

I. BOSQUEJO GEOLOGICO DEL VALLE DE IXTAPAN

DATOS GENERALES

Delimitación del área estudiada. La "Cadena Volcánica Transversal", de dirección predominante E-W, separa la Meseta Central al N de la depresión del Balsas al S; de ella parten en dirección meridional, alineaciones montañosas, que al quedar cortadas por otras, con arrumbamientos predominantemente E-W, originan una compartimentación de la gran depresión del Balsas.

Una de estas subcuencas (Mapa 2) presenta la peculiaridad de que todo su desagüe es subterráneo. Sin constituir en realidad una cuenca endorréica, los escurrimientos superficiales se reúnen en varios ríos, que afluyen a dos más importantes, los que traspasan los límites de la subcuenca, por sendos cauces subterráneos. Se trata del área comprendida entre el macizo del Nevado de Toluca al N, la serranía de Tasco al S, y limitada, a oriente y poniente, por dos alineaciones montañosas que corren aproximadamente, en dirección de los meridianos. Como hacia el centro de la zona está situado el pueblo de Ixtapan de la Sal, parece lógico denominar a toda ella Valle de Ixtapan, y así se hará en el presente trabajo.

Como las calizas sólo afloran en la mitad meridional del valle y son los fenómenos cársticos que en ella se desarrollan el objetivo fundamental de este trabajo, se dedicará atención preferente a esta parte, es decir, al área que abarca desde Ixtapan hacia el sur, comprendiendo los poblados de Tonalico, Piedras Negras y Chontalcoatlán, situados dentro del valle, así como las dos vertientes de las montañas calcáreas que limitan hacia el oriente la porción meridional del mismo. Es aquí, en efecto, donde los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo, fraguaron sus respectivos cursos subterráneos, para salir del valle, y donde se abre además, la gran gruta de Cacahuamilpa, así como las menos conocidas de Carlos Pacheco y de Acuitlapán.

Comunicaciones. En la actualidad, son bastante buenas (Mapa 1); la antigua carretera asfaltada, se separa de la Carretera México-Acapulco, en

Alpuyeca, Mor. (Km. 100) y conduce, directamente, a la gruta de Cacahuamilpa; tiene un desarrollo de 49 kilómetros, es decir, 149 en total a contar desde la ciudad de México. Otra, mucho más reciente, también asfaltada, se separa en Toluca de la carretera México-Guadalajara y, atravesando el borde de la meseta al E del Nevado de Toluca, penetra por Tenancingo al valle de Ixtapan, para recorrerlo por completo, de norte a sur, constituyendo su principal arteria de comunicación; sale del valle y continúa hasta el kilómetro 138 de la carretera México-Acapulco por Tasco.

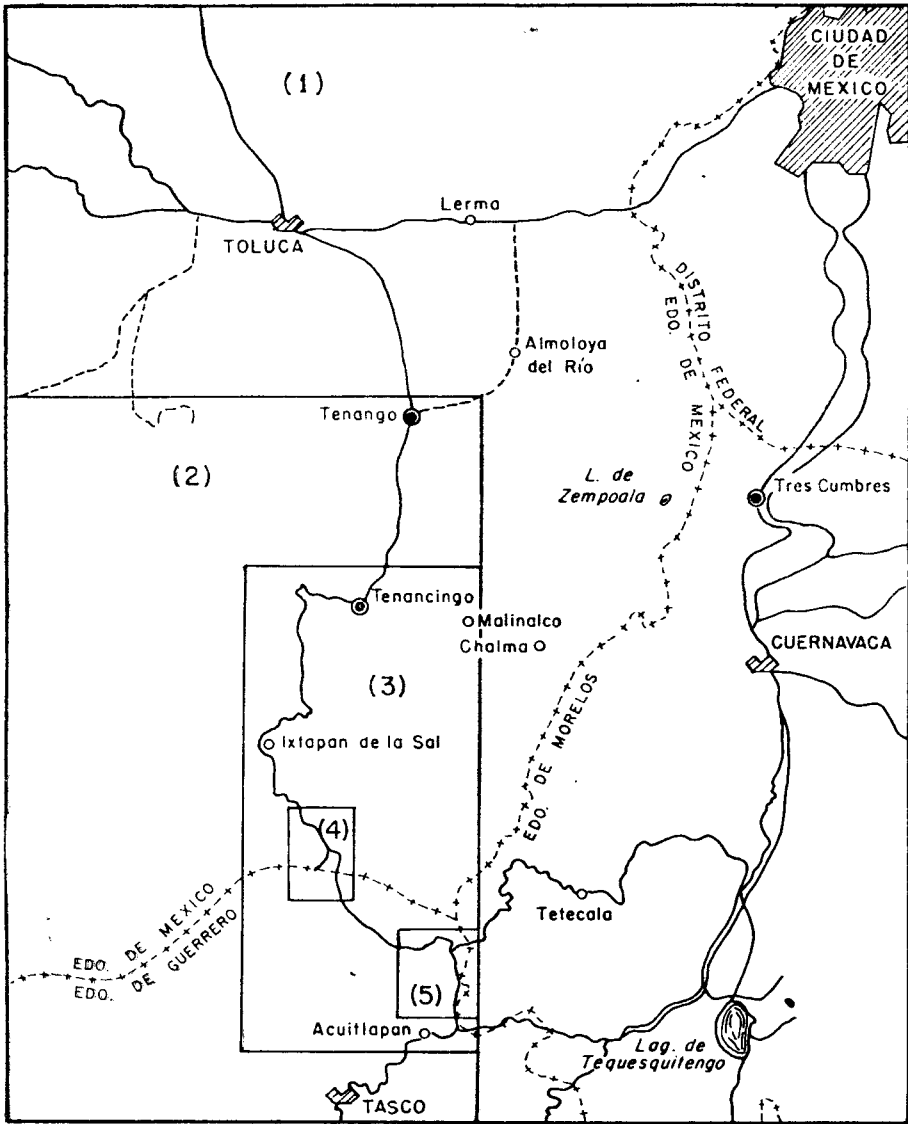
De ella, parten muchos otros caminos que la comunican con casi todos los pueblos del valle, pero que, por regla general, sólo pueden transitarse con vehículos de motor en época de secas (Mapa 3); entre otros, se cuenta el camino de Tenancingo a Zumpahuacán y San Gaspar, el de San Francisco a Totolmajac y Coatepec Harinas, el de Llanos de la Unión a Totolmajac, el de Ixtapan a Coatepec Harinas (asfaltado), con un ramal a Llano Grande. El antiguo camino minero de Almoloya de Alquisiras-Zacualpan-Tasco, que bordea el límite W del valle y que, en gran parte, va próximo a la línea de cumbres, solo es transitable para vehículos con doble tracción.

Otro camino, no asfaltado, penetra al valle por el S (Km 144 de la carretera México-Acapulco, por Tasco), pasando por Coapango, Chontalcoatlán y Teptipac.

Clima y vegetación.—Como consecuencia de las grandes diferencias de altitud entre las diversas porciones del valle, el clima y la vegetación varían considerablemente. En su porción más septentrional, el Nevado de Toluca, con sus 4 558 metros de altitud, alcanza la zona de la tundra alpina, con nieves casi permanentes y matorral bajo y abierto; toda la falda meridional de este macizo, está cubierta por bosques de pinos hasta bastante al S de la línea Coatepec Harinas-Villa Guerrero-Tenancingo, donde los contrafuertes montañosos del Nevado, mantienen altitudes entre los 2 600 y 2 000 metros sobre el nivel del mar. Aquí abunda el agua derivada de las nieves y lluvias que caen sobre el volcán; el clima es templado y relativamente húmedo (Tenancingo, a los 2 022 metros de altitud, tiene una temperatura media de 16° y una precipitación de unos 1 200 mm); gran parte de la vegetación original, ha sido alterada por cultivos principalmente de árboles frutales.

Hacia el S, la disminución de altitud del valle, es más regular y menos pronunciada; aumenta, correspondientemente, la temperatura y disminuyen algo las precipitaciones; así, en Ixtapan (1 870 m) y Tonatico (1 655 m), la vegetación se hace mucho más escasa y de poco monto; las llanuras están cubiertas por una pradera muy rala y baja, compuesta por hierbas, con escasos arbustos.

Desde aquí hacia el S, el nivel general del terreno sigue descendiendo hasta llegar a los 1 000 metros de altitud cerca de la gruta de Cacahuamilpa. La vegetación resulta bien diferente, pues está constituida por un bosque tropical de tipo monzónico, el "cuajiotal", llamado así porque sus árboles dominantes son los cuajotes (*Bursera* sp.) de la familia Burseráceas. Es un bosque de poco monto (unos 3-4 m en promedio), de estrato arbóreo abierto, pero el estrato arbustivo está muy desarrollado, con abundantes lianas y epifitas. En la época



MAPA INDICE

de lluvias, todas las plantas tienen hojas y presenta un aspecto bastante frondoso, pero durante la mayor parte del año (noviembre-abril), casi todos los árboles están desprovistos de hojas por escasez de humedad (tropoxerofitia), y el aspecto es de acentuada aridez. Uno de los árboles dominantes (*Pseudomodinium perniciosum*) tiene un latex fuertemente cáustico y conviene evitar su contacto.

En esta zona, el cuajiotal está confinado a los cerros calcáreos, pues su distribución se debe más bien a factores edáficos que a causas climáticas. Resulta por esto muy útil para las determinaciones geológicas a distancia en la porción meridional del valle, pues los cerros cubiertos por matorral (cuajiotal) son calcáreos, mientras que los cubiertos por hierbas gramíneas (zacates) están constituidos por filitas, lutitas u otras rocas no calcáreas.

FISIOGRAFÍA

El valle de Ixtapan, cuya mitad meridional es el área objeto de este trabajo, tiene un contorno aproximadamente rectangular, con su eje mayor dirigido de NW a SE; sus dimensiones aproximadas son unos 40 kilómetros de anchura por 60 de longitud.

Está enmarcado por alineaciones montañosas cuya línea divisoria no queda cortada actualmente por ningún curso fluvial epigeo. El centro del valle es un área relativamente llana, pero con una marcada inclinación del NW al SE, estando profundamente disecada por el sistema hidrográfico interior del valle; en ella se elevan algunos cerros poco prominentes, que merecen el calificativo de "mendips" o "huérfanos", en el sentido preconizado por C. Hill.

El borde septentrional, el más elevado de todos, está delimitado por el macizo del Nevado de Toluca, que ocupa el ángulo NE y por sus estribaciones alineadas hacia el W, como las Sierras del Hospital y Temascaltepec. De NW a SE se alinean las elevaciones de Sultepec, La Culebra, Zacualpan (Coronas) y Nostepec, que forman el borde occidental del valle. La sierra de Tenerías, continuándose con el macizo del Huizteco, forma el borde meridional. Desde aquí, sale otra alineación en dirección S-N, formada por los cerros calcáreos del Caballete, Tepozonal (o Acuitlapán), de la Corona (o Cerro Grande), Temasol, de El Jumil, Gigante y San Gaspar; aún más al N, se continúa por los cerros de San Jerónimo, Santa María Pipil y Santa Ana y por fin, las elevaciones de los alrededores de Tenancingo, que completan el marco orográfico al enlazar con el Nevado.

La topografía preterciaria del centro del valle está, casi completamente cubierta por conglomerados paleógenos y una espesa capa de volcánicos y clásticos continentales plio-pleistocénicos, a través de los que emergen algunos pequeños cerros constituidos por rocas más antiguas, entre ellos el cerro de La Estrella, formado por calizas y lutitas cretácicas.

Así pues, el objetivo específico de este trabajo, fundamentalmente espeleológico, lo constituyen el mencionado cerro de La Estrella, junto con las monta-

ñas calcáreas que forman el límite meridional de la subcuenca; todos ellos muestran la topografía de solución, propia del tipo de erosión cárstica.

La red fluvial interior, está formada por un conjunto de corrientes recogidas por dos ríos principales, el río San Jerónimo, de dirección N-S, cuyo curso discurre próximo al borde oriental de la subcuenca y el río Chontalcoatlán, en el que se reúnen corrientes subsidiarias, de dirección NW-SE y W-E.

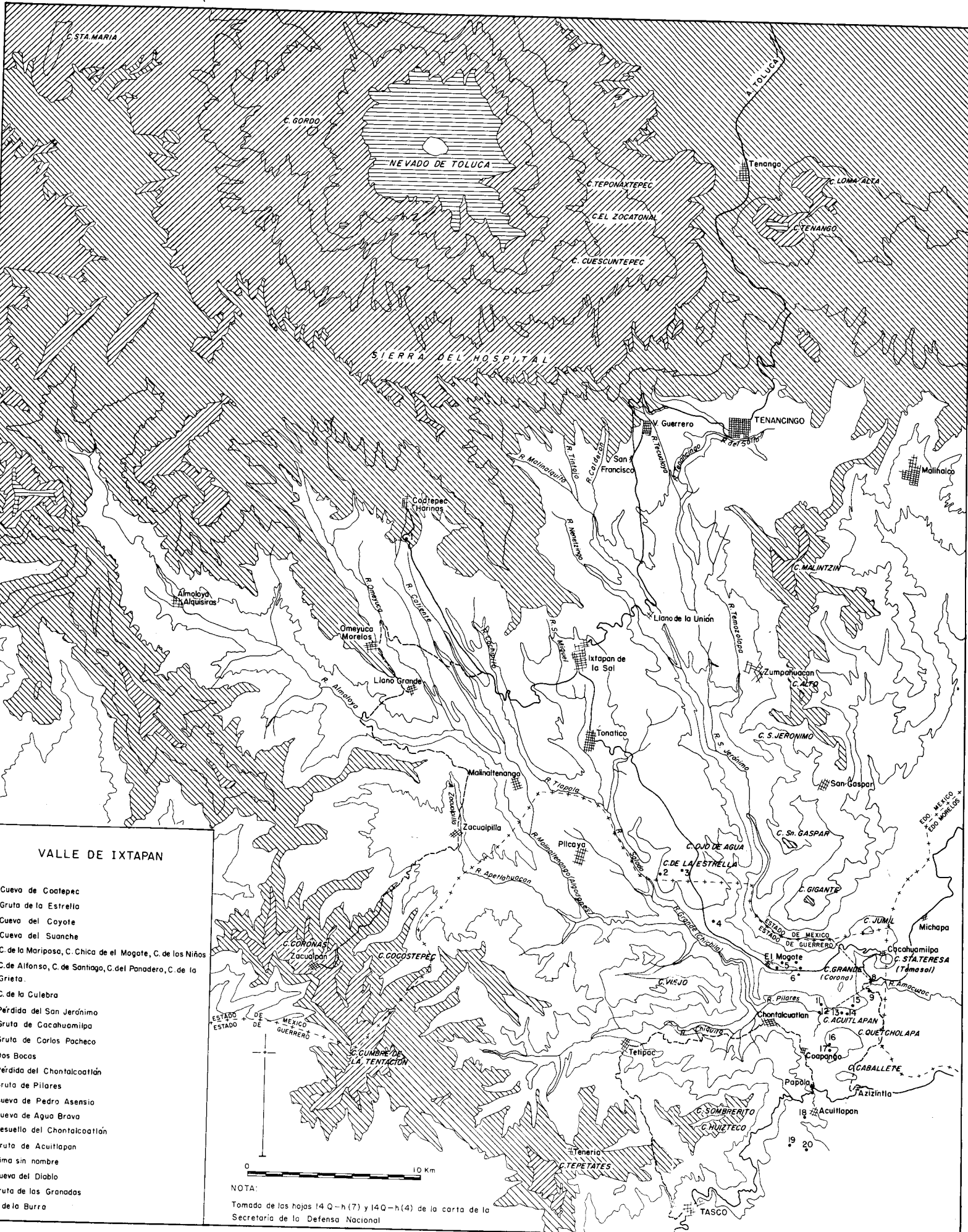
El río San Jerónimo, se forma por la confluencia de varios arroyuelos que bajan de las estribaciones del Nevado de Toluca, entre ellos, los ríos Trinidad, de Tenancingo, de El Salto, Santa Ana, Santa María e Ixtlaltongo; aguas abajo recibe su único afluente por la derecha, el río Calderón, formado entre otros por los ríos Tintojo y Malinalquito y que recibe, por su derecha, al río Nenetzingo y al arroyo San Diego. El río San Jerónimo no recibe otros afluentes por su izquierda, que el río Verde, puesto que su curso corre casi al pie de las montañas que forman el límite de la subcuenca.

La red correspondiente al río Chontalcoatlán es más extensa; cerca de Ixtapan pasa el río Salado, que recibe las aguas salobres de Ixtapan y Tonicaco; dirigiéndose al S, paralelo muy próximo al río San Jerónimo; recibe, por la izquierda, al arroyo El Zapote, cuyo cauce subterráneo atraviesa el cerro de La Estrella; más al S, se une con el río Malinaltenango, formado por la unión del río Cochipila y Tlapala, del río Grande y del río Almoloya que, junto con su afluente, el Apetlahuacán, reúne todos los escurrimientos que provienen de la porción NW del valle y, con el nombre de Salado o Grande, se une con el río Chiquito, que viene de Nostepec y Tetipac, en dirección W-E para formar ambos, el río Chontalcoatlán. Así pues, todas las corrientes de la subcuenca forman una red dendrítica que, desde el N, NW y W, convergen a modo de abanico, hacia el ángulo sudoriental del valle, donde se sumen formando dos emisarios subterráneos.

En efecto, el río Chontalcoatlán, que después de pasar por el pueblo de su nombre lo cambia por el de río de los Pilares, inicia su curso hipogeo y atraviesa el cerro de La Corona, saliendo de la subcuenca por la resurgencia llamada Dos Bocas. Análogamente, el río San Jerónimo atraviesa el mismo cerro, por un curso subterráneo distinto, que va a resurgir también en Dos Bocas, a pocos metros de la salida del río Chontalcoatlán; ambos se reúnen, fuera del Valle de Ixtapan, para formar el río Amacuzac, uno de los principales tributarios del río Balsas o Mezcala que, a su vez, desemboca en el Océano Pacífico.

ESTRATIGRAFIA

División. La estratigrafía de la región dista mucho de estar satisfactoriamente conocida; incluso en la parte más meridional, comprendida marginalmente en el trabajo de Fries, hay muchos problemas por resolver y no solo en cuestiones de detalle, sino incluso en la definición y edad de las unidades litoestratigráficas fundamentales. Esto es aplicable asimismo a las áreas de Morelos y norte de Guerrero situadas fuera del valle de Ixtapan.



VALLE DE IXTAPAN

- 1 Cueva de Coatepec
- 2 Gruta de la Estrella
- 3 Cueva del Coyote
- 4 Cueva del Suancho
- 5 C. de la Mariposa, C. Chica de el Mogote, C. de los Niños
C. de Alfonso, C. de Santiago, C. del Panadero, C. de la Grieta.
- 6 C. de la Culebra
- 7 Pérdida del San Jerónimo
- 8 Gruta de Cacahuamilpa
- 9 Gruta de Carlos Pacheco
- 10 Dos Bocas
- 11 Pérdida del Chontalcoatlán
- 12 Gruta de Pilares
- 13 Cueva de Pedro Asensio
- 14 Cueva de Agua Brava
- 15 Resuello del Chontalcoatlán
- 16 Gruta de Acuitlapan
- 17 Sima sin nombre
- 18 Cueva del Diablo
- 19 Gruta de las Granadas
- 20 C. de la Burro

NOTA:
Tomado de las hojas 14 Q-h(7) y 14 Q-h(4) de la carta de la Secretaría de la Defensa Nacional

En el esbozo estratigráfico que se expone a continuación, esquematizado en el cuadro 1, se ha tomado como base la división expuesta por Fries en su memoria de 1960; trabajos de campo posteriores del propio autor, algunos de ellos publicados postumamente por De Cserna junto con sus propias observaciones, han modificado algunas de las conclusiones anteriores. Estos nuevos puntos de vista, junto con resultados inéditos de trabajos micropaleontológicos de Bonet, sobre muestras obtenidas por Fries y colaboradores, han sido incorporados en la siguiente discusión. También se han modificado ligeramente algunos de los términos empleados por Fries para ponerlos de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica, pero también a este respecto queda mucho por hacer; algunas de las unidades litoestratigráficas de Fries carecen de localidad típica, secciones típicas, etc. No creemos que sea esta la ocasión de cumplimentar estas formalidades ya que el escaso grado de control paleontológico y la falta de trabajos de campo semidetallados, cuando menos en áreas críticas, arroja dudas sobre la significación de una parte de las unidades propuestas.

Por estas razones toda prudencia es poca al tratar de correlacionarlas con las utilizadas en otras regiones de México.

Precámbrico. Las rocas más antiguas de la región, afloran en los macizos que bordean el valle por el S y W, es decir, en la sierra de Tasco (Huitzuc) y en la serranía arrumbada al NW, que se desprende de la anterior y llega hasta el NW de Almoloya de Alquisiras, constituyendo el límite occidental del Valle. Fueron incluidas en los *Esquistos Tasco* atribuidos por Fries (1956, 1960), al Paleozoico Superior, aunque sin base paleontológica, pero su edad es muy incierta; De Cserna (1965) los incluye con duda en el Triásico, indicando que este era también el punto de vista de Fries en esa época; posteriormente, el mismo De Cserna en comunicación personal, me indicó que hay una determinación geocronométrica basada en concentrados de zircón de los *Esquistos Tasco* que arroja una edad precámbrica. Lo cierto es que se está ante un complejo litológico-estratigráfico que, por el momento, es imposible descifrar por falta de datos precisos de todo orden.

Se trata de una potente sucesión de *esquistos de clorita* y *esquistos sericíticos*, que muestran un metamorfismo de bajo grado; están abundantemente intrusionados por cuerpos de rocas ígneas básicas y fueron afectados por fuertes plegamientos.

Afloran en los alrededores de la ciudad de su nombre y al E de Tasco Viejo. Posiblemente forman el basamento del valle de Ixtapan, pero en todo caso estarían cubiertos por rocas más modernas, de modo que no se conocen afloramientos; no obstante, es posible que mediante un estudio detallado de las profundas barrancas talladas por los ríos Malinaltenango y Tlapala, al W de Tonatico, así como del antiguo camino entre este pueblo y Coaxuco y en los cerros cercanos a Ixtapan puedan encontrarse pequeños afloramientos debajo de la roca efusiva verde, de la que se trata a continuación. También afloran en extensión no determinada en la serie de cerros que limitan por el W el valle de Ixtapan (Tenería, Zacualpan, Almoloya, etc.).

Mesozoico. En el área de afloramiento de los esquistos y sobrepuestos en discordancia con ellos, hay abundantes residuos de erosión de tobas y brechas cementadas por calcita, intercaladas con rocas efusivas; son casi todas andesíticas y ligeramente metamorfozadas, de color verdoso. Fries les dio el nombre de "Roca Verde Tasco Viejo", designando localidad típica al E de dicho pueblo. Aflora, también, en la parte profunda de las barrancas, bajo depósitos clásticos más modernos, especialmente en las de Malinaltenango y Tlapala y al W de Tonicato. En los cerros cercanos a Ixtapan, hay varios afloramientos, algunos de los cuales, se mencionan en el itinerario (págs. 91 y 92). La edad tentativa de estas rocas volcánicas antiguas, según Fries (1956), es del Triásico Superior, basada exclusivamente en su posición estratigráfica y correlaciones litológicas ambas de un alto grado de imprecisión, especialmente en este caso.

No se conocen rocas atribuibles al Jurásico en la región estudiada. Las rocas cretácicas fueron agrupadas por Fries en las formaciones Acuitlapán (Neocomiano-Aptiano?), Xochicalco (Aptiano), Morelos (Albiano), Cuautla (Turoniano) y Mezcala (Senoniano).

De la *Formación Acuitlapán* (Fries, 1956) sólo se conocen escasos afloramientos; tienen su localidad típica en la ladera suboccidental del cerro de Acuitlapán (véase itinerario, p. 97), situado al NE del pueblo del mismo nombre. Consiste en filitas calcáreas pizarrosas, interestratificadas con escasas calizas, todo ello en capas delgadas y fuertemente recrystalizadas, de color gris oscuro, a veces casi negro.

No se conoce nada de fauna; su autor le atribuye una edad neocomiana, basándose en su posición estratigráfica que ciertamente es muy poco precisa; según él estarían cubiertas en su localidad típica por calizas de la Formación Xochicalco (Aptiano). En realidad estas últimas calizas tienen fauna albiana según he podido comprobar recientemente y corresponderían a la Formación Morelos en facies pelágica. Por esto es creíble la reciente hipótesis de De Cserna (1968: 13) que supone que las filitas Acuitlapán son un equivalente lateral de la Formación Xochicalco. De hecho, una muestra colectada por Fries a 900 m al E de Papala, contiene *Colomiella*, es decir corresponde al Aptiano; se impone una revisión detallada de las relaciones estratigráficas de estas rocas en toda la región alrededor de la localidad típica de la Formación Acuitlapán, por ejemplo, cerca de Coapango donde hay un afloramiento no cartografiado de lutitas filíticas. Existen rocas semejantes cerca de Zacualpan y en los alrededores de Ixtapan de la Sal-Tonicato (véase itinerario, p. 91 en el Apéndice); es probable la existencia de afloramientos en los cortes de las profundas barrancas de Malinaltenango y Tlapala, así como en el camino de Coaxuco a Tonicato.

La *Formación Xochicalco* (Fries 1956) consiste en calizas densas, dispuestas en estratos delgados a medianos, con abundantes capas intercaladas de pedernal de 1 a 15 mm de espesor, que a veces constituye más de la mitad del volumen de la roca. El color varía de gris a negro y se debe a materia carbonosa más o menos abundante. En láminas delgadas aparecen con una estructura cripto-cristalina que pasa a gruesa por recrystalización parcial.

CUADRO ESTRATIGRAFICO

VALLE DE IXTAPAN

CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIONES TRAVERTINOS	BASALTOS			
		PLEISTOCENO	FORM. CHONTALCOATLAN				
	TERCIARIO	PLIOCENO	ANDESITAS	?			
		MIOGENO	FORM. TEPOZTLAN				
		OLIGOCENO	FORM. TILZAPOTLA				
		EOCENO	FORM. BALSAS				
		PALEOCENO	[Vertical hatching pattern]				
		MESOZOICO				CRETACICO	MAESTRICHTIANO
							CAMPANIANO
						SANTONIANO	FORM. MEZCALA
CONIACIANO	FORM. CUAUTLA						
TURONIANO	?						
CENOMANIANO	?						
ALBIANO	FORM. MORELOS						
APTIANO	?						
NEOCOMIANO	FORM. XOCHICALCO						
JURASICO	FORM. ACUITLAPAN						
PALEOZOICO	TRIASICO	FORM. TASCO VIEJO					
	ESQUISTOS	TASCO					
PRECAMBRICO		[Diagonal hatching pattern]					

No se han encontrado macrofósiles pero si son relativamente abundantes ejemplares de *Colomiella mexicana* Bonet (tintínidos), junto con radiolarios silicificados y calcificados, así como globigerínidos de pared gruesa. La presencia de *Colomiella* señala una edad aptiana.

En la localidad típica, situada fuera del valle, no aflora la base de la formación; las calizas de la Formación Morelos están próximas, pero el contacto no ha sido estudiado.

Como se indicó anteriormente, esta formación está representada al E de Papala y probablemente también en los cerros calcáreos que limitan por el este al valle de Ixtapan.

Con el nombre de *Formación Morelos* Fries (1956), describió una sucesión de calizas y calizas dolomíticas de estratificación mediana a gruesa pero predominantemente con estratos de 20 a 60 cm de espesor. Contienen cantidades variables de pedernal en nódulos, y lentes, pero nunca o casi nunca, forma capas continuas. El color de las calizas varía de una capa a otra entre el gris cremoso claro y el negro; el color de intemperización dominante es el gris o gris azulado. Al microscopio las calizas varían entre calcilitas y calcirruditas, pero predominan las de textura calcarenítica.

En áreas situadas a cierta distancia al sur del valle de Ixtapan, en la base de la formación hay un miembro de anhidrita, que no interesa a los efectos de este trabajo.

Como la base de la formación reposa sobre una superficie fuertemente erosionada que fue cubierta transgresivamente y, por otra parte, su cima ha sido también fuertemente erosionada antes del depósito de las formaciones supra-yacentes, resulta imposible calcular el espesor original. Incluso el espesor actual es difícil de estimar pues no hay afloramientos que comprendan todo el espesor, esto, independientemente de las dificultades impuestas por un tectonismo bastante complejo. Fries da 800 m de espesor en el cerro de Acuitlapán, pero en otros lugares puede llegar a 900 o alcanzar solamente unos 400.

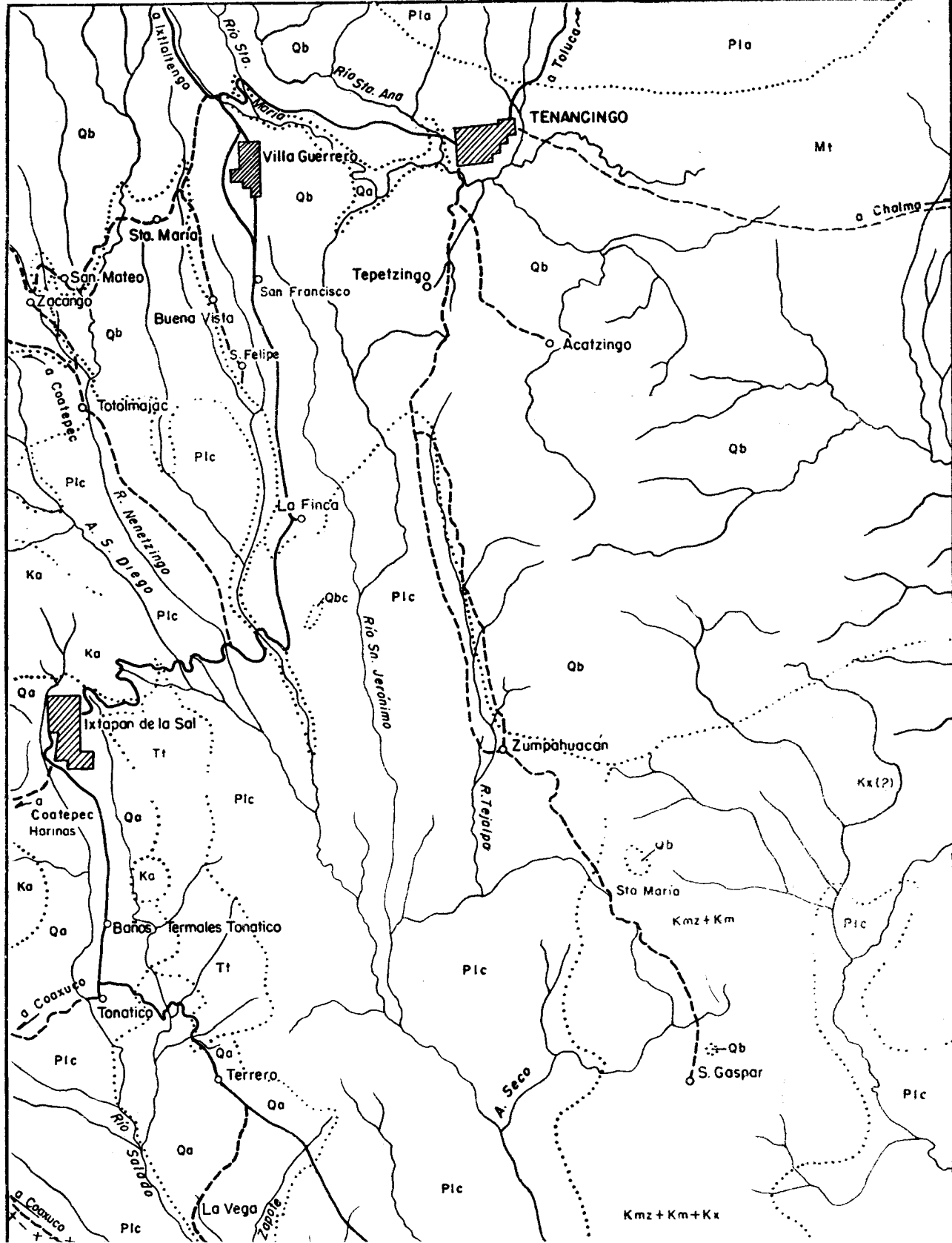
Las calizas de la Formación Morelos por lo general no son ricas en macrofósiles y los que existen difícilmente se obtienen en buenas condiciones, dada la tenacidad de la roca. Los microfósiles pueden ser localmente abundantes, pero numerosas muestras no pueden ser diagnosticadas por la ausencia o deficiente estado de conservación de los mismos. No obstante, los datos paleontológicos permitieron a Fries una determinación cronológica y paleoecológica no muy precisas pero si confiables en sus grandes líneas. El autor del presente trabajo piensa que de las varias formas mencionadas por Fries, las significativas son, entre las macrofósiles, los géneros *Praeradiolites* (?), *Actaeonella*, *Toucasia* y *Nerinea*, probablemente representados cada uno de ellos por más de una especie, pero en ningún caso se dispone de determinaciones específicas. Todos ellos son comunes en el Albiano de México pero su rango cronológico absoluto es mucho mayor en ambos sentidos. Quizás sea significativa en este contexto una característica negativa: en los biostromas faltan por completo los caprínicos, grupo que constituye el volumen mayor, de con mucho, en los arrecifes de rudistas albianos de la Sierra Madre Oriental, por ejemplo, en Laguna Colorada, Sierra del Abra y en general en la Formación El Abra.

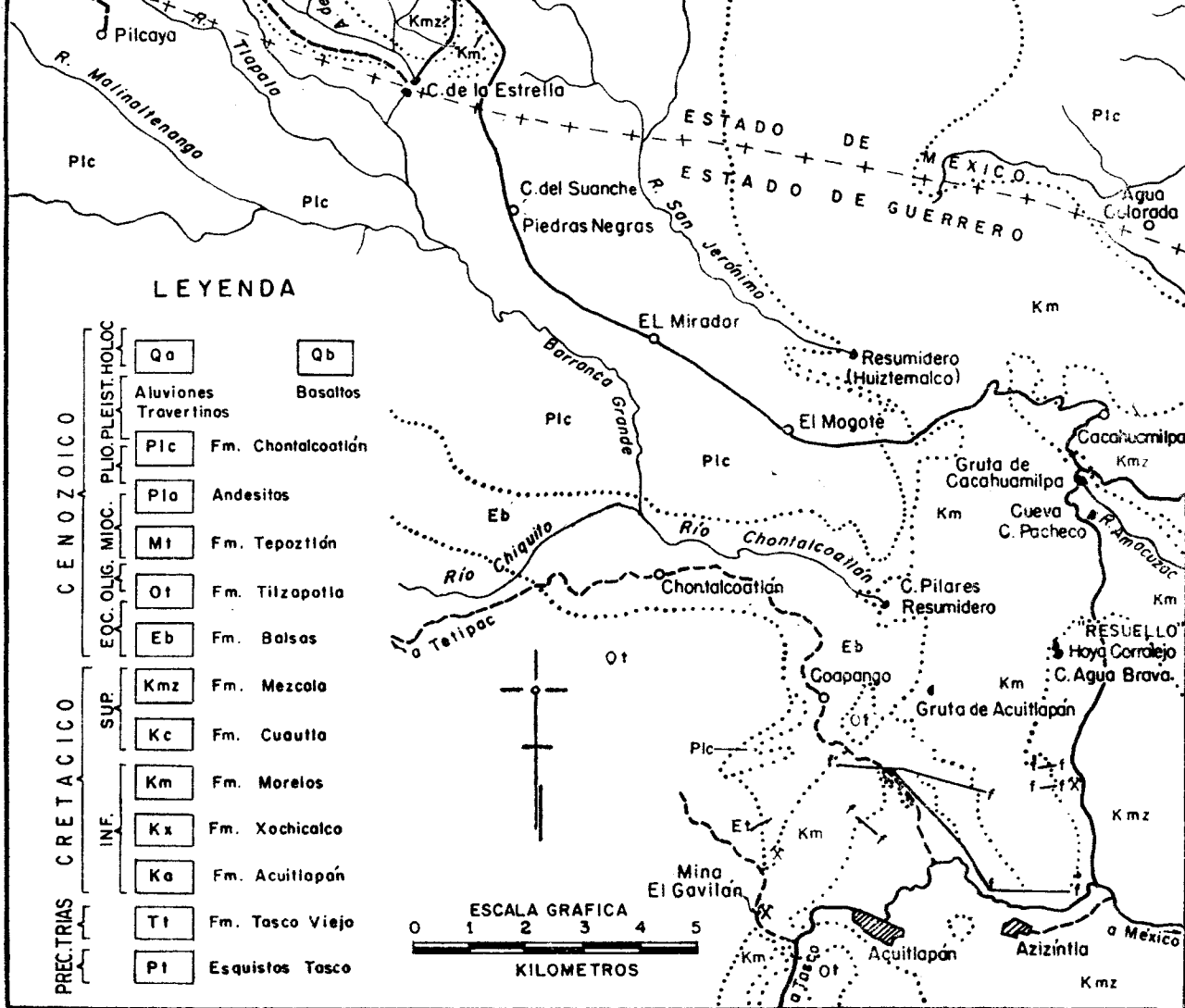
Algo similar ocurre con los microfósiles; de la larga lista de géneros mencionados por Fries sólo considero significativos desde el punto de vista cronológico a *Nummuloculina heimi* Bonet y *Cuneolina* sp. (o *Dicyclina*). Este último puede encontrarse desde al Albiano hasta bien entrado el Cretácico Superior, pero *N. heimi* se encuentra siempre en México y Texas entre el Albiano Medio y el Cenomaniano Inferior. También se encuentra ocasionalmente *Dictyoconus sunnilandensis* (= *Coskinolina sunnilandensis*) que confirma la determinación del Albiano (medio o superior) y que nunca se encuentra en el Cretácico Superior; fuera de la región estudiada, al sur de Guerrero, se ha encontrado el género *Orbitolina*, que en México indica Albiano Inferior y quizá también Aptiano Superior.

Todos los macro y microfósiles mencionados tienen la misma significación paleoecológica: indican fondos muy someros en mares cálidos, es decir, una facies de banco calcáreo, para emplear la terminología de Fries, en la que bancos calcáreos con miliólidos alternan con biostromas de gasterópodos (*Nerinea*, *Actaeonella*).

No obstante, hay también calizas atribuidas por Fries a esta formación y que, indudablemente, presentan una microfauna pelágica. Recientemente, muestras colectadas en el cerro de El Caballete por el Ing. López Rubio, presentan una microfauna de *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* Kaufman y *Stomiosphaera conoidea* Bonet, que en todo el oriente de México se encuentran en el Albiano Superior de facies pelágica. Esto significa que además de las facies de banco se desarrollaban simultáneamente fauna de aguas más profundas. El haber pasado inadvertida hasta ahora esta facies se debe al muy escaso control paleontológico; las muestras con fauna de que Fries dispuso en una formación tan extensa y potente como ésta no llegaron a veinte. Para conocer la distribución vertical y horizontal de las facies pelágicas y subarrecifales son indispensables muestreos sistemáticos y detallados; sólo así se llegará a conseguir una idea clara de las condiciones paleogeográficas y paleoecológicas correspondientes.

Las rocas de esta formación, afloran en una buena extensión de los estados de Morelos y Guerrero; en la región estudiada, forman la mayor parte de la alineación montañosa que limita hacia el E el valle de Ixtapan, desde poco más al S de la latitud de Zumpanhuacán, hasta Azizintla, en el extremo S del valle; comprende, de N a S, el cerro Pipil, situado al SW de Zumpanhuacán, los cerros de Santa María, San Jerónimo, San Gaspar y cerro Gigante (Huiztemalco), en la vertiente izquierda del río San Jerónimo; en los primeros, las calizas están coronadas en la cumbre, por piroclásticos en capas horizontales y separan este valle del curso del río Chalma; pueden estudiarse siguiendo el camino que desde Tenancingo, conduce a San Gaspar. Más al S siguen la misma alineación los cerros Temasol, Jumil, La Corona o cerro Grande, en el que se abren las grutas de Cacahuamilpa y de Carlos Pacheco, el cerro del Tepozonal con la cueva de Acuitlapán y el de la Silla o Caballete, ya en el ángulo SE del valle.





Itinerario estratigráfico desde Tenancingo a Acuitlapan

En el centro del valle de Ixtapan, afloran, también estas calizas en los cerros próximos a la cueva de La Estrella: cerro Ojo de Agua Grande, cerro de la Estrella y cerro de la Puerta de Santiago, rodeados de clásticos terciarios.

Sobre la edad de las calizas de la región de Cacahuamilpa, se han publicado varias opiniones, resumidas por Mülleried (1944, pág. 470); según este autor, Bárcena (1874-1875) les asigna una posición de capas intermedias entre el Jurásico y el Cretácico, citando *Gryphaea*, *Crania*, *Nerinea geroglífica*, (sic!), *Vermetus* e *Hippurites mexicanus* Bárcena; Heilprin (1891), Félix (1899), Palmer (1928) y Burckhardt (1930), basándose únicamente en la cita de *Hippurites* de Bárcena, las consideran como del Turoniano, mientras que Urbina (1909), que encuentra solo *Nerinea* y *Actaeonella*, así como Flores (1910) y Salazar Salinas (1922), probablemente basados en Urbina, indican respectivamente, edad mesocretácica o simplemente cretácica.

En realidad, Bárcena sólo encontró en los alrededores de Cacahuamilpa lo que denominó *Gryphaea*, *Crania* y *Nerinea* sp. (= *N. castilloi* Barc.), que, según Mülleried pudieran corresponder a *Chondrodonta*, *Toucasia* y *Nerinea* respectivamente, indicadores de edad mesocretácica. Su pretendida *Nerinea geroglífica* (sic!) por *hieroglyphica* es una especie diferente, *N. barcenai* Heilprin, y ella, tanto como su *Vermetus*, e *Hippurites mexicanus* Bárcena, provienen de Cocoyotla, una localidad situada a unos 15 kms más al E; si la determinación de *Hippurites* fuese correcta, estas últimas corresponderán a lo que hoy se conoce como Formación Cuautla del Turoniano. Debe recalarse al respecto, que la delimitación entre las Formaciones Morelos y Cuautla está prácticamente por hacer, especialmente en los cerros que sirven de marco al valle de Ixtapan. Mülleried (1944), bajo la denominación de "Serie Inferior" coincide en esencia con Urbina considerándolas como de edad albiano-cenomaniana; según Burckhardt (1925: 12 y 39) comprendería también estratos del Albiano Inferior, a juzgar por la presencia de *Uhligella mexicana* Burckhardt y *Acanthoplites* juv. cf. *A. bigoureti* (Seunes).

En la actualidad, no hay duda de que la mayor parte de las calizas que limitan por el este y sur al valle de Ixtapan, corresponden al Albiano (Formación Morelos), pero falta por averiguar en que extensión recubren restos de calizas aptianas (Formación Xochicalco) como hasta qué punto están cubiertas por calizas turonianas (Formación Cuautla). Ambas formaciones, Xochicalco y Cuautla, aumentan rápidamente de potencia hacia el este, pero en la región considerada están representadas por pequeños espesores o faltan por completo.

La localidad típica de la *Formación Cuautla* (Fries, 1956) la constituyen las serranías situadas al poniente de Cuautla; su autor engloba en esta unidad hasta tres litofacies distintas, además de las capas basales que comprenden clásticos y fósiles derivados de las calizas Morelos infrayacentes. La distinción en el campo entre ambas formaciones, no es nada fácil pues las características megascópicas en los afloramientos son muy similares; pueden apuntarse que en general, hay mucha menos dolomita en la Formación Cuautla, y que en esta faltan los miliólidos grandes tan comunes en las calizas Morelos, pero por lo demás, espesor de los estratos, abundancia de pedernal, caracteres texturales, etc., son muy similares. No obstante, esta unidad está separada claramente de

la Formación Morelos por una discordancia paralela muy notable, materializada frecuentemente por capas de clásticos basales hasta de 20 m de espesor, pero en afloramientos aislados, es muy difícil o imposible decidir entre las dos formaciones; a veces, pero no siempre, la fauna puede decidir la cuestión.

De las tres litofacies mencionadas por Fries, sólo lo que él llama facies de banco o "bahamita" presenta una fauna distintiva: varias especies de *Hippurites*, *Radiolites*, *Toucastia*, *Nerinea*, *Actaeonella* así como *Durania cornupastoris* (Des Moulins) Parona, silicificadas o no, arrojan una edad correspondiente a la mitad superior del Turoniano, a juzgar por el primer género y la especie mencionada en último lugar. Desgraciadamente no se estudiaron los microfósiles "en vista de la presencia de macrofósiles diagnósticos". Pero fuera de esta facies, los macrofósiles no existen o no son identificables. En su trabajo de 1960, Fries solo menciona la microfauna de tres muestras que por pertenecer a las capas clásicas basales solo presentan especies comunes en la Formación Morelos, que probablemente derivan de ella, y que, en todo caso, no sirven para el diagnóstico diferencial.

Con posterioridad a la publicación de su obra, el propio Fries y colaboradores remitieron para estudio al autor del presente trabajo, 16 muestras colectadas de todo el espesor de la formación en su localidad típica. Todas ellas contienen una fauna de *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pithonella ovalis* Kaufman y *Cuneolina* (o *Dicyclina*) sp. Este conjunto indica claramente un ambiente pelágico, pero su rango absoluto de edad es muy amplio, desde el Albiano Medio al Maestrichtiano, si bien en el Albiano suele estar acompañado de *Stomiosphaera conoidea* Bonet y *S. sphaerica*, mientras que en el Senoniano-Maestrichtiano a menudo se acompaña de *Heterohelix* y *Globotruncana*. Parece ser que la facies de banco, que Fries considera como la más importante de con mucho, ocupa más bien una extensión restringida en el conjunto de la formación. Es evidente la necesidad de reconocimientos detallados cuando menos en áreas clave, que permitan reconstruir las condiciones fisiográficas en la época en que se depositaron estas rocas.

Esta formación disminuye rápidamente en espesor desde un máximo de 750 m al E de Cuernavaca hasta solo unos 15 o 20 m en la región objeto de este estudio; debe indicarse que este adelgazamiento tan espectacular tiene lugar en una distancia de unos 25 kilómetros. La transgresión Cuautla no parece haber sobrepasado en ningún lugar la máxima extensión de la caliza Morelos, pero parece probable que en la región de Cacahuamilpa llegue a faltar, en cuyo caso la Formación Mezcala descansaría directamente sobre la caliza Morelos; no se sabe exactamente en que extensión ocurrió esto por la dificultad de distinguir en el campo la "facies occidental" de la caliza Cuautla de la Formación Morelos y de las capas basales de la Formación Mezcala. En efecto en los alrededores de Cacahuamilpa hay varios afloramientos de calizas oscuras de estratificación más delgada que en las calizas Morelos típicas. Afloran por ejemplo en la porción inicial de la carretera a Alpuyeca desde la de Ixtapan-Azizintla, así como en el camino de acceso a la gruta de Cacahuamilpa entre los edificios de la administración de la gruta y el puente colgante. También existirían afloramientos discontinuos y de escaso espesor en los alrededores de Acuitlapán.

No presentan macrofósiles y su microfauna es conocida por una sola muestra, estudiada por Applin, cuya fauna no presenta nada de significativo (capas de la "facies occidental" de caliza clásica de Fries), por lo que su atribución a la formación Cuautla es puramente tentativa. Parece ser que son estas calizas a las que Mülleried (1944) se refiere como "Serie Media", que asigna con duda al Albiano Medio y que, según él, en su parte basal contendrían *Orbitolina* sp. *Nodosaria texana* = *Haplostiche texanus* (Roemer) y *Nerinea austinensis* (Roemer (?)); de comprobarse la presencia de estos fósiles efectivamente estas calizas corresponderían al Albiano Medio o Inferior, pero hay motivos para dudar de estas determinaciones.

Si es dudosa la atribución de estos afloramientos a la Formación Cuautla, más que nada por el desconocimiento de la microfauna, todavía es más problemática la presencia de la facies de banco de esta formación en la región estudiada; las citas de Bárcena (1874 y 1875, p. 374) refiriéndose a *Hippurites mexicanus* Bárcena (= *H. resectus* var. *mexicana* Bárcena) en el cerro de San Gaspar y en Cocoyotla correspondería a esta facies, lo que también ocurriría con la de Villada (1888) referente a la barranca del río San Jerónimo a la altura de Zumpahuacán y la de Flores (1910) en Coatlán del Río. Todas estas localidades, dispuestas aproximadamente en dirección N-S, jalonarían el límite oriental de la formación. Es verdad que se trata de determinaciones muy antiguas y que no han sido confirmadas por hallazgos más recientes, pero la verdad es que nadie ha vuelto a coleccionar detenidamente en las localidades mencionadas.

La Formación Mezcala de Fries (1956), comprende en su base una secuencia de calizas, frecuentemente de color oscuro y que a veces están substituidas por lutitas calcáreas más o menos filíticas. El resto de la formación lo constituyen filitas, que alternan con areniscas, conglomerados y algunas lentes de caliza.

La edad de la Formación Mezcala, viene determinada por abundantes amonitas de los géneros *Barroisiceras* y *Otoscaphtes*, muy abundantes cerca de Zumpango del Río, Gro., bastante al S de la zona estudiada y descritos desde 1920 por Burckhardt (pág. 81-84); (véase también Burckhardt, 1930, pág. 236-237 e Imlay, 1944, pág. 1123) quién les atribuye una edad del Coniaciano Inferior. Las mismas especies de amonitas y además un bivalvo, *Didymotis trinidadensis*, han sido encontrados por C. Fries tanto en Zumpango como en localidades más septentrionales desde el Cañón de Lobos hasta el río Chinameca, al sur de Tlatzapán. Estas capas parecen comprender una buena parte del Cretácico Superior, aunque su alcance máximo es desconocido, pues la cima es una superficie de erosión.

Los microfósiles son escasos y en general, mal conservados; en las lutitas filíticas se encuentran con mucha frecuencia varias especies de *Heterohelix* (= *Guembelina*), varias especies de *Globotruncana* tales como *G. lapparenti lapparenti*, *G. fornicata*, *G. scheengasi* y *G. rosetta*, que en conjunto indican una edad coniaciana. En las calizas o lutitas calcáreas hay además *Calcisphaerula innominata* y *Pithonella ovalis*. La posible presencia de *Clavibergella* y *Hedbergella* en algunas muestras de la base de la formación, hacen sospechar que

en algunos puntos el depósito de estos sedimentos se inició ya al final del Turo-niano. No hay evidencia de que la parte más alta conservada haya llegado al Campaniano-Maestrichtiano. Solo hay una biofacies en esta formación; se trata de una fauna pelágica en la que esporádicamente hay elementos bentónicos tales como *Durania* sp. y *Didymotis* sp. mencionados por Fries.

Sedimentológicamente se trata de un depósito de tipo flysch (De Cserna 1965, 1968), con sedimentación cíclica evidenciada por ciclotemas a veces bien definidos, la presencia ocasional de helmintoides y otros icnofósiles similares; es un flysch cretácico que anuncia desarrollos similares pero mucho más potentes en el Paleoceno-Eoceno de la antefosa de Chicontepec.

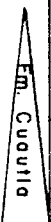
Las lutitas filíticas de esta formación en la región de Cacahuamilpa se presentan en los flancos de los cerros, donde han sido respetadas por la erosión, en tanto que en las porciones más altas, quedan al descubierto las calizas sub-yacentes (cerros de El Jumil, La Corona, y Temasol). Esto dio lugar a que algunos autores como Flores (1910), Villafaña (1922), Salazar Salinas (1922) y Wittich (1936), hayan creído, erróneamente, que estas rocas, llamadas por ellos "pizarras arcillosas" o "pizarras sericíticas", eran infrayacentes a las calizas.

Las calizas oscuras que afloran en el camino entre la explanada de la gruta de Cacahuamilpa y la entrada, que en páginas anteriores fueron tentativamente referidas a la Formación Cuautla, pudieran en realidad corresponder a la porción basal de la formación Mezcala.

Con seguridad corresponde a la Formación Mezcala la "serie Superior" de Mülleried (1944), formada por filitas y areniscas, con bancos o lentejones de caliza gris, más o menos oscura. Dicho autor adscribe con duda esta "Serie" al Cenomeniano, basándose en que los fósiles encontrados: *Apricardia*, *Birradio-lites* y *Actaeonella* "comienzan en el Cenomaniano", claro es que esto no excluye una edad más moderna, dentro del Cretácico Superior. La equivalencia aproximada entre la terminología de Mülleried (1944) y la de Fries (1956) puede verse en el cuadro No. 2.

Es norma general la existencia de amplios pliegues en las calizas Morelos y de plegamientos complejos en las filitas de la formación Mezcala; en general, los pliegues tienen una orientación NW-SE y N-S y son el resultado de la orogénia laramídica del Terciario Inferior; están perforados por algunas intrusiones básicas, pórfidos andesíticos y dioritas de escaso volumen; una buena parte de las vetas y filones de la zona minera de Tasco, arman en estas rocas.

Cenozoico. En el extremo sur del valle descansan discordantemente sobre rocas más antiguas gruesos depósitos de conglomerados continentales, de variada composición y que pueden presentar buzamientos hasta de 30 grados. Son los llamados "conglomerados rojos" tan abundantes en diversas regiones del México Central; para los de la cuenca del Balsas, Fries (1956), propuso el nombre de "Grupo clástico Balsas" transformado después en *Formación Balsas* (De Cserna 1965). Afloran en los alrededores de Coapango, entre este punto y Tetipac así como en las dolinas que se hallan al S de El Mogote y en los flancos de la barranca del río San Jerónimo, poco antes de comenzar su curso subterráneo. En las

F. MULLERIED 1944		C. FRIES 1956	
Cenomaniaco	Serie Superior	Formacion Mezcala	Senoniano
Albiano Sup.	Serie Media	 H i a t o	Turoniano
			Cenomaniaco
Albiano Medio	Serie Inferior	Formacion Morelos	Albiano Superior
		H i a t o	Albiano Medio
		Formacion Xochicalco	Albiano Inferior
			Aptiano
			Barremiano

Equivalencia de las terminologías de Mulleried (1944) y Fries (1966).

últimas localidades citadas, los clásicos son predominantemente calcáreos, pero en los alrededores de Tetipac abundan los cantos de rocas ígneas. Se les atribuye una edad del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior. Es en esta formación en la que arman las cuevas del Suanche y de la Mariposa.

En el ángulo SW del valle, al occidente de Coapango y Acuitlapán, afloran rocas ígneas ácidas que fueron incluidas por Fries (1956) en su *Formación Tilzapotla*. Se trata de tobas soldadas dacíticas, cubiertas por tobas riolíticas soldadas y estas a su vez por lavas. La formación corresponde al Oligoceno tardío a juzgar por determinaciones de plomo alfa, basadas en zircón. Rocas similares de composición riolítica afloran en el ángulo noroccidental del valle cerca de Almoloya de Alquisiras (De Cserna, comunicación personal).

La *Formación Tepoztlán* (Fries, 1956) presenta algunos afloramientos cerca de Tenancingo, especialmente en el camino que conduce a Malinalco y Chalma. Este parece ser el límite occidental de la formación que alcanza grandes espesores más al oriente, fuera del valle, en las cercanías de Chalma y Tepoztlán, donde puede alcanzar hasta 1000 m de espesor. Está formada por detritos volcánicos de naturaleza andesítica, dispuestos en capas horizontales o ligeramente inclinadas. Abundan los depósitos de lahar y hay lentes arenosas con estratificación cruzada. Se le atribuye tentativamente una edad de fines del Oligoceno al Mioceno inferior.

El Nevado de Toluca y sus estribaciones, que forman el límite N del valle de Ixtapan, así como los cerros situados desde los alrededores de Tenancingo hasta poco más al S de Zumpanhuacán, están constituidos, parcialmente, por andesitas del Plioceno, con sus respectivas tobas y aglomerados; en esta misma zona, abundan las efusiones basálticas del Plio-Pleistoceno, cuyo estudio detallado y su correlación con las series volcánicas establecidas por Fries poco más al E, está por hacer.

Todo el centro del valle, excepto el fondo de aquellas barrancas que han sido cortadas a suficiente profundidad por el sistema hidrográfico interior, está cubierto por depósitos aluviales y piroclásticos de la Formación Chontalcoatlán propuesta recientemente por De Cserna (1968); forma una llanura estructural inclinada, que se extiende desde el flanco meridional del Nevado, hasta el borde sur del valle. Esta superficie plana, está perforada por cerros de rocas más antiguas (alrededores de Ixtapan, cerros próximos a la gruta de La Estrella) y está profundamente tallada por las corrientes de agua que descienden del Nevado. En algunos puntos, está cubierta por coladas basálticas del Pleistoceno, por ejemplo, la del salto del Velo de la Novia, cerca de Tenancingo, otra, poco al S de San Francisco y la del salto de Tonatico. En esta formación, son frecuentes los depósitos de lahar, formados por coladas de barro volcánicos, como los que se ven en la carretera, inmediatamente al S de Tonatico. En los tejares de los alrededores de este pueblo, se encuentran con frecuencia osamentas de elefantes, algunos de los cuales corresponden al género *Cuvieronius* del Plioceno (Arellano, comunicación verbal), que puede servir para indicar la edad del depósito, pero no está excluido que sus capas superiores correspondan a la base del Pleistoceno.

Esta formación es equivalente desde todos los puntos de vista a la Fm. Cuernavaca (Fries) que se extiende ampliamente al oriente y sur del valle de Ixtapan. La llanura construccional de Michapa, situada por fuera del ángulo SE del valle, parece haberse depositado, al menos en parte, por el río San Jerónimo en su etapa de desagüe epigeo. Así mismo pudiera ocurrir con el llano de los Ajonjolines al S del río Amacuzac, posiblemente acarreada por el Chontalcoatlán epigeo. La atribución de estos depósitos a la Fm. Chontalcoatlán o a la Fm. Cuernavaca es convencional.

Son del Pleistoceno y Reciente, los escasos depósitos aluviales que se observan en el curso de los ríos y especialmente, la cubierta de travertinos y calizas lacustres con lechos arcillosos intercalados, que se encuentran en el centro del valle, desde Ixtapan hasta Tonatico, y aun más al S, en la cuenca del arroyo del Zapote cerca de la gruta de La Estrella. En las calizas abundan gasterópodos de agua dulce y oogonios de caráceas.

Como manifestaciones de volcanismo residual, pueden considerarse los manantiales hidrotermales de Ixtapan y Tonatico, que se utilizan en los famosos establecimientos balnearios de estas poblaciones. Las aguas de estos manantiales se explotan rudimentariamente, para la obtención de sal o para el consumo local (Mancera, 1943, pág. 70-71). La temperatura de estos manantiales oscila entre 40 y 35 grados y su alto contenido de boratos y anhídrido carbónico, demuestra su origen volcánico. Los canales que conducen estas aguas, producen depósitos de travertino con tanta rapidez, que sus bordes se elevan formando una pared, por cuya parte superior, continúa corriendo el canal, a modo de acueducto; restos de un muro de este origen, de cerca de 2 m de alto, puede verse al lado de la carretera. La composición del travertino, según Mancera, es de 85.2% de carbonato de calcio, 16.6% de carbonato de magnesio y 1.43% de óxidos de hierro y aluminio.

GEOLOGIA HISTORICA

No hay en esta región rocas de origen marino que puedan atribuirse al largo intervalo comprendido entre el Precámbrico y el Cretácico Inferior. Como por otra parte, parece probable que los depósitos de la Roca Verde Tasco Viejo sean continentales, la región habría permanecido emergida durante todo este tiempo. No se puede excluir la posibilidad de que la erosión hubiese hecho desaparecer los sedimentos del Paleozoico o del Mesozoico Inferior que pudiesen haber sido depositados, pero este problema no puede ser adecuadamente tratado en un marco estrictamente regional.

La gran transgresión cretácica comienza probablemente en el Neocomiano y parece haber continuado durante una buena parte del Cretácico; en todo este tiempo, cesan los movimientos de compresión y no hay signos de volcanismo, al menos, en el territorio del valle actual. Hubo dos regresiones parciales una en el Aptiano Superior-Albiano Inferior y otra durante el Cenomaniano-Turoniano Inferior, e incluso hubo emersiones localizadas tal como la probable tierra emer-

gida durante todo el Albiano, situada a unos 15 km al SW de Cacahuamilpa (Fries).

Parece que el actual macizo de Tasco y su prolongación al NW (Península de Tasco de Fries), constituía en esta zona el límite occidental del mar cretácico, que se extendió considerablemente al N y al S, ocupando todo el oriente de México. Movimientos de la línea de costa, de escasa amplitud, explican el carácter transgresivo que la caliza Morelos tiene sobre los esquistos de los flancos de la "Península de Tasco".

Durante el Neocomiano, el carácter de los depósitos es predominantemente arcilloso, pues los depósitos terrígenos derivan de los esquistos Tasco, pero a medida que la erosión nivelaba las tierras próximas, disminuían los sedimentos pelíticos, de modo que ya en el Aptiano, dominan los depósitos de tipo calcáreo; estos son de carácter nerítico, aunque no necesariamente de mares profundos, durante el Cretácico Inferior; en el Cretácico Medio, los sedimentos calcáreos son más puros, es decir, disminuyen aún más los escasos aportes arcillosos, lo que permite suponer un relieve muy poco marcado en las tierras próximas. Al mismo tiempo, el mar se hace más somero, apareciendo biostromas de rudistas y gasterópodos de carácter subarrecifal, si bien, entre ellos, quedaron espacios con sedimentos de tipo nerítico. Después de una regresión que dura todo el Cenomaniano y el Turoniano Inferior, el mar vuelve a ocupar prácticamente las mismas áreas durante la mitad superior del Turoniano, reproduciéndose los biostromas, pero ahora con distinta composición faunística, que alternan con depósitos de aguas más profundas.

A principios del Coniaciano sobreviene un cambio radical en la naturaleza de los sedimentos que reciben aportes considerables de naturaleza pelítica. Este cambio, que por cierto ocurre simultáneamente a lo largo del emplazamiento en la actual Sierra Madre Oriental, traduce la iniciación de la orogenia y volcánismo concomitante que ocurre más a occidente desde Panamá hasta Arizona y aún más al norte. Recuérdese al efecto la sedimentación de tipo flysch de la Formación Mezcala y otras de la misma edad. Esta actividad orogenica, que se acentúa al comienzo del Cenozoico, perdura hasta bien entrado el Oligoceno. Se trata de la orogenia laramídica que originó los pliegues en las formaciones cretácicas que forman el borde oriental del valle. Los esfuerzos de compresión produjeron los anticlinales de dirección general NW-SE y N-S que, aún hoy, constituyen los altos topográficos; después del periodo de compresión, la descompresión subsecuente ocasionó el descenso vertical y progresivo de grandes bloques en el extremo sur del valle, posibilitándose así, la acumulación de los enormes espesores de clásticos continentales de la Formación Balsas, derivados de los bloques levantados y que se depositaron en las depresiones producidas por los hundimientos.

En el Oligoceno Superior, han cesado los movimientos orogénicos y los esfuerzos tectónicos se manifiestan, principalmente, por un volcanismo activo, que originó las extrusiones riolíticas de la Formación Tilzapotla, cerca del borde meridional del valle de Ixtapan.

Durante el Mioceno, hay escasa actividad volcánica en la cadena montañosa situada al W del valle, pero en el Plioceno, o poco antes, se reanuda la

actividad tectónica, principalmente por la elevación de bloques limitados por fallas; posiblemente, el cierre meridional del valle, tiene lugar en este periodo, al elevarse el macizo de la sierra de Tasco, mientras que en el extremo septentrional, las erupciones principalmente andesíticas, dan origen a la masa de clásticos de la Formación Chontalcoatlán que rellenan el fondo del valle, convirtiéndolo en una llanura construccional, inclinada hacia el sur.

La intensa actividad volcánica, que sobrevino en el Pleistoceno, acumuló la ingente masa de basaltos que constituyen el principal componente del Nevado de Toluca; el surgimiento de esta parte de la cadena volcánica transversal cierra por el norte del valle de Ixtapan. Comienza a organizarse la red de desagüe del valle y especialmente de su divisoria septentrional recientemente constituida, formándose una red dendrítica que se resumió en dos troncos principales, los antecedentes de los actuales ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo entonces epigeos en toda su extensión. Al irse excavando sus cauces en el relleno de clásticos y a medida que avanzaba el proceso de erosión cárstica en los cerros del sur, sobrevinieron las capturas subterráneas que se indican en otro lugar de este trabajo.

Algunas coladas basálticas rellenan parcialmente algunos cauces de la parte septentrional del valle, probablemente en el Holoceno, y se originaron localmente lagunas someras donde se depositaron las calizas lacustres y travertinos que se encuentran en los alrededores de Ixtapan.

BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA DE LA REGION DE CACAHUAMILPA

- BÁRCENA M. 1874. Viaje a la Caverna de Cacahuamilpa. Datos para la geología y la flora de los Estados de Morelos y Guerrero. *La Naturaleza* (1a. serie) 3: 75-92, 1 Lám. México.
- 1875. Datos para el estudio de las rocas mesozoicas de México, y sus fósiles características. *Bol. Soc. Geogr.* (3a. época) (7): 369-495. México.
- BURCKHARDT, C. 1919. Faunas jurásicas de Symon (Zacatecas) y faunas cretácicas de Zumpango del Río (Guerrero). *Bol. Inst. Geol. Méx.* 33 (1): 1-135.
- 1925. Faunas del Aptiano de Nazas (Durango). *Bol. Inst. Geol. Méx.* 45: 1-71, 10 lám.
- 1930. Etude Synthétique sur le Mésozoïque Mexicain. *Mem. Soc. Paleont. Suisse.* 49-50: 1-280.
- BURCKHARDT, C. und F. K. G. MULLERRIED, 1936. Neue Funde in Jura und Kreide Ost- und Süd-Mexicos. *Eclogae Geol. Helvetiae* 29 (2) : 304-324.
- CAMPA, J. 1923. El Distrito de Taxco de Alarcón, Gro. *Bol. Minero* 15 (1) : 4-46. México.
- DE CSERNA Z. 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. *Inst. de Geología. Bol.* No. 62, 76 págs.
- 1968. Summary of the Geology of the Region along the Route Mexico City-Cuernavaca-Iguala-Taxco-Ixtapan- Toluca and Mexico City. Field Trip Guidebook. *Geol. Soc. Amer.* 1968. Annual Meeting, 20 pags.

- DOLLFUS A. et E. DE MONSERRAT. 1867. Etude sur le district de Sultepec. *Arch. Comm. Scient. Mexique*. 3: 471-495. 3 láms. París.
- FÉLIX, J. 1899. Uebersicht über die Entwicklung der Geologischen Formationen in Mexico nebst einem Anhang über die Höhlendildungen dieses Landes. *Beitr. Geol. und Paleont. Mexico*, Theil II: 155-186, Leipzig.
- FLORES, T. 1910. La caverna de Cacahuamilpa. *Bol. Soc. Geol. Méx.* 6(2): 93-111.
- FOSHAG, W. F., J. GONZÁLEZ-REYNA y R. PÉREZ SILICEO. 1946. Los depósitos de fluorita del distrito minero de Taxco, Estado de Guerrero. *Bol. Minas y Petróleo* 7: 3-8 y 8: 3-7.
- FOWLER, G. M., R. M. HERNON y E. O. STONE. 1948. The Taxco mining district, Guerrero, México. *Congr. Geol. Intern., XVIII Session, Londres*. Mem. pt. 7: 1-12.
- FRIES, JR., C. 1956. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. *Congr. Geol. Intern. XX Sesión, México*. Libroto Guía de la Excursión C-9 (edición preliminar).
- 1956. Bosquejo geológico entre México, D. F. y Taxco, Gro. *Congr. Geol. Intern., XX Sesión, México*. Libroto-Guía Excursiones A-4 y C-2, p. 11-36.
- 1957. Bosquejo geológico de la región entre México, D. F. y Acapulco, Gro. *Congr. Geol. Intern. XX. Sesión, México*. Libroto-Guía Excursiones A-9 y C-12. *Asoc. Méx. Geol. Petr.* 9 (5-6): 287-333.
- 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. *Inst. Geol. Bol.* 60, IX+236 págs.
- 1966 (póstumo). Resumen de la Geología de la Hoja de Cuernavaca, Estado de Morelos. Inst. de Geología Carta Geológica de México. Serie 1:100,000, hoja de Cuernavaca 14 Q-h (8).
- GUZMÁN, E. J. 1950. Geología del Noreste de Guerrero. *Bol. Asoc. Méx. Geol. Petr.* 2: 95-156.
- HEILPRIN, A. 1891. The Geology and Paleontology of the Cretaceous Deposits of Mexico. *Proc. Acad. Nat. Science Philadelphia*, 1890. 42: 445-469.
- IMLAY, R. W. 1944. Cretaceous Formations of Central America and Mexico. *Bull. Ass. Petr. Geol.* 28 (8): 1077-1195.
- MANCERA, O. 1943. Obtención de sal en Ixtapan de la Sal. *Ciencia* 4 (2-3): 70-71, México.
- MUELLERRIED, F. K. G. 1942. El Valle de Tixtla, cuenca de desagüe temporal en el Estado de Guerrero. *Revista Geográfica*, 2: 17-48.
- 1943. Paleontología y estratigrafía del Mesozoico en el Valle de Tixtla, Estado de Guerrero. *An. Esc. Nat. Cienc. Biol.* 3: 235-264.
- 1944. Geología Estratigráfica y Paleontología de la región de Cacahuamilpa (México). *An. Esc. Nac. Cienc. Biol.* 3 (3-4): 463-482. México.
- PALMER, R. H. 1928. The Rudistids of Southern Mexico. *Occ. Papers, California Acad. Sc.* 14: 1-137, 18 láms.
- SALAZAR SALINAS, L. 1922. A la caverna de Cacahuamilpa en automóvil. *Instituto Geológico de México*, 17 pp. 27 lám. 3 mapas. México.
- URBINA, F. 1909. Notas sobre la Caverna de Cacahuamilpa, Distrito de Alarcón (Estado de Guerrero). *Bol. Soc. Geol. Mexicana*. 5: 151-155.
- VILLADA, M. M. 1888. Relación de un viaje a la Caverna de Cacahuamilpa. *La Naturaleza*. (2. ser.) 1 (4): 148-156.