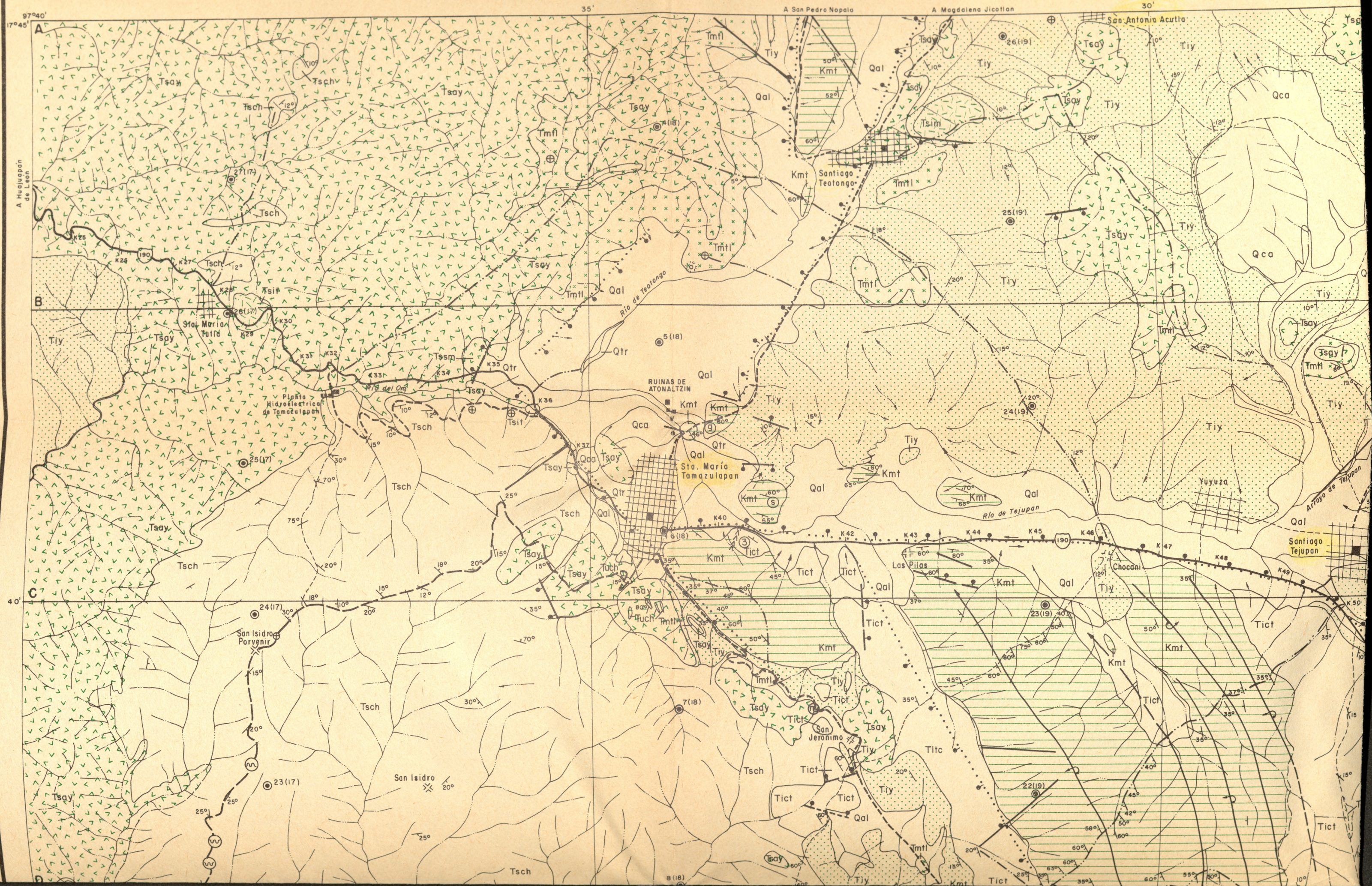
TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

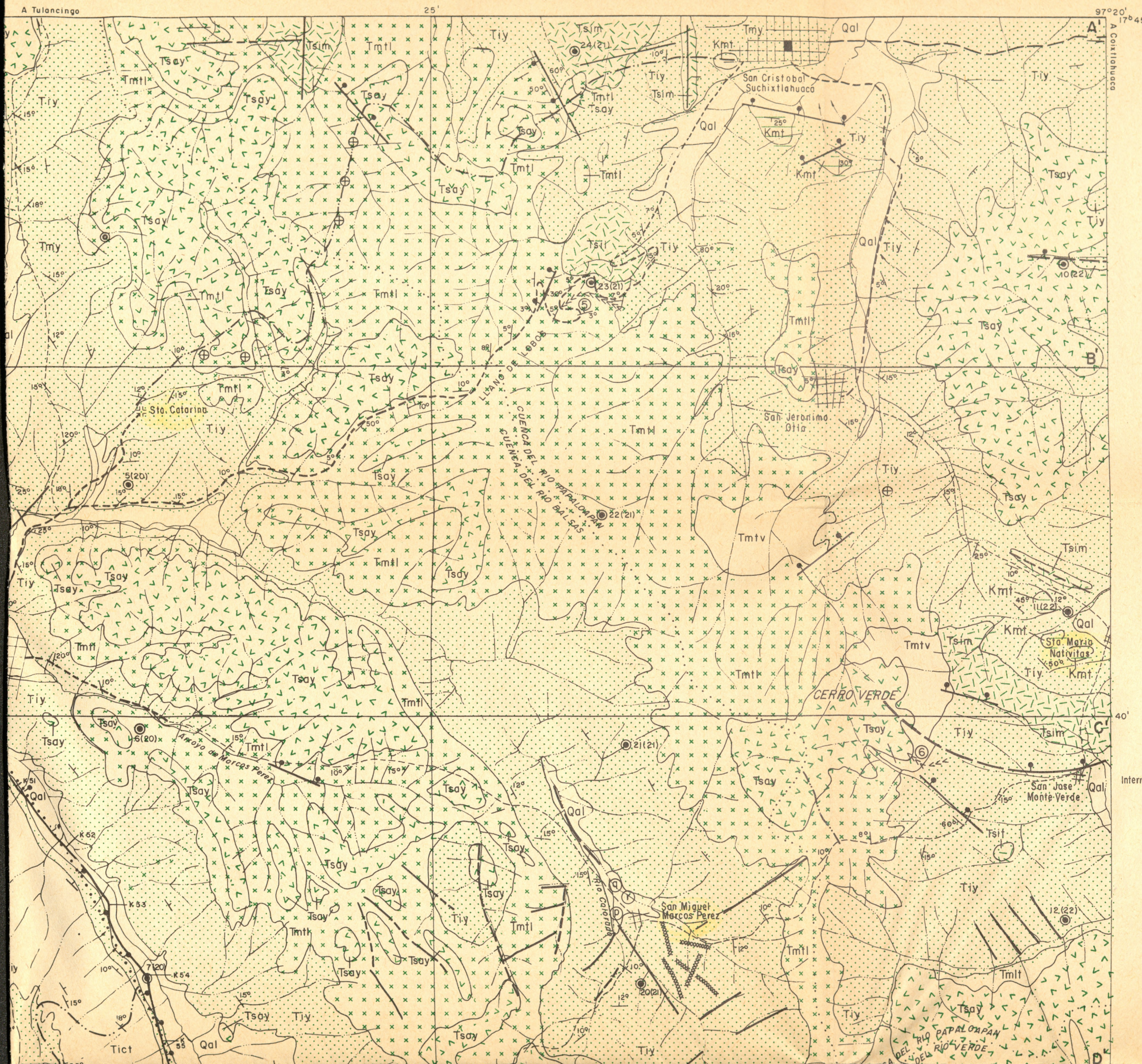
de la región centromeridional de México, mostrando el desarrollo de la nomenclatura y la posición estratigráfica de las unidades principales.

* Adaptado de Hendricks y Wilson, 1967, y Young, 1967.
** En millones de años.



- (1) Kulp, 1961;
- (2) Salas, 1949;
- (3) Erben, 1956A y B; área de Tezoatlán-Huajuapán;
- (4) Erben, 1956A y B; área de Tlaxiaco-Mixtepec-El Consuelo;
- (5) Ferrusquía-V, este estudio;
- (6) Schlaepfer, 1970;
- (7) Wilson y Clabaugh, 1970;
- (8) Pérez-I. et al., 1965;
- (9) Calderón-G., 1956;
- (10) Fries, 1960;
- (11) Fries, 1960;
- (12) Segerstrom, 1962;
- (13) Bodenlos, 1956.





EXPLICACION

ROCAS SEDIMENTARIAS Y VOLCANICAS

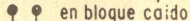
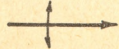
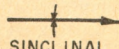
CUATERNARIO	Qal	Qtr	Qca	PLEISTOCENO Y RECIENTE
	ALUVION	TRAVERTINO	CALICHE	
		DISCORDANCIA		
TERCIARIO	FORMACION CHILAPA	Tsch	Tsm	SANTONIANO-MAESTRICHTIANO
		ANDESITA YUCUDAAC		
		DISCORDANCIA		
	Tmtv			
	TOBA CERRO VERDE			
CRETACICO	Tmtl			ALBIANO TARDIO-CONIACIANO
	TOBA LLANO DE LOBOS			
	Tiy			
	FORMACION YANHUITLAN			
JURASICO	Tict			JURASICO MEDIO
	CONGLOMERADO TAMAZULAPAN			
	DISCORDANCIA			
TERCIARIO	Kdy			JURASICO MEDIO
	FORMACION YUCUNAMA			
JURASICO	Kmt			JURASICO MEDIO
	CALIZA TEPOSICOLULA			
TERCIARIO	Jst ?			JURASICO MEDIO
	GRUPO TECOCUYUNCA			

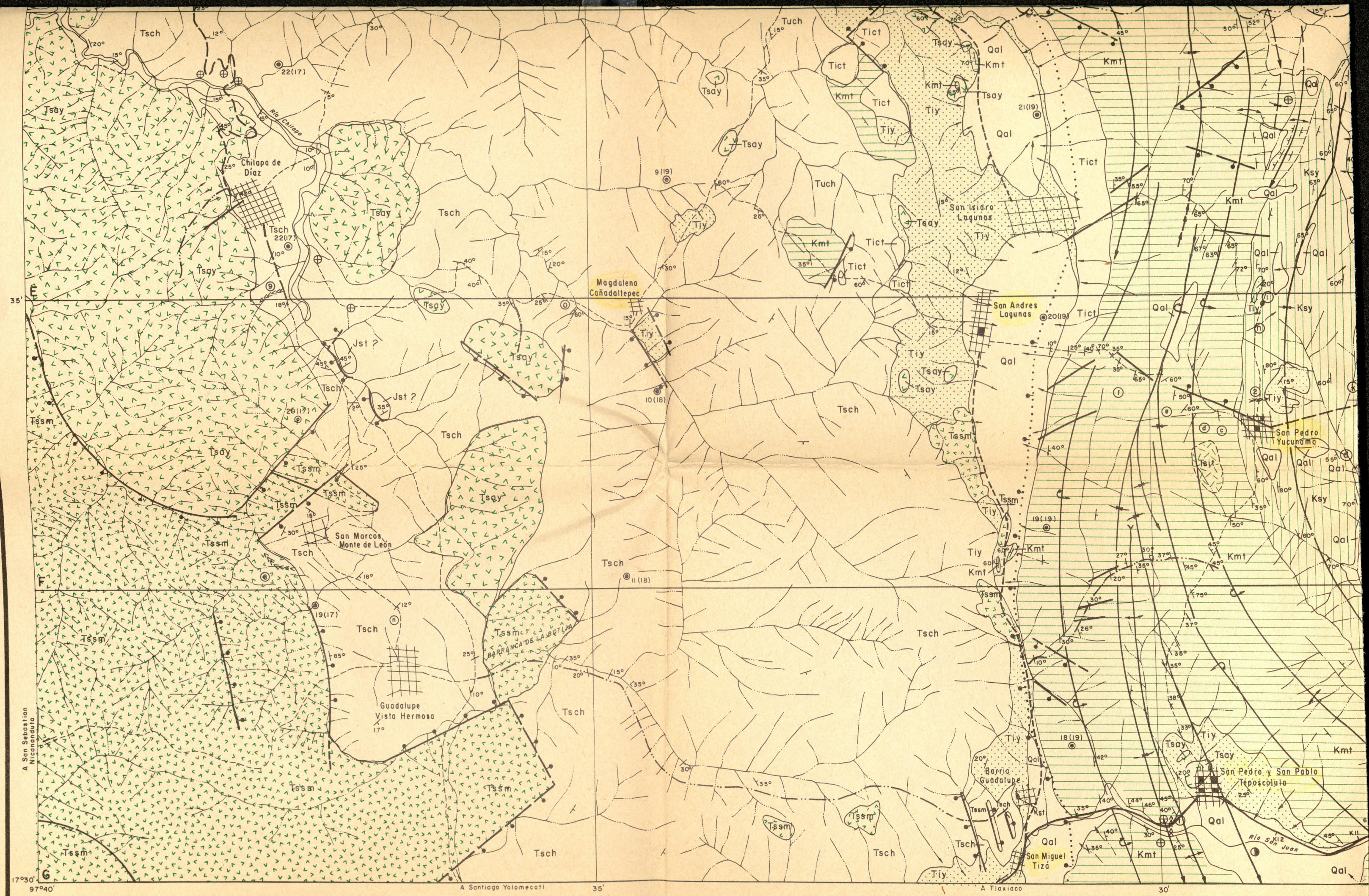
ROCAS INTRUSIVAS

Lacolito
Tronco
Manto

ANDESITA INTRUSIVA ZUCHITLALHUACA

SIMBOLOS GEOLOGICOS

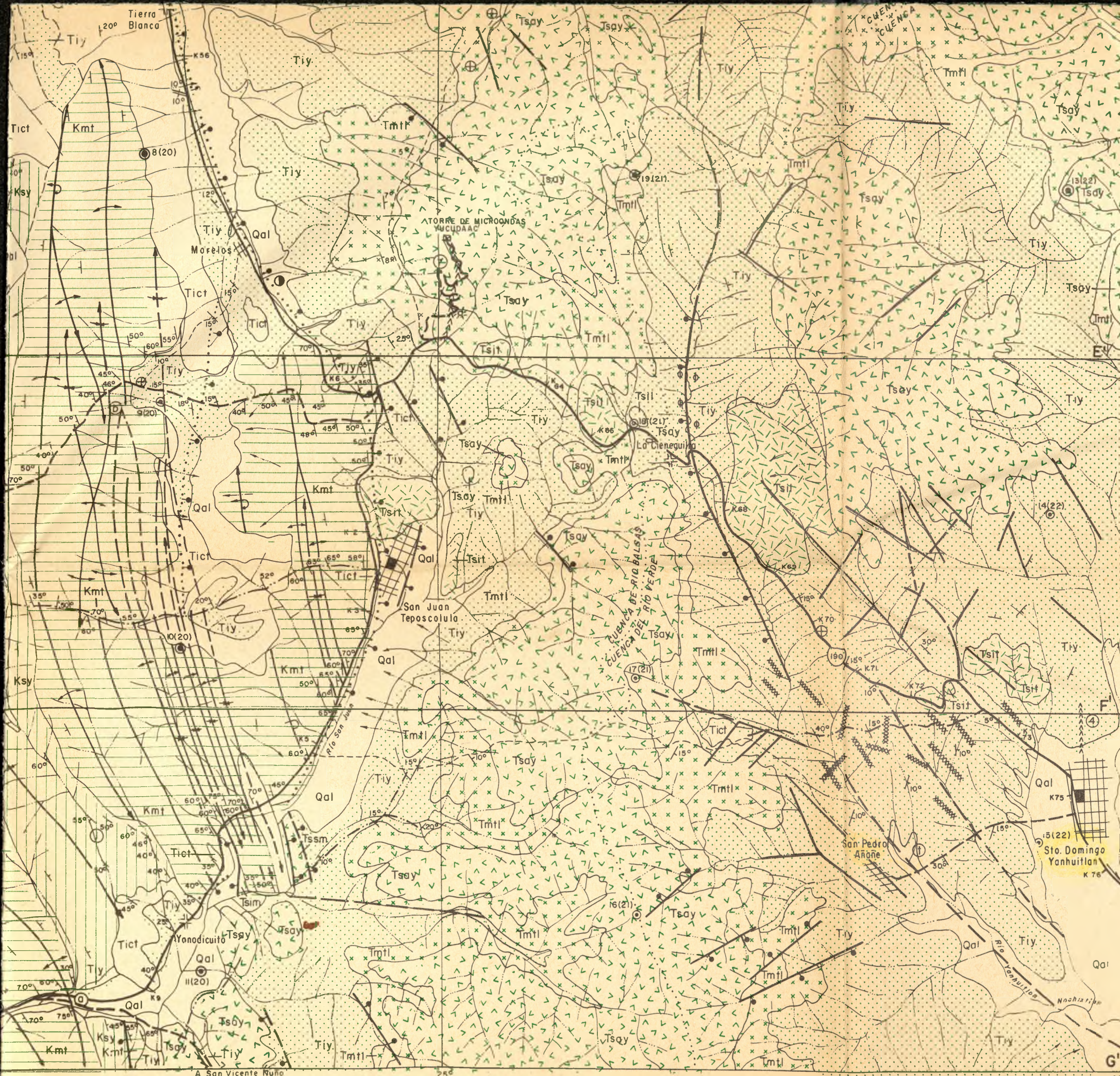
CONTACTO Interrumpido donde está inferido o es inseguro  FALLA Interrumpida donde está inferida, punteada donde está oculta  en bloque caído		 FRACTURA O FALLA Interpretada de las fotografías aéreas	
 15° RUMBO E INCLINACION medidos en el campo  CAPAS VERTICALES la línea señala el rumbo		 RUMBO E INCLINACION interpretados de las fotografías aéreas  CAPAS HORIZONTALES	
 Inclinacion y rumbo variable ("Crumpling")			
 ANTICLINAL El buzamiento está indicado por la flecha  SINCLINAL El buzamiento está indicado por la flecha  CAMINAMIENTO GEOLOGICO		 ANTICLINAL RECOSTADO El buzamiento está indicado por la flecha el segmento semicircular de la flecha indica el lado recostado  SINCLINAL RECOSTADO El buzamiento está indicado por la flecha el segmento semicircular de la flecha indica el lado recostado	



A San Sebastian
Nicanandua

A Santiago Yolomecatl

A Tlaxiaco



② SECCION MEDIDA

A — A' LINEA DE SECCION ESTRUCTURAL

① DIQUE LOCALIDAD FOSILIFERA

LOCALIDAD DE MUESTRA RADIOMETRICA

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

K28 K29 190 CARRETERA FEDERAL

BRECHAS Y VEREDAS

K3 CAMINO PAVIMENTADO

TERRACERIAS

CABECERA DE DISTRITO

AGENCIA MUNICIPAL O DE POLICIA

PARTEAGUAS

CENTRO DE FOTOGRAFIA AEREA

CABECERA MUNICIPAL

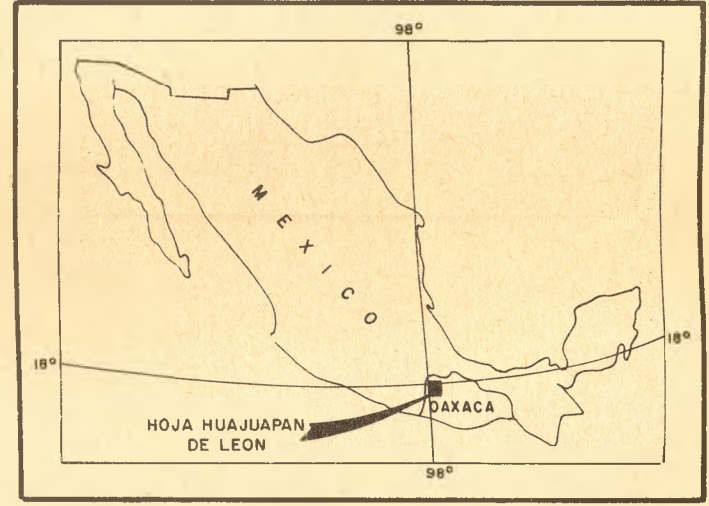
RANCHO

RIO O ARROYO

MANANTIAL

POZO DE SONDEO

LOCALIZACION



HUAJUAPAN	TEPELME
TEZOATLAN	TAMAZULAPAN



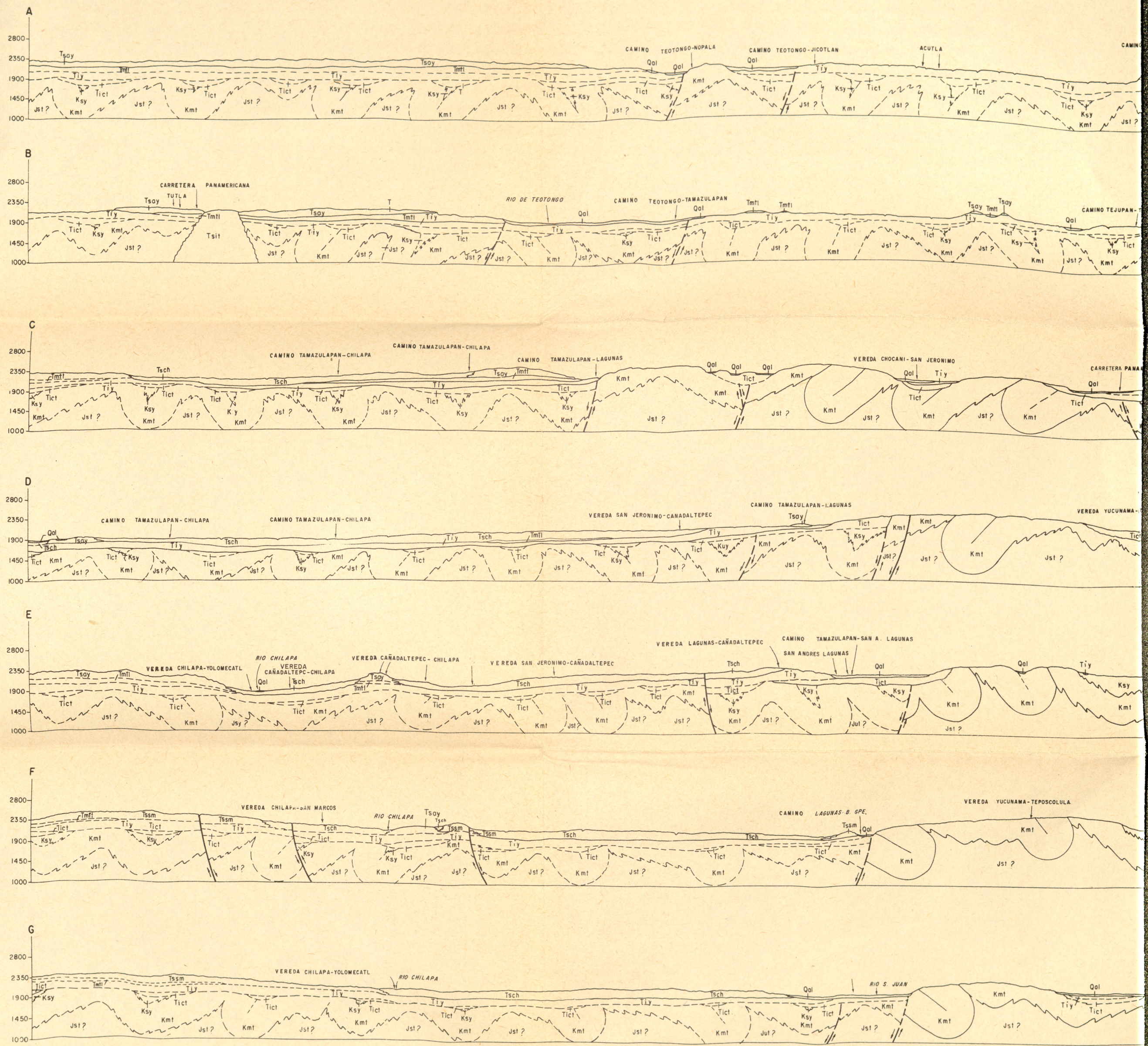
25 AGO 2014

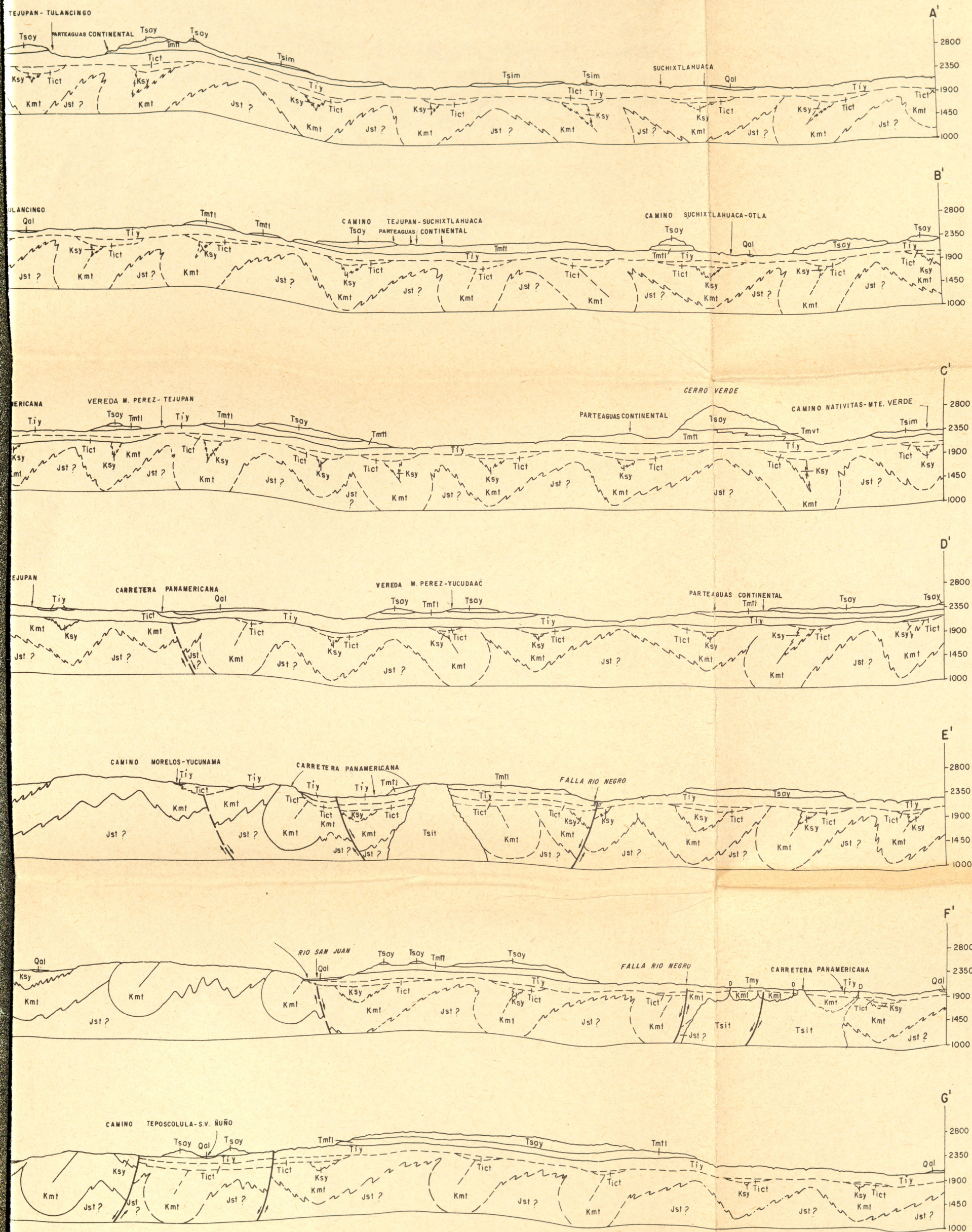
DIAGRAMA DE LOCALIZACION DE CUADRANGULOS DE LA HOJA HUAJUAPAN DE LEON

MAPA GEOLOGICO DEL AREA TAMAZULAPAN-TEPOSOLULA-YANHUITLAN, MIXTECA ALTA, ESTADO DE OAXACA, MEXICO.

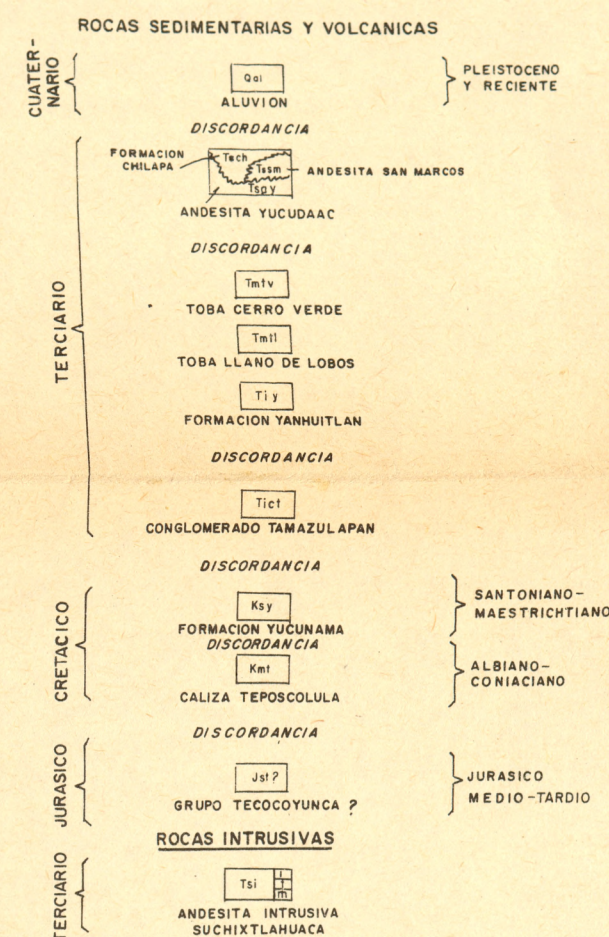
GEOLOGIA POR ISMAEL FERRUSQUA V. EN 1970 - 72

DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N EN 1975

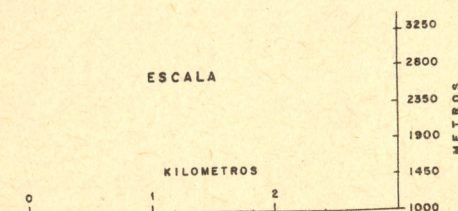




EXPLICACION



ESCALA



25 AGO 2014

SECCIONES ESTRUCTURALES DEL AREA
TAMAZULAPAN-TEPOSCOLULA-YANHUITLAN, MISTECA ALTA
ESTADO DE OAXACA, MEXICO.

GEOLOGIA POR ISMAEL FERRUSQUIA V. EN 1970-72
DIBUJO POR ENRIQUE GUTIERREZ N. EN 1974

EXPLICACION

CUATERNARIO

ROCAS SEDIMENTARIAS Y VOLCANICAS

Qol

ALUVION

PLEISTOCENO Y RECIENTE

TERCIARIO

FORMACION CHILAPA

Tech

Tasm

Tsay

ANDESITAS SAN MARCOS

ANDESITA YUCUDAAC

DISCORDANCIA

Tmtv

Tmtl

TOBA CERRO VERDE

TOBA LLANO DE LOBOS

FORMACION YANHUITLAN

DISCORDANCIA

Tict

CONGLOMERADO TAMAZULAPAN

TERCIARIO

JURASICO CRETACICO

Ksy

FORMACION YUCUNAMA

DISCORDANCIA

Kml

CALIZA TEPOSCOLULA

DISCORDANCIA

Jst?

GRUPO TECOCYUNCA

TERCIARIO

JURASICO CRETACICO

ROCAS INTRUSIVAS

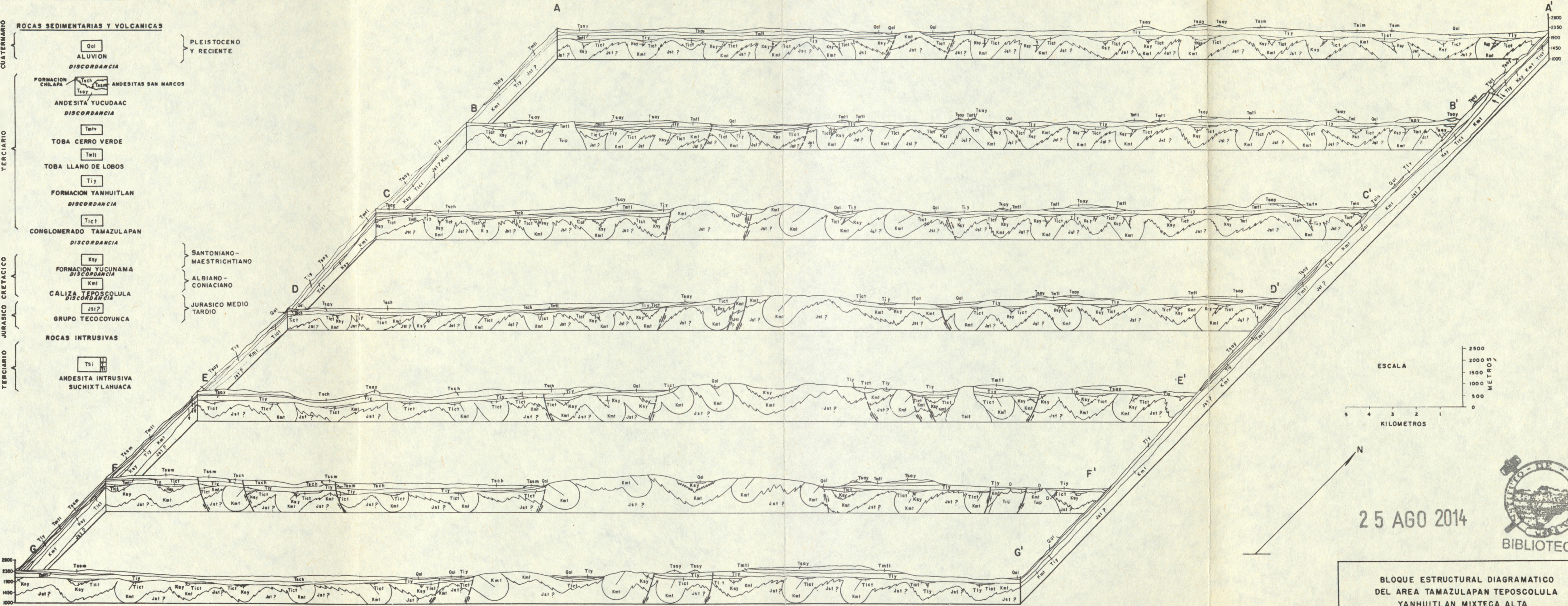
Tsi

ANDESITA INTRUSIVA SUCHITLANUACA

SANTONIANO-MAESTRICHTIANO

ALBIANO-CONIACIANO

JURASICO MEDIO TARDIO



25 AGO 2014



BLOQUE ESTRUCTURAL DIAGRAMATICO
DEL AREA TAMAZULAPAN TEPOSCOLULA
YANHUITLAN MIXTECA ALTA
ESTADO DE OAXACA, MEXICO.



25 AGO 2014