

**The Geology of North America
Vol. H. The Caribbean Region
The Geological Society of America, 1990**

Chapter 3

Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks

Thomas Donnelly

Department of Geological Sciences, State University of New York at Binghamton, Binghamton, New York 13901

Gregory S. Horne

Department of Earth and Environmental Sciences, Wesleyan University, Middletown, Connecticut 06457

Richard C. Finch

Department of Earth Sciences, Tennessee Technological University; Cookeville, Tennessee 38505

Ernesto López Ramos

Instituto de Geología, Apartado Postal 70-296, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., México

Traducido por:

Mauricio Chiquin Y.¹

INTRODUCCION

Centro América Norte (nuclear) está dividida convenientemente en los bloques Maya (algunas veces llamado Yucatán) y Chortís (Fig. 1). La división entre los dos bloques es la zona de sutura Motagua, que sigue el río Motagua en el este y centro de Guatemala, pero cuya extensión oeste está cubierta por rocas volcánicas Terciarias del oeste. El bloque Maya incluye parte de Guatemala al Norte de la zona de sutura Motagua, Belice, la península de Yucatán, y México al Oeste del Istmo de Tehuantepec. El bloque Chortís consiste en la parte Sur de Guatemala, El Salvador, Honduras, una parte indeterminada del Norte de Nicaragua, y el Alto Nicaragüense cubierto por agua. El límite entre estos bloques a lo largo de la zona de sutura Motagua del

centro de Guatemala marca la localización de la sutura entre bloques en el Cretácico tardío.

Nuestra discusión del bloque Maya se limita a Belice y Guatemala. Se incluyen algunas ocurrencias de rocas mexicanas que son especialmente importantes para la interpretación de unidades guatemaltecas. También se discute la zona de sutura Motagua entre los bloques Maya y Chortís.

El apartado del bloque Chortís enfatiza la geología de Honduras, donde ocurren la mayoría de las rocas más antiguas del bloque.

Los bloques Maya y Chortís son especialmente importantes para la geología caribeña debido a su extensa estratigrafía del pre - Cretácico y sus basamentos metamórficos del pre - Paleozoico tardío. Estos terrenos basamentales son litológicamente diferentes en los dos bloques. Aunque existen paralelos estratigráficos para la serie sedimentaria sobrebasamental, los sedimentos pre -

¹ Docente Carrera de Geología
Centro Universitario del Norte
Universidad de San Carlos de Guatemala

Terciarios de cada bloque no son directamente correlativos para comparar en edad los estratos de uno con el otro. Ambos bloques son "terrenos exóticos" de origen incierto, pero en general se cree que el bloque Maya se originó en el Golfo de México actual, y que el bloque Chortís se derivó en la costa Pacífica de México. Sin embargo no se tienen evidencias litológicas o estratigráficas definitivas para determinar su localización original.

EL BLOQUE MAYA Y LA ZONA DE SUTURA MOTAGUA

T.W. Donnelly y E. López Ramos.

INTRODUCCION:

El bloque Maya tiene un basamento metamórfico bien expuesto a lo largo de su margen sur; sin embargo, sólo se puede conjeturar la historia del pre - Paleozoico tardío. La historia desde el Pensilvánico al Cenozoico incluye una gruesa sedimentación marina en una fosa del Paleozoico tardío; sedimentación continental durante el Jurásico y probablemente Cretácico Temprano, deposición de una cuenca carbonática gruesa, limitada por arrecifes, con extensas evaporitas durante el Cretácico Temprano; deposición de caliza de plataforma durante el Cretácico Tardío; deformación y sedimentación clástica gruesa acompañante a lo largo del borde sur durante un evento de sutura del Cretácico Tardío y Terciario temprano; acompañado por emplazamiento por cabalgamiento y deslizamiento de un complejo ofiolítico; y deposición en una variedad de ambientes sedimentarios predominantemente continentales durante el Terciario tardío (Láminas 4 y 5b). Fallamiento transcurrente ha afectado el borde sur durante el Neógeno; los movimientos anteriores sobre este sistema de falla de margen de placas son controversiales.

Aunque durante el siglo 19 aparecieron varios trabajos pioneros, el primer estudio profundo del área fue realizado por Sapper (1899), cuyos mayores hallazgos han soportado el análisis de casi un siglo de trabajo posterior. La publicación final de Sapper(1937) proporcionó un resumen completo de

conocimiento geológico hasta la Segunda Guerra Mundial, poco después de que los estudios geológicos se expandieran, originalmente en conexión con la búsqueda de depósitos minerales durante la guerra (Roberts e Irving, 1957). Durante los sesenta, los estudios geológicos fueron apoyados por una nueva serie de mapas topográficos excelentes y sistemas de carreteras improvisadas que marcaron el reciente crecimiento económico de las repúblicas de América Central. De los primeros de estos estudios más detallados, al enfatizar la realización de mapas geológicos a gran escala, fueron aquellos de McBirney (1963) y Walper (1960). Dos décadas de vigorosa investigación geológica produjeron numerosas disertaciones doctorales y tesis de maestrías (cuyos resultados están mayormente sin publicar) por estudiantes de la Universidad de Rice, Universidad del Estado de Lousiana, Universidad de Texas en Austin, la Universidad Estatal de Nueva York en Binghamton, Universidad de Dartmouth, Universidad de Texas en Arlington, Universidad A&M de Texas, Universidad de Pittsburgh. Estos estudios se basaron en mapas geológicos de cuadrángulos y estudios estructurales, paleontológicos, estratigráficos y petrológicos asociados.

Belice ha sido el objeto de estudios por Bateson y Hall (1971, 1977). La Universidad del Estado de Lousiana, Universidad de Idaho, la Escuela de Minas de Colorado, y la Universidad del Estado de Nueva York en Binghamton han contribuido con estudios sobre el Paleozoico de la Montañas Maya de Belice. El resto del país ha sido investigado mayormente durante perforaciones exploratorias de petróleo, cuyos resultados están mayormente sin publicar.

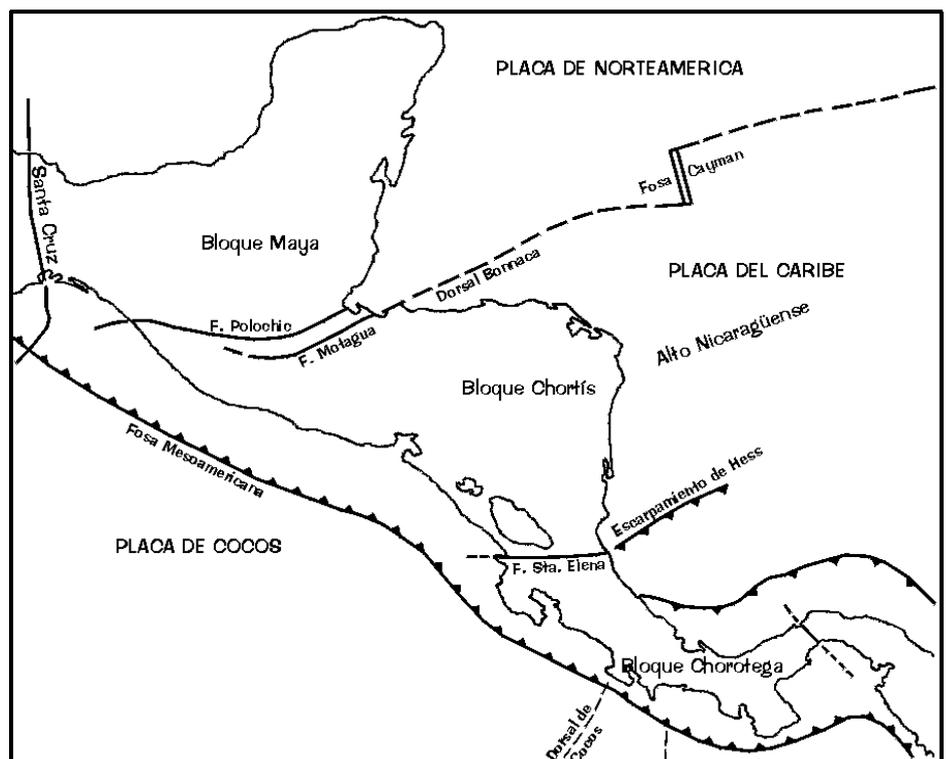


Figura 1. Mapa índice de Centro América Norte mostrando rasgos tectónicos regionales.

Varios estudios y resúmenes adicionales han sido aportados por Dengo (1967, 1968, 1969) y Dengo y Bohnenberger (1969). Un proyecto de campo de la Misión Geológica Alemana finalizó repentinamente en 1970, y muy pocos estudios del aparentemente fructífero proyecto se encuentran disponibles. Varios estudios

publicados por Bertrand y cooperadores (1975, 1980) de la Universidad de Génova.

Las mejores fuentes para información geológica del área son los excelentes trabajos en alemán y luego en inglés de Weyl (1961, 1980) en la serie "Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde". Algún material que apareció en la primera

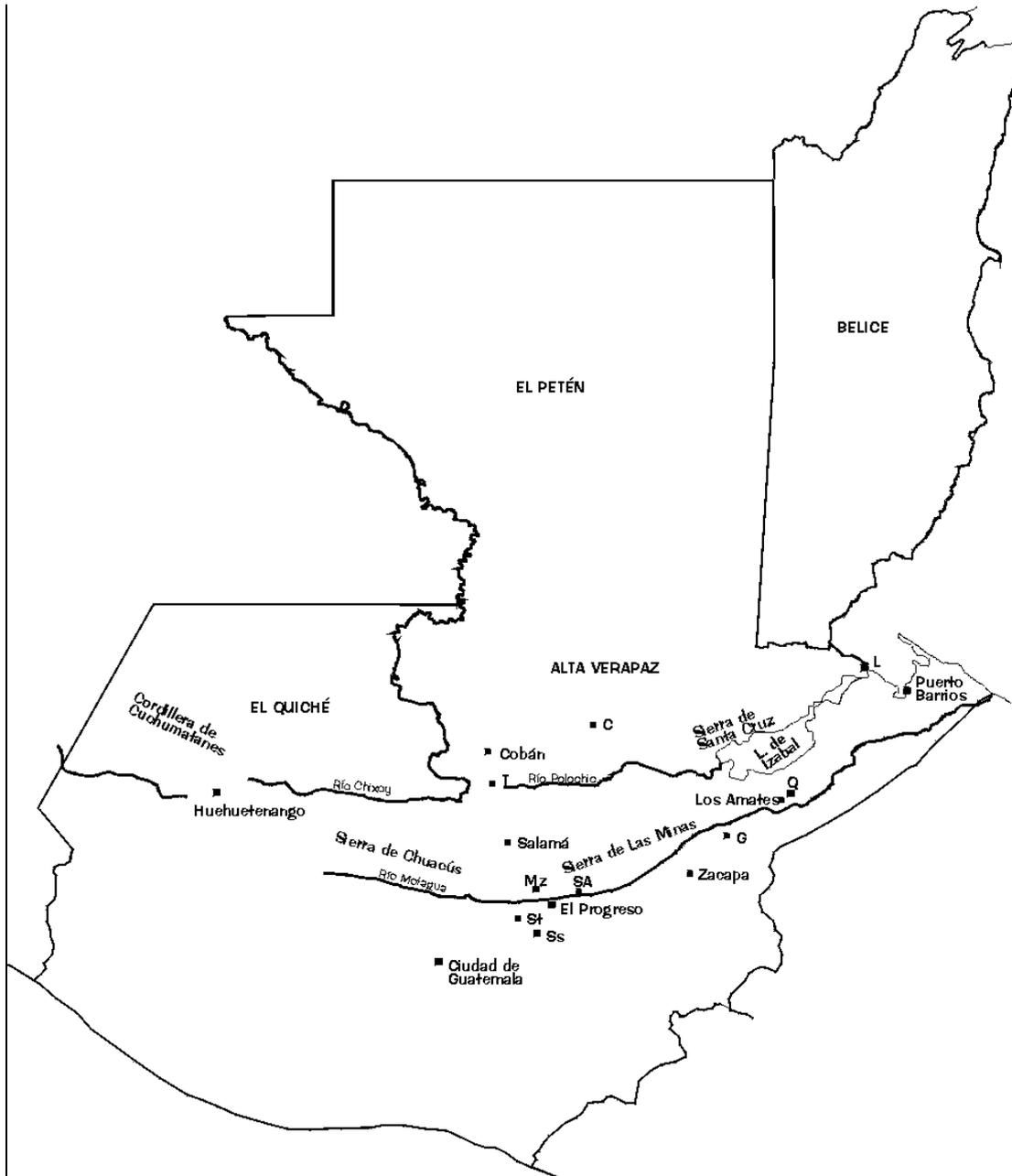


Figura 2. Mapa de Guatemala y Belice mostrando ríos principales, cadenas montañosas, y otros rasgos geológicos importantes. Poblaciones pequeñas se abrevian así: C = Cahabón, G = Gualán, L = Livingston, Mr = Morales, Mz = Morazán, Q = Quiriguá, St = Sanarate, Ss = Sansare, SA = San Agustín Acasaguastlán, T = Tactic

petrológicos relacionados al complejo ofiolítico han sido

edición se ha omitido en el posterior, por lo que es esencial hacer referencia a ambas ediciones.

UNIDADES MORFOTECTONICAS DEL BLOQUE MAYA DE GUATEMALA Y BELICE

El margen sur del Bloque Maya es el valle del Motagua y su extensión oeste está sepultada en el oeste de Guatemala (Fig. 2). Inmediatamente al Norte del margen Sur se encuentra una cadena de tendencia este-oeste que alcanza los 3000 m de elevación en varios lugares. La cadena está compuesta por rocas metamórficas del Paleozoico (?) y consiste en la Sierra de Chuacús al oeste, la Sierra de Las Minas en el este, y más al este, las Montañas del Mico, que están subyacidas por calizas del Pérmico y otras rocas sedimentarias.

Dentro y fuera de la zona Motagua a lo largo del borde sur del bloque y también algunas decenas de kilómetros al norte de esta zona, ocurren rocas ofiolíticas, incluyendo eclogitas y anfibolitas localmente extensas. Ocurrencias especialmente extensas se hallan en Morazán y Los Amates, y una gran ocurrencia se encuentra en el borde norte del bloque Chortís cerca de Sanarate. Cuerpos alóctonos mayores de esta roca comprenden la Sierra de Santa Cruz al norte del río Polochic, y un masivo similarmente grande de tendencia este-oeste entre Salamá y Tactic, al sur de este río.

Lo curvilíneo del valle Motagua ha llevado a la especulación de que marca una falla transcurrente principal. En efecto, a lo largo de la línea de la falla que activó en 1976 un terremoto, ocurren ciertos valles tributarios pequeños (Río Guastatoya, Río Managuá). Sin embargo, en general esta línea no coincide con lineaciones topográficas prominentes dentro o sobre las extensiones del valle. En la parte baja del valle Motagua, entre Quiriguá y Morales, se encuentra la depresión Bananeras, una cuenca rift de 30 por 10 km completamente llena de sedimento Cenozoico.

Cerca de 25 km al norte del valle Motagua, y extendiéndose al oeste dentro de México, se encuentra una serie de tres valles de ríos con extensiones de tendencia este-oeste que forman una proyección lineal única. De este a oeste se encuentran los ríos Polochic, Chixoy, y Cuilco; su rumbo marca la falla Polochic. En el extremo este de este valle se encuentra la depresión del Lago de Izabal, una depresión de 40 por 20 km similar a la depresión Bananeras. La falla transcurrente principal probablemente sigue el lado sur de este lago y se une con la zona de falla del Motagua cerca de Morales. El lado Norte del lago está marcado por una falla normal importante (Fig. 4).

Toda la unidad de tierras altas al Norte de la zona de falla Polochic está subyacida por pliegues abiertos orientados aproximadamente este-oeste. La roca

dominante está compuesta de calizas y dolomitas Cretácicas y exposiciones menores de rocas sedimentarias del Paleozoico, capas rojas del Jurásico, y grawacas del Cretácico Tardío - Terciario temprano. De este a oeste las unidades nombradas son: Sierra de Santa Cruz (subyacida por una ofiolita); la Sierra de Chamá, una serie de cerros elongados este-oeste; y la Cordillera de Los Cuchumatanes, un altiplano prominente de carbonatos mayor a los 3000 metros de altura.

Las Montañas Maya de Belice son un terreno elevado (90 por 50 km) subyacido por rocas sedimentarias del Paleozoico y un plutón granítico más antiguo. Esto está intuido por varios plutones más recientes.

Al norte de la Sierra de Chamá y Oeste de las Montañas Maya, la parte principal del Norte de Guatemala (El Petén, Norte de Alta Verapaz, y Norte de El Quiché) es una extensión elevada (100 a 200 m) relativamente plana de la plataforma Yucatán. Una extensión menor de tendencia este en el centro de El Petén se expresa como una serie de cerros de caliza con mucho desarrollo kárstico (Sierra de Lacandón, arco Libertad).

Dentro del bloque Maya existen varias rocas ígneas posteriores al Triásico, excepto ofiolitas alóctonas emplazadas al final del Cretácico y cuerpos ígneos menores en la Cordillera de los Cuchumatanes. No se encuentran los valles rift en echelón noreste-suroeste característicos del margen Norte del bloque Chortís. Tampoco existen extensiones propuestas de la geología y morfología del bloque Maya hacia el este para correlacionar con el Alto Cayman (Kesler y otros, 1974). El margen de la Cuenca Yucatán es uno pasivo tipo rift (Dillon y Vedder, 1973) de edad aparente Mesozoica, no establecida.

ROCAS METAMORFICAS PRE-CAMBRICAS Y PALEOZOICAS

Las rocas metamórficas más antiguas del bloque Maya afloran a lo largo del margen sur del bloque y como basamento en varios pozos en el Norte de Guatemala, la Península de Yucatán de México, y Belice Norte. Estas constituyen el **Grupo Chuacús** (McBirney, 1963) (Fig. 3), que forma una faja casi continua al Norte de la zona de sutura Motagua por una distancia de casi 350 km. En el este, esta serie ha sido estudiada por Bosc (1971), van den Boom (1972), Newcomb (1975), Johnson (1984), y Roper (1976, 1978). La Serie Chuacús original de McBirney incluía anfibolitas, muchas de las cuales son ahora atribuidas a la alóctona Formación El Tambor, que es una ofiolita Cretácica. El resto de la Chuacús es predominantemente esquisto micáceo y gneis, y unidades menores mapeables de mármol y capas delgadas de cuarcita y metavolcánicas.

Van den Boom (1972) resumió la Serie Chuacús en el área Salamá, incluyendo dentro de éste, algunas rocas aquí incluidas con el Grupo Santa Rosa del Paleozoico tardío. Él

concluyó que estas rocas representan una serie barroviaiana de rocas con metamorfismo incrementante, graduando de esquistos cloríticos a una roca granitizada. La idea actual es que su "esquisto clorítico" es una lutita del Pensilvaniano - Pérmico ligeramente metamorfoseada de la Formación Tactic, la roca granitizada es el granito Rabinal, y que en este terreno altamente fallado, dentro del propio Chuacús, no se pueden establecer los isógrados metamórficos.

En el área este (San Agustín a Los Amates) el Grupo Chuacús está menos metamorfoseado que en el área Salamá, donde originalmente lo describió McBirney. Aquí existen dos unidades ampliamente reconocibles y fácilmente separables. La **Formación San Agustín** (Bosc 1971), un metagranitoide milonitizado que generalmente es un augen gneis. En sus mayores niveles de deformación el augen feldspato ha sido alargado a listas delgadas y largas casi irreconocibles. Composicionalmente, la formación se divide en metagranitoides de composición homogénea y migmatitas de composiciones más variables. Se cree que la milonitización resultó del evento de sutura

en el Cretácico Tardío. En el plegamiento isoclinal se puede ver una historia anterior, pero el posterior virtualmente borró todos los elementos estructurales utilizables.

La **Formación Jones** (Newcomb, 1975) consiste predominantemente en esquistos micáceos. Dentro de esta formación ocurre el **Mármol San Lorenzo**, que por lo general es calcita pura con un contenido muy bajo de magnesio. No se distingue mineralógica y químicamente de otras capas delgadas de mármol dentro de la Formación Jones. Sin embargo, más hacia el este en el área Guatemala, Johnson (1984) halló dolomita dentro de este mármol. La Formación Jones es más sódica que lo típico para sedimentos clásticos (incluyendo grava) y evidentemente esta unidad de esquistos, mármol, y menos cuarcita incluye una alta proporción de material volcánico original. En una unidad de roca verde consistente en esquistos de composición basáltica, los valores relativamente bajos de TiO_2 y K_2O condujeron a Newcomb a interpretarles como basaltos y andesitas orogénicas.

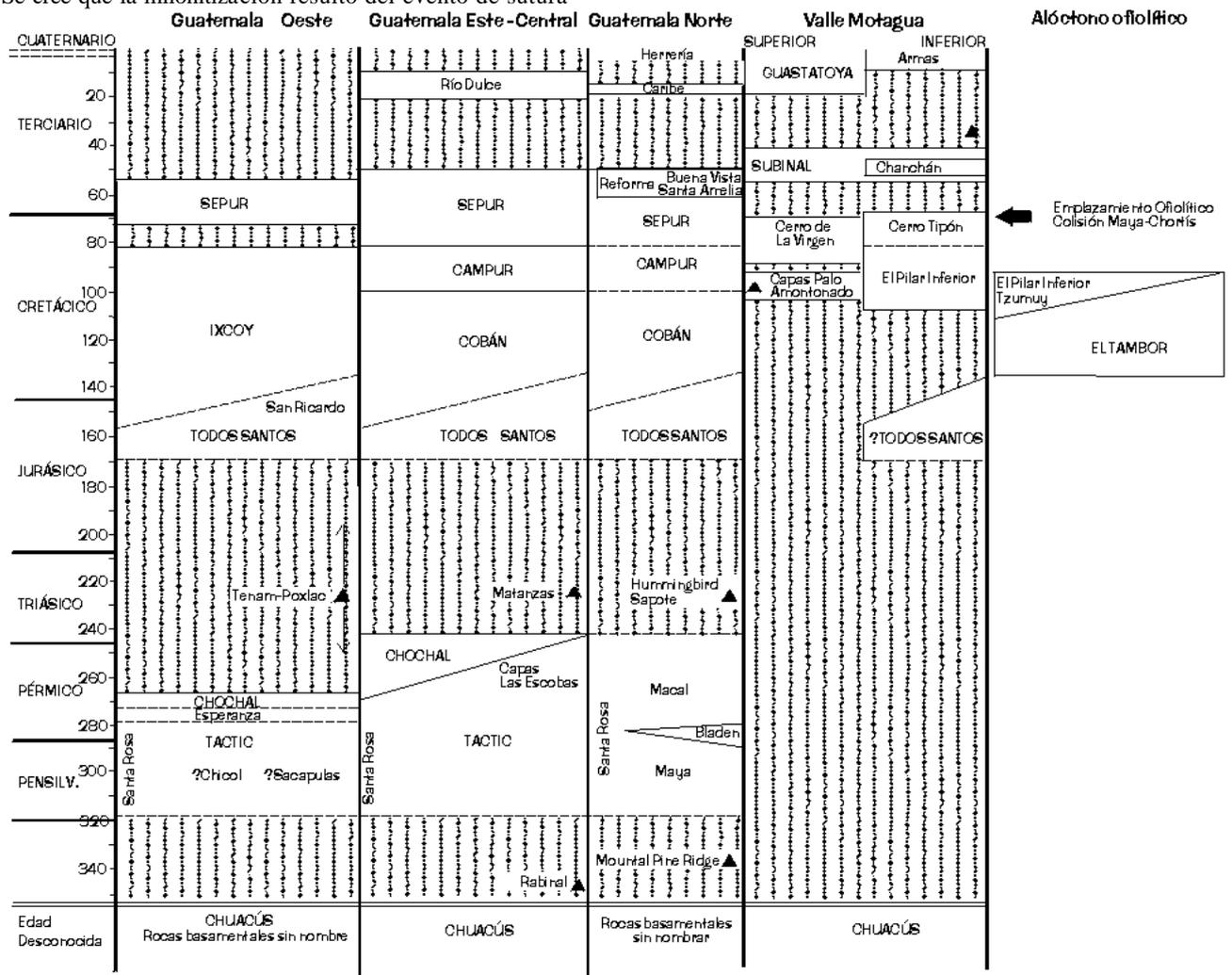


Figura 3. Secciones estratigráficas para el oeste, este – centro y norte de Guatemala, Belice y Valle del Motagua; el alóctono ofiolítico se indica también. Nótese que las líneas intermitentes indican duda acerca de los límites de edad. Los triángulos son intrusiones graníticas, de acuerdo a sus edades. Las Capas Las Escobas y Capas Palo Amontonado son nombres informales.

Newcomb (1975) sugirió que el Grupo Chuacús de McBirney (1963) y las Formaciones San Agustín, Jones, y San Lorenzo podrían no ser completamente correlativos. El mayor grado de metamorfismo en el área de McBirney alrededor de Salamá y el extenso fallamiento inverso del Cretácico Tardío del cinturón metamórfico hicieron tales relaciones tenues, aunque las litologías son similares.

La petrografía del Grupo Chuacús este ha sido

(1972), Bosc (1971), Newcomb (1975, 1978) y Johnson (1984). Los metasedimentos consistentes dominadamente en esquistos, incluyendo cuarcita y capas calcáreas, se metamorfizaron originalmente (edad desconocida) a grados tan altos como anfibolita inferior, y subsecuentemente se deformaron y metamorfosearon retrogresivamente durante el Cretácico Tardío. Las rocas metasedimentarias son dominadamente esquistos de cuarzo-muscovita-albita-clorita

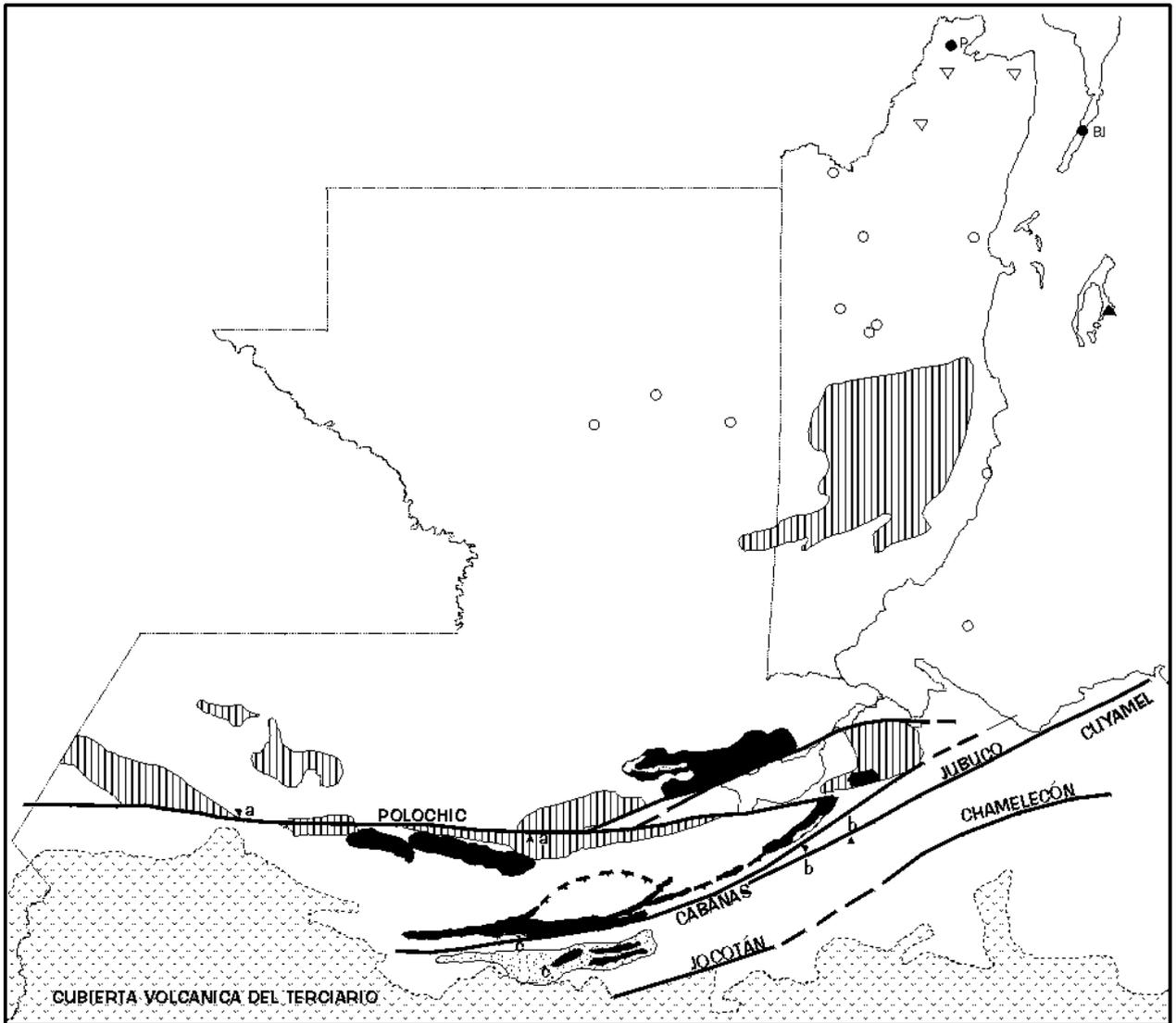


Figura 4. Mapa diagramático tectónico de Guatemala y Belice. La cubierta volcánica del Terciario se muestra con un patrón de v. Las ocurrencias principales de rocas del Paleozoico se muestran como líneas verticales. Las formas negras son alóctonos de serpentinita; el patrón punteado muestra ocurrencias principales de otras litologías ofiolíticas. Se nombran las principales fallas de rumbo del Neógeno; los triángulos muestran concordancia litológica así: a = 131 km de desplazamiento sinistral del Sistema de Falla Polochic, basado en anticlinorio Pérmico y drenajes de ríos desplazados (Burkart, 1978); b = un máximo de 20 km de desplazamiento sinistral de la Falla Jubuco basado en el río Morjá al lado sur y el abanico aluvial El Rico al lado norte (Müller, 1979; Johnson, 1984); c = desplazamiento muy pequeño del sistema de falla Motagua basado en anfibolita buzando al norte con menos eclogita (Lawrence, 1975; McBirney y otros, 1967; Donnelly, sin publicar). Algunas fallas normales e inversas se muestran con patrón dentado. Virtualmente todos los cuerpos de serpentinita ocurren a lo largo de fallas de esta variedad. Se muestran los pozos que hallaron rocas metamórficas como círculos rellenos (P = Pachacán; BJ = Basil mayormente descrita por McBirney (1963), van der Boom con albita esporádica y/o granate y cloritoide, sillimanita local

(solamente en el área de Río Hondo; Newcomb, 1975), estaurólita (solamente área Salamá, McBirney, 1963), y kianita. Existe mucha evidencia petrográfica y estructural para sugerir varios eventos, pero sólo se puede ser datar el último (Cretácico Tardío). La parte migmatítica de la Formación San Agustín podría ser un remanente especialmente grande de un evento metamórfico anterior.

La deformación del Cretácico Tardío produjo un metamorfismo retrogresivo y deformación extensos; las lineaciones y foliaciones muestran que la deformación fue un evento compresivo norte-sur (Bosc, 1971; Newcomb, 1975; Johnson, 1984). Rocas cataclásticas, algunas de las cuales se aproximan texturalmente a ultramilonita, se hallan ampliamente a lo largo de las exposiciones más sureñas de la Serie Chuacús, y más esporádicamente a través de la Sierra de Chuacús y Sierra de Las Minas. Kianita en el cuadrángulo El Chol (algo de la cual es suficientemente grande para ser explotado), puede estar relacionada con este evento.

En el oeste de Guatemala, rocas metamórficas similares han sido descritas por Anderson (1969), Kesler y otros (1970), y G. Dengo (1982). Kesler y otros (1970) correlacionaron estas rocas con el Grupo Chuacús, y sus descripciones parecen encajar la parte metasedimentaria de ese grupo. El Mármol Pucal parece ocupar una posición similar a la de la Formación San Lorenzo al este, pero los esquistos grafíticos hallados en esta formación no se hallan en el este. De las descripciones no queda claro que exista hacia el oeste un equivalente del metagranitoide Formación San Agustín. G. Dengo (1982) remarcó que las texturas de las rocas en el área oeste muestran una fuerte sobreimpresión de deformación posterior, incluyendo cizallamiento muy joven asociado con la zona de falla Polochic.

El protolito del Grupo Chuacús es bipartito. Se desconoce la edad de los metagranitoides y no existe manera para correlacionarlos con alguna de las rocas plutónicas del pre - Cretácico del bloque Maya. Las rocas metasedimentarias son similarmente indistinguibles. Es posible que todo o parte de esta subunidad sea equivalente al Grupo Santa Rosa del Pensilvaniano - Pérmico. Sin embargo, los metabasaltos en la Formación Jones no son similares a las riolitas de las volcánicas Bladen o las rocas verdes y dacitas de la Secuencia Providencia, las únicas unidades volcánicas bien conocidas dentro del grupo. Más aún, el alto contenido de sodio de la Formación Jones sugiere un componente volcánico significativo. Sin embargo, la Formación San Lorenzo, localmente dolomítica, tiene algún parecido con las calizas Pérmicas de la Formación Chóchal, incluyendo de que en muchos lugares son notablemente fértidos.

BASAMENTO METAMORFICO SUB-SUPERFICIAL

Basamento metamórfico se ha hallado en cuatro pozos en Yucatán y Belice. Yucatán 1 (López - Ramos, 1975) halló un esquisto cuarzo - clorítico cristobalítico varicolorado intuido (cuestionable) por una riolita, debajo de la Formación Todos Santos. Diferentes edades radiométricas se han dado para las rocas metaígneas (Dengo, 1969; Viniegra, 1971). Ninguno de estos datos se ha documentado. En Yucatán 4 (López - Ramos, 1975) fue hallada una cuarcita ligeramente metamorfoseada debajo de la Formación Todos Santos. En Basil Jones 1 (Fig. 4), se halló esquisto, filita, y lutita debajo de una gruesa secuencia de caliza y lutita Cretácica. En Pachacán 1 (Fig. 4) rocas metamórficas no especificadas se hallaron debajo de la Formación Todos Santos. En el caso de los últimos dos pozos, estas rocas metamórficas pueden estar en contacto con rocas sedimentarias del Paleozoico que rodean el cuerpo granítico en Belice. Las correlaciones de estas rocas metamórficas son inciertas.

ROCAS PALEOZOICAS, MESOZOICAS Y CENOZOICAS, Y MINERALIZACION ASOCIADA.

Cuerpos graníticos dispersos en el bloque Maya caen dentro de dos categorías de edad, pero la información disponible no es substancial y se debe ver con precaución. Algunas de las edades radiométricas publicadas fueron originalmente calculadas usando constantes de decaimiento.

Rocas graníticas pre-Cretácicas

El *Granito Rabinal* ha sido datado por el método plomo - uranio en circones extraídos (Gomberg y otros, 1968). La traza extrapolada de proporción isotópica interseca la línea de 1075 y 345 Ma. La primera podría ser la edad de circones heredados, y la segunda la edad de magmatismo y emplazamiento. McBirney (1963), ha descrito este granito como una etapa de serie anatóctica, migmatítica; van den Boom (1972) concluyó que este granito es el producto no magmático de la granitización de una arcosa. En la Sierra de Los Cuchumatanes, Marcus (1974) ha descrito el "granito antiguo" que es muy similar a, y posiblemente correlacionable con, el granito Rabinal.

Se sugiere una edad del Carbonífero temprano tanto para el Granito Rabinal como para el plutón de la Montaña Pine Ridge en Belice. En el segundo, varias muestras de roca de Bateson y Hall (1977) caen en una isocrona de casi 336 Ma. Aunque se ha asumido que este granito intruye rocas sedimentarias del Paleozoico, no existe aureola de contacto (Dawe, 1984), y muestras de sedimentos de ríos no contienen chistolita y andalusita hallados alrededor de otros granitos claramente más jóvenes en las Montañas Maya.

Se infiere magmatismo Triásico para los granitos Hummingbird y Sapote en Belice y el granito Matanzas en el este de Guatemala. Los granitos de Belice están rodeados por lutitas chistolíticas de la Serie Macal de edad Paleozoica.

Cuatro edades K/Ar en biotitas dadas por Bateson y Hall y un quinto dato sin publicar se hallan entre 226 y 237 Ma, o Triásico Tardío temprano. Edades similares se ven en dos de tres edades K/Ar de roca en el granito de la Montaña Pine Ridge, que tiene una edad Rb/Sr considerablemente más antigua. La falta de una aureola de contacto y la presencia de una amplia zona de alteración hidrotermal (Dawe, 1984), tanto en el granito como en las rocas sedimentarias del Paleozoico circundantes, (lo que resulta en abundante formación de turmalina y sericita) indican que la edad más joven representa aquí un recalentamiento y alteración simultánea con los granitos más jóvenes.

El granito Matanzas del Este de Guatemala ha dado una edad Rb/Sr de 227 Ma con base a separados de microclina y plagioclasa de roca completa; sin embargo, muscovita y biotita dan resultados discrepantes (P. Pushkar, datos sin publicar). J. Sutter (comunicación personal, 1984) halló edades más jóvenes para la biotita (161 Ma). Aparentemente el granito ha sufrido modificación termal posterior, y se incluye dudosamente aquí con los granitos Belice. Otra indicación de evento termal del Triásico es la edad de Sutter (no publicada) de 238 Ma (Ar 39/40 en hornblenda) de una anfibolita dentro de la Serie Chuacús.

Estos pocos datos radiométricos del pre - Cretácico entran dentro de intervalos del Triásico (Ladiniano - Carniano) y Mississippico (Viseano). Estas edades no tienen relación con edades radiométricas conocidas del bloque Chortís.

En el oeste de Guatemala, se presume que varios cuerpos de granito pobremente expuestos, el mayor de ellos expuesto a lo largo de 14 km del curso de un río, son del post - Paleozoico, pre - Jurásico (Anderson y otros, 1973). Cuerpos pequeños de granito cerca de la zona de falla Polochic son post - Paleozoico y pre - Terciario (Anderson, 1969).

Marcus (1974) ha descrito varias rocas graníticas y otras intrusivas de aparente edad pre - Cretácica en el oeste de las Montañas de Los Cuchumatanes. Los granitos Tenam-Poxlac están deformados y se consideran del post - Paleozoico y pre - Jurásico. Litke (1975) reportó una edad única K/Ar de 196 Ma para este granito. Granitos micrográficos no deformados son de edad desconocida pero en parte parecen intruir los granitos Tenam-Poxlac. Un pequeño complejo de gabros alcalinos de alto Ti y sienitas intruyen similarmente rocas del Paleozoico.

Rocas graníticas del Valle Motagua

Una serie de plutones graníticos dentro del valle Motagua se encuentra desde inmediatamente el norte de la Ciudad de Guatemala hacia el este cerca de Zacapa.

Estos plutones intruyen rocas metamórficas. Ritchie y McDowell (1979) reportaron edad K/Ar de 95 y 104 Ma en el plutón del extremo oeste.

Clemons y Long (1971) intentaron datar el plutón de Chiquimula, pero no llegaron a una edad única. Algunos granitos son evidentemente del Paleozoico y pueden corresponder a granitoides intrusivos dentro de la serie metamórfica Las Ovejas del bloque Chortís. Menos granitoides silíceos caen dentro de una isocrona Rb/Sr de 50 Ma.

Varios plutones más pequeños ocurren cerca de El Progreso, Zacapa (y probablemente parte del plutón de Chiquimula), y sudeste de Los Amates. Este último (Buena Vista) tiene algunas afinidades alcalinas (Müller, 1979). J. Sutter (comunicación personal, 1984) obtuvo datos Ar 39/40 para estos tres cuerpos y halló una notable relación entre ellos: 34.7 34.9, y 35.0 Ma. Un cuerpo granítico en San Pedro Sula, Honduras, yace a lo largo de la traza formada por estos cuerpos; éste ha sido datado por Horne y otros (1976b) en 35.9 Ma.

Mineralización post - Cretácico Temprano

Varias ocurrencias de mineralización a lo largo del bloque Maya indican que la actividad magmática puede ser más extensa que las ocurrencias de rocas ígneas. Kesler y Ascarrunz K. (1973) resumió ocurrencias de mineralizaciones plomo-zinc en un cinturón de 160 km alargándose desde Los Cuchumatanes hasta Cobán. Estos depósitos ocurren en reemplazamientos en carbonatos tanto del Pérmico como del Cretácico Temprano, y varios ocurren muy cerca de la zona de falla Polochic. Collins y Kesler (1969) describieron un depósito de tungsteno - antimonio en rocas Pérmicas cerca de la zona de falla.

ROCAS SEDIMENTARIAS DEL PALEOZOICO TARDIO

Existen dos unidades de rocas sedimentarias principales del Paleozoico Tardío en el bloque Maya (Fig. 3), una unidad clástica inferior, llamada Grupo Santa Rosa, y una caliza superior llamada Caliza Chóchal.

Las rocas sedimentarias clásticas del Paleozoico tardío del bloque Maya generalmente se conocen como Grupo Santa Rosa. La nomenclatura de esta serie ha sido controversial. Dollfus y de Montserrat (1868) introdujeron el término para lo que consideraron eran las rocas sedimentarias más antiguas sobreyacentes a rocas metamórficas de Guatemala central. En el sentido original, el término incluía tres series de roca: una secuencia clástica antigua, calizas, y areniscas y conglomerados jóvenes. Dollfus y de Montserrat pensaron que la edad de estas tres unidades era del Triásico con base al supuesto parecido litológico a rocas europeas, pero la edad Paleozoica de la parte inferior de la secuencia fue reconocida por Sapper (1899), quien dividió la parte

Paleozoica de la secuencia en una unidad clástica subyacente "Santa Rosa Schichten" y una sobreyacente "Karbonkalke". Como lo resume Bohnenberger (1966), generalmente autores posteriores usaron el término "Santa Rosa" para la secuencia clástica inferior, que está sobreyacida por la Caliza Chóchal del Pérmico y la Formación Todos Santos del Jurásico al Cretácico. Este es el uso que se le da en este documento.

Un uso diferente se presentó en otro documento (Clemons y otros, 1974), donde se sugiere que la Caliza Chóchal y una unidad litológicamente intermedia, la Formación Esperanza, se deberían incluir en el Grupo Santa Rosa. Esto se hizo debido a un cambio de facies hacia el norte en la Caliza Chóchal a lutita, removiendo localmente el contraste litológico con la subyacente Lutita Tactic. Sin embargo, la Chóchal en la mayoría de lugares es una caliza; también, una discordancia angular que separa la Caliza Chóchal y los subyacentes depósitos clásticos en el este de Guatemala refuerza la posibilidad de excluirle del Grupo Santa Rosa.

Una parte del problema nomenclatural del término Santa Rosa es la localización de la localidad tipo sobre una formación ahora reconocida como del Mesozoico (Finca Santa Rosa en Baja Verapaz). Vinson (1962) hizo la sugerencia inusual que otro lugar del oeste guatemalteco, llamado "Santa Rosa" podría proveer una localidad tipo menos ambigua, debido a que se localiza sobre la serie Paleozoica. Esta sugerencia no ha sido seguida. El uso actual se refiere a una secuencia clástica que ocurre en parte a algunos kilómetros al Norte de la localidad original; no se reconoce ninguna sección tipo.

Grupo Santa Rosa

Las áreas más extensas de afloramiento del grupo son (1) en el oeste de Guatemala y Chiapas, extendiéndose hacia el este en un cinturón que se angosta hacia la costa caribeña de Guatemala, y (2) en las Montañas Maya de Belice, incluyendo ocurrencias subsuperficiales en pozos exploratorios de Belice y Norte de Guatemala (Fig. 4). Existen dos series litológicas mayores en este grupo: areniscas y conglomerados en la parte baja, graduando a lutitas en la superior. Material carbonático ocurre en cantidades menores, y algunas capas en las lutitas superiores son calcáreas. Unidades volcánicas son localmente gruesas en Belice y también ocurren en el oeste de Guatemala.

En la Cordillera de Los Cuchumatanes y la zona de falla Polochic del oeste de Guatemala, el Grupo Santa Rosa se ha dividido en tres unidades. La parte más baja de la secuencia consiste en unidades predominantemente conglomeráticas: el Conglomerado Chicol (Anderson, 1969), la Formación Sacapulas (Bohnenberger, 1966; Forth, 1971) y las Secuencias Cantel y Providencia (Litke,

1975). La suprayacente Lutita Tactic gradúa hacia arriba en la Formación Esperanza del Pérmico (Wolfcampaniano), que luego pasa a la Caliza Chóchal (Anderson y otros, 1973). La Formación Esperanza es litológicamente intermedia entre las Formaciones Tactic y Caliza Chóchal y no se reconoce en el este de Guatemala, donde el contacto entre estas formaciones es mucho más abrupto.

Unidades del Grupo Santa Rosa más antiguas

La **Formación Chicol** (300 a 1200 m) es una secuencia de arenisca y conglomerado pobremente expuesta y muy deformada. Las capas de grano más fino son varicoloradas, variando de rojo a gris y negro. Los conglomerados contienen un arreglo colorido de clastos de caliza y cuarcita. Partes de la sección son calcáreas, pero únicamente se han hallado columnas crinoidales en las calizas. Anderson (1969) reportó que la parte superior pobremente expuesta contiene "varias decenas o quizás algunas cientos de metros" de unidades volcánicas, que consisten en capas tobáceas con plagioclasa.

La **Formación Sacapulas** (800 a 1200 m) fue descrita mayormente por Forth (1971) en afloramientos 40 km al este de las Capas Chicol. Litológicamente es similar a la Chicol pero contiene unidades de caliza cerca del tope. La unidad también contiene capas tobáceas altamente alteradas.

La **Secuencia Providencia** (espesor desconocido; Litke, 1975) ocurre cerca de Barillas y consiste en rocas verdes alteradas y rocas volcánicas sobreyacidas por conglomerados gruesos, que a la vez son sobreyacidos por Lutita Tactic. La secuencia Cantel (mayor a 100 m; Litke, 1975) también ocurre en el cuadrángulo Barillas y consiste en 100 m de conglomerado, areniscas, lutitas, y limolitas radiolariosas en capas delgadas. Esta secuencia también contiene algo de vidrio volcánico. Estas unidades clásticas gruesas más antiguas están pobremente expuestas y no contienen fósiles estratigráficamente utilizables.

Las edades pre - Tactic de las secuencias Providencia y Cantel se establecen por sobreposición y por ocurrencia de debris Cantel dentro de las Lutitas Tactic. Por otro lado, las Formaciones Chicol y Sacapulas están ligadas por fallas y no contienen criterios directos para una asignación de edad.

Cerca de Senahú en el este de Guatemala, Bonis (1967) halló pequeñas ocurrencias de capas rojas y conglomerados, algunas aparentemente interstratificados con rocas carbonáticas, lo que consideró como parte del Grupo Santa Rosa.

Lutita Tactic

En el este de Guatemala (área Cobán), la sección Paleozoica consiste en 500 m de Lutita Tactic subyaciendo 700 m de Caliza Chóchal; existe una transición casi bien

marcada entre las dos (Walper, 1960). Cerca de Huehuetenango es por lo menos de 800 m de espesor. Consiste en una unidad lutítica oscura con algunas capas calcáreas cerca del tope. El nombre fue introducido por Walper (1960), quien rechazó el término "Santa Rosa" para cualquier parte de la secuencia. La lutita por lo general no es fosilífera, pero intercapas calcáreas cerca de Cobán han rendido foraminíferos (ver abajo).

En las Montañas Maya de Belice, toda la sección del Paleozoico fue dividida por Dixon (1956) en la subyacente Serie Maya de rocas clásticas gruesas y la sobreyacente Serie Macal de lutitas y con calizas locales. Dixon consideró a la Maya más deformada que la Macal, y concluyó que una disconformidad importante les dividía. A través de estudios en esta área por Kesler y otros (1971) y por Bateson y Hall (1977) se mostró que las dos unidades son conformables y que fueron simultáneamente deformadas. Sin embargo, existen aún algunas confusiones y la existencia de lutitas metamorfoseadas ha llevado a varios autores a diferenciar entre una serie metamórfica Paleozoica y la serie Santa Rosa (Bonis y otros, 1970). Sin embargo, el metamorfismo resulta de los efectos de contacto alrededor de plutones graníticos del Triásico.

El estudio más completo de estas rocas sedimentarias es de Nelson (1984), quien demostró que las dos series en el Noroeste de las Montañas Maya son de 3000 m de espesor, cada una. La parte inferior (la Maya de Dixon) es arenosa con conglomerados de cuarcita - arcilla conspicuos, y la parte superior (Macal) es predominantemente lutita, capas delgadas de caliza se pueden hallar cerca del límite inferior.

Nelson reportó varias trazas de dirección de paleocorriente; estas incluyen laminación cruzada ripple, estratificación cruzada a gran escala, marcas ripple asimétricas, marcas scour, y lineaciones parting-step. Cuando Nelson corrigió el buzamiento y cabeceo del pliegue, halló que las paleocorrientes son generalmente hacia el oeste-noroeste. El ambiente de deposición que se infiere es un levantamiento continental con abanicos submarinos progradantes. También se infiere que la proveniencia material es un terreno metamórfico más antiguo; no existe evidencia de un arco volcánico. Las calizas delgadas, sin embargo, tienen granos de plagioclasa, indicativas de actividad magmática.

Una unidad de caliza pobremente expuesta en el centro de las Montañas Maya fue descrita por Bateson y Hall (1977). Estas calizas son de varios metros de espesor y contienen crinoides; fusulínidos indican una edad Pérmica. Intercapas de lutita sugieren que estratigráficamente esta unidad es parte de la Macal superior.

En el este de Guatemala, cerca de Puerto Barrios, debajo de la Caliza Chóchal ocurre una sección limitada

pero significativa de areniscas con poco contenido de caliza y debrís carbonático local. Estas capas, que no han sido descritas anteriormente, se llaman informalmente *Capas Las Escobas*, por su exposición en el río de ese nombre. Estas son de algunos metros de espesor y contienen abundantes braquiópodos, madera carbonizada, y briozoos fenestélidos. Capas delgadas de caliza contienen pocos fusulínidos pero son ricas en otros foraminíferos. Una discontinuidad angular de casi 30 grados separa esta unidad de la sobreyacente Caliza Chóchal. Litológicamente, esta sección es muy similar a la facies vista en Belice y poco diferentes a las litologías Tactic vistas más hacia el oeste en Guatemala. La discordancia angular muestra un evento deformacional del Pérmico Temprano.

Recientemente, en las Montañas Maya, fue descrita por Druecker (1978) una serie volcánica gruesa llamada *Formación Bladen*. Esta secuencia es de 1500 a 1800 m en espesor y consiste en flujos gruesos de riolita y dacita, tobas de flujos de ceniza, y brechas tobáceas. La unidad está moderadamente deformada a gran escala, pero altamente deformada a pequeña escala, con plegamiento isoclinal local.

La edad del Grupo Santa Rosa se establece a partir de una combinación de datos paleontológicos y radiométricos en Belice. Datos Rb/Sr de las rocas volcánicas Bladen (Bateson y Hall, 1977) muestran cuatro puntos casi alineados a lo largo de una isocrona en 285 Ma (límite Pensilvaniano - Pérmico), con un quinto punto no alineado. Datos de braquiópodos de la inferior Macal sugieren una edad del Pensilvaniano. Fusulínidos, posiblemente más arriba de la sección, son del Pérmico (Leonardiano, Ross 1962). Aún más arriba en la sección se ha hallado el goniatite *Perrinites hilli* del Leonardiano.

En las Montañas Maya noroeste, tobas riolíticas, que evidentemente son correlativas con las rocas volcánicas Bladen, ocurren a casi el mismo nivel que las capas con braquiópodos. Así la Serie Macal es predominantemente del Pérmico, posiblemente Pensilvaniano en la base, y la subyacente Serie Maya no está datada. Debido a que las rocas sedimentarias en el área de la Montaña Pine Ridge, evidentemente fueron depositados después del emplazamiento del gran plutón granítico con una edad Rb/Sr de casi 340 Ma, la Serie Maya está entre el Pensilvaniano.

En el este de Guatemala, las Capas Las Escobas han dado fusulínidos (*Schubertella* y *Eoverbeekina*) y otros foraminíferos (*Hemigordius*, *Globivalvulina*, *Ammodiscus*, y *Tetrataxis*) que indican una edad Pérmica Temprana (Wolfcampiano) (M. Nestell, det.).

Cerca de Cobán, la Lutita Tactic contiene en su parte superior fusulínidos del Leonardiano (Kling, 1960; Ross, 1979).

En Chiapas, el Grupo Santa Rosa ocurre en dos series (López - Ramos, 1981). La unidad inferior está más metamorfoseada y consiste en filita, lutita, y marga. Un hallazgo único de un fósil Pensilvaniano establece la edad,

aunque Hernandez García (1973) creyó que su mayor grado metamórfico indicaba una edad más antigua. La superior Santa Rosa consiste en arena y lutita interestratificada con caliza. Los mismos fusulínidos del Pérmico Temprano (*Eoverbeekina americana*) se hallan en las secciones mexicanas así como la Lutita Tactic cerca de Cobán (Kling, 1960). Otra unidad de Chiapas, la Formación Gruperá, es posiblemente equivalente a la Formación Esperanza transicional de Guatemala.

Caliza Chóchal

La Caliza Chóchal fue nombrada por Roberts e Irving (1957), quien describió una sección de casi 200 m en el oeste de Guatemala y estimó un espesor total de casi 600 m. Sapper (1899) había anteriormente llamado a esta unidad "karbonkalke".

Walper (1960) reportó al menos 640 m de Caliza Chóchal cerca de Purulhá, en el este - centro de Guatemala. La litología es casi exclusivamente caliza y dolomita fétida y menos capas de lutitas. El contacto cerca de Cobán con la subyacente Tactic está marcado, aunque hacia el oeste es más gradual (intercalando Formación Esperanza). Evidentemente Kling (1960) y Walper (1960) midieron la misma sección casi al mismo tiempo; sin embargo, sus descripciones y estimados de espesor difieren. La facies Chóchal ha sido descrita como tras arrecifales por Kling. Bonis (1967) describió rocas similares cerca de Senahú, 20 km al este de la sección estudiada por Kling y por Walper.

En el oeste de Guatemala, Anderson y otros (1973) describieron entre 600 y 1000 m de Caliza Chóchal y series de limolita, arenisca, caliza y dolomita interestratificados (el *Miembro Tuilán*) en la parte superior de la sección. La ocurrencia del goniatite *Perrinites cf hilli* sugiere una correlación con la parte superior de la Macal en Belice.

En el extremo este de Guatemala la Caliza Chóchal es amplia pero poco estudiada; forma una gran parte de las Montañas del Mico.

La edad de la Chóchal ha sido dada por Kling como Wolfcampaniano a Leonardiano en el oeste de Guatemala y Leonardiano a posible Guadalupano en el este. Ross (1979) colocó las ocurrencias Cobán de Chóchal en el Leonardiano tardío a Guadalupano. Los equivalentes de la litología mexicana son las Calizas Vainilla y Paso Hondo de Chiapas, que son de más de 660 m de espesor (López - Ramos, 1981). Estas calizas abarcan el Wolfcampaniano tardío a Leonardiano.

ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS DEL MESOZOICO MEDIO

Se desconoce la historia estratigráfica entre el Pérmico medio y Jurásico para el bloque Maya, debido a

que la mayoría del área probablemente estuvo emergida durante este tiempo. Las cuencas salinas de México y Golfo de México (Viniegra, 1971) probablemente llegaron a la existencia durante el Triásico, pero no existen rocas sedimentarias establecidas de esta edad en el bloque Maya. Iniciando en el Jurásico Tardío, se acumuló una secuencia de capas rojas (Formación Todos Santos). Esta es conglomerática cerca de la base, pero consiste predominantemente en capas rojas y, especialmente hacia el tope, incluye lutitas grises y verdes, calizas y yeso. El contacto inferior, donde se expone, es invariablemente una discordancia bien marcada. Cuando las unidades superiores son carbonatos, el contacto comúnmente es gradual.

Sapper (1899) nombró a esta unidad "Todos Santos Schichten" pero no designó una sección tipo. Richards (1963) describió una sección tipo cerca de Todos Santos Cuchumatanes en el oeste de Guatemala, y delineó una unidad más joven, la **Formación San Ricardo**, que contiene una subunidad distintiva de caliza. Esta unidad más joven es litológicamente variable y no se puede mapear sobre un área extensa; consecuentemente el nombre no es muy usado en Guatemala. La práctica estratigráfica actual es en usar el nombre "Todos Santos" para todas las rocas clásticas entre las calizas del Pérmico y las dolomitas Cretácicas.

El espesor de la Formación Todos Santos es muy variable. La sección tipo de Richards, (incluyendo San Ricardo) es de casi 1250 m de espesor; espesores similares se ven al noroeste (Chiapas) y al sudeste (cerca de Cobán). En el área Norte (El Petén, Yucatán, Belice), los espesores comúnmente son de algunos metros a decenas de metros (localmente 100 m o más). Sin embargo, el espesor no disminuye hacia el norte y noreste en una forma simple; en el noroeste de Guatemala el espesor disminuye a virtualmente cero sobre el levantamiento Poxlac al nordeste de Todos Santos, y se engruesa a varios cientos de metros aún más al nordeste (Anderson y otros, 1973).

Esporádicamente ocurren calizas y evaporitas cerca del tope de la formación en Guatemala. La caliza Ventosa de la Formación San Ricardo (Richards, 1963) es casi de 50 m en espesor pero no cuenta con fósiles estratigráficamente utilizables. Comúnmente se encuentra asociado yeso con los afloramientos de la Todos Santos en el noroeste de Guatemala (Forth, 1971). En la subsuperficie de la región Petén y Belice, se ha hallado anhidrita. De acuerdo a Viniegra (1971), la Todos Santos penetra en Guatemala por una vasta cuenca salina localizada mayormente en México; sin embargo la extensión de la sal en territorio guatemalteco, se limita en el extremo noroeste de este país. Viniegra también mostró la existencia de una faja de anhidrita entre la sal y las capas rojas en el borde este de la cuenca salina.

La edad de la Todos Santos se conoce mayormente a partir de información paleontológica de intercapas marinas en México. Las capas contienen amonites del Jurásico, y se ha hallado una fauna del Cretácico Temprano cerca del tope

(Viniestra, 1971). Blair (1981) reportó una flora palinomorfa del Cretácico Temprano (Berriasiano) en Chiapas.

La deposición de la unidad Todos Santos refleja el desarrollo de horsts y grabens durante la separación del Jurásico de norte y sur América. El espesor y facies gruesas en el oeste de Guatemala sugieren que el margen sur del Bloque Maya pudo haberse cerrado a una zona de fallamiento principal, mientras que las facies más finas y delgadas en el Norte de Guatemala indican deposición de sedimentos aluviales como una serie de depósitos en abanico que se unen sobre una superficie relativamente madura.

Los depósitos clásticos del Grupo Honduras del sur de Guatemala y parte de Honduras contrastan en apariencia con la Todos Santos del centro de Guatemala, en que comúnmente son muy arcósicos; las areniscas del oeste del Bloque Chortís son arenas de cuarzo limpio y cementadas de rojo que ocurren en al menos dos localidades inmediatamente debajo de las localidades fosilíferas del Albiano. Areniscas similares en el sudeste de Guatemala están interestratificadas con calizas del Aptiano, sugiriendo allí una edad más joven para el Grupo Honduras.

CALIZAS Y DOLOMITAS CRETÁICAS

En 1899 Sapper mapeó dos unidades carbonáticas en el departamento de Alta Verapaz (Fig. 2), nombrándolas (sin definir secciones tipo) "Cobankalke" y "Rudistenkalke". Vinson (1962) designó una sección tipo para la Formación Cobán y definió la Formación Campur. La división de Sapper y Vinson de la sección Cretácica de dolomita gruesa sobreyacida por caliza delgada ha prevalecido en el este y norte de Guatemala y Belice. Sin embargo, en el oeste de Guatemala la distinción litológica comúnmente es más difícil. Por esta razón, Termer (1932) introdujo el nombre Formación Ixcoy para una sección carbonática en el oeste de Guatemala cuya relación con las dos unidades de Sapper era incierta. Anderson y otros (1973) continuaron con el uso de Termer en el oeste de Guatemala.

Otros usos recientes de estos nombres han variado. Walper (1960) aplicó el nombre de Ixcoy para la parte inferior de la sección carbonática en Cobán, y restringió el nombre Cobán para la parte superior, con una unidad "distintiva" de estratos delgados que los separaba. La Ixcoy de Walper es predominantemente dolomita y su sobreyacente Cobán predominantemente caliza. Este uso de la Ixcoy no es aceptable; Termer había sugerido el término para incluir toda la sección carbonática. Vinson (1962), quien trabajó al mismo tiempo que Walper pero con quien parece no haberse comunicado, se refirió a estas rocas diferentemente. Él relegó la sección dolomítica inferior a la Formación Cobán, y llamó la caliza superior como Caliza

Campur. Sin embargo, él no discute el contacto entre las dos unidades más que llamarlo gradual.

Un estudio más reciente de este intervalo en Guatemala es el de Paulsen y Koch (1980) en el sur de Alta Verapaz. Sus resultados refuerzan el contraste aparentemente litológico entre las dos unidades, pero su estratigrafía no está de acuerdo con la de Vinson u otros autores contemporáneos. Su Cobán se divide en una unidad inferior (predominantemente de dolomita) y una unidad superior predominantemente caliza delgada con menos dolomita. Ellos definen la base de la Campur en el punto más bajo donde se notan primero debris de rudistas. Esto no es fácilmente reconocible, y el límite formacional de Paulsen y Koch es errático. Vinson ha colocado el contacto en un quiebre litológico mayor, que es preferible al contacto de Paulsen y Koch. Los suscritos se refieren al "Cobán Inferior" de Paulsen y Koch como Cobán y su "Cobán Superior" como Campur, reconociendo que el contacto entre las dos unidades es variablemente gradual.

Dengo (1983) usó el término *Grupo Ixcoy* para incluir las Formaciones Cobán y Campur a lo largo de la frontera mexicano-guatemalteca. El uso de Dengo de la Ixcoy como un nombre de grupo para la combinación de Cobán y Campur es una continuación práctica del nombre de Termer donde las dos formaciones no pueden ser distinguidas.

Aunque en algunos lugares la Cobán se depositó directamente sobre roca basamental o sobre la sección Pérmica, más comúnmente sobreyace la Todos Santos. El cambio de facies de arenas y conglomerados predominantemente continentales a carbonatos dolomíticos es gradual y corresponde a un intervalo evaporítico. El contacto basal es probablemente diacrónico, transgrediendo desde el noroeste al sudeste. Bishop (1980) presentó una amplia discusión de esta transición. En Chiapas, López - Ramos (1981) indicó un hiatus en la base del correlativo mexicano a la Cobán.

La *Formación Cobán* es una caliza dolomítica masiva altamente recristalizada, como se ve en afloramiento a lo largo del margen sur del Bloque Maya. Brechas intraformacionales son comunes; éstas son predominantemente dolomíticas pero contienen calizas silíceas, y escasas lutitas y limolitas. Secciones de calizas delgadas de decenas de metros en espesor con poca dolomita ocurren cerca del tope de la Cobán. Brechas de solución evaporíticas son comunes (Blount y Moore, 1969), y hay varias ocurrencias de yeso secundario cerca de los afloramientos de esta unidad. Se ha hallado anhidrita en pozos exploratorios y se vuelve más común hacia el norte; también se ha hallado sal, pero su edad estratigráfica puede ser del Jurásico o más antiguo.

La *Formación Campur* es una caliza de grano fino con debris de rudistas localmente abundantes. Otras litologías (dolomita, lutita, limolita, brecha de caliza, conglomerado) son menores. El límite inferior es el contacto litológico entre dolomitas predominantemente masivas, abajo, y calizas delgadas de grano fino, arriba. En los pozos perforados en el distrito

Petén, se halla algo de anhidrita en esta unidad, pero más lejos que en Cobán.

La mayoría del espesor de la sección carbonática Cretácica en Guatemala está dentro de la Cobán. Los espesores son difíciles de estimar por varias razones: (1) en muchas secciones la base no se ve; (2) el contacto Cobán-Campur a menudo no se distingue; (3) la Cobán es predominantemente una dolomita monótona, altamente recristalizada con algunas marcas de zonas paleontológicas; y (4) complicaciones estructurales locales (incluso el ángulo de buzamiento) comúnmente no son aparentes. Donde se puede estimar el espesor, la Cobán varía desde casi 1,500 a cerca de 2,000 m de espesor en afloramiento. Espesores subsuperficiales varían de algunos cientos de metros en Belice central a casi 3 km en el norte de El Petén. En la subsuperficie, es común la anhidrita, y en secciones más gruesas, que ocurren en el oeste del distrito petenero de Guatemala, existe sal (posiblemente del Jurásico). La Formación Campur es de 800 m de espesor en su área tipo pero se adelgaza hacia el sur.

Estratigráficamente son muy raros fósiles útiles dentro de la Cobán. Un horizonte de *Orbitolina* del Albiano se reconoce en muchos pozos perforados y se ha hallado en afloramiento (Walper, 1960); no se ha establecido si es correlativo con el prominente horizonte de *Orbitolina* visto en la base de la Caliza Atima en el bloque Chortís.

La Campur fue datada originalmente por Vinson como Coniaciano a Campaniano. Wilson (1974) señaló que la ocurrencia de *Globotruncana calcarata*, una forma característica del Campaniano, sugiere que esta formación tiene mayores posibilidades a ser más joven que más antigua. Paulsen y Koch (1980) extendieron el rango desde Cenomaniano a Maestrichtiano; la mayoría de sus edades caen dentro de la parte más antigua (Cenomaniano - Turoniano) de este intervalo.

Correlativos de las Formaciones Cobán y Campur se extienden en el Sur de México, y la información bioestratigráfica de afloramientos superficiales y subsuperficiales en Chiapas es mayor a la de Guatemala. Capas de esta edad son especialmente importantes en el sur de México como reservorios para algunos de los pozos petroleros de mayor producción del hemisferio. La sección correlativa de la Cobán en México se subdivide en la inferior (Chinameca) y superior (Sierra Madre). Sin embargo, la Chinameca del Tironiano a Neocomaniano, se puede correlacionar en parte con unidades calcáreas localmente prominentes halladas en el tope de la San Ricardo, dejando la Sierra Madre como un equivalente cercano a la Cobán más Campur. López - Ramos (1981) dividió posteriormente en Chiapas esta unidad carbonática en Caliza Sierra Madre, que consideró del Albiano y Cenomaniano, y una caliza sobreyacente sin

nombre del Turoniano a Santoniano. Él estableció el límite de edad inferior para la Sierra Madre en el Albiano temprano y mostró que el contacto Albiano - Cenomaniano corresponde a un cambio litológico de dolomita masiva a litologías de carbonatos mezclados. La unidad superior es correlativa con la Caliza Campur. Steele (1982) y Waite (1983) estudiaron en detalle una sección de 2500 m de estos carbonatos cerca de Ocozucua, Chiapas. Los 1000 m inferiores son dolomita que contiene escasos microfósiles. Los 1500 m superiores son predominantemente caliza del Cenomaniano a Santoniano temprano y tienen una variación de facies someras de agua abierta. La extensión del nombre de Sierra Madre al tope de la sección es contraria al uso de López - Ramos.

En el Norte de Guatemala y Belice, la Cobán es una dolomita gruesa que gradúa a una anhidrita gruesa hacia el norte y oeste (dentro de México). Se ha considerado que la cuenca evaporítica subsuperficial tiene sal restringida en su parte central (Viniegra, 1971); sin embargo, tal inferencia es difícil de sostener debido a las ocurrencias conocidas de sal secundariamente intrusiva. En el sur de México la cuenca de evaporita - dolomita está rodeada sobre el noroeste (costa Tabasco - Campeche) por la "Reforma Trend", un reservorio petrolífero principal. No se conoce de la existencia de un trend arrecifal comparable sobre el borde sur (Guatemala central). Una explicación favorable es que éste nunca existió (Bishop, 1980), pero no se puede desechar la destrucción de evidencia textural para tales depósitos o su remoción durante el evento de sutura del Cretácico Tardío.

El límite entre el Albiano - Cenomaniano marca un cambio desde dolomita hacia una facie con mezcla de caliza con menos dolomita. Las calizas Campur son de capas más delgadas que la Cobán y tienen ocurrencias de dolomita y anhidrita sólo muy limitadas. Su primera aparición marca el fin de condiciones de circulación restringidas que prevalecieron hacia el final del Albiano.

Las correlaciones del intervalo Cobán-Campur con otras unidades del Caribe no son claras. En el bloque Chortís, el correspondiente intervalo carbonático comienza con calizas amoníticas oscuras del Aptiano, de estratos delgados, que pasan hacia arriba a calizas arrecifales gruesas del Albiano - Cenomaniano, y finalmente a calizas del Cenomaniano interestratificadas con areniscas rojas. Excepto por la similitud de algunas zonas fósiles (tales como las capas de *Orbitolina* mencionadas arriba), no existe parecido alguno entre la secuencia Cobán-Campur y las unidades del bloque Chortís. Dentro de la zona de sutura Motagua se han hallado rocas sedimentarias y volcánicas altamente tectonizadas de esta edad. Estas unidades no se consideran correlativas al Cobán-Campur.

ASOCIACIÓN OFIOLÍTICA CRETÁCICA DE LA ZONA DE SUTURA DEL MOTAGUA

Una asociación ofiolítica desmembrada, llamada "**Grupo El Tambor**", se extiende en el centro de Guatemala. La mayoría de las ocurrencias están dentro de la zona de sutura de Motagua, pero cuerpos alóctonos grandes también se localizan cerca de 20 km al sur y 50 km al norte de la zona. La litología dominante es serpentinita, pero son abundantes las grawacas, así como lavas en almohadillas y fragmentos de diques de diabasa. Localmente ocurren gabros, plagiogranitos, y peridotitas ligeramente serpentinizadas. Chert y raramente caliza pelágica están intercalados con basalto. Equivalentes metamórficos, que son predominantemente anfibolitas, incluyen algunas eclogitas encerradas en serpentinita, forman grandes áreas de afloramiento adyacentes a la zona de sutura Motagua. Materiales sedimentarios asociados incluyen grawacas gruesas (algunos de los cuales son volcánoclasticas) que por lo menos en parte, están interstratificadas con flujos basálticos. En general el grado metamórfico es ligeramente mayor en las exposiciones más inferiores. Las secciones medidas en el área de Sanarate muestran cerca de un cuarto de metavolcánicas y tres cuartos de metasedimentos. Los basaltos y la mayoría de anfibolitas tienen una composición baja en K, típicos de basaltos oceánicos (Lawrence, 1975). Las filitas y los esquistos son metagrawacas, algunos de los cuales son gráficas. Algunas secciones de chert interstratificado con grawaca han sido transformadas tectónicamente en pseudoconglomerados. La distinción en el campo entre filitas El Tambor y las más antiguas filitas San Diego es un reto, especialmente donde estos están fallados uno contra otro.

Jadeitas y albititas (Foshag, 1954; Silva, 1970) del valle central del Motagua no se incluyen en este grupo pero se consideran como inclusiones metamorfoseadas y metasomatizadas de rocas del Grupo Chuacús, dentro de algunas serpentinitas del valle Motagua.

Sapper (1899) fue el primero en reconocer las serpentinitas del valle Polochic y Motagua y estableció una edad Cretácica para su emplazamiento. Dengo (1968, 1969, 1972) resaltó su localización a lo largo de zonas de falla mayores entre placas. McBirney (1963) enfatizó la edad desconocida de las serpentinitas y sugirió que podrían ser más antiguas que el Grupo Chuacús. McBirney (1963), Williams y otros (1964), y McBirney y Bass (1969a) describieron grawacas, cherts, y metabasaltos de lo que llamaron Formación El Tambor (McBirney y Bass, 1969a), notando la asociación de serpentinita con estas rocas pero no incluyéndola explícitamente dentro de la formación. Ellos concluyeron que la asociación era probable, pero no ciertamente, de edad Paleozoica –un panorama que persistió hasta los mediados de 1970. Bosc (1971) restringió la definición de la Formación El Tambor, quitando de ésta una serie de

gneises altamente metamorfozados y más antiguos, que nombró serie metamórfica Las Ovejas, y que es la unidad basamental al norte del bloque Chortís. Meyerhoff y Meyerhoff (1972) establecieron que esta asociación era del Cretácico, pero sus evidencias nunca se especificaron. Wilson (1974) describió la misma secuencia como la "Jalapa Basinal Melange". Él incluyó dentro de la secuencia la "Caliza Sanarate" y los "Conglomerados El Sesteadero"; ambos se excluyen de la secuencia.

Lawrence (1975) describió en el cuadrángulo Sanarate las mayores exposiciones del Grupo El Tambor, con un espesor local entre 3000 y 9000 m. Los espesores que da son muy problemáticos; es muy extenso el fallamiento inverso, y la suposición de una secuencia estratigráfica ordenada es muy dudosa. La unidad más baja de Lawrence, la **anfíbolita Sansare**, que es de casi 3000 m de espesor, se excluye aquí de la secuencia estratigráfica normal y se considera una porción fallada de materiales originalmente similares con una relación estratigráfica incierta. Esta es litológicamente idéntica a anfibolitas extensas dentro de la serpentinita cerca de Morazán, al norte del valle Motagua, y cuerpos más pequeños cerca de Cahabón, al norte del Valle Polochic (Rosenfeld, 1981).

El Grupo El Tambor de Lawrence (1975) pasa hacia arriba desde grawacas con intercapas de metavolcánicas a lutitas y areniscas que son localmente calcáreas (**Filita Agua Salóbrega**, 500 m). La **Caliza Cerro de la Virgen** más superior, que Wilson (1974) nombró "Caliza Sanarate" y en donde halló una rudista de la subfamilia Sauvagesiinae, es una caliza altamente deformada y marmorizada con algunas intercapas filíticas. El contacto inferior de la Caliza Cerro de la Virgen es una falla de cabalgamiento, y la continuidad estratigráfica de la caliza con la Filita Agua Salóbrega es incierta. Trabajo futuro podría mostrar que la caliza, y quizás también la filita, podrían separarse del Grupo El Tambor.

Müller (1979) describió una asociación cerca de Los Amates con contenido de rocas ígneas máficas (**ofiolita Juan de Paz**) y rocas sedimentarias asociadas (**Grupo El Pilar inferior**) que, aunque altamente falladas y pobremente expuestas, están virtualmente sin metamorfizar. Müller también describió la asociación de anfíbolita - mármol **La Pita**, que ocurre en la base de la ofiolita sobre el tope de las rocas metamórficas Chuacús cerca de Los Amates. Esta asociación está altamente deformada, contiene anfíboles de composición de mayor presión (en contraste con los anfíboles de mayor temperatura de la anfíbolita Sansare), y representa una facies de alta presión formada en la base de la ofiolita durante su emplazamiento.

Dentro del Valle de Motagua, además de cuerpos aislados fuera del valle, el Grupo El Tambor está representado por serpentinitas, dunitas, anfibolitas, eclogitas, y basaltos más o menos metamorfoseados (McBirney y otros, 1967; Bosc, 1971; Bertrand y Sarp, 1976; Vuagnat, 1975, 1976, 1977;

Bertrand y otros, 1980). Aunque algunas unidades están metamorfizadas (**Complejo Puente Plátanos**; Lawrence, 1975; también tiene varias eclogitas y anfibolitas), la mayoría tienen composiciones químicas de peridotitas o basaltos oceánicos. Bertrand y otros (1980) infirieron una edad de K/Ar de 58.5 Ma para esta asociación. Esta edad parece muy joven, tanto por las ocurrencias de microfósiles, como también por la edad del tectonismo de toda la asociación de roca del Valle Motagua, cercano a los 68 Ma.

Una ocurrencia serpentinitica (80 x 10 km) con un cuerpo central de peridotita ligeramente serpentizada ocurre entre Salamá y Tactic. McBirney (1963) interpretó esta unidad como una porción fallada; pero Nicolaus (1971) sugirió que era una intrusión en forma de embudo en sección cruzada. La interpretación de McBirney, que es también similar para la ofiolita de la Sierra de Santa Cruz, es la que se prefiere.

En el oeste de Guatemala, ocurren pequeños cuerpos de serpentinita cerca de la Falla Polochic. El más grande es de 10 km de largo; no se ha registrado otra litología máfica en esta región.

En la Sierra de Santa Cruz, al norte del Lago de Izabal, Petersen y Zantop (1980) y Rosenfeld (1981) describieron una asociación ofiolítica esencialmente idéntica a las rocas menos metamorfizadas cercanas a Los Amates, 60 km al sudeste. La ofiolita de la Sierra de Santa Cruz contiene gabros sanos, aunque tectonizados, que son similares a aquellos de edad mucho más joven descritos en las paredes de la Fosa del Cayman (Malcolm, 1980; Ito y Anderson, 1983). Esta asociación también incluye menos anfibolita del tipo Sansare y extensas unidades metasedimentarias, incluyendo una secuencia hemipelágica aparentemente como relleno de fosa, llamada **Formación Jolomax**. Dos ocurrencias de microfósiles de las intercapas dentro de los basaltos de la secuencia Sierra de Santa Cruz, dieron una edad del Valanginiano a Aptiano, y Cenomaniano temprano.

Dentro de la ofiolita Sierra de Santa Cruz, Rosenfeld (1981) describió una pequeña secuencia sinclinal de grawacas volcanoclásticas y capas silíceas nombradas **Formación Tzumuy** (515 a 600 m de espesor). Esta formación es predominantemente de grano fino cerca de la base y se engruesa hacia las grawacas volcanoclásticas. Capas conglomeráticas contienen fragmentos de andesita y de dacita. Chert en la parte baja contiene radiolarios con una edad del Aptiano - Albiano. Esta secuencia evidentemente se depositó sobre los basaltos en almohadillas de la ofiolita y contiene algo de basalto en su parte inferior, posiblemente como un bloque slump.

Müller (1979) describió una serie altamente fallada de lodolitas, grawacas, margas pelágicas, y olistostromas halladas cerca de Los Amates y Quiriguá y conocidas

como **Grupo El Pilar**; él estimó un espesor total de 1500 a 2000 m. El grupo es divisible en secuencia inferior y superior; la secuencia superior se nombra como Formación Cerro Tipón y se discute después. Una unidad basal delgada de areniscas cuarzosas rojas a pardas pobremente expuestas fue incluida por Müller dentro de este grupo; sin embargo, su similitud a la Formación Todos Santos y su contraste litológico bien marcado dentro de la parte remanente de la sección sugiere que estas capas deberían ser omitidas del Grupo El Pilar. El resto inferior del Grupo El Pilar consiste en grawacas volcanoclásticas y lodolitas con menos tuffitas silíceas, chert, y lodolitas radioláricas. Los cherts están invariablemente asociados con basaltos en almohadillas, pero la ausencia de exposiciones ha evitado la confirmación de que estén interstratificados con estos basaltos. Se infiere que esta secuencia consiste en una serie sedimentaria pelágica a hemipelágica distal depositada sobre y adyacente al basalto. Un chert radiolariano ha dado taxonomías similares a las halladas en las capas Tzumuy y se le ha asignado una edad del Hauteriviano - Aptiano.

La información de edad disponible para el Grupo El Tambor y el asociado Grupo El Pilar, y sedimentos de la Formación Tzumuy de las áreas Los Amates y Cahabón (Müller, 1979, Rosenfeld, 1981) sugieren una edad Cretácico Temprano a Cenomaniano para el basalto y una edad Aptiano - Albiano para las unidades sedimentarias clásticas circundantes y sobreyacentes.

Aquí no se discuten varias unidades sedimentarias que ocurren al norte de la ciudad de Guatemala y que fueron discutidos por Wilson (1974). Algunos de estos pueden pertenecer a la secuencia de rocas oceánicas discutidas aquí como parte de la ofiolita; otros son probablemente deposiciones norteñas del Grupo Yojoa del bloque Chortís; y otras son de emplazamiento desconocido.

Todas las exposiciones del Grupo El Tambor están en contacto fallado con rocas más antiguas o subyacentes. Se ha demostrado por Wilson (1974), que el gran cuerpo en la Sierra de Santa Cruz esta en contacto fallado de cabalgamiento con las grawacas subyacentes de la Sepur. Bosc (1971), Lawrence (1975), y Müller (1979), establecieron relaciones de fallas cabalgadas con rocas subyacentes. Rosenfeld (1981) interpretó el cuerpo de la Sierra de Santa Cruz como un deslizamiento gravitatorio mayor y encontró microfósiles del Campaniano tardío en las rocas autóctonas subyacentes.

La ofiolita es la roca huésped para dos depósitos minerales principales, ambos en la Sierra de Santa Cruz. Cerca de Cahabón, un depósito de cobre tipo Chipre (Petersen y Zantop, 1980; Rosenfeld, 1981) produjo calcopirita hasta que un clima económico no favorable forzó al cierre de la mina. Cerca de El Estor un depósito grande de laterita ha cerrado por razones similares.

ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS DEL CRETÁCICO TARDÍO - TERCIARIO TEMPRANO

El cambio de caliza de plataforma estable a grawaca de cinturón móvil está registrado como una transición litológica abruptamente conforme o disconforme a través de Guatemala central desde carbonatos de plataforma estable a grawacas inmaduras. La secuencia de grawacas fue llamada la "Sepur-Schichten" por Sapper (1899); aquí son llamadas *Grupo Sepur*, siguiendo a Dengo (1983). Otras descripciones recientes incluyen los de Bonis (1967), Cepek (1975), Paulsen y Koch (1980), y Rosenfeld (1981).

No es sorprendente que la historia nomenclatural de esta unidad haya sido compleja; las facies son altamente variables lateralmente y poco menos verticalmente; son extensas las litologías olistostromales exóticas y los fósiles son escasos. Vinson (1962) introdujo la idea de confinar el nombre "Sepur" para unidades Cretácicas y dar nombres nuevos a unidades Terciarias. Producto de estudios recientes, no es apoyable la división en el límite de era. Así, el término "Grupo Sepur" como se usa aquí incluye los Grupos Verapaz y Petén, de Vinson, sin confundir éste último con la Formación Petén de Honduras. Las formaciones que se incluyen en este Grupo son la Sepur, Chemal, Cambio, y Toledo (todas grawacas), Lacandón (caliza detrítica), Reforma (lutitas arcillosas), Santa Amelia (caliza, dolomita y margas), y Buena Vista (sedimentos calcáreos yesíferos). Algunas de estas unidades, especialmente las calcáreas, deberían ser retenidas debido a su potencialidad de mapeo; otras, mayormente las unidades de grawaca, deberían ser evaluadas cuidadosamente con el fin de descartar la mayoría, especialmente aquellas originalmente definidas por nivel cronoestratigráfico.

El Grupo Sepur contiene abundantes debris ofiolíticos que varían desde granos de serpentinita a masas ofiolíticas deslizadas, de muchos kilómetros de sección, que registran el emplazamiento tectónico de estas rocas ofiolíticas, empezando en el Cretácico Tardío. Dominantemente es una unidad turbidítica flysch de areniscas - lutitas, que representa un complejo de abanico submarino. Se puede dividir en unidad inferior y superior; el alóctono ofiolítico Santa Cruz ocurre en el contacto entre las dos.

Rosenfeld (1981) ha descrito los componentes litológicos de la porción inferior de la Sepur en el centro-este de Guatemala, que está cerca del depocentro de la unidad. Su sección de referencia se da como de 2640 m de espesor, pero este espesor es incierto debido a la monotonía litológica, una base pobremente definida, y estructura localmente alterada. La unidad inferior consiste predominantemente en flysch arenoso y lutítico y menos capas de conglomerados polimícticos interestratificados

de hasta 20 m de espesor, algunos de los cuales contienen bloques de caliza y clastos de volcánicos y plutónicos calcoalcalinos de hasta 25 cm de largo. Los bloques exóticos de caliza no parecen haberse derivado de la subyacente Caliza Campur, sino más bien se asemejan a las unidades de caliza del Campaniano hallados dentro del valle del Motagua. Los guijarros volcánicos y plutónicos calcoalcalinos no se asemejan a ninguna roca del Campaniano o más antiguo hallada en Guatemala. Similarmente, no existe fuente identificable en el norte de Honduras, aunque nuestro conocimiento de tales litologías es más limitada.

Dentro de la sección y varias otras existen capas de calcirudita con foraminíferos identificables grandes, así como *Inoceramus* y fragmentos de rudistas radiolátidos, que se han colocado en el Campaniano. Una capa de calcilutita pelágica inmediatamente debajo del alóctono ofiolítico contiene fauna del Campaniano tardío.

La parte inferior de la Sepur contiene debris ofiolíticos identificables limitados (mayormente serpentinita detrítica); los conglomerados polimícticos conspicuos que ocurren en canales cortan dentro del abanico turbidítico, sin embargo, no contienen debris ofiolíticos. La Sepur superior en otras partes tiene debris ofiolíticos más abundantes.

Rosenfeld (1981) determinó que el debris sedimentario Sepur se derivó desde el sur, donde existía una masa levantada con cuñas de depósitos carbonáticos y ofiolita localmente expuesta. En detalle, sin embargo, muchos de los rasgos sedimentarios muestran un transporte dirigido al este u oeste sobre el abanico turbidítico.

En otros sitios en Alta Verapaz y sur de Belice (Formación Toledo), el Grupo Sepur contiene fósiles del Eoceno inferior, mostrando que el abanico persistió bien dentro del Terciario. En el distrito Petén, un límite de facies separa unidades predominantemente clásticas (sur) de otras unidades carbonáticas (norte). De sur a norte, estas son la *Formación Cambio* (20 a 100 m de grawaca localmente conglomerática), y la *Formación Santa Amelia* (1300 m de carbonatos), sobreyacida por la *Formación Buena Vista* (200 m de carbonatos yesíferos). Estas unidades de roca muestran que durante el Terciario, la cuña clástica en avance fue suficientemente levantada para restringir la circulación oceánica contra una plataforma basamental elevada al norte.

UNIDADES CLÁSTICAS Y CARBONÁTICAS CRETÁCICAS EN EL VALLE MOTAGUA

Varias unidades carbonáticas más o menos tectonizadas se hallan dentro del valle Motagua. Aunque tienen algunos parecidos con la Caliza Campur, localizada al norte del valle, son suficientemente diferentes para ser discutidos por separado. Estos incluyen la Caliza Cerro de la Virgen (ya discutido), la Formación Cerro Tipón, que ocurre cerca de Los Amates y Quiriguá, y abundantes clastos de caliza de origen desconocido dentro de la Formación Subinal (ver abajo).

La **Formación Cerro Tipón** fue nombrada por Müller (1979), por una montaña pequeña cerca de Los Amates con un afloramiento conspicuo de un bloque deslizado de caliza especialmente grande (más de 2 km), dentro de una secuencia margosa pelágica grawáquica volcanoclástica. Los depósitos clásticos gruesos varían en tamaño de grano hasta conglomerados con clastos en la matriz. Los depósitos clásticos tienen un contenido volcánico conspicuo; cerca de la base se encuentra un bloque alóctono de andesita basáltica porfirítica oscura. Aunque algunos de los fragmentos ígneos dentro de esta unidad pudieron haberse derivado de la ofiolita, muchos pudieron haberse derivado de asociaciones calcoalcalinas.

El resto de la sección del Cerro Tipón consiste en margas pelágicas, generalmente con foraminíferos y cocolitos pelágicos pobremente conservados, y calcarenitas y calciruditas alodápicas. Estas capas son especialmente notables hacia el tope de la sección y están interestratificadas con olistostromas de caliza, conteniendo bloques grandes con abundantes organismos tipo arrecifal (rudistas, corales, gasterópodos). Las calizas son clásticas y de grano más grueso que lo típico para la Caliza Campur y aparentemente no se correlaciona con esta unidad. En la sección tope, lodolitas pelágicas gradúan hacia arriba dentro de lodolitas rojas, que contienen cocolitos y fragmentos de serpentinita, atestiguando deposición marina de clásticos terrígenos variablemente meteorizados.

La interestratificación de las unidades pelágicas con depósitos clásticos gruesos no tienen un similar claro en Guatemala excepto, a una escala menos dramática, dentro de la Formación Sepur en la que se hallan capas de caliza pelágica, localmente dentro de las arenas turbidíticas. La fracción pelágica de la Formación Cerro Tipón es mucho mayor que la Formación Sepur, y los olistolitos varían a tamaños mayores. La edad de esta unidad va desde el Campaniano - Maestrichtiano temprano en la parte inferior a Maestrichtiano en la parte superior. Evidentemente es un equivalente proximal de la Formación Sepur y puede representar sedimentación a lo largo de una línea de costa agreste emergente. La Caliza Cerro de la Virgen es un posible equivalente de la parte gruesa de caliza de la Formación Cerro Tipón; su intensa deformación interna probablemente desafiará los intentos de confirmar esta correlación.

Una limitada exposición de areniscas rojas y calizas intercaladas halladas cerca del río Motagua al norte de El Progreso, informalmente se llama aquí *capas "Palo Amontonado"*. Estas capas fueron notadas por Hirschmann (1963) y Reeves (1967), quienes las consideraron parte de la Formación Subinal; también fueron mencionadas por Wilson (1976). La unidad yace

conformemente debajo de la Formación Subinal inferior y consiste en algunos cientos de metros de areniscas y conglomerados predominantemente rojos, con un alto contenido de clastos de andesita y basaltos. Al menos se han identificado dos calizas intercaladas, una caliza delgada (menos de un metro) con foraminíferos béticos del Cenomaniano (*Rhipidolina*, *Cuneolina*, *Dicyclina*; J.A. Broekman y P. Marks), y otra gruesa, de grano más grueso, con rudistas (*Plagiotchys*; J. Ward) y equinoides (*Goniopygus aff zitteli*; T. Phelan, Reeves, 1967), y otros moluscos. Estas capas no tienen correlativo en el bloque Maya, pero la edad y coincidencia de clásticos rojos y calizas sugieren fuertemente una correlación con unidades extensas de esta edad (Formaciones Esquías y Jaitique; Horne y otros) en Honduras central.

UNIDADES SEDIMENTARIAS DEL TERCIARIO MEDIO A TARDIO

Siguiendo a la deposición de la gruesa cuña clástica del Grupo Sepur en el Cretácico Tardío a Eoceno, la porción Guatemala - Belice del bloque Maya estaba ya completamente emergente; la sedimentación subsecuente estaba altamente limitada a facies terrestres. No existen estudios recientes sobre estratigrafía Terciaria tardía, y mucho de lo que se conoce de estas unidades está sin publicar, incluyendo datos de pozos exploratorios. El evento de sutura del Cretácico Tardío (ver abajo) produjo levantamiento, seguido por desarrollo local de extensos grabens en donde fueron depositadas unidades locales predominantemente clásticas. Unidades clásticas del Neógeno contienen localmente altos contenidos de roca volcánica derivados de ignimbritas del Mioceno temprano a medio sobre el bloque Chortís y centros volcánicos calcoalcalinos explosivos del margen Pacífico posteriores.

Unidades Terciarias de El Petén y la Costa Caribeña

Vinson (1962) describió varias unidades estratigráficas en El Petén, incluyendo el **Conglomerado Desempeño** no datado, una unidad local que alcanza un espesor máximo de 200 m. La **Formación Caribe** es una secuencia de areniscas - lutitas deltáicas a terrestres, de 800 m de espesor, del Mioceno Medio (van den Bold, 1969). Los **Conglomerados Lacandón** subyacen la Formación Caribe; contienen muchas capas rojas y su espesor varían localmente de 300 a 500 m.

A lo largo de la costa Caribeña en el este de Guatemala, la **Formación Río Dulce** ocurre en un anticlinal cortado por el Río Dulce. Esta caliza rica en fósiles fue datada como Mioceno temprano a medio por van den Bold (1969). Su espesor de afloramiento es cercano a 1000 m.

La costa de Guatemala y Belice sur, extendiéndose hacia el oeste alrededor de la mayoría de la línea de costa del Lago de Izabal, es la localidad de una faja casi continua de arcillolitas, margas subordinadas, y arenisca, de varios colores, y capas dispersas de lignito. Esta es evidentemente del Plioceno, tiene un espesor reportado de 240 m, y fue nombrada como **Formación Herrería** por Vinson (1962).

La Formación Subinal

La Formación Subinal (Hirschmann, 1963) es la más extensa de las formaciones del Terciario ocurrentes en el valle Motagua; sus extensas exposiciones a lo largo de la carretera son especialmente conspicuas en el este de Guatemala. Los autores la han dividido en unidades superior e inferior; solamente la superior está bien expuesta y se conoce mejor.

La unidad inferior está pobremente entendida y se puede decir que consiste en unidades separadas, cuya única relación entre sí es su posición relativa debajo de la superior. En la parte alta del valle Motagua la parte inferior consiste en capas gruesas de conglomerados de cuarzo pardo a blanco, y menos componentes de rocas metamórficas y plutónicas. Más hacia el este, en el área Los Amates, Müller (1979) describió una sección de arenisca y conglomerado serpentiniticos casi puros, con contenido de capas delgadas de dolomita, evidentemente secundarios a la serpentinita. La sección expuesta en Cerro Chino es de algunos metros de espesor, y gradúa hacia abajo a areniscas cuarzosas sucias que contienen fósiles de plantas difusos.

El **Miembro Chanchán** de la Formación Subinal ocurre cerca de la base de la unidad superior (Newcomb, 1975; Müller, 1979). Es una lodolita a limolita micácea gris - café - pálido, altamente distintiva, con capas de caliza negra brechada localmente rica en ostrácodos. Newcomb halló una capa delgada con abundantes *Lagunitis*, un gasterópodo de agua salada del Eoceno, altamente espirada, que provee la única información bioestratigráfica de esta Formación. Gasterópodos similares fueron luego hallados dentro de la Formación Subinal superior (Johnson, 1984).

La Subinal superior es una serie de areniscas y conglomerados predominantemente rojos que contienen secuencias point bar, rellenos de canal, y de planicies de inundación, típicas de secuencias fluviales riverinas. Cerca de Gualán existe una fracción sustancial de capas verdosas de grano fino. Hirschmann (1963) midió dos secciones en el área tipo, la más gruesa es de casi 900 m. Cerca de Gualán, Johnson (1984) estimó un espesor de casi 1500 m. Las litologías guijarrosas de la Formación Subinal son predominantemente rocas metamórficas de grano

fino y cuarzo. Una litología recurrente en las exposiciones del oeste son los conglomerados de caliza. Existen calizas con contenido abundante de foraminíferos pelágicos, casi todos son fósiles del Maestrichtiano (Bosc, 1971). Aunque existen fósiles del Maestrichtiano reportados de la Caliza Campur (Paulsen y Koch, 1980), éstos están en menor cantidad, y los taxones reportados son diferentes de aquellas de los clastos en la Subinal. Las calizas Cerro Tipón descritas por Müller contienen abundantes moluscos y debris coralinos. Evidentemente la fuente de las calizas de los conglomerados Subinal, ha sido removida por erosión. El reporte de Hirschmann de calizas más antiguas podría referirse a aquellas de las capas Palo Amontonado, que él incluyó en la Subinal.

Aunque es bajo el contenido de guijarros volcánicos de la Subinal, existen capas de tobas riolíticas de hasta 15 cm de espesor dispersos en el área de exposición en el valle Motagua.

Al sur del valle Motagua, sobre el bloque Chortís, la Subinal ha sido estudiada por Burkart (1965) cerca de Quetzaltepeque y Esquipulas. Allí tiene un mayor contenido de debris volcánico y localmente tiene flujos andesíticos intercalados. Deaton y Burkart (1984b) reportaron una edad K/Ar de 42 Ma para uno de estos guijarros.

Cerca de Sanarate, Lawrence (1975) halló una gruesa sección (3000 m) de conglomerados y areniscas rojas en un graben dentro de la Formación El Tambor. Basado en litologías similares, especialmente la sección con clastos volcánicos descrita por Burkart, Lawrence correlacionó estas con la Formación Subinal. Wilson (1974) los nombró **Conglomerados El Sestadero** del melange de cuenca de Jalapa, pero es claro que éstos no tienen relación alguna con la unidad en mención.

Unidades Sedimentarias Clásticas más recientes del Valle Motagua

La **Formación Guastatoya** fue descrita por Reeves (1967) y Bosc (1971) a partir de exposiciones al sur del río Motagua cerca de El Progreso. Lawrence (1975) describió rocas sedimentarias similares del cuadrángulo Sanarate, 15 km al sur del río Motagua. La Formación Guastatoya tiene un espesor máximo de 265 m. La litología dominante consiste en capas gruesas de conglomerados. Entre los clastos predomina localmente mármol, debris granítico, rocas metamórficas, o guijarros serpentiniticos. En segundo plano predomina arenisca volcanoclástica. Litologías menores incluyen lutitas ligníticas con hojas de plantas y un pájaro fósil (Donnelly, sin publicar), y calizas oscuras con ostrácodos. Otra litología posiblemente asociada con esta formación es diatomita en capas delgadas, que se halla en varias partes justo al este de la ciudad de Guatemala. Las ignimbritas son extensas y se observó un flujo de basalto. Se

desconoce la edad pero presumiblemente está dentro del período Mioceno Tardío - Cuaternario de vulcanismo calcoalcalino activo del noroeste del bloque Chortís.

No se conoce la extensión completa de esta unidad. Exposiciones casi continuas ocurren cerca de Petacá, justo al noreste de la ciudad de Guatemala, hasta Río Hondo, 75 km al este. En otros sitios en el valle Motagua, se pueden hallar exposiciones limitadas de conglomerados de guijarros y cantos bien litificados que pueden ser correlativos con esta unidad, pero se puede probar que muchos conglomerados de grano fino pertenecen a la Subinal inferior.

Müller (1979) describió la Formación Junquillo, una unidad clásica de 200 m (mínimo) de espesor, cerca de Los Amates. Esta unidad, que contiene varias capas de ignimbrita riolítica y abundantes debris tobáceos, fue correlacionada tentativamente con el superior Grupo Padre Miguel del bloque Chortís. Se desconoce la edad.

Se ha sugerido una correlación general entre las Formaciones Guastatoya y Junquillo y la Formación San Jacinto del Grupo Padre Miguel (Horne y otros, al menos en parte, por varios autores). En favor de tal correlación general de estas unidades, está la edad pre - Pleistoceno y post - Subinal y su alto contenido de debris volcánico. Se oponen a tal correlación la falta de información fosilífera o de otro tipo y su bien marcada variedad litológica.

En el Valle Motagua inferior, la Formación Armas, cuyo espesor puede llegar hasta 2500 a 3000 m (Vinson, 1962), rellena la depresión Bananeras y también se halla a lo largo de los márgenes del valle al este de la depresión. La parte inferior, que ocurre sólo en la subsuperficie, consiste mayormente en capas rojas. La parte superior consiste en capas rojas interestratificadas al este con arcillolita, limolita, y arenisca deltáicas. La edad probablemente sea Plioceno, y la formación a veces gradúa a la Formación Herrería.

Depósitos volcánicos del Cenozoico Tardío

Depósitos volcánicos del Cenozoico tardío se hallan a lo largo del margen Pacífico de Guatemala. Estos incluyen los Conglomerados Colotenango del Mioceno Tardío (Anderson, 1969; Deaton, 1982; Deaton y Burkart, 1984a), que se discuten después con relación a movimientos sobre la falla Polochic.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL E HISTORIA TECTÓNICA DEL BLOQUE MAYA Y ZONA DE SUTURA MOTAGUA

Estructuras compresivas del Cretácico Tardío

Aunque existe abundante evidencia de estructuras pre-Cretácicas dentro de la serie metamórfica Chuacús (Newcomb, 1975, 1978; Roper, 1976; Johnson, 1984), la mayoría de estructuras vistas en esta unidad, así como en el Grupo Santa Rosa del Paleozoico, y las Formaciones Todos Santos, Cobán, y Campur, son del Cretácico Tardío a Terciario temprano. El metamorfismo anterior no datado de esta unidad está altamente opacado por un evento retrogresivo posterior (Newcomb, 1975; Johnson, 1984) que efectivamente marca la historia de deformación y metamorfismo en casi todas las áreas. Las supuestas estructuras anteriores al Pensilvaniano descritas por Kesler (1971) son ciertamente mucho más jóvenes.

El valle del río Motagua es el sitio de la zona de sutura entre los bloques Maya y Chortís. El frente montañoso abrupto sobre el lado norte del valle coincide con varias fallas inversas que desplazan unidades de la serie metamórfica Chuacús (Fig. 4); las lineaciones indican transporte hacia el norte. Estas fallas están ligeramente en echelón hacia el valle, y el rumbo de varias fallas es hacia el noreste dentro de la cadena montañosas; sus posiciones frontales están ocupadas por fallas estructuralmente más altas. Sólo algunas de estas fallas están nombradas; por ejemplo, la falla de San Agustín de Bosc (1971), que ha sido equivocadamente mostrada como una falla de rumbo. En la zona frontal, así como en cerros desplazados dentro del valle, la mayoría de las litologías de estratos, son gneises de la Formación San Agustín variablemente cataclatizados. La mayoría de las fallas están marcadas por bandas continuas de serpentinita. En el valle Motagua varios autores (empezando con Bosc, 1971) han sugerido que estas son fallas inversas. Su actual buzamiento de alto ángulo es producto de la rotación en el Cenozoico tardío acompañante de levantamiento reciente de las Sierras a lo largo del margen sur del bloque Maya.

Dentro de las series metamórficas Las Ovejas y el Grupo El Tambor sobre el lado sur del valle Motagua se encuentra una serie de fallas inversas, la mayoría de las cuales están marcadas por serpentinita. Aunque estas no marcan el margen geomórfico del valle, algunas de estas fallas marcan otros rasgos geomorfológicos prominentes tales como la faja de caliza Cerro de La Virgen en la montaña de ese nombre. Rasgos estructurales menores muestran que existió transporte hacia el sur.

Más hacia el norte, varias fallas inversas de alto ángulo se localizan entre unidades estratigráficas mayores. McBirney mapeó tales fallas en el área de Salamá; la más sureña separa las metamórficas Chuacús cabalgantes, de las subyacentes lutitas del Grupo Santa Rosa del Paleozoico. Este contacto está marcado con rocas localmente milonitizadas y altamente deformadas, y la conclusión de Nicolaus (1971) y van der Boom (1972) de que este límite es un isógrado Barroviano se opone a la interpretación de McBirney de una falla mayor.

El patrón de pliegues al Sur de El Petén y Norte de Alta Verapaz (Bonis y otros, 1970) muestra que esta porción del

bloque Maya consiste en sedimentos Cretácicos plegados y localmente fallados inversamente, con aparente volcamiento hacia el Norte. Por la geometría plegada se sugiere la posibilidad de que esta secuencia plegada tenga de base anhidrita altamente deformada o incluso sal.

En Tactic y Cobán, Nicolaus (1971) mostró numerosas fallas inversas, orientadas este-oeste y buzando hacia el Sur, separando varias unidades Pérmicas y Cretácicas. Aunque algunas de estas fallas se pueden confundir con fallas de rumbo posteriores, el patrón indica compresión norte-sur. Más hacia el Oeste, Dengo (1983) ha mostrado que, donde el margen Sur del bloque se extiende dentro de Chiapas, ocurre un patrón de plegamiento similar.

La deformación compresional que deformó el bloque Maya sur resultó de la colisión del bloque Chortís con el bloque Maya. Corteza oceánica del Cretácico Medio que se había formado entre estos bloques fue obducida como ofiolita sobre ambos bloques durante el evento de sutura. Se presume que el extenso metamorfismo retrogresivo y fallamiento cabalgante de las series metamórficas Chuacús refleja el mismo evento colisional. Esta deformación se dató directamente por Sutter (1979) usando técnicas Ar 39/40 en hornblenda, muscovita, y biotita de rocas metamórficas Chuacús que fueron metamorfoseadas retrogresivamente. Nueve de trece muestras están datadas entre 66 y 70 Ma y otras cuatro varían desde 63 a 78 Ma. Una edad de 66-70 Ma es consistente con la edad bioestratigráficamente determinada para la ofiolita de la Sierra de Santa Cruz, que sobreyace inmediatamente fósiles pelágicos del Campaniano tardío. Es muy fuerte la idea de que un evento compresivo del Maestrichtiano originó metamorfismo retrógrado y el emplazamiento de la ofiolita. Otra indicación de esta deformación es un hiatus en la sedimentación Campaniana en el oeste de Guatemala y Chiapas (López - Ramos, 1981; Dengo, 1983). Movimientos menores más recientes dentro del valle del Motagua podrían ser el resultado de estructuras en flor asociadas con fallamiento de rumbo.

Estructura de las Montañas Maya

Como fue descrito por Bateson y Hall (1971), las Montañas Maya de Belice consisten en un sinclinorio de sedimentos del Grupo Santa Rosa limitados al norte y sur por sistemas de fallas. Su mapeo sugiere que el sistema de falla Norte es un grupo de fallas menores, que Dawe (1984) y Nelson (1984) sugieren podrían ser fallas inversas. El sistema de falla del sur está pobremente expuesto y posiblemente es menor. Datos de pozos justo al norte y oeste de las Montañas Mayas muestran (a

partir de secciones estratigráficas adelgazadas) que esta área estuvo elevada durante gran parte del Mesozoico.

Fallamiento de rumbo del Cenozoico Tardío

La figura 1 muestra dos sistemas de ríos guatemaltecos de rumbo aproximadamente este-oeste: el Motagua al sur y el Polochic-Chixoy-Cuilco (este a oeste) al norte. Sapper (1899) reconoció un control por falla para estos valles. La alineación de estos sistemas sugiere a varios autores un movimiento transcurrente extenso. La presencia o ausencia de tales movimientos han creado una de las preguntas de mayor trascendencia en el área del Caribe. Una escuela de pensamiento establece que estas fallas son una extensión del margen fallado sur de la Fosa Cayman (Taber, 1922), y tienen un desplazamiento Cenozoico colectivo de 1,000 km o más (Hess y Maxwell, 1953; Burke y otros, 1984; Wadge y Burke, 1983).

La mayoría de geólogos de campo en Guatemala han minimizado el total de desplazamiento Cenozoico de los sistemas mayores de fallas (Fig. 4). La falla Polochic ha recibido la mayoría de la atención: Burkart (1978, 1983), Burkart y Moreno (1983), y Burkart y Self (1985) han sugerido un desplazamiento total de 130 km. Anderson y otros (1985) retaron estos estimados; ellos prefieren un desplazamiento total de "varios kilómetros". Dengo (1982) analizó en detalle una parte de la zona de falla Polochic y la relacionada falla Taluca en el oeste de Guatemala. Él estimó cerca de 20 km de desplazamiento en la falla Taluca antes de que se desarrollara la zona de falla Polochic, pero no estimó el desplazamiento total del sistema. La mayoría de autores favorecen la interpretación de Burkart, y ninguno favorece un desplazamiento mayor.

Deaton (1982) y Deaton y Burkart (1984a) usaron la ocurrencia de diferentes debris serpentínicos y dataron radiométricamente clastos volcánicos en las capas Colotenango del Oeste de Guatemala para establecer el inicio del movimiento de esta falla en cerca de 10 Ma, y sugirieron que la mayoría del movimiento podría haber ocurrido durante 3.7 m.a.

El sistema de falla Motagua ha recibido amplia atención desde el terremoto de 1976, que produjo hasta 2 m de desplazamiento sinistral instantáneo y cerca de la misma cantidad en movimiento posterior al terremoto (Buckman y otros, 1978). Como Schwartz y otros (1979) demostraron, se pueden hallar numerosos desplazamientos de decenas de metros, de fallas sinestrales recientes a lo largo de esta falla. La traza de falla del terremoto de 1976 (nombrada falla Cabañas por Bosc, 1971) está cubierta topográficamente y corta la Formación Subinal del Eoceno, cerca de El Progreso con poco desplazamiento aparente de las facies sedimentarias. La correspondencia en lados opuestos (Fig. 4) del valle Motagua (Morazán a Sansare) de extensas anfibolitas, litológicamente idénticas, con abundantes

eclogitas (McBirney y otros, 1967; Lawrence, 1975), sugiere un desplazamiento Cenozoico muy limitado. McBirney (1963) sugirió un desplazamiento sinistral de 20 km en rocas volcánicas recientes poco al oeste de esta área.

La falla Jubuco al lado sur del valle Motagua (Müller, 1979; Johnson, 1984), que se extiende hacia el noreste en Honduras como falla Cuyamel (Horne y otros, 1976a), es uno de los sistemas de fallas este-oeste más interesantes. Como Müller y Johnson han demostrado, abanicos aluviales identificables con sistemas de ríos específicos han sido desplazados sinistralmente hasta por 20 km (Fig. 3). Sin embargo, el desplazamiento decrece hacia el oeste y desaparece cerca de Gualán.

Además de estos sistemas mayores, se han reconocido sistemas paralelos pero subordinados. El más sureño fue llamado sistema de falla Jocotán por Crane (1965). Posteriormente se demostró que se alinea con la falla Chamelecón del Oeste de Honduras. Donnelly y otros (1968) sugirieron que ésta tuvo considerable movimiento de buzamiento durante la acumulación de caliza Cretácica. No presenta señales de desplazamiento transcurrente.

Varias líneas de evidencia señalan 130 km de desplazamiento sobre el sistema de falla Polochic y quizás no más que algunas decenas de kilómetros sobre el sistema Motagua. El problema de la acomodación de casi 1000 km de desplazamiento Cenozoico sinistral en la Fosa Cayman, sigue sin ser resuelto.

Historia tectónica del bloque Maya de Guatemala y Belice

El basamento del bloque Maya consiste en esquistos y gneises que no pueden ser correlacionados con rocas basamentales de otras áreas. El contraste entre estas rocas basamentales y las rocas metamórficas Las Ovejas halladas en la zona de falla Motagua fue notado por Bosc (1971) y varios autores posteriores. Los sedimentos del Pensilvaniano Tardío - Pérmico depositados sobre este basamento han sido relacionados faunalmente con el reino Andino Mesocontinental (Sur de Estados Unidos, México, Norte de Sur América) por Ross (1979). Pindell y Dewey (1982) han ubicado este bloque en el Golfo de México actual antes de la fragmentación Mesozoica de Gondwana Oeste. Sin embargo, la disconformidad del Pérmico Temprano y rocas volcánicas del Pensilvaniano - Pérmico, no tienen similitud en Norte América o Sur América.

Las capas rojas Todos Santos mayormente del Jurásico son el similar mesoamericano de las Series Newark del este de América del Norte y la Formación La Quinta del Norte de Sur América: una acumulación

trafogeosinclinal que acompañó la fragmentación de las Américas.

Las dolomitas y evaporitas de la Formación Cobán del Cretácico Temprano tienen sus similares más cercanos en el sur de Bahamas y Norte de Cuba. Se desconoce la naturaleza del límite sur de esta inmensa cuenca evaporítica debido a deformación posterior. La transición a deposición caliza de agua más abierta, corresponde cercanamente con el límite Albiano - Cenomaniano.

Las ofiolitas de El Tambor tienen sus similares en todo el Caribe hasta el sur de Ecuador. La edad más joven registrada en Guatemala es Cenomaniano. Esta ofiolita fue obducida en el Campaniano tardío o Maestrichtiano, una edad notablemente cercana a episodios similares en otras partes del Caribe Norte.

El evento de sutura compresiva del trecho entre el bloque Maya y el Chortís, inició la cuña clástica Sepur, que continuó al menos hasta el Eoceno.

A través del período de deformación compresiva y el subsecuente período de relajamiento tectónico, no se registró actividad ígnea sobre el bloque Maya, excepto en forma de depósitos minerales hidrotermales muy pequeños. Actividad volcánica del margen Pacífico ocurrió en el Cenozoico tardío.

El Cenozoico medio y tardío del bloque Maya fue un período de emergencia y acumulación local de depósitos terrestres gruesos, especialmente a lo largo de la zona de sutura del valle Motagua. Depósitos marinos se ven sólo a lo largo de la costa caribeña y en el norte de Guatemala, adyacente a Yucatán.

Durante el Cenozoico tardío, hubieron movimientos de rumbo entre los dos sistemas mayores de movimiento de rumbo; aparentemente todo el desplazamiento fue a lo largo del sistema Polochic, y hubo menos desplazamiento muy reciente en el sistema Motagua.

EL BLOQUE CHORTÍS

G.S. Horne, R.C. Finch, y T.W. Donnelly

El bloque Chortí está definido clara y marcadamente al noroeste por la zona de falla Motagua y al sudoeste por la Fosa Mesoamericana, margen de la Placa de Cocos (Fig. 1). El límite sur del basamento del bloque Chortís ha sido cubierto por rocas volcánicas del Cenozoico, pero probablemente se extiende hasta la península de Santa Elena al norte de Costa Rica y el Escarpamiento Hess fuera de la costa este, que se interpretan como una sutura cortical (de Boer, 1979; Dengo, 1985). El margen este del bloque Chortís es problemático; no está separado del Alto Nicaragüense por alguna discontinuidad obvia. Incluso Jamaica, sobre el extremo este de ese Alto, es diferente al bloque Chortís. Datos geofísicos indican que el Alto Nicaragüense está subyaciendo por corteza

más joven (?) y delgada (Edgar y otros, 1971) de origen indeterminado que de alguna manera la conecta con la corteza continental del bloque Chortís (Arden, 1975, p. 632). Así, el bloque Chortís incluye el sudeste de Guatemala, todo el Salvador y Honduras, y probablemente la mayoría de Nicaragua.

El bloque Chortís ha estado tectónicamente activo casi continuamente desde el Cretácico Temprano. Su tosca fisiografía refleja su historia tectónica, y se puede subdividir en distintas regiones morfotectónicas: sierras norteñas, tierras altas centrales, embahiamiento este, planicies sur, y la cadena volcánica del Pacífico. Todo esto ha sido cortado y delineado parcialmente por sistemas característicos de fallas mayores, que reflejan tanto la inestabilidad pasada como la neotectónica. Las sierras norte son cadenas montañosas altas que se extienden a través del sudeste de Guatemala y a lo largo del norte de Honduras. Consisten mayormente en rocas metamórficas basamentales intruidas por numerosos plutones de edades variables. Estas cadenas están limitadas al sur por fallas mayores en valles paralelos a la zona de falla Motagua y al margen de la Placa del Caribe: las fallas Jocotán, Chamelecón, Ceiba, y Aguán. Al sur de estas, las tierras altas de Honduras consisten en levantamientos basamentales cubiertos y separados por una secuencia plegada y fallada de estratos sedimentarios del Mesozoico. Estas secuencias se engruesan un poco hacia el este a través de la falla Guayape en el Embahiamiento Mosquitía, una tierra selvática al este de Honduras y Nicaragua, desarrollada sobre una cuenca marina del Mesozoico - Cenozoico que continúa hacia el este bajo el Alto de Nicaragua.

Las planicies altas de El Salvador, sur de Guatemala, sur de Honduras, y Nicaragua, al sur de los altiplanos centrales, y extendiéndose discontinuamente hacia el norte, existe un grueso paquete de efusivas del Neógeno, predominantemente ignimbritas riolíticas. Estas han sido localmente falladas en horst y grabens rómbicos, así como ha sucedido con las tierras altas al norte. A lo largo de la costa Pacífica, se encuentra una cadena de estratovolcanes Cuaternarios activos que se extienden desde el sudoeste de Guatemala hasta Costa Rica, cubriendo el paquete volcánico Neógeno. Algunos de estos volcanes se alinean con fallas de alto ángulo hacia la costa y otras se concentran a lo largo de márgenes de la Depresión Nicaragüense (McBirney y Williams, 1965), un graben mayor elongado subparalelo a la costa y a la traza de la Fosa Mesoamericana. La Depresión Honduras es otro rasgo extensional hipotético que se piensa que atraviesa el bloque Chortís en varios segmentos de desplazamiento norte-sur (Muehlberger y Ritchie, 1975; Burkart y Self, 1985); sin embargo, la evidencia de tal rasgo es ambigua (Zúñiga 1975; Horne y otros, 1976b).

BASAMENTO DEL BLOQUE CHORTÍS

El bloque Chortís contiene extensas exposiciones de rocas metamórficas y las únicas rocas pre - Mesozoicas sobre la Placa del Caribe. Mapeo básico desde 1970 ha mostrado que ideas originales de la simplicidad del basamento del bloque Chortís eran erróneas. Las rocas metamórficas expuestas en diferentes áreas son mucho más diversas que las monótonas filitas de bajo grado alguna vez atribuidas a la región; estas reflejan historias complejas y puede que no sean correlativas en todo el bloque. El bloque Chortís puede ser un collage de pequeños fragmentos corticales de origen diverso.

Las rocas metamórficas sobre el bloque Chortís están expuestas en tres regiones principales y se discutirán en ese orden: (1) una dorsal basamental a lo largo del margen norte del bloque; (2) un grupo de horsts basamentales levantados arriba de las tierras altas centrales del Mesozoico de Honduras; y (3) un terreno este remoto, vasto, pobremente expuesto.

Complejo Marginal Norte

El margen norte del bloque Chortís consiste en una faja de rocas metamórficas y plutónicas que se extiende desde el nordeste de la ciudad de Guatemala hacia el este - nordeste, a lo largo de la costa norte de Honduras. Las rocas basamentales están ampliamente expuestas a lo largo de esta faja en las montañas al sur del valle Motagua en Guatemala; continúan en Honduras como las Sierras Espíritu Santo y de Omoa. La faja se interrumpe al norte de Honduras por el valle Ulúa de tendencia norte, pero aparentemente continúa hacia el este en la Cordillera Nombre de Dios y quizás en las Islas Bay.

Esta faja basamental está limitada al Norte por la zona de falla Motagua en Guatemala y por la Fosa Cayman justo al norte de la Dorsal Bonacca al norte de Honduras. Aunque el límite cortical entre las Placas de Norte América y del Caribe se expresa en el Caribe Oeste por la Fosa Cayman (Molnar y Sykes, 1969; Holcombe y otros, 1973), en Guatemala ese límite es difuso y puede estar compartido por la zona de Motagua y la falla Polochic (Kesler, 1971; Muehlberger y Ritchie, 1975; Burkart, 1978, 1983) al norte de, y subparalelo a, la zona Motagua. Esto sugiere que la Sierra de Las Minas, situado entre las fallas Polochic y Motagua, con contenido de extensas exposiciones del Grupo Chuacús del basamento del bloque Maya, puede ser un remanente cortical del bloque Maya sobre la placa del Caribe que ha sido arrancado de la placa de Norte América después de haber sido suturado al bloque Chortís. Esto podría indicar que las dos zonas de falla podrían no estar genéticamente relacionados, y probablemente han experimentado historias diferentes y cinemáticas compuestas.

El margen sur de la faja basamental también está definida por zonas de fallas mayores: la Jocotán - Chamelecón en el este guatemalteco y noroeste de Honduras, y la Aguán al norte de Honduras. Estas zonas de falla generalmente yuxtaponen rocas basamentales pre - Mesozoicas y una secuencia ofiolítica Mesozoica y complejo colisional al norte (Lawrence, 1975), contra una extensa secuencia sedimentaria cratónica Mesozoica al sur, que yace disconformemente sobre otras rocas metamórficas. Evidencia estratigráfica y estructural (Donnelly y otros, 1968; Horne y otros, 1976a) indica que el Complejo Marginal Norte fue levantado a lo largo de estas zonas de falla en el Cretácico, probablemente exponiendo así los niveles corticales más profundos que afloran sobre el bloque Chortís.

Borde Sur del Valle Motagua

Dos secuencias de rocas metamórficas se exponen al este de Guatemala, a lo largo del borde sur del valle Motagua. Una secuencia más antigua de rocas de alto grado generalmente está al norte de una secuencia más joven de rocas de bajo grado. La secuencia más antigua está limitada al norte por la zona de falla Motagua y estructuralmente está debajo de rocas metamórficas máficas del Cretácico Grupo El Tambor (McBirney y Bass, 1969a; Wilson, 1974; Lawrence, 1976). La secuencia más joven está limitada al sur por la zona de falla Jocotán y está en contacto fallado con la secuencia antigua al norte; diferencias estructurales y metamórficas indica que están separadas por una disconformidad mayor (Donnelly y otros, 1968). Las dos secuencias han sido intruidas por plutones calcoalcalinos de probable edad Cretácica (Williams y otros, 1964; Clemons, 1966; Clemons y Long, 1971; Ritchie y McDowell, 1979).

La secuencia de alto grado más antigua fue nombrada como ***Complejo Las Ovejas*** (Bosc, 1971; Schwartz, 1976) y consiste predominantemente en gneis cuarzofeldespático y esquistos de dos micas y mármol y anfibolita subordinados, cortados por plutones granitoides foliados (Schwartz, 1976; Müller, 1979). La sillimanita es muy abundante, la andalusita es común en exposiciones al este, granate y feldespatos K son menos comunes, y la estauroлита está confinada a estratos metasedimentarios ricos en Al y Fe. Una fábrica estructural más antigua de pliegues isoclinales dúctiles fue sobreimpresa por estructuras más frágiles, tales como pliegues abiertos flexurales y bandas kink, así como metamorfismo retrógrado.

La secuencia de bajo grado más joven se llama ***Filitas San Diego*** (Lawrence, 1975, 1976), que fue originalmente correlacionada con el Grupo Santa Rosa expuesta al norte de la zona de falla Motagua (Burkart y

otros, 1973). Esta consiste en una secuencia monótona de filitas cuarzomicaáceas y grafiticas y capas delgadas de cuarcita localmente conspicuas; cubos de piritita son comunes, y los separados de minerales pesados generalmente contienen turmalinas amarillas. Las foliaciones están abruptamente buzando y tienden subparalelamente a la zona de falla del Motagua

El batolito Chiquimula es parte de una serie de plutones grandes, probablemente compuestos, que intruyeron las secuencias metamórficas del Cretácico y Terciario temprano (Clemons y Long, 1971). Algo de lo que fue mapeado como plutón de Chiquimula probablemente consiste en granito y adamelita del Complejo Las Ovejas. Gabro y granodiorita volumétricamente más importantes dan una isocrona Rb-Sr bien definida de 50 Ma. Un plutón similar en el extremo oeste de la dorsal basamental ha sido datado por K-Ar de 94-104 Ma (Ritchie y McDowell, 1979).

Sierras Espíritu Santo y Omoa

Las Sierras Espíritu Santo y de Omoa en el noroeste de Honduras, representan la continuación nordeste del mismo terreno basamental que se expone a lo largo del borde sur del valle Motagua en Guatemala. Rocas metamórficas, plutónicas y ofiolíticas similares afloran en ambas áreas, pero las relaciones de edad del basamento se marcan mejor en Honduras.

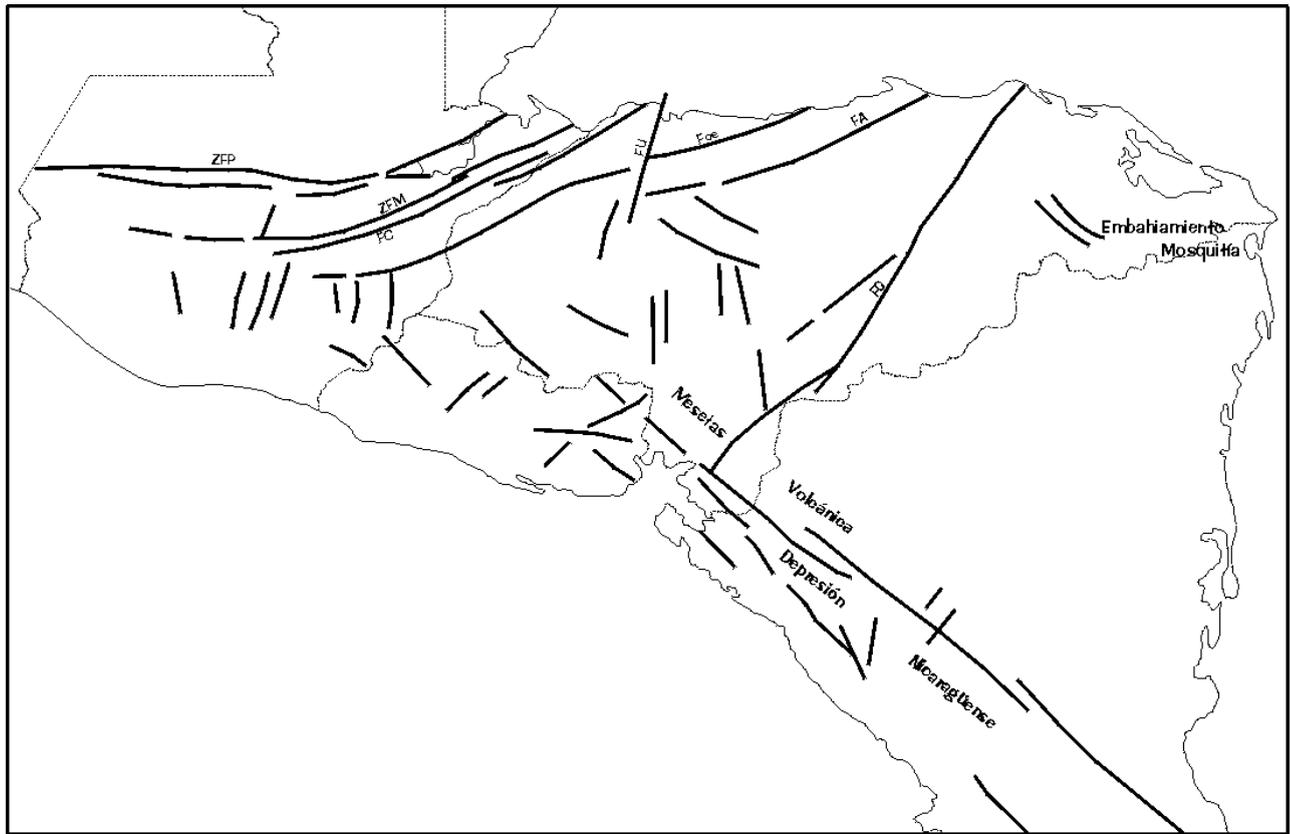


Figura 5. Mapa diagramático tectónico del Bloque Chortís: FA = Falla Aguán, FCh = Falla Chamelecón, FG = Falla Guayape, FJ = Falla Jocotán, ZFM = Zona de Falla Motagua, FP = Falla Polochic, FU = Falla Ulúa.

Rocas descritas por Horne y otros (1976a) como parte probable de una asociación ofiolítica, afloran en la parte más norteña de las Sierras al Este de Omoa. Esta secuencia metavolcánica de bajo grado incluye rocas verdes, metadacita, metatobas, y metagrawaca, que contienen lentes de esquistos talcoso y serpentinita esteatizada. Esta probablemente sea correlativa con el Grupo El Tambor en Guatemala (McBirney y Bass, 1969a; Wilson, 1974; Lawrence, 1976), y no se deberían incluir como parte de la secuencia basamental pre - Mesozoica del bloque Chortís.

Las rocas metamórficas del pre - Mesozoico que afloran dentro de las Sierras fueron divididas (Horne y otros, 1976a) en una secuencia más antigua, de facies almandina-anfibolita, sobreyacida disconformemente por, y plegada en una secuencia más joven de estratos metasedimentarios de facies de esquistos verdes inferior. Donde se presentan cerca de la traza de la falla Chamelecón, ambas secuencias han sido alteradas dinámicamente a cataclitas, submilonitas, y filonitas.

La secuencia más antigua aflora principalmente en la parte central de las Sierras, pero está intraplegada con la secuencia más joven al sudoeste, adyacente a la falla

Chamelecón. Las rocas dentro de la secuencia más antigua tienen una amplia variación de texturas y composiciones, incluyendo esquistos de dos micas - granate, gneis cuarzofeldespático - granatífero, esquistos estaurolítico, anfibolita, gneis de hornblenda cálcica y menos mármol micáceo. Se han identificado tres generaciones de fábricas estructurales penetrativas en estas rocas (Horne y otros, 1976a). Estructuras originales consisten en pliegues isoclinales apretados con sólo una foliación axial relicta. Pliegues similares posteriores tienen una fuerte foliación axial que probablemente haya sido al principio de tendencia norte y buzante hacia el este; los ejes de pliegues coinciden con lineaciones de hornblenda y tenían inmersión hacia el noreste antes que la deformación flexural posterior. La última deformación consistió en curvamiento de la foliación original en pliegues cónicos de tendencia este y crenulaciones con clivaje incipiente; esta última fábrica está más prominentemente desarrollada a lo largo del flanco Sur de las Sierras en proximidad de la falla de Chamelecón.

La secuencia más joven generalmente cubre la otra a lo largo del flanco Sur de las Sierras. Su relación no conformable sobre la secuencia más antigua no se expone directamente, pero se demuestra con base a contrastes localizados de

textura, grado metamórfico, y fabricas estructurales donde las dos han sido plegadas juntas. Las rocas en la secuencia más joven son aluminosas y pelíticas, y consisten en una secuencia bien estratificada de filita calcárea, esquistos sericítico, esquistos grafitico, pizarra, y capas delgadas de mármol y cuarcita características, de distribución irregular y finamente cristalinas. Estos estratos metasedimentarios han sido deformados penetrativamente por una sola generación de estructuras, similares en estilo y geometría a la última fábrica estructural en la secuencia (Horne y otros, 1976a). Los estratos tienen un clivaje pizarroso que buza abruptamente al nornoroeste; pliegues mesoscópicos similares están inmersos hacia este - nordeste, toscamente paralelos a la traza de la falla Chamelecón.

Las edades mínimas de las secuencias metamórficas expuestas en las Sierras Espíritu Santo y de Omoa se han determinado por datación Rb-Sr en roca de plutones que han intruido las secuencias (Horne y otros, 1976a). Un complejo metaígneo de gneis granodiorítico y granofelsa tonalítica en el núcleo central de la Sierra Omoa han rendido una isocrona muy pobre que podría ser del Precámbrico tardío a Paleozoico temprano; estas rocas demandan claramente más atención y mejor resolución de edad. Por otro lado, metatonalita foliada y gneis adamelítico que han intruido la secuencia metamórfica más antigua del Omoa al Norte de San Pedro Sula, han rendido una isocrona de edad muy bien definida de 305 ± 12 Ma; así, la secuencia metamórfica más antigua es pre - Pensilvaniana y probablemente fue metamorfizada junto con la intrusión plutónica en el Pensilvaniano Temprano. La secuencia más joven de estratos metasedimentarios está sin datar y está cortado por varios batolitos no deformados que probablemente son del Mesozoico a Terciario temprano, y localmente está disconformemente sobreyacido por caliza Cretácica Temprana (Horne y otros, 1976a, 1976).

Cordillera Nombre de Dios - Islas Bay

El complejo basamental marginal norte del bloque Chortís continúa al este del Valle de Ulúa a lo largo de la costa norte de Honduras en la Cordillera Nombre de Dios (Fig. 3), y quizás también fuera de la costa al norte en las Islas Bay. El conocimiento de la geología de estas partes ha avanzado poco desde el inicio de este siglo y la exploraciones iniciales de Sapper (1905) y Powers (1918).

Foye (1918) describió rocas metamórficas y plutónicas de la Cordillera Nombre de Dios y otras áreas que fueron muestreadas por Powers (1918) en una travesía a lo largo de la vía del ferrocarril de la costa norte de Honduras. Estas incluían una amplia variedad de tipos de roca y, aunque no se hicieron mapeos específicos, Powers y Foye generalizaron la siguiente secuencia:

1. Un complejo basamental metamórfico compone la masa principal de la Cordillera y consiste en esquistos micáceos, pizarras, cuarcitas, y abundantes y diversos ortogneis máficos.

2. Este complejo fue ampliamente intruido por plutones masivos de composición principalmente tonalítica a lo largo de la porción central alta de la Cordillera.

3. El flanco norte de la Cordillera fue subsecuentemente cubierta por rocas volcánicas de composición félsica a máfica. Aunque Williams y McBirney (1969) sugirieron que las rocas plutónicas probablemente eran del Paleozoico, estudios más recientes (Horne y otros, 1976b) indican que muchas de éstas son del Cretácico.

Mapeo de reconocimiento de las Islas Bay (McBirney y Bass, 1969b) reveló una secuencia metamórfica de esquistos, anfibolita, mármol cortado por granito sódico, dacita, gabro, hornblenda piroxénica uralitizada, y serpentinita. Aunque las rocas metamórficas podrían ser equivalentes con rocas similares expuestas dentro de la secuencia basamental en la Cordillera Nombre de Dios al sur o la Sierra de Omoa al sudoeste, es posible que las rocas máficas y ultramáficas sean equivalentes a El Tambor y reflejen obducción ofiolítica del Cretácico Tardío o Terciario temprano. McBirney y Bass (1969a) describieron lodolitas, chert, y grawaca en estados metamórficos progresivos graduando a la secuencia metamórfica principal; por lo tanto, toda la asociación metamórfica en las Islas Bay también podría ser el resultado de la sutura cortical y no del basamento del bloque Chortís.

Horsts centrales

Rocas metamórficas anteriores al Jurásico se exponen en cadenas montañosas dispersas, levantadas a lo largo de márgenes fallados como horsts basamentales que penetran en el terreno circundante de estratos sedimentarios del Mesozoico, en las tierras altas centrales de Honduras. Aunque algunos autores han intentado relacionar estos levantamientos con un cinturón lineal de deformaciones llamadas "Laramídicas" y posteriores, a través del bloque Chortís (Everett, 1970; Fakundiny, 1970; Emmet, 1983), la extensa distribución de los horsts basamentales no conduce por sí misma al análisis de rumbo concreto. Más aún, evidencia estratigráfica indica que al menos algunos de los bloques fueron levantados en el Mesozoico medio y controlaron ampliamente el patrón de deposición del Cretácico. Rocas metamórficas han sido estudiadas en algún detalle en sólo tres de estos levantamientos. La mayoría de los autores han asumido que estas se correlacionan y equivalen con parte de la secuencia metamórfica expuesta en el Complejo Marginal Norte. Considerando la distribución ampliamente separada de los levantamientos basamentales y la demarcación del Complejo Marginal Norte por una zona de falla, esta simple suposición puede ser injustificada y equivocada.

Levantamiento San Juancito

Estratos metasedimentarias se exponen en el núcleo fallado del levantamiento San Juancito, 20 km al noreste de Tegucigalpa. Carpenter (1954) nombró a estas rocas como **Formación Petén**. Consisten en esquisto grafítico pirítico, esquisto sericítico cuarzoso, cuarcita masiva, y capas de areniscas. La foliación en estos estratos es paralela a la estratificación composicional y tiende hacia el norte - noreste, casi normal a la traza del bloque basamental; ésta ha sido doblada en pliegues cónicos de leve inmersión hacia el oeste-noroeste, junto con estratificación en estratos no metamorfoseados de la Formación El Plan cercanamente expuestos. La edad mínima de la Formación Petén se puede restringir por la suposición de que la Formación El Plan, que probablemente es del Jurásico, yace disconformemente sobre la Petén; pero tal relación no ha sido vista o documentada.

Montaña de Comayagua

La Montaña de Comayagua es un gran masivo basamental que se eleva arriba de las cadenas y planicies volcánicas del Terciario de Honduras central 50 km al noroeste de Tegucigalpa. Fakundiny (1970; Fakundiny y Everett, 1976) nombró Esquisto Cacaguapa a una secuencia metamórfica que aflora en el flanco oeste de la Montaña y la subdividió en los Miembros Humuya y Las Marías. El Miembro Humuya se expone bien sólo en el Río Humuya; consiste en metaconglomerado cizallado de guijarros de cuarzo a cantos rodados de rocas ígneas y metamórficas, interestratificados con blastomilonita esquistosa con augen de cuarzo, y capas metaígneas felsíticas milonitizadas. Fakundiny (1970) describió esquistositas en cantos de metaconglomerados; la orientación de éstas no es compatible con la foliación regional en los metaconglomerados y estratos adyacentes de terrenos metamórficos adyacentes. El Miembro Las Marías es más extenso y consiste en esquisto de muscovita - cuarzo, filita, menos esquistos de clorita y grafito, y capas prominentes de mármol silíceo y cuarcita; las asociaciones minerales son típicas de facies de esquistos verdes, quizás relacionadas localmente a grados menores de facies anfibolíticas. El contacto entre los Miembros Humuya y Las Marías no se ha observado y se desconoce la relación entre ellas, aunque Fakundiny (1970) sugirió que la Humuya estaba en una posición estructural inferior. La foliación en Las Marías ha sido plegada por dos episodios de deformacionales diferentes; crenulaciones primarias de inmersión sudoeste con

lineaciones minerales paralelas a la intersección de clivaje de crenulación con esquistosidad, y segundo, flexuras abiertas de tendencia norte. Se ha demostrado que ambos miembros están sobreyacidos por estratos terrígenos no metamorfozados del Grupo Honduras, que establece un límite de edad para los Esquistos Cacaguapa como pre - Jurásico.

Horst El Porvenir

Otro gran masivo de rocas metamórficas es el horst El Porvenir, 70 km al noreste de Tegucigalpa. Simonson (1977) correlacionó tentativamente estas rocas con los Esquistos Cacaguapa y las subdividió en dos unidades metasedimentarias y dos metaígneas. La unidad más antigua es un esquisto milonítico con augen potásico, que se piensa representa un plutón granítico metamorfozado. Ésta es sucedida disconformemente por esquisto pelítico granatífero en la facies de epidota - anfibolita, y menos mármol, cuarcita, y esquistos básicos. Simonson (1977) pensó que éstas graduaban a una faja adyacente de facies inferior de esquistos verdes, filita sericítica fuertemente cizallada que contiene capas y bolsadas de cuarzo y menos mármol, cuarcita, y filita máfica. Las dos unidades sedimentarias contienen la misma fábrica de deformación, consistente en una foliación noroeste más antigua, paralela a la estratificación composicional, cortada por una foliación de crenulación posterior que es planar axial con las crenulaciones en la foliación primaria; las intersecciones de los dos sistemas de foliación son paralelas a los ejes de pliegues en la foliación primaria y tienen una ligera inmersión hacia el noroeste. Gneis tonalítico milonítico ha intuido ambas unidades metasedimentarias, y un gneis granítico milonítico con contenido de xenolitos de mármol atraviesa la unidad filítica de grado inferior. La secuencia de mayor grado también ha sido intuida por una adamelita deformada con una edad K-Ar mínima de 114 Ma (Horne y otros, 1976c). La secuencia metasedimentaria está sobreyacida disconformemente por estratos no metamorfozados del Grupo Honduras (King, 1972; Delevoryas y Srivastava, 1981).

Tierra Incógnita

Algunas de las rocas estudiadas más recientemente del bloque Chortís se exponen al noroeste de Nicaragua y partes adyacentes de Honduras. Zoppis Bracchi (1957) describió una secuencia de facies de esquistos verdes inferior consistente en filita y esquistos que contienen menos capas de cuarcita y mármol, que él llamó **Formación Palacagüina**. Las estructuras en estos estratos tienen una traza prominente este - noreste; las foliaciones están levemente inclinadas hacia el sur y la vergencia de pliegues es hacia el norte. Engles (1964) describió otra asociación metavolcánica de facies de esquistos verdes baja, de tobas, basaltos en

almohadillas, y diabasa al norte de Nicaragua, que consideró eran más jóvenes que la Palacagüina. Rocas similares a cada una de estas asociaciones están ampliamente expuestas en regiones remotas del norte de Nicaragua y sudeste de Honduras (Zoppis y Bracci y del Giudice, 1958; Mills y Hugh, 1974).

El batolito Dipilto es una adamelita a tonalita calcoalcalina que ha intruido la Palacagüina en su área tipo cerca de Ocotol, Nicaragua (Fig. 2). Plutones similares parecen distribuidos con una traza este - noreste al noroeste de Nicaragua desde el Pacífico hasta el Caribe (McBirney y Williams, 1965). Varios intentos de datar el plutón Dipilto han dado edades de minerales que varían desde 80 a 115 Ma (Zoppis y Bracci y del Giudice, 1961; Pushkar y otros, 1972; Garayer y Viramonte, 1971); Horne y Clark (sin publicar) han obtenido una excelente isocrona Rb-Sr de 140 ± 15 Ma. Así, la Palacagüina debe ser pre - Cretácica, pero las asociaciones metavolcánicas descritas por Engles (1964) podrían ser del Cretácico, como fue sugerido por Mills y Hugh (1974).

Rocas metasedimentarias similares a la Formación Palacagüina, Formación Petén, y Esquistos Cacaguapa se exponen pobremente al norte y este de Honduras, principalmente en el departamento de Yoro y Olancho (Elvir, 1974). Estas se han descrito brevemente por travesías de reconocimiento a lo largo de ríos en Mosquitía (Mills y Hugh, 1974) y algunas carreteras a través de la región remota (Williams y McBirney, 1969; los suscritos, información sin publicar). La mayoría de las exposiciones metamórficas son esquistos micáceos y filitas, y cantidades menores de cuarcita, mármol, y anfibolita.

Correlaciones

Aunque muchos autores anteriores asumieron que la mayoría de las secuencias metamórficas expuestas sobre el Bloque Chortís se correlacionan, estudios más detallados del basamento en áreas separadas indican que existen diferencias significativas entre las secuencias. Parece razonable correlacionar Las Ovejas del valle Motagua con la secuencia antigua de alto grado expuesta a lo largo de las Sierras Espíritu Santo y de Omoa, y con rocas similares en la Cordillera Nombre de Dios, sin embargo, no se han descrito rocas similares a estas al sur de la zona de falla Jocotán - Chamelecón - Aguán. Se piensa que la secuencia de mayor grado en El Porvenir, que parece similar, es gradacional a, y equivalente con, la secuencia pelítica de menor grado adyacente. Más aún, nada similar al Miembro Humuya del Esquisto Cacaguapa, área de la Montaña de Comayagua, ha sido descrito en otro sitio del bloque Chortís. Sin embargo, casi cada secuencia expuesta de rocas metamórficas de alto grado del bloque Chortís, ha sufrido un alto grado de

extensa deformación interna; son abundantes las fábricas cataclásticas penetrativas y miloníticas e indican al menos un extenso episodio de metamorfismo dinámico. Se desconoce el significado de esto.

Secuencias pelíticas de esquisto y filita de facies de esquistos verdes de bajo grado generalmente son similares en todas partes y muy difíciles de diferenciar o correlacionar. Existen similitudes obvias entre la Filita San Diego en el valle Motagua, la secuencia superior del esquisto en las Sierras de Espíritu Santo y de Omoa, la Formación Petén en San Juancito, el Miembro Las Marías del Esquisto Cacaguapa en Comayagua, la secuencia de bajo grado en El Porvenir, y la Formación Palacagüina en Ocotol (Fig. 6). Todas son secuencias predominantemente pelíticas en la facies de esquistos verdes baja, y la mayoría tiene asociaciones menores de capas de cuarcita y/o mármol. Algunos autores han sugerido que son correlativas con el Grupo Carbónfero Santa Rosa ampliamente expuesta en el bloque Maya (Clemons, 1966; Horne y otros, 1976a), pero no se conocen equivalencias de edad o ni siquiera se indican. Más aún, es una conjetura la relación paleogeográfica entre los dos bloques en el Paleozoico tardío.

ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA

El nivel del entendimiento estratigráfico del bloque Chortís está aún muy desorientado y parcialmente confuso, (p.ej Wilson y otros, 1978). Los primeros estudios de la región fueron reconocimientos y la mayor parte no se basó en mapeo detallado. A partir de estos reconocimientos, se hicieron muchas suposiciones y generalizaciones simples, y estas han generado mucha de la literatura posterior; por mapeo detallado reciente se ha demostrado que mucha es muy simplificada y errónea.

Por mencionar, los primeros estudios reconocían la existencia de una secuencia de capas rojas inferior, una caliza Cretácica, capas rojas superiores y una secuencia posterior de rocas volcánicas Terciarias. Conforme los estudios continuaron, las interpretaciones siguientes evolucionaron en un marco estratigráfico ampliamente aceptado:

1. Las capas rojas inferiores parecían similares a, y fueron correlacionadas con, la Formación Todos Santos en el Oeste de Guatemala (Mills y otros, 1967; Burkart y otros, 1973)
2. Se asumió que unidades carbonáticas masivas Cretácicas expuestas en el Bloque Chortís eran equivalentes o cercanamente correlacionadas, y se colocaron juntas en una secuencia llamada Grupo Yojoa (Mills y otros, 1967; Williams y McBirney, 1961).
3. Todas las capas rojas que sobreyacen calizas fueron correlacionadas con la secuencia bien conocida Formación Valle de Angeles, expuesta cerca de Tegucigalpa

sucesión estratigráfica Mesozoica sobre el bloque Chortís en ser muy variable.

Secuencia Basal

La mayor confusión concerniente a la estratigráfica Mesozoica del bloque Chortís se ha centrado en la naturaleza y significado de la parte basal de la secuencia, aquí llamada Grupo Honduras. Esto se debe en mucho a que la mayoría de las unidades que subyacen las calizas se consideraron parte de la secuencia basal, aún cuando ellas no se mostraran yaciendo sobre el basamento. Estas rocas generalmente han sido llamadas Todos Santos o Metapán, por lo que se debe revisar brevemente el origen y aplicación de estos términos.

Problema Todos Santos - Metapán: La Formación Todos Santos fue definida como una secuencia de clásticos rojos al noroeste de Guatemala (Sapper, 1894); luego se extendió al sudeste de México (Sapper, 1937) y a través de Guatemala (McBirney, 1963; Anderson y otros, 1973). El nombre fue también aplicado a capas rojas inferiores en el sudeste de Guatemala (Burkart y otros, 1973) y fue ampliamente usado a través de Honduras (Mills y otros, 1967); extendiendo así la Formación Todos Santos a través de un margen de placa, desde el bloque Maya al bloque Chortís. Considerando que se desconoce y conjetura la relación paleogeográfica entre los dos bloques, no parece ser inteligente seguir con este uso.

Sapper (1899) describió una secuencia de rocas clásticas terrígenas sobreyacidas por caliza Cretácica al noroeste de El Salvador que llamó "estratos Metapán". Sapper (1937) y muchos autores pensaron después que los "estratos Metapán" equivalían con la Todos Santos y creyeron que probablemente eran del Jurásico. Autores posteriores en El Salvador (Stirton y Gealey, 1949; Durr y Stober, 1956; Mayer, 1967) extendieron el uso de "estratos Metapán" para incluir toda la secuencia sedimentaria del área Metapán. El término también ha sido aplicado ampliamente a través del bloque Chortís para varias secuencias (Schuchert, 1935; Weaver, 1942; Roberts e Irving, 1957; Zappis, Bracci y del Giudice, 1958), confundiendo su significado. Siguiendo un mapeo detallado reciente en el área Metapán. Weber (1979) redefinió la sucesión de "estratos Metapán" y recomendó que el término sólo se usara informalmente en el área Metapán y no aplicarlo en todas partes.

El uso del término Todos Santos para el bloque Chortís, se debería abandonar por dos razones. Primero, como se anotó arriba y por Finch (1981), la Todos Santos fue definida en un terreno con relación paleogeográfica desconocida al bloque Chortís (Gose y Swartz, 1977), y es probable que no haya sido litológicamente continua sobre ese bloque. Segundo, la mayoría de lo que ha sido llamado Todos Santos sobre el bloque Chortís (Mills y

otros, 1967; Williams y McBirney, 1969; Everett, 1970; Facundiny, 1970) probablemente no esté en la misma posición estratigráfica relativa a la Todos Santos; y fue mal correlacionada, debido a que estaba debajo de la caliza que se asumía era parte del Grupo Yojoa del Cretácico Inferior. Como se discutirá después, se ha demostrado posteriormente que muchas de estas secuencias son capas rojas Valle de Los Angeles sobreyacidas por caliza del Cenomaniano (Atwood, 1972; Finch, 1972, 1981; Horne y otros, 1974; Fakundiny y Everett, 1976).

Formación El Plan: Es la unidad estratigráfica de menos conocida y de mayor problema en el bloque Chortís. Su distribución areal, ambiente de deposición, relación de edad, contactos con otras unidades, posición estratigráfica relativa y significado paleogeográfico han estado sujetas a continua controversia. Carpenter (1954) definió la Formación El Plan en el área San Juancito de Honduras central consistente en cerca de 900 m de alternancias de unidades de lutita - limolita y arenisca - limolita, cada uno en paquetes de 30 m o más en espesor. Estratos similares han sido también descritos en otras localidades en Honduras (Carpenter, 1954; Mills y otros, 1967; UNDP, 1972, Mills y Hugh 1974; Ritchie y Finch, 1985); sin embargo, no se sabe si son todos correlativos.

Carpenter (1954) describió capas con restos de plantas, lentes de conglomerados de guijarros, y capas margosas en El Plan que consideró indican condiciones deposicionales de planicies de inundación a marino somero. Wilson (1974) interpretó estos estratos como depósitos lacustres intermontanos. Los autores y otros han notado atribuciones tipo flysch en la sucesión, incluyendo alternancias rítmicas de arenisca gradual con bases socavadas bien marcadas, graduando hacia arriba a lodolitas que tienen laminaciones contorsionadas, que sugieren deposición por corrientes de turbidez. Talvés todas estas observaciones no sean compatibles con deposición en un ambiente de plataforma terrígena.

Newberry (1888) describió 14 especies de cicádeas y plantas relacionadas de El Plan en San Juancito que consideró de edad Rhaetiana; sin embargo, otros pensaron que podrían ser del Jurásico (Knowlton, 1918; Mülleried, 1942a, 1942b). Lastimosamente la colección de Newberry se ha perdido y otros especímenes de plantas de localidades cercanas han sido identificados como del Jurásico (Ritchie y Finch, 1985). Carpenter (1954) describió otra exposición de limolita y arenisca cerca de San Juancito que contiene una fauna marina diversa del Jurásico Medio; él pensó que ésta era más joven que El Plan, pero las dos no son visibles en contacto fallado.

Parte del problema con la Formación El Plan es que nadie ha reportado haberlo visto en contacto no fallado con alguna otra unidad estratigráfica. Debido a que es la unidad más antigua conocida en el Bloque Chortís, se asume que yace disconformemente sobre la metamórfica Formación

Petén (Carpenter, 1954; Mills y otros, 1967; Wilson, 1974). Carpenter (1954) también asumió que sus estratos del "Jurásico no definidos" descritos arriba yacían conformemente sobre El Plan, pero no pudo describir el contacto inexpuesto. No se sabe con certeza cuál es la relación de la Formación El Plan con el Grupo Honduras o el Grupo Yojoa. Parece razonable asumir que El Plan es equivalente con al menos parte del Grupo Honduras.

Grupo Honduras. Estratos siliciclásticos basales que yacen disconformemente sobre el basamento metamórfico y/o están sobreyacidos por caliza masiva de probable edad Cretácico Temprano, han sido mapeados discontinuamente en el Bloque Chortis. Generalmente estos estratos han sido correlacionados con la Formación Todos Santos del oeste de Guatemala o con la Formación Metapán del noroeste de El Salvador, una práctica que debería obviarse, como se explicó anteriormente. Debido a que las secuencias basales varían algo de área a área, y a que algunas pueden tener más de una secuencia mapeable entre el basamento y el Grupo Yojoa del Cretácico Inferior, los suscritos recomiendan la reunión de varias secuencias siliciclásticas basales dentro de un grupo de formaciones sin nombre. Estas secuencias están ampliamente expuestas en Honduras, por lo tanto, se sugiere nombrarles Grupo Honduras.

El Grupo Honduras se designa aquí como estratos predominantemente siliciclásticos del Jurásico a Cretácico Temprano que yacen sobre el basamento y que están sobreyacidos por calizas Yojoa del Aptiano - Albiano. El Grupo podría incluir o ser parcialmente equivalente con la Formación El Plan descrita arriba. Sin embargo, las numerosas secuencias de capas rojas terrígenas descritas que subyacen caliza, que se piensa, son similares a Yojoa, son ambiguas y no se incluyen en este grupo hasta que se pueda demostrar inequívocamente sus posiciones estratigráficas por medios faunales o físicos. Muchas de estas secuencias pueden en efecto ser parte del Grupo Valle de Los Angeles del Cretácico Superior, como se indica en la introducción de esta sección.

Son relativamente pocas las secuencias mapeadas de estratos que sin equivocación se pueden asignar al Grupo Honduras, y más bien diferentes a numerosas sucesiones que inicialmente se refirieron a la Formación Todos Santos. Ejemplos claros se exponen en tres áreas de Honduras: en los núcleos de varios levantamientos anticlinales o fallados al norte de Tegucigalpa, alrededor del margen oeste del masivo basamental Comayagua, y al oeste de Honduras cerca del Lago Yojoa.

En el área San Juancito, al norte de Tegucigalpa, Carpenter (1954) describió una sección gruesa de 30 m de limolita y arenisca con contenido de bivalvos del Jurásico, que se cree estuvo arriba de la Formación El Plan. Al noroeste de San Juancito –cerca de las aldeas Talanga, Cedros, Minas de Oro, y El Porvenir varios autores

(Atwood, 1972; Kling, 1972; Simonson, 1977) han descrito varias secciones de lutita y arenisca cuarzosa con menos conglomerado de guijarros, yaciendo disconformemente sobre el basamento y en la mayoría de lugares pasan gradualmente a caliza Atima del Cretácico Inferior. Ninguna de estas ha sido descrita como secuencias de capas rojas, aunque se han hallado fósiles de plantas en varias localidades, faunas de bivalvos y gasterópodos; todas las secciones son inferiores a algunos cientos de metros en espesor. King (1972) infirió que al menos parte de la secuencia era equivalente con la Formación El Plan.

Sobre el flanco oeste del masivo basamental de Comayagua, Everett, (1973), y Fakundiny (1970) reportaron extensas exposiciones de capas rojas que correlacionaron con la Todos Santos, pero la mayoría de estos estratos fueron posteriormente reasignados al Grupo Valle de Angeles (Fakundiny and Everett, 1976). Los únicos estratos que subsecuentemente se pueden incluir en el Grupo Honduras son una secuencia de conglomerados de guijarros de cuarzo y rocas metamórficas, arenisca, y toba, que localmente pueden exceder 50 m de espesor; se puede demostrar que yacen directamente sobre el basamento y están sobreyacidos por caliza Atima con contenido de Orbitolina (Fakundiny and Everett, 1976).

Justo al oeste del Lago de Yojoa al oeste de Honduras, se en la Mina El Mochito han perforado hasta 35 m de lutita, lutita limosa, y arenisca cuarzosa, debajo de la caliza Atima, (R.C. Finch, comunicación personal). Un poco más al oeste, sobre el lado oeste de la montaña Santa Bárbara, Finch mapeó una sección de 75 m de arenisca, conglomerado de cuarzo, limolita, lutita, y capas calcáreas en la parte superior, aparentemente gradual a la sobreyacente caliza Atima. Justo al sudeste del Lago de Yojoa (Curran, 1980) una secuencia similar de arenisca verde grisácea, lodolita, conglomerados de rocas metamórficas, y caliza arenosa asociada y lutita, subyace directamente la caliza Atima; no se expone el basamento.

No son muy comunes exposiciones claras del Grupo Honduras, pero probablemente el grupo esté expuesto en forma amplia en el bloque Chortís (Ritchie y Finch, 1985). Weber (1979) redescubrió una sección en el área de Metapán al noroeste de El Salvador que probablemente conforma estrechamente las "capas Metapán" de Sapper (1899). Esta sección consiste en al menos 200 m de arenisca, conglomerado, limolita, y lutita e intercalaciones de andesita y basalto de hasta 20 m de espesor. Una secuencia similar se expone al sudeste de Guatemala (Burkart y otros, 1973). Aunque el basamento no se expone en aquellas áreas, estos estratos están conformemente sobreyacidos por caliza Atima del Albiano, y se han llamado Formación Todos Santos, con base en la correlación de Sapper (1937); estos deberían ser incluidos en el Grupo Honduras. Capas rojas del área Metapán que subyacen caliza del Cenomaniano (Wilson, 1974; Weber, 1979), y la mayoría de lo que ha sido llamado

capas rojas Todos Santos en otras partes del bloque Chortís, pueden ser equivalentes del Grupo Honduras, o parte del Grupo Valle de Los Angeles.

En resumen, los rasgos conocidos del Grupo Honduras son: (1) yace disconformemente sobre el basamento y gradúa hacia arriba a la Formación Atima del Cretácico Inferior (Fig. 6); (2) consiste predominantemente en secuencias siliciclásticas de lutita y limolita, y arenisca, localmente conglomerados de guijarros importantes, y menos capas calcáreas (en la mayoría de áreas no son secuencias de capas rojas); (3) de varios espesores, desde algunos metros a varios cientos, y ampliamente distribuidos desde el sudeste de Guatemala al extremo este de Honduras; y (4) contiene fósiles de plantas y de faunas marinas, algunas de las cuales se han datado como del Jurásico (Delevoryas y Srivastava, 1981; Ritchie y Finch, 1985).

Grupo Yojoa

Mills y otros (1967) definieron el Grupo Yojoa consistente en cuatro formaciones que afloran cerca del Lago Yojoa en el oeste de Honduras: (1) la inferior Formación Cantarranas, una caliza limosa del Neocomaniano - Aptiano; (2) la intermedia Formación Atima, una unidad de carbonato fosilífero masivo del Aptiano - Albiano; (3) la superior Formación Guare del Cenomaniano; y (4) la Formación Ilama, una unidad de conglomerados brechosos de caliza localmente presente arriba o abajo de la Formación Atima.

Aunque la Formación Cantarranas es la unidad original de carbonatos que Mills y otros (1967) extendieron dentro del Grupo Yojoa, su edad y posición estratigráfica relativa en el área tipo (Carpenter, 1954) es aún una interrogante y necesita posterior estudio y una redefinición. La Formación Atima es la unidad estratigráfica menos controversial y más ampliamente extendida que aflora en el bloque Chortís; sin embargo, generalmente calizas masivas más jóvenes han sido confundidas con la Atima. Se ha visto que la Formación Guare (Finch, 1972; Wilson, 1974; Curran, 1980) está separada del resto del Grupo Yojoa por una gruesa secuencia de capas rojas, y por lo tanto fue reducida a un miembro de la Formación Jaitique en el Grupo Valle de Angeles de Cretácico Superior (Finch, 1981). Debido a que la Formación Ilama no está en una posición estratigráfica consistente y es fácilmente confundida por conglomerados de caliza más jóvenes que ocurren en el Grupo Valle de Angeles, Finch (1981) recomendó el abandono del uso de este término.

Formación Cantarranas. Originalmente fue definida por Carpenter (1954), en el área de San Juancito de Honduras central, consistente en tres miembros: una caliza masiva inferior, una unidad media de lutita calcárea

y arenisca, y una caliza masiva superior, totalizando cerca de 180 m de espesor. Mills y otros (1967) correlacionaron el miembro superior masivo con su Cantarranas revisada – variando considerablemente en litología y espesor (hasta de 200 m) en muchas secciones estratigráficas a través de Honduras; probablemente lo interpretaron como depósitos en un ambiente trasarrecifal restringido.

Existen muchos problemas acerca de la Formación Cantarranas, y autores recientes no han considerado que sea una unidad mapeable. Incluso Carpenter (1954) tuvo dificultad en determinar la posición estratigráfica, y nadie ha sido capaz de resolver satisfactoriamente su edad. Mills y otros (1967) citaron evidencias de edad Albiano o Cenomaniano en secciones que correlacionaron con la Cantarranas, y en la sección tipo atribuyeron una edad Cretácico Tardío, probablemente Albiano, al miembro superior (Atima?). Sin embargo, Wilson (1974) creyó que la Cantarranas tipo en San Juancito era Cenomaniano, elevando la posibilidad de que pueda ser equivalente a otras calizas del Grupo Valle de Angeles reportadas del Cenomaniano (Horne y otros, 1974; Finch, 1981), considerablemente arriba del Grupo Yojoa. Así, sólo la Formación Atima parece ser la única unidad estratigráfica útil en el Grupo Yojoa.

Formación Atima. La Formación Atima fue reconocida por Mills y otros (1967) como la unidad más extensa y diferenciada en el Grupo Yojoa; consiste en biomicrita masiva de color gris oscuro, y localmente con partes lutíticas y lentes de chert; capas de coquina orbitolínidas y biohermas rudístidas, como asociaciones comunes. La formación ha sido muy mapeada en el bloque Chortís desde el sudeste de Guatemala (Burkart y otros, 1973) y Noreste de El Salvador (Weber, 1976; Finch, 1981), y Honduras (Fakundiny y Everett, 1976; Finch, 1981), por lo menos hasta el norte de Nicaragua (Zoppis Bracci y del Giudice, 1958).

El espesor de la Atima varía desde 100 m alrededor de los flancos de los altos basamentales (Fakundiny, 1970; Simonson, 1977) a 1200 m o más en depocentros al oeste (Finch, 1981) y noreste de Honduras (Mills y otros, 1967). La litofacies de la Atima también es variable; por lo general se describe como de un ambiente de banco carbonático somero con lentes arenosos fosilíferos y arrecifes rudístidos. Sin embargo en la mina El Mochito al oeste de Honduras, la Atima se divide por una lodolita verde de 115 m de espesor, en calizas masivas superiores e inferiores, cada una de 500 m de espesor y aparentemente representando facies de bancos de aguas someras, rasante hacia arriba (Finch, 1981). Secuencias similares también han sido descritas en la Atima para Honduras central (Emmet, 1983).

Facies más profundas del Grupo Yojoa han sido reportados en Honduras central (Wilson, 1974, "caliza Talanga") y sudeste de Guatemala (Crane, 1965; Burkart y otros, 1973). En la segunda zona mencionada, existen contrastes remarcables en espesor y facies a través de la falla Jicotán, donde Crane (1965) describió 1300 m de caliza

delgadamente estratificada y de aguas profundas del Albiano, al sur de la falla (correlacionada por Clemons, 1969, a la Formación Cantarranas), sobreyacida por 400 m de caliza marina somera masiva (correlacionada con la Atima), teniendo en la base un grueso fanglomerado - brecha de caliza. Más hacia el sur, Burkart (1965) reportó la sección inferior consistente en caliza oscura, lutítica, delgadamente estratificada con de amonites del Aptiano; ninguna zona de brecha separa la caliza masiva del Albiano sobreyacente. Al norte, a lo largo de la falla Jocotán, Clemons (1969) halló sólo 300 m de caliza masiva similar a la Atima, que yace directamente sobre el basamento del Complejo Marginal Norte. Este contraste impulsó a Donnelly y otros (1968) a sugerir que en el Cretácico Temprano, hubo deslizamiento sobre buzamiento hacia el norte de la falla Jocotán; relaciones similares se han descrito a lo largo del rumbo al noreste en la falla Chamelecón en Honduras Noroeste (Horne y otros, 1976a).

Los contactos entre la Formación Atima u otros estratos basales del Grupo Yojoa y estratos clásticos subyacentes del Grupo Honduras son conformables dondequiera que se exponen y por lo general son graduales. Los contactos con las capas rojas sobreyacentes del Grupo Valle de Angeles se han descrito como conformables, pero Wilson (1974) consideró que los contrastes líticos entre las dos necesitó de un disturbio tectónico y de una discordancia. Mills y otros (1967) creyeron que la Atima era predominantemente del Albiano. Finch (1981) indicó que la Atima inferior en la Mina El Mochito era del Neocomaniano tardío a Aptiano tardío y que la Atima superior era del Aptiano tardío a Albiano tardío.

Se deberá notar que en El Salvador (Weber, 1979; Baxter, 1984) el Grupo Yojoa no sólo incluye una caliza masiva basal, probablemente equivalente a la Formación Atima, sino también capas rojas sobreyacentes y una caliza superior que en Honduras se consideran parte del Grupo Honduras siguiente.

Grupo Valle de Angeles

Carpenter (1954) nombró Formación Valle de Angeles a una gruesa secuencia de rocas clásticas rojizas que afloran entre Tegucigalpa y San Juancito, Honduras. Estos estratos habían sido previamente llamados Formación Tegucigalpa (Fritzgartner, 1891); este término fue luego ampliado para incluir estratos de mayor antigüedad que posteriormente pasaron a ser Formación El Plan (Sapper, 1905). Carpenter (1954) consideró que los clásticos Valle de Angeles fueron depositados en un área intermontana terrestre adyacente a fuentes más altas. Debido a que creyó que sobreyacían la Formación Cantarranas del Cretácico, pensó que los estratos Valle de

Angeles probablemente eran del Cretácico Tardío a Terciario temprano.

La Formación Valle de Angeles fue elevada al estado de Grupo (Mills y otros, 1967) con la inclusión de todas las rocas sedimentarias arriba del Grupo Yojoa y debajo de las formaciones volcánicas del Terciario medio. Una unidad de calizas llamada Formación Esquías (Weaver, 1942) fue incluida en el Grupo como la única formación nombrada (Mills y otros, 1967); esto sirvió para subdividir el grupo en secuencias de capas rojas superior e inferior.

El problema de las capas rojas

Antes de 1968 y al inicio del mapeo detallado de cuadrángulos en las altiplanicies Mesozoicas de Honduras central, se habían reconocidos hasta cuatro secuencias de capas rojas en el bloque Chortís: (1) capas rojas debajo de caliza masiva del Cretácico, generalmente referidas como Formación Todos Santos; (2) capas rojas arriba de caliza masiva Cretácica, generalmente referidas como Formación Valle de Angeles; (3) Capas rojas arriba de caliza margosa Esquías, raramente descrita pero relegada a la parte superior del Grupo Valle de Angeles; y (4) capas rojas que yacen sobre estratos plegados del Mesozoico, correlacionados a la Formación Subinal del Terciario de Guatemala (Hirschmann, 1963)

Las capas rojas siliciclásticas, desafortunadamente, no son las únicas, y sin algún tipo de rasgo distintivo, cada una de estas cuatro unidades se podría confundir por otra. Por ejemplo, la correlación stratigráfica de unidades de capas rojas relativa a caliza masiva del Cretácico fue obviada con el reconocimiento de que la Esquías y otras calizas en el Grupo Valle de Angeles también eran masivas y similares al Grupo Yojoa (Horne y otros, 1974; Finch, 1981). Williams y McBirney (1969) creían que el Valle de Angeles era pre - volcánica y que la presencia de estratos volcánicos o debris en las capas rojas indican, lo más, una edad del Terciario Medio y probable equivalencia con la Subinal; sin embargo, estratos y debris volcánicos han sido subsecuentemente hallados en la secuencia Mesozoica sobre el bloque Chortis. Los equivalentes de la Subinal han sido reconocidos en pocos lugares donde yacen con una marcada disconformidad sobre estratos plegados del Mesozoico, incluyendo el Grupo Valle de Angeles (Horne y otros, 1974), pero son muy difíciles de reconocer donde la discordancia basal no es evidente (Williams y McBirney, 1969), o donde el Valle de Angeles puede no estar presente (Burkart y otros, 1973). Aunque cuerpos café y rojizos han sido descritos en el Grupo Honduras, éstos no son comunes y el grupo no es una secuencia de capas rojas dominante.

Desde 1970, ha evolucionado el criterio para una secuencia generalizada del Grupo Valle de Angeles siguiendo el reconocimiento de calizas Cretácico medio extensos (Horne y otros, 1974; Fakundiny y Everett, 1976; Finch, 1981) que

efectivamente dividen el grupo en tres unidades principales: (1) una secuencia inferior de conglomerados y capas rojas de grano grueso que yace concordante sobre rocas carbonáticas del Cretácico Inferior del Grupo Yojoa, informalmente designado como el Grupo Valle de Angeles inferior; (2) secuencias carbonáticas intermedias del Cenomaniano que son graduales con secuencias de capas rojas tanto subyacentes como sobreyacentes, llamados Formación Esquíás en Honduras central y Formación Jaitique al oeste centro; y (3) capas rojas superiores de grano fino que localmente son yesíferas y que están sobreyacidas, con una discordancia angular bien marcada, por estratos volcánicos del Terciario; estos son informalmente llamados como Grupo Valle de Angeles superior.

Capas rojas inferiores. La secuencia inferior de capas rojas del Grupo Valle de Angeles ha sido descrita ampliamente en el Bloque Chortis, a través de Honduras (Mills y otros, 1967; Williams y McBirney, 1969; Horne y otros, 1974; Fakundiny y Everett, 1976; Finch, 1981) hasta la costa caribeña del este de Honduras, y Nicaragua (Mills y Hugh, 1974). La secuencia de capas rojas que separa las dos calizas de lo llamado "Grupo Yojoa" en El Salvador (Weber, 1979; Baxter, 1984) también se considera aquí equivalente a las capas rojas inferiores del Grupo Valle de Angeles (Fig. 6). Lo siguiente es una descripción generalizada de estas secuencias de capas rojas:

Las capas rojas inferiores son de grano más grueso, más conglomeráticas, y más variables en color, textura, y composición que las capas rojas superiores en el Grupo Valle de Angeles. Estas a menudo han sido confundidas como la secuencia siliciclástica basal y mal relacionadas con la Formación Todos Santos. Exposiciones típicas están dominadas por arenisca bien estratificada, y conglomerado de guijarros de cuarzo, en matriz arenosa roja, pobremente estratificados. Comúnmente limolita roja y arcillolita marrón son abundantes pero menos resistentes y menos expuestas. Las areniscas varían localmente en composición de cuarzosas a feldespáticas, a líticas con granos pelíticos; estructuras sedimentarias primarias sugieren condiciones fluviales. Los conglomerados componen del 10 al 25 por ciento de la sección. Los clastos más comunes son cuarzo, pero guijarros de volcánicas o metamórficas pueden ser localmente abundantes; fábrica clástica y estructuras internas sugieren corrientes entrelazadas o deposición en abanico fluvial. Intercalaciones de capas volcanoclásticas, flujos volcánicos, calizas delgadas, y conglomerados de guijarros de caliza oligomíctica se han reportado en varias partes de la sección.

Localmente el espesor de la secuencia de capas rojas inferior es muy variable, pero generalmente cercano a los 1000 m. Se ha visto que se adelgaza desde 2000 m (Horne y otros, 1974) hasta faltar (Simonson, 1977), sobre

una distancia de sólo 41 km en Honduras central, como si se hubiera depositado en una fosa intermontana o graben. Donde se expone el contacto inferior con las rocas carbonáticas subyacentes del Yojoa, generalmente se describe como conformable, incluso gradacional. Un incremento en la prevaencia de calizas y margas delgadas hacia el tope de la secuencia, sugiere transiciones hacia las rocas carbonáticas sobreyacentes. El único fósil reportado de las capas rojas inferiores es un fémur de un ornitópodo del Cretácico hallado cerca del tope de la sección cerca del área tipo de la sobreyacente Formación Esquíás (Horne y otros, 1974).

Rocas carbonáticas medias. El reconocimiento de una secuencia mayor de rocas carbonáticas dentro del Grupo Valle de Angeles fue crítico en la definición e intento de resolver el problema de las capas rojas en el Bloque Chortís. Aunque Mills y otros (1967) habían sugerido que una caliza margosa relativamente sin importancia dividía el Valle de Angeles en capas rojas superior e inferior, ellos no lo consideraron en ser extensa o similar a las calizas Atima. Autores posteriores han documentado abundantemente el hecho de que las rocas carbonáticas del Cretácico medio están bien desarrolladas y extendidas a través de mucho del bloque Chortís, y que en muchos lugares ha sido confundidas con calizas en el Grupo Yojoa (Atwood, 1972; Finch, 1972, 1981; King, 1972; Horne y otros, 1974; Wilson, 1974; Fakundiny y Everett, 1976; Simonson, 1977; Curran, 1980). Estas secuencias carbonáticas han sido llamadas Formación Esquíás, Guare, y Jaitique.

La **Formación Esquíás** (Weber, 1942) fue reestudiada en su área tipo (Atwood, 1972) y se determinó que consiste en 400 m de rocas carbonáticas argiláceas que posteriormente fueron trazadas continuamente sobre una gran extensión en Honduras Central (King, 1972; Fakundiny y Everett, 1976). Así, la Esquíás se redefinió (Horne y otros, 1974) como una secuencia carbonática, en parte muy similar a la Atima pero de probable edad Cenomaniano, que está conformablemente contenida dentro de la secuencia donde predominan capas rojas del Grupo Valle de Angeles. La biofábrica y estructuras sedimentarias en la Esquíás y tanto los estratos subyacentes como suprayacentes son indicativos de un ambiente de transgresión marina, a uno somero cercano a la costa, seguido por regresión o progradación de facies terrígenas.

La **Formación Jaitique** (Finch, 1981) fue definida como una secuencia de rocas carbonáticas del Cenozoico de hasta 200 m de espesor dentro de las capas rojas Valle de Angeles; ésta se expone ampliamente al oeste (Finch, 1972) y sudeste (Curran, 1980) del Lago de Yojoa. La Jaitique consiste típicamente en un miembro inferior, de 100 m o más de espesor, de biomicrita masiva y un miembro superior delgado de caliza lutítica delgadamente estratificada que habían sido llamados Formación Guare, previamente incluida dentro del Grupo Yojoa (Mills y otros, 1967). Finch (1981) redesignó la Guare como un miembro de la Jaitique y sugirió que ésta

indicaba una transición regresiva, desde condiciones carbonáticas de plataforma abierta a condiciones lagunales hipersalinas o planicies lodosas intertidales. Las Formaciones Jaitique y Esquías parecen ocupar posiciones estratigráficas similares dentro del Grupo Valle de Angeles, y por lo general son de edad similar (Fig. 6). Aunque la Jaitique es sólo la mitad del espesor o menos que la Esquías, y las litofacies de las dos son algo diferentes, ambas reflejan historias y condiciones ambientales similares.

Secuencias muy similares de calizas del Cretácico Medio sobreyacen capas rojas en El Salvador (Weber, 1979) y Guatemala (Bosc, 1971), y se piensa que son equivalentes a las Formaciones Esquías - Jaitique. En El Salvador estas se incluyen en la parte superior del llamado Grupo Yojoa (Baxter, 1984).

Capas rojas superiores. La secuencia superior de capas rojas del Grupo Valle de Angeles generalmente es de grano más fino y de color rojo más uniforme que la secuencia inferior. Esta consiste típicamente en arenisca, limolita, lutita, y arcillolita de color rojo ladrillo, café a marrón, y localmente contiene conglomerado de guijarros redondeados de caliza en una matriz arenosa cuarzosa. Detritos volcánicos son comunes en partes de la secuencia y se puede hallar yeso nodular o diseminado en la parte inferior. Estas litosomas y sus estructuras sedimentarias primarias han indicado condiciones ambientales de tipo planicie de inundación, sabkha, deltáico, y marino somero (Williams y McBirney, 1969; Horne y otros, 1974; Fakundiny y Everett, 1976; Finch, 1981).

El contacto inferior con rocas carbonáticas subyacentes ha sido descrito como conformable (Horne y otros, 1974) a gradual (Finch, 1981). El contacto superior es una discordancia angular marcada con estratos volcánicos sobreyacentes de la Formación Matagalpa del Terciario o Grupo Padre Miguel del Terciario tardío, y sepulta una superficie con un relieve erosional pronunciado. El espesor de las capas rojas superiores varía de acuerdo a la cantidad de erosión expresada en esta superficie, se han medido desde 0 hasta 1000 m. La edad se limita por el Cenomaniano de las rocas carbonáticas subyacentes y la probable edad Oligoceno de las rocas volcánicas antiguas sobreyacentes.

Otras unidades. Otras unidades estratigráficas que pueden ser correlativas con partes del Grupo Valle de Angeles han sido descritas en varias áreas del bloque Chortís. Por ejemplo, la Formación Totogalpa (del Giudice, 1960) es una secuencia gruesa de capas rojas conglomeráticas que yace directamente sobre el Esquistos Palacagüina y el batolito Dipilto al Norte de Nicaragua (Fig. 6). Se creía que la Totogalpa era del Terciario debido a que contenía detritus volcánico (McBirney y Williams, 1965), y el Dipilto era del Cretácico Tardío (Zoppis Bracci

y del Giudice, 1961). Sin embargo, las rocas volcánicas y detritus han sido descritos en toda la sección Mesozoica del bloque Chortís, y el batolito Dipilto ha sido datado como Jurásico Tardío (ver la sección del basamento de Tierra Incógnita). Así, es posible que la Totogalpa pueda ser equivalente con capas rojas muy similares en el Grupo Valle de Angeles. Alternativamente, esta podría correlacionarse con la Formación Subinal del Terciario inferior del sudeste de Guatemala (Burkart y otros, 1973), es también posible que algo de lo que ha sido mapeado como Subinal pueda ser equivalente con el Valle de Angeles expuesto tanto en Honduras Oeste (UNDP, 1972) y Noroeste de El Salvador (Weber, 1979).

En el área de San Juancito de Honduras central, Carpenter (1954) describió una secuencia volcánica que yace con disconformidad sobre la Formación El Plan y está disconformemente sobreyacida por el edificio volcánico félsico del Terciario tardío. Esta secuencia incluye las tobas y brechas andesíticas Colonia, los flujos dacíticos tobáceos Crucero, y la Formación Plancitos de debris andesíticos retrabajados pseudoestratificados, totalizando 2,000 m de espesor. Carpenter (1954) pensó que todo esto era Cretácico, pero no pudo resolver sus posiciones estratigráficas en relación con la Formación Cantarranas o Valle de Angeles. Wilson (1974) pensó que la Plancitos buza debajo de la Cantarranas, que creyó era correlativo con la Formación Esquías. Así, estas tres unidades parecen representar una facies volcánica local del Grupo Valle de Angeles inferior y/o el Grupo Yojoa.

Una secuencia similar de rocas volcánicas seguida por caliza fue también mapeada al norte de San Juancito sobre el flanco norte del alto basamental El Porvenir. Simonson (1977) describió cerca de 1000 m de toba y brecha de andesita porfirítica que sobreyace y penetra lateralmente la parte superior de la secuencia carbonática del Grupo Yojoa. Estas fueron llamadas Depósitos Volcánicos Naranjal y se determinó que contenían clastos, lentes e intercalaciones de rocas carbonáticas. Estas están sobreyacidas conformemente por carbonatos de cuenca de las capas Guatemalita, calizas argiláceas y tobáceas delgadamente estratificadas que contienen microfauna pelágica y exhiben evidencia de deposición turbidítica de agua profunda. Esta sucesión está disconformemente cubierta por depósitos volcánicos del Terciario tardío; no se han reconocido capas rojas del Grupo Valle de Angeles en el área. Simonson (1967) sugirió que las capas Guatemalita posiblemente eran correlativas con calizas del Cenomaniano de otras partes, permitiendo a las volcánicas Naranjal ser otra facies volcánica localizada del Grupo Valle de Angeles y Grupo Yojoa superior.

ESTRATIGRAFIA CENOZOICA

La estratigrafía del Cenozoico en el bloque Chortís consiste en gruesos depósitos marinos someros a terrestres

en una cuenca este; y clásticos terrígenos del Pleistoceno sobreyacidos por volcánicos del Cenozoico medio y superior del Cenozoico sobre el resto de la región. Una formación prominente, Valle de Angeles, ha sido discutida en la sección de estratigrafía Mesozoica, sin embargo, esta se puede extender al Pleistoceno.

La región de Mosquitía del este de Honduras y Nicaragua tiene al menos 4500 m de rocas sedimentarias del Cenozoico en una cuenca con una dorsal somera media (Dorsal Río Coco). Las formaciones vistas en pozos de pruebas, desde la base al tope (Fig. 6), son: Formaciones Valle de Angeles, Punta Gorda, capas rojas, y Bragman's Bluff (Mills y Hugh, 1974). La Formación Valle de Angeles es de al menos 800 m de espesor y consiste predominantemente en lutitas limosas y arenosas, y menos conglomerados, evaporitas y calizas delgadas. La Formación Punta Gorda del Oligoceno - Mioceno es de hasta 1600 m de espesor y consiste en areniscas y gravas y menos calizas e interestratificaciones locales de lutitas.

Formación Subinal

La Formación Subinal fue nombrada por Hirschmann (1963) para exposiciones de capas rojas en el Valle Motagua de Guatemala. Se extiende en el sudeste de Guatemala (Burkart, 1965; Burkart y otros, 1973) y norte de El Salvador (Weber, 1979), donde se llamó "Valle de Angeles". Capas rojas similares al norte de Nicaragua (Zoppis Bracci y del Guidice, 1960) se nombraron Formación Totogalpa (Fig. 6), y se correlacionaron tentativamente con la Formación Subinal (McBirney y Williams, 1965). La Subinal podría ser equivalente a parte o todo lo superior del Grupo Valle de Angeles. La formación es predominantemente terrestre y variable en facies de lugar a lugar; así, su correlación a través del oeste del bloque Chortís es tentativa.

En el área tipo del valle Motagua, la Subinal consiste en areniscas y conglomerados fluviales rojos; canales conspicuos cortan dentro de depósitos delgados de planicies de inundación. Una sección inferior, altamente variable consiste en capas de areniscas serpentínicas localmente gruesas, conglomerados masivos de cuarzo, y conglomerados de caliza. Una facies estuarina contiene gasterópodos del Eoceno (Newcomb, 1975).

Al sudeste de Guatemala, la Subinal es similar y contiene capas tobáceas dispersas y algunos flujos andesíticos; Deaton y Burkart (1984b) obtuvieron una edad de 42 Ma (K/Ar) para un clasto andesítico en un conglomerado. Existen capas yesíferas cerca de Chiquimula (Clemons, 1966). Burkart (1965) estimó el espesor máximo de hasta 1,000 m adelgazándose a menos de 100 m cerca de los márgenes de cuencas mayores.

Estratigrafía volcánica

La estratigrafía volcánica del bloque Chortís ha sido revisada ampliamente por Reynolds (1971, 1980). Esta es compleja y consiste en unidades volcánicas y epiclásticas primarias de extensión generalmente local, con unidades biogénicas menores (lignitos, calizas de agua fresca, diatomitas). Estos estratos yacen con discordancia angular y relieve erosional profundo sobre las otras unidades más antiguas. Reconstrucciones de la historia geológica del oeste del bloque Chortís (Dupré, 1970) enfatizan que superficies de tierra contemporáneas estaban más controladas en el Terciario temprano, lo que se originaron unidades estratigráficas más extensas durante ese tiempo.

La estratigrafía del (?) Oligoceno al Reciente del sudeste de Centro América está dominada por volcanismo explosivo; esto continúa ahora en una serie de estratovolcanes activos a lo largo del "frente volcánico" desde el oeste de Guatemala a Nicaragua, a Panamá central. La estratigrafía es divisible en tres unidades generales: (1) una secuencia inferior no datada y pobremente estudiada de lavas andesíticas, tobas, y brechas correlacionadas con la Formación Matagalpa, (2) una secuencia gruesa del Mioceno medio - bajo de ignimbritas silíceas, referidas como Grupo Padre Miguel; y (3) sedimentos terrígenos y volcánicos post-ignimbriticos generalmente sin nombre estratigráfico aplicado. Además, campos basálticos reducidos del Cuaternario tardío están presentes cerca del Lago Yojoa y Tegucigalpa en Honduras.

Unidades pre - ignimbriticas. La **Formación Matagalpa** del norte de Nicaragua y Honduras (McBirney y Williams, 1965) es una formación volcanogénica pobremente definida y ampliamente extendida que ocurre sobre una gran área debajo de la capa ignimbritica del Mioceno, que cubre la mayor parte de América Central. En la mayoría de sus ocurrencias, los materiales volcánicos primarios (predominantemente andesíticos) son más abundantes que detritus volcánicos epiclásticos. La Formación Matagalpa alcanza un espesor máximo de 300 m en el oeste de Honduras, pero sigue sin ser estudiada. En muchas partes ha sido alterada hidrotermalmente.

Wiesemann (1975) dio el nombre de **Formación Morazán** a brechas, tobas y lavas andesíticas pre - ignimbriticas en El Salvador (Fig. 6). Reynolds (1980) extendió el nombre en el sur de Guatemala. Unidades más antiguas, sin nombrar, consistentes en material tobáceo silíceo a intermedio han sido mapeadas cerca de la ciudad de Guatemala, y sin duda existen varios cientos de metros de material similar ampliamente distribuido en el sudeste de Guatemala. La aplicación de un nombre estratigráfico a tal secuencia de rocas volcánicas es prematura y los suscritos simplemente sugerimos usar la designación "posible

equivalente de la Formación Matagalpa" para ocurrencias de volcánicas pre - ignimbríticas.

Ignimbritas del Mioceno. Las ignimbritas del Mioceno del bloque Chortís oeste cubren la mayor parte de Guatemala sur, oeste de Honduras, norte de El Salvador, y centro de Nicaragua, un área de al menos 10,000 kilómetros cuadrados. El volumen eruptado se encuentra en el orden de los miles de kilómetros cúbicos, y el máximo espesor conocido localmente es de 2000 m (Williams y McBirney, 1969). Las ignimbritas eruptaron sobre una superficie casi plana de rocas metamórficas más antiguas, estratos del Mesozoico, volcánicas Matagalpa, y capas rojas Subinal. Estudios estratigráficos por Burkart 1965, y Burkart y otros, (1973) definieron y describieron el **Grupo Padre Miguel** del sudeste de Guatemala; el nombre ha sido posteriormente extendido a la secuencia de Honduras y quizás sigue siendo el único nombre usado para toda la secuencia. Sin embargo, un problema nomenclatural es la inclusión original dentro del Grupo Padre Miguel de la sobreayacente Formación San Jacinto. Considerando lo que Reynolds (1977, 1980) señaló, que ésta última es distintamente más joven, el uso del nombre Padre Miguel quizás restringirse a la porción ignimbrítica de la secuencia. Estudios por Dupre (1970) y Curran (1980) en Honduras han vertido datos petrográficos y estratigráficos locales detallados; sin embargo, las subdivisiones estratigráficas no han sido aplicadas sobre un área extensa.

En el área tipo, al sudeste de Guatemala, el Grupo Padre Miguel es de espesor variable de hasta 700 m. Consiste en paquetes ignimbríticos gruesos en la parte inferior de la sección, graduando hacia arriba a una mezcla de ignimbritas, depósitos laháricos, cenizas aéreas, areniscas, conglomerados, y flujos de basaltos superiores. La edad de la secuencia se conoce mejor a partir de datos radiométricos de F. McDowell (comunicación personal, 1984) que muestra que las ignimbritas eruptaron primero hace 19 Ma y continuaron hasta hace cerca de 14 Ma, cuya actividad dividió aproximadamente en un período anterior y otro posterior. Algunos de los basaltos superiores, que fueron originalmente considerados del Cuaternario con base en la excelente conservación de la morfología eruptiva, son cercanos a los 12 a 13 Ma en edad; otros cubren sitios arqueológicos mayas y deben ser del Holoceno (Williams y McBirney, 1969).

Wieseman (1975) introdujo el nombre **Formación Chalatenango** para equivalentes salvadoreños de esta secuencia ignimbrítica (Fig. 6). Reynolds (1981) sugirió una edad del Mioceno medio o superior para esta unidad, pero los datos más amplios de F. McDowell (comunicación personal, 1984) sugieren que probablemente sea irrazonablemente joven para la unidad.

Los suscritos sugieren que la Formación Chalatenango es equivalente a las ignimbritas del Mioceno medio y antiguo de Honduras y Guatemala. La toba dacítica Guacamayas en San Juancito en Honduras (Carpenter, 1954), también probablemente sea parte equivalente a las ignimbritas.

Unidades post - ignimbritas. Las unidades ignimbríticas del Oeste del bloque Chortis están cubiertas por una secuencia altamente variable de unidades sedimentarias fluviales, lacustres, y volcánicas de arenas y gravas, depósitos laháricos, capas de cenizas, flujos basálticos, y menos lignitos, caliza de agua fresca, y capas diatomíticas. No existe una información de edad confiable para estas unidades, y se les han asignado varios nombres (Fig. 6).

Williams (1960) describió unidades post - ignimbríticas en el altiplano de Guatemala como heterogéneas, pero predominantemente volcánicas; diatomitas cercanas a la ciudad de Guatemala se consideraron como del Plioceno en algunos lugares y Mioceno en otros. Reeves (1967) describió una secuencia variable de conglomerados polimícticos de hasta 45 m de espesor cerca de El Progreso como la Formación Guastatoya. Bosc (1971) describió una sección similar, pero más gruesa (264 m) y variable, predominantemente de arenisca y conglomerado, con alta proporción de toba riolítica y brecha tobácea, y también lutitas negras con fósiles de plantas, calizas de agua fresca, y lignito interestratificado.

En El Salvador, Wiesemann (1975) nombró como **Formación Bálsamo** lavas andesíticas, tobas, y brechas; la sobreayacente **Formación Cuscatlán** contiene tobas riolíticas, areniscas volcánicas y lavas basálticas. Reynolds (1977, 1980) notó extensas acumulaciones de basalto y andesita en Guatemala, que correlacionó con la Formación Bálsamo. Crane (1965) y Burkart y otros (1973) también describieron la **Formación San Jacinto** al sudeste de Guatemala; esta llega hasta 500 m y predomina arenisca fluvial, con abundantes debris piroclásticos de basalto y riolita y flujos de basalto. La única datación radiométrica de 4 Ma sugiere una edad Plioceno para por lo menos parte de esta unidad y posible equivalencia con la Formación Cuscatlán (Reynolds, 1980).

Una serie del Pleistoceno - Reciente de estratovolcanes espectaculares dominan el relieve del margen del Pacífico de Centro América. Pequeños conos cineríticos del Cuaternario están dispersos detrás del cinturón volcánico y varían hacia el este en variedades distintamente alcalinas.

En resumen, la estratigrafía del Cenozoico en el bloque Chortís no se conoce bien. Las unidades más tempranas están pobremente expuestas y generalmente sin contenido de fósiles. Unidades posteriores tienden a ser localmente variables, volcanogénicas, y también relativamente sin fósiles. El rango de la edad radiométrica del evento ignimbrítico y sus basaltos superiores ha sido establecido como Mioceno temprano a medio pero el resto de la sección del Cenozoico está esencialmente sin datar.

HISTORIA TECTÓNICA DEL BLOQUE CHORTIS

La historia reciente del bloque Chortís es muy difícil de reconstruir debido al problema palinspástico de restaurar el bloque a su posición paleogeográfica antes del Mesozoico. Por más de un cuarto de siglo se ha reconocido por muchos autores que el bloque se originó en otro lugar y que fue tectónicamente movido a su posición actual; lo que popularmente se conoce hoy como un terreno sospechoso.

No existe evidencia de peso que documente la posición antes del Mesozoico del bloque Chortís, y existe muy poco dato disponible (Gose, 1985). Lastimosamente, muchas de las especulaciones que han sido propuestas han ignorado la pequeña cantidad de datos geológicos que se conocen del bloque Chortís; las especulaciones generalmente han sido simples modelos geométricos basados mayormente en trayectorias de placas mayores desde el Mesozoico. Esto se ilustra por la amplia variedad de modelos palinspásticos que se han probado para la posición del bloque Chortís durante el Mesozoico temprano. Por ejemplo: (1) en el centro del Golfo de México (Carey, 1958; Freeland y Dietz, 1971; Helwig, 1975); (2) contra la península de Yucatán en el golfo de Honduras (Walper y Rowett, 1972; Dillon y Vedder, 1973; Uchupi 1973); (3) en su posición actual (Meyerhoff y Meyerhoff, 1972; Wilson, 1974; Iturralde-Vinent, 1975); (4) al sudoeste de la costa de México (Malfait y Dinkelman, 1972; Pindel y Dewey, 1982, Anderson y Schmidt, 1983; Dengo, 1985); (5) fuera de la costa noroeste de Sudamérica (Van der Voo y otros, 1976; Ross, 1979); y (6) en el Océano Pacífico (Gose y Swartz, 1977; Sykes y otros, 1982).

De estos, los únicos modelos que han considerado seriamente la naturaleza del basamento y subsecuente estratigrafía Mesozoica del Bloque Chortís son los de Anderson y Schmidt (1983) y por Dengo (1985), ambos colocan el bloque adyacente al sudeste de México. Aunque las correlaciones son equívocas, existen claras afinidades entre los basamentos de los bloques Chortís y Oaxaca (Ortega y Gutiérrez, 1978; Dengo, 1985). Como Dengo ha señalado, la secuencia Mesozoica en la cuenca Morelos - Guerrero de México del sudoeste de México tiene similitudes más fuertes con el Mesozoico del bloque Chortís que con el actualmente adyacente bloque Maya.

Historia pre - Mesozoica

Las rocas más antiguas conocidas sobre la actual Placa del Caribe se exponen en la dorsal basamental a lo largo del margen norte del bloque Chortís. Estas incluyen un complejo metaígneo que es del Paleozoico a Precámbrico, que podría ser equivalente con, ya sea los

gneises Grenvilianos en el complejo Oaxaca (Ortega - Gutiérrez y Anderson, 1977) o el más reciente complejo Acatlán (Rodríguez, 1970, Ortega - Gutiérrez, 1979). Este complejo fue disconformemente sepultado por una secuencia sedimentaria de estratos predominantemente terrígenos con menos rocas volcánicas y carbonáticas en el Paleozoico medio a temprano. Esta secuencia sedimentaria fue penetrativamente deformada, regionalmente metamorfizada a la facie anfibolítica, e intruida por batolitos de composición intermedia durante un episodio orogénico mayor de edad probablemente Pensilvaniana. Ese evento pudo también haber sido contemporáneo con el metamorfismo del Complejo Acatlán, pero su correlación no parece ser obvia con algún otro período orogénico en Norte América.

Si el bloque Chortís fue desplazado desde el sudoeste de México, probablemente habría sido incluido antes en la evolución Cordillerana del oeste de Norte América. Considerando el collage de terrenos sospechosos que fueron ensamblados por acreción sobre la Cordillera Oeste, no es razonable en este punto intentar correlaciones entre la historia temprana del bloque Chortís y eventos pre - Mesozoicos de Norte América.

Historia Mesozoica

Al inicio del Mesozoico, el bloque Chortís, sin considerar su posición paleogeográfica, probablemente fue una planicie de relieve moderado a redondeado que habría estado sujeto a un largo período de denudación. Al final del Mesozoico, el bloque Chortís habría sido suturado al bloque Maya a lo largo de una extensión oeste de la zona de falla paleo - Motagua por convergencia o traslación, o alguna combinación de las dos. Durante la excursión, la actividad tectónica y magmática continuó fueron esporádicas y extendidas. Rocas plutónicas, estratos volcánicos y detritus volcanogénicos del Jurásico, Cretácico, Terciario, y Cretácico Tardío son testigos de un largo intervalo de magmatismo que puede ser correlativo con la actividad Nevadiana en la Cordillera Oeste y puede también indicar afinidades con el oeste de México. Deformación frágil durante el Cretácico Tardío y Terciario temprano y levantamiento isostático elevaron todo el bloque y han sido largamente considerados contemporáneos y análogos con eventos Laramídicos al norte de México y la Cordillera Este.

La conservación del registro stratigráfico comenzó en el Triásico tardío a Jurásico Temprano con la deposición de El Plan bajo condiciones marinas o lacustres en zonas bajas localizadas; en otros lugares, continuó el hiatus. Durante el Jurásico Medio el bloque Chortís pasó por una transgresión marina general coincidente con inestabilidad epeirogénica. Las zonas bajas fueron sepultadas por secuencias terrígenas de detritus erosionado de áreas fuente levantadas, compuestas de rocas metamórficas altamente meteorizadas. El Grupo Honduras resultante registra la evolución gradual a

condiciones marinas generales y sepultamiento posterior del basamento Chortís; probablemente este es un registro discontinuo con numerosas diastemas de duración y extensión variable.

En el Cretácico Temprano, la mayoría, si no todo, el bloque Chortís estaba siendo inundado por el mar epéirico Yojoa y las áreas terrígenas fuente no fueron ya regiones deposicionales influyentes. Un sustrato carbonático biogénico progradó a través del bloque Chortís. Comunidades bénticas prolíficas construyeron depósitos de bancos carbonáticos; arrecifes rudísticos localizados se desarrollaron a lo largo de los contornos avanzantes de los bancos. Facies de cuenca más profunda se acumularon en fosas locales o frente a la plataforma avanzante. Dos ciclos de agradación carbonática, separados por un período de deposición de lodo terrígeno, son evidentes en algunas partes del bloque Chortís, y probablemente representan fluctuaciones eustáticas o reajustes epeirogénicos. Actividad volcánica dispersa e intrusión plutónica local interrumpieron las condiciones marinas alguna vez tranquilas del Yojoa y probablemente son testigos de subducción a lo largo de algunos márgenes del bloque Chortís durante la excursión a su encuentro con el bloque Maya.

En el Albiano tardío, la inestabilidad tectónica fue extensa y un levantamiento isostático general del bloque Chortís habría originado la rápida regresión del mar Yojoa. Un episodio tafrogénico de fallamiento en bloque produjo una fisiografía de cuenca - montaña de horsts levantados que suplió de detritus grueso a las cuencas adyacentes. Un mosaico complejo de abanico aluvial, planicie pie de monte, planicie de inundación, y quizás litotipos lacustres o lagunales marinos produjeron una secuencia molásica de capas rojas Valle de Angeles. Cuando el bloque Chortís fue reducido por erosión, los litosomas pasaron a un grano más fino y localmente intercalados con estratos calcáreos depositados en embahamientos marinos en desarrollo.

Durante el Cenomaniano, se volvieron a desarrollar depósitos de plataforma carbonatada siguiendo a transgresión renovada que probablemente resultó del levantamiento eustático que afectó la mayor parte de Norte América y mucho de la región caribeña. Las calizas Esquías y Jaitique se acumularon en embahamientos someros que penetraron a través de la fisiografía terrestre madura que había sido previamente alterada por fallamiento en bloque.

La historia del Cretácico tardío del bloque Chortís se ve oscurecida por un registro inadecuado e incompleto. Las capas rojas superiores Valle de Angeles son de edad desconocida y sólo son de distribución local, debido a la falta de deposición o a la remoción subsecuente por erosión post - Cretácica. Donde están presentes, parecen

indicar una quietud relativa sobre el bloque Chortís; ambientes de planicies de inundación lacustre y deltáicos recibieron detritus finos de altos basamentales remanentes, prominencias de bancos carbonáticos residuales, y centros de actividad volcánica dispersos.

El Grupo El Tambor (McBirney y Bass 1969a) en el valle Motagua se reconoce ahora como Cretácico (Wilson, 1974) y se piensa que representa una secuencia ofiolítica (Lawrence, 1976) que se acumuló al norte de la costa (orientación actual) del bloque Chortís, antes de su colisión con el bloque Maya. Presumiblemente El Tambor y complejos ultramáficos relacionados fueron obducidos o extruidos a lo largo de la sutura entre y sobre los bloques Maya y Chortís durante las interacciones placa - margen del Cretácico último y Terciario temprano.

Tectonismo del Cretácico Tardío - Terciario Temprano

El registro Mesozoico sobre el bloque Chortís finalizó con gran actividad plutónica acompañada con o seguida por extensa deformación frágil que afectó todo el bloque. Sapper (1899) fue el primero en reconocer el significado de la deformación del Cretácico Tardío a Terciario temprano en el Norte de Centro América; la evidencia para esto fue luego elaborado por Dengo y Bohnenberger (1969). Además de la abundancia de plutones que fueron intruidos durante este intervalo (Williams y McBirney, 1969; Horne y otros 1976b, 1976c), la evidencia más importante es la ampliamente reconocida discordancia angular entre el Grupo Valle de Angeles y la Formación Matagalpa del Terciario medio de rocas volcánicas andesíticas. Muchos se han referido a este episodio deformacional regional como un evento Laramídico, infiriendo continuidad con el cinturón de Montañas Rocosas de Norte América. Aunque la edad y estilo de deformación son comparables, el ambiente tectónico de las dos regiones claramente no fue análoga, tampoco es probable que las causas de la orogénesis en las dos regiones estuvieran directamente relacionadas. Más aún, el plutonismo y deformación frágil continuó sobre el bloque Chortís a través del Terciario, y es difícil darle determinada edad a la mayoría de estructuras. Existen disconformidades adicionales dentro del Terciario y toda la secuencia volcánica Terciaria ha sido también extensamente fallada, basculada, y algo plegada.

El buzamiento regional sobre el bloque Chortís es hacia el sur; existe un gradiente general de las rocas basamentales expuestas al norte, a través de las tierras altas del Mesozoico central, a las cadenas volcánicas del Terciario al sur. Este gradiente se pudo haber establecido inicialmente en el Cretácico Tardío, como se indica por la evidencia estructural a lo largo del margen norte del bloque. Si no se toman en cuenta las estructuras de extensión posteriores que afectaron la secuencia volcánica Terciaria, ni la secuencia Mesozoica, es claro que el evento de deformación del Cretácico tardío - Terciario temprano produjo estructuras de fragilidad en la

cubierta Mesozoica por compresión regional. Estas incluyen pliegues flexurales grandes y de tendencia este, que típicamente son asimétricas hacia el sur y varían de estructuras abiertas extensas a pliegues apretados con limbos volcados. Los pliegues están cortados por fallas de deslizamiento en buzamientos abruptos en una variedad de orientaciones, muchas de las cuales no afectan la secuencia volcánica sobreyacente. La vergencia hacia el sur de la deformación, también se apoya por la presencia de fallas inversas de alto ángulo cabalgadas hacia el sur, a lo largo de los limbos sur de algunos anticlinales mayores. Fallas de rumbo dextrales de tendencia noroeste también han sido mapeadas localmente, que podrían encajar con el patrón de deformación general para el evento deformacional del Cretácico tardío - Terciario temprano, pero no se conoce la edad del desplazamiento sobre estas fallas.

Everett (1970) y Fakundiny (1970) especularon que un cinturón mayor de deformación se extendió hacia el N60W a través de Honduras central y que fue producido por una falla de torsión mayor en el basamento, respondiendo la cubierta Mesozoica con cizalla transcurrente. Emmet (1983) especuló que este rasgo fue rejuvenecido en el Terciario como una zona de cizalla dextral producida por extensión de placas este-oeste. Sin embargo, el mismo estilo e intensidad de estructuras están dispersos sobre el bloque Chortís y no se restringe solamente a un cinturón de tendencia noroeste a través de las áreas mapeadas anteriormente. El mismo patrón de deformación que afecta la secuencia Mesozoica sobre el bloque Chortís también se pudo haber producido simplemente por compresión cortical regional norte-sur como resultado de movimiento de placas a un alto ángulo con la zona de sutura Motagua.

Historia del Cenozoico

Después de la colisión cortical y la sutura inicial de los bloques Chortís y Maya en el Cretácico Tardío-Terciario temprano, la historia del Cenozoico de la región ha sido dominada por la interacción del margen oeste de la Placa de Cocos (Molnar y Sykes, 1969). En primera instancia, movimiento transformante sinistral entre las placas de Norte América y Caribeña ha originado desplazamientos de rumbo a lo largo de las zonas de falla Polochic - Motagua (Muehlberger y Ritchie, 1975; Plafker, 1976). Sin embargo, la evidencia de los desplazamientos anteriores es ambigua y la historia cinemática de estas fallas es muy controversial (Burkart, 1983; Anderson y otros, 1985). En segunda instancia, la convergencia oblicua de la Placa de Cocos ha resultado en el desarrollo Cuaternario de un frente volcánico tipo Andino a lo largo del margen Pacífico del bloque Chortís - Placa Caribeña (Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1984), y extensión cortical con

rotación interna de bloque dentro del Chortís (Burkart y Self, 1985).

Postscript

Un análisis posterior de microfósiles de las Capas Las Escobas del Pérmico del este guatemalteco por M. Nestell, ha agregado el género foraminífero *Stafella* (un fusulínido) y *Glomospira* a la breve lista faunal. Más importante aún, Nestell (comunicación personal, 1989) cree que la edad de las capas es Leonardiano o más joven. Esta edad es muy cercana a la de la caliza Chóchal, que ha sido datada como Leonardiano o Guadalupano, en el este guatemalteco; y como Wolfcampaniano a Leonardiano, en el oeste. La discordancia angular entre las capas Las Escobas indica una deformación significativa cuya edad es ahora discutida.

McKee y otros (1988) ha descrito evidencias líticas y estratigráficas para una deformación compresiva en el noreste de México, que se extiende desde el Carbonífero tardío hasta el Guadalupano tardío. La discordancia angular arriba de las capas Las Escobas parece pertenecer al mismo evento orogénico.