

## EL DESCUBRIMIENTO DE BASAMENTO METASEDIMENTARIO EN EL MACIZO DE CHIAPAS: LA “UNIDAD LA SEPULTURA”

Bodo Weber<sup>1</sup>, Birgit Gruner<sup>2</sup>, Lutz Hecht<sup>3</sup>, Roberto Molina-Garza<sup>4</sup> y Hermann Köhler<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE  
Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, 22860 Ensenada, B.C., México  
E-mail: bweber@cicese.mx

<sup>2</sup> Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München  
Arcisstr. 21, D-80290 München, Alemania

<sup>3</sup> Institut für Mineralogie, Museum für Naturkunde, Humboldt-Universität zu Berlin  
Invalidenstr. 43, D-10115 Berlin, Alemania

<sup>4</sup> Unidad de Ciencias de la Tierra, Campus Juriquilla, UNAM  
Km 13, Carretera San Luis Potosí, Juriquilla, 76230 Querétaro, México

<sup>5</sup> Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Universität München  
Theresienstr. 41, 80333 München, Alemania

### RESUMEN

El macizo de Chiapas forma el basamento cristalino del sur del terreno Maya y consiste, en su mayor parte, de rocas ígneas de edad Permo-Triásico. Como basamento metamórfico hay reportes de gneises y migmatitas ortogénicas de una posible edad Pan-Africana o Precámbrica. Presentamos la primera descripción petrográfica de una secuencia metasedimentaria en el macizo de Chiapas, nombrada la “Unidad La Sepultura”. Esta unidad litodémica está compuesta por calcosilicatos de granate, diopsida y wolastonita; mármoles con olivino; y metapelitas parcialmente con granate y cordierita, que indican condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión, acompañadas por una intensa deformación dúctil. Metamorfismo de bajo grado con alta actividad de agua se identifica como evento subsiguiente e independiente al metamorfismo de alto grado. Las condiciones metamórficas indicadas por las rocas metasedimentarias de la “Unidad La Sepultura” son distintas a otros complejos metamórficos, tanto en el terreno Maya, como en otros terrenos del sur de México.

### INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de Chiapas está compuesta en su mayor parte de rocas ígneas del macizo de Chiapas, el cual es uno de los complejos ígneos más grandes de México, con una extensión de aproximadamente 20,000 km<sup>2</sup>. El macizo de Chiapas forma el basamento cristalino de la parte sur del terreno Maya. Está limitado hacia el oeste por el Istmo de Tehuantepec y hacia el sureste por el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual forma el límite entre el terreno Maya y el bloque Chortis de Centroamérica (Figura 1, Sedlock *et al.*, 1993). Al oeste del Istmo de Tehuantepec afloran rocas ígneas similares a las del macizo de Chiapas, formadas por el batolito de la Mixtequita, que intrusión al basamento granulítico de edad Mesoproterozoica y por el complejo Guichicovi (Figura 1; Murillo-Muñetón, 1994; Weber, 1998; Weber y Köhler, 1999). Esto indica que por lo menos la parte occidental del terreno Maya está relacionada con lo que Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) llamaron el microcontinente *Oaxaquia*. La existencia de una continuación de Oaxaquia al este del Istmo de Tehuantepec es una de las preguntas todavía por contestar sobre la geología del sur de México.

La naturaleza del basamento en el istmo está oscurecida por la depresión del Istmo de Tehuantepec. Esta depresión está relacionada a una extensión en dirección este-oeste debido a la subducción del Tehuantepec Ridge en el golfo de Tehuantepec (Figura 1a), que tiene como consecuencia el adelgazamiento de la corteza en la región del istmo (Meritano-Arenas, 1972; Ponce *et al.*, 1992). Estos autores consideran que el basamento es el mismo a ambos lados del istmo; pero si se supone que hay movimiento importante a lo largo de una falla lateral cruzando el Istmo de Tehuantepec en dirección norte-sur (falla Salina Cruz), como propuso Viniegra (1971), ello no sería posible. De cualquier modo, hasta la fecha la falla Salina Cruz no ha sido comprobada en el Istmo de Tehuantepec (Salvador, 1987; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990; Weber, 1998).

La geología del macizo de Chiapas es poco conocida. Algunos autores lo llamaron Batolito de Chiapas por la predominancia de rocas graníticas (p.e. Damon *et al.*, 1981; Morán-Zenteno, 1984). Damon *et al.* (1981) publicaron edades por K-Ar de diferentes minerales que varían entre 290 y 170 Ma y una isocrona de Rb-Sr (10 puntos) de  $256 \pm 10$  Ma para rocas graníticas del macizo de Chiapas, lo que indica un emplazamiento y enfriamiento durante el Permo-Triásico hasta el Jurásico. Las edades permotriásicas se han comprobado recientemente con fechamientos por Rb-Sr de biotita/muscovita-

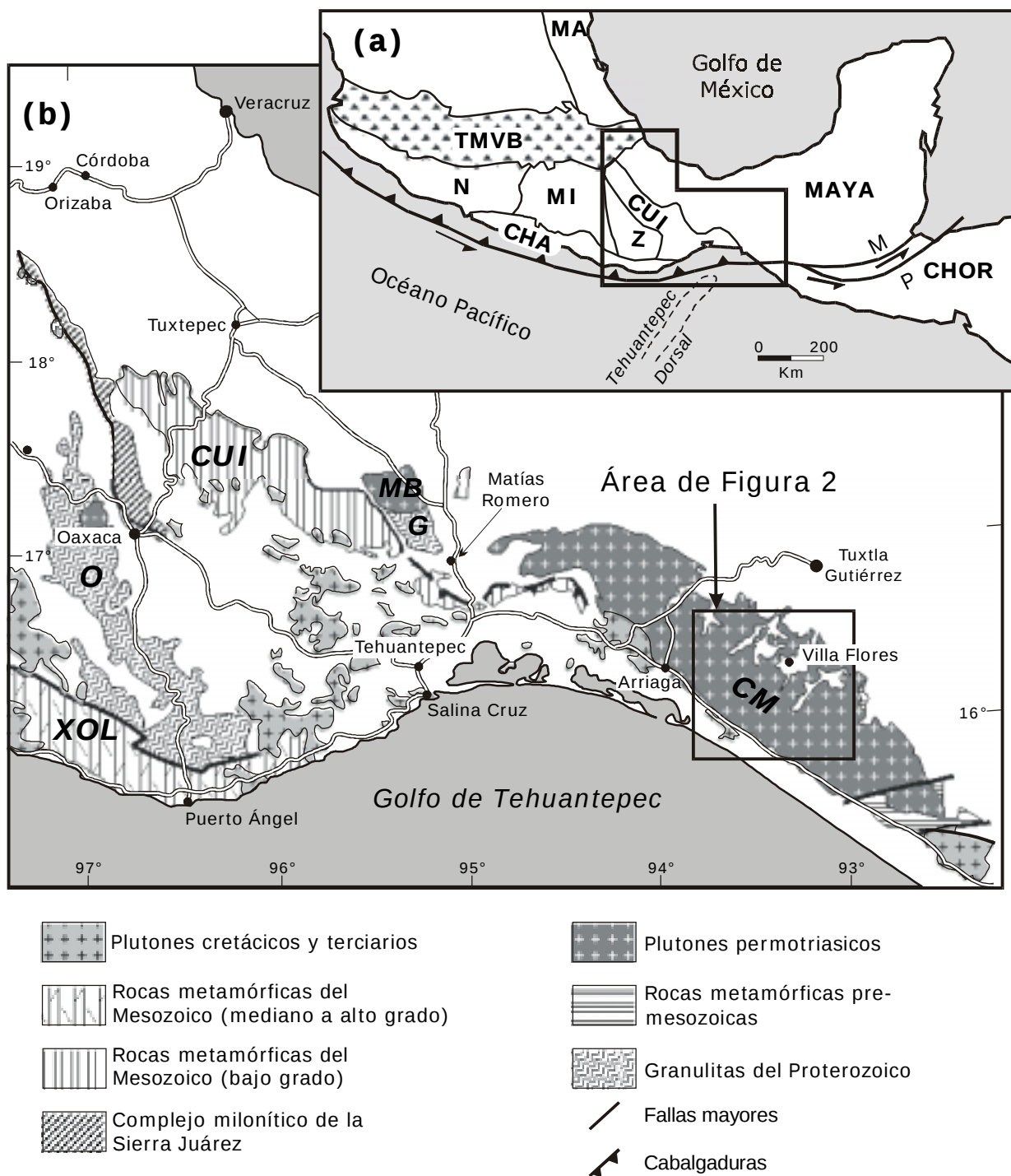


Figura 1. (a) Bosquejo de los límites de los terrenos del sur de México; CHA=Chatino, CHOR=Chortis, CUI=Cuicateco, MA=Maya, MI=Mixteco, N=Náhuatl; Z=Zapoteco (según Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990); M,P = sistema de fallas Motagua-Polochic; TMVB = Cinturón volcánico transmexicano; - (b) mapa geológico ilustrando las rocas ígneas y metamórficas expuestas en el sur de México (modificado según Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992); A = complejo Acatlán, CM = Macizo de Chiapas, CUI = terreno Cuicateco, G = complejo Guichicovi, MB = batolito de la Mixtequita, O = complejo Oaxaqueño, XOL = complejo Xolapa.

roca total entre 214 y 244 Ma (Schaaf *et al.*, en prensa) y una edad de zircones con U-Pb (edad de intersección inferior) en  $227 \pm 11$  Ma (Weber *et al.*, 2001), pero también un evento térmico en el Jurásico parece evidente indicado por una edad de biotita (Rb-Sr) de  $175 \pm 9$  Ma. (Schaaf *et al.*, en prensa). En el batolito de la Mixtequita al oeste del Istmo de Tehuantepec, se

han reportado edades muy similares con los mismos dos eventos térmicos (Damon *et al.*, 1981; Murillo-Muñetón, 1994; Weber, 1998; Weber *et al.*, 2001), que sugieren un solo complejo ígneo que continúa a ambos lados del istmo. No obstante, existen importantes diferencias de opinión con respecto al alto grado de deformación dúctil que sufrieron la mayoría de las

rocas ígneas en el macizo de Chiapas en comparación con el batolito de la Mixtequita, que en su mayor parte no está deformado (Schaaf *et al.*, en prensa).

Recientemente se llevaron a cabo algunos estudios de campo al sur y suroeste de Villa Flores (Figura 2), en los que se reveló la existencia de basamento pre-batolítico en el macizo de Chiapas (Gross, 2000; Heck, 2000; Möllinger, 2000; Weis, 2000). Se encontraron rocas metamórficas en su mayor parte ortogénicas (ortogneises, augengneises, migmatitas y anfibolitas) que fueron intrusionadas por los granitoides y gabros del Pérmico-Triásico. Las primeras edades que indican un basamento Paleozoico hasta Precámbrico (390-780 Ma) se obtuvieron de zircones utilizando el método radiométrico de Pb- $\alpha$  (Pantoja-Alor *et al.*, 1974). Fechamientos isotópicos recientes y en proceso todavía no han dado evidencias muy claras, pero edades alrededor de 510 Ma (Rb-Sr en roca total y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en zircones) sugieren, que el evento Pan-Africano jugó algún papel en el macizo de Chiapas (Schaaf *et al.*, en prensa). No obstante, otra edad de zircones de  $664^{+84}_{-76}$  Ma (intersección superior; Weber *et al.*, 2001) indica que existen núcleos de zircones aún más antiguos.

En vista de que las rocas ígneas se encuentran sumamente deformadas e incluyen abundantes zonas de milonitización (Möllinger, 2000; Heck, 2000), las relaciones entre rocas batolíticas (ígneas) y pre-batolíticas (metamórficas) no siempre son claras, de tal manera que no se puede excluir que todo sea del mismo complejo batolítico. En ese caso, rocas metasedimentarias (supracorticales) pueden ser útiles para comprobar la naturaleza del basamento pre-batolítico y también nos pueden dar información importante acerca del origen de este basamento y de sus condiciones metamórficas. Schaaf *et al.* (en prensa) mencionan la presencia de rocas metasedimentarias con silimanita a partir de la descripción de un canto que encontraron en el río Los Amates al suroeste de Villa Flores, así como mármol con olivino que aflora en el valle del río Tablón cerca de Los Angeles (Figura 2); aparte de esos hallazgos, no existen descripciones de afloramientos de rocas metasedimentarias en el centro del macizo de Chiapas. Con esta contribución presentamos el primer reporte de una secuencia metasedimentaria que forma parte del basamento del macizo de Chiapas, a la que llamamos Unidad La Sepultura.

## RELACIONES DE CAMPO

El valle del río Tablón penetra al macizo de Chiapas en dirección suroeste aproximadamente a la mitad del camino entre Villa Flores y Arriaga, ~4 km al oeste del pueblo Agrónomos Mexicanos (Figura 2). Las coordenadas de la entrada a la terracería, que llega a los pueblos Ricardo Flores Magón, Los Angeles y Tierra y Libertad, son  $16^{\circ}20.4' \text{ N}$  y  $93^{\circ}33.8' \text{ W}$ . La parte suroeste del valle del río Tablón, adelante del pueblo Ricardo Flores Magón, es parte de la reserva de la biosfera “La Sepultura” por lo que proponemos este nombre para la secuencia metasedimentaria que se estudia aquí.

En los primeros kilómetros a lo largo del camino afloran granitoides del batolito. El primer afloramiento de rocas metasedimentarias se encuentra después de aproximadamente 13 km (3 km antes de Los Angeles), en donde se observan mármoles con olivino y calcosilicatos con clinopiroxenos, ambos intrusionados por diques graníticos. Llama la atención el cambio topográfico en esta zona, pues aparece más cambiante donde aparentemente los calcosilicatos forman crestas en los cerros. Los afloramientos de la localidad tipo de la Unidad La Sepultura se encuentran en esta misma zona dentro de la barranca del río Tablón (Figuras 2b y 3;  $16^{\circ}16.7' - 16^{\circ}17.1' \text{ N}$ ;  $93^{\circ}36.9' - 93^{\circ}37.0' \text{ W}$ ). La unidad está compuesta principalmente por dos tipos de rocas: calcosilicatos (con algunos mármoles) y paragneises, que incluyen migmatitas y esquistos de biotita. Toda la secuencia está intrusionada por diques graníticos con espesores que varían entre decenas de centímetros a decenas de metros. El contacto con el plutón granítico es intrusivo y en la zona de contacto son abundantes los xenolitos de rocas metasedimentarias dentro de los granitos (Figura 4). Debido a su deformación y su metamorfismo, no se observa una estratificación definida en las litologías, así que la unidad La Sepultura se define estrictamente como unidad litodémica.

La mayoría de los paragneises son migmatitas, ya que muestran fusión parcial (anatexis) con pequeñas bandas o manchas de neosomas compuestos de cuarzo y feldespato (Figuras 3b, 5 y 6a). En algunas porciones también presentan porfiroblastos de granate en el neosoma, cuyos tamaños llegan a 5 cm y más (Figura 6a). Una foliación predominante en los paragneises es norte-sur. Bandas de leucosomas (cuarzo y feldespatos) están plegadas dentro de la foliación en forma isoclinal o ptygmática e indican que la anatexis que quedó registrada en estas rocas es más antigua que (e independiente de) la formación de los intrusivos y sus efectos en la roca encajonante. Dentro de las migmatitas comúnmente se observan inclusiones de calcosilicatos cuyos tamaños varían desde decenas de centímetros hasta varios metros. Estas inclusiones confirman el origen paragenético de estas rocas (Figura 5a). Las inclusiones de los calcosilicatos forman estructuras tipo *boudin* (Figura 5a), que indican contraste de competencia entre el paragneis y los calcosilicatos, donde los calcosilicatos fueron más competentes durante la deformación dúctil. Esto está documentado también por numerosas fisuras de tensión dentro de los boudines de calcosilicatos, cuyas orientaciones y relaciones con la foliación de la roca encajonante indican una extensión en dirección NE-SW y por consiguiente cizallamiento dextral en dirección norte-sur. *Boudinage* asimétrico y fallas tipo bandas de cizalla (Figura 5b) que se observan en bandas félsicas de las migmatitas también indican una deformación dúctil con movimiento dextral N-S. Los mármoles que afloran en el camino tampoco forman una capa continua sino que, al igual que los calcosilicatos, parecen ser boudines dentro de las migmatitas.

Sin embargo, los calcosilicatos no se observan únicamente como inclusiones en las migmatitas y paragneises. La parte sur de la unidad estudiada está compuesta por una secuencia de calcosilicatos macizos en donde las rocas metapelíticas se re-

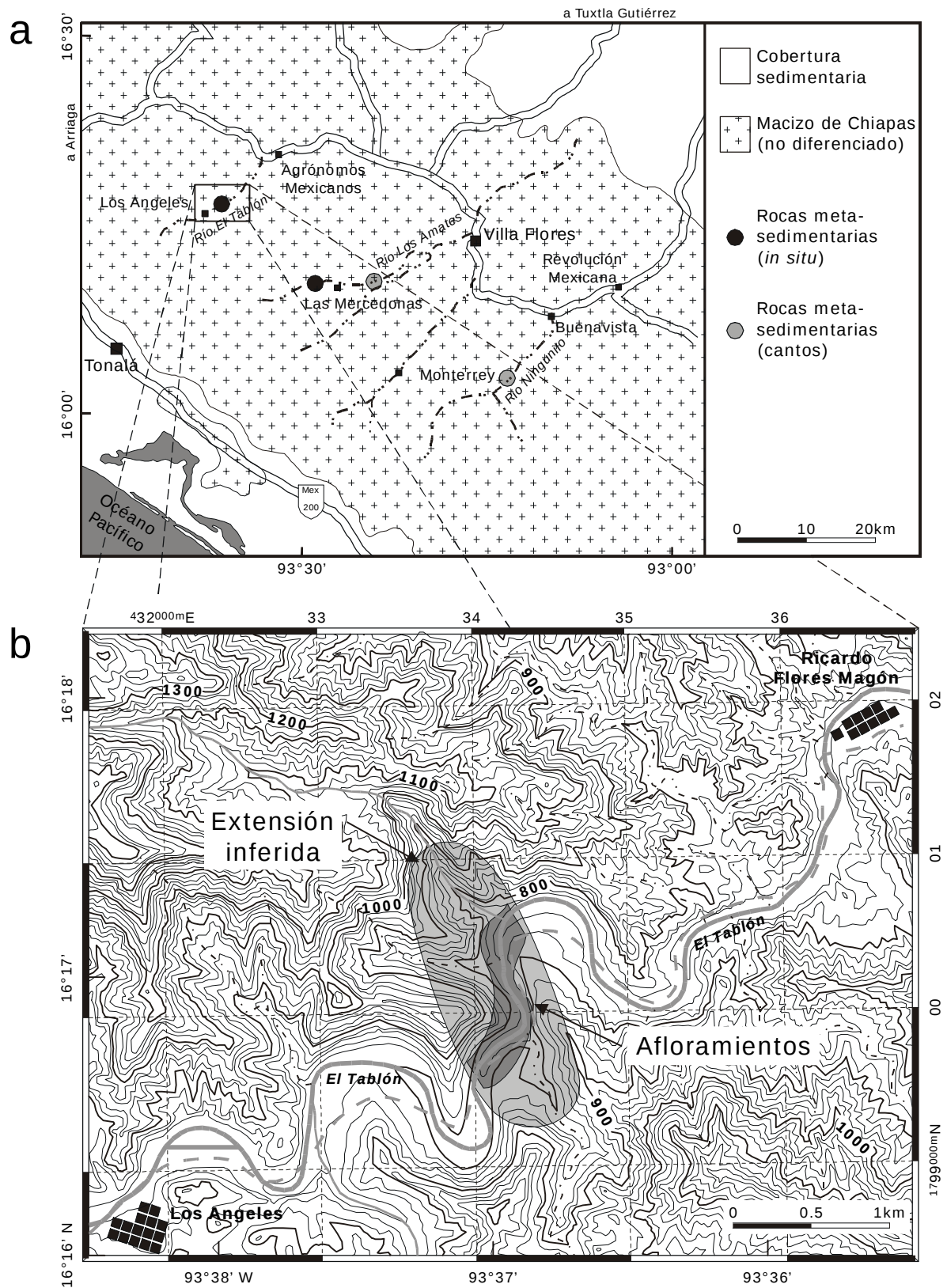


Figura 2. (a) Mapa del área de Villa Flores, Chiapas, con los sitios de las rocas metasedimentarias; – (b) mapa topográfico del área entre Ricardo Flores Magón y Los Angeles, Chiapas, con la ubicación de los afloramientos y la extensión inferida de la unidad La Sepultura.

ducen a intercalaciones subordinadas. Es notable la abundancia de granate (hasta más de la mitad) en algunas capas de los calcosilicatos, tanto que la roca adquiere un color café-rojizo.

Otras partes de la misma secuencia sobresalen por su predominancia en wolastonita (Figura 7a), por lo que las rocas tienen un color blanco que, desde lejos, las hace ver muy pare-

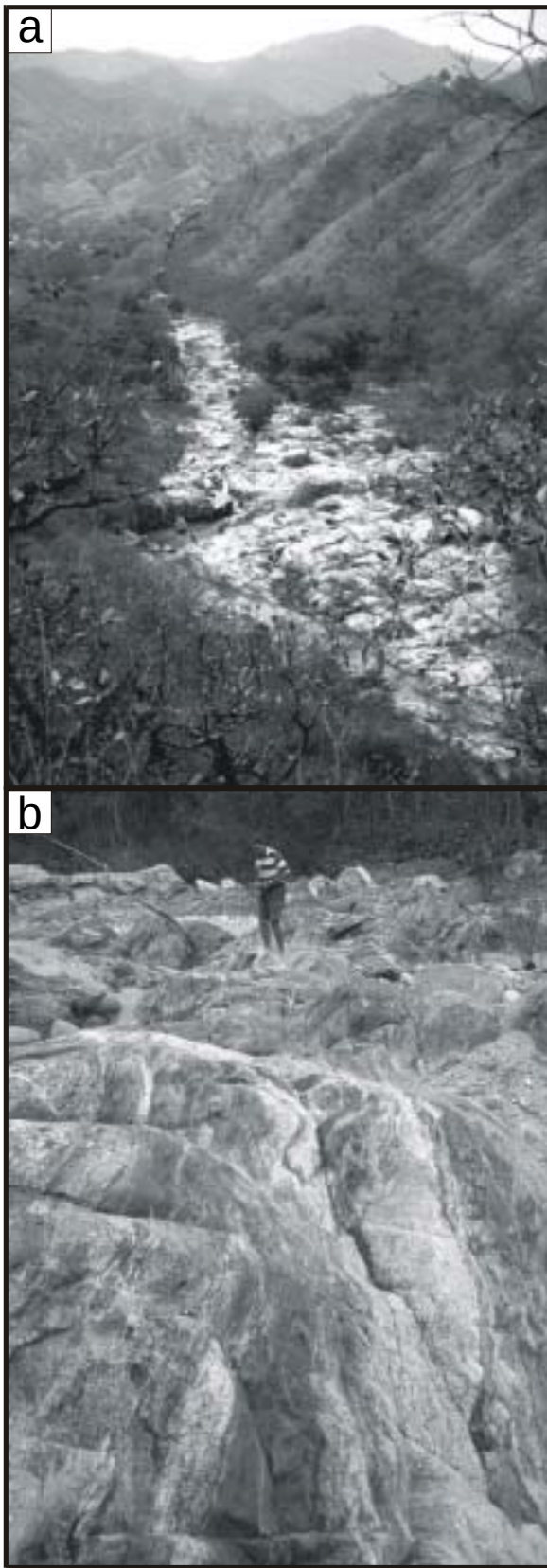


Figura 3. (a) Vista sobre el valle del río Tablón, Chiapas, con los afloramientos de la unidad La Sepultura; – (b) afloramiento de paragneises migmatíticos sobre el río Tablón.

cidas a los mármoles. Al contrario de las inclusiones de calcosilicatos en los paragneises, las cuales no muestran deformación dúctil pues se presentan como bloques rígidos en los paragneises deformados, la secuencia maciza de los calcosilicatos está sumamente deformada y plegada en pliegues abiertos hasta isoclinales.

Todavía no se ha hecho una cartografía de detalle de la unidad La Sepultura, por lo que sus dimensiones y límites con el complejo intrusivo siguen siendo desconocidos. De los afloramientos que se encuentran en el valle del río Tablón se infiere un espesor mínimo de 400 a 500 metros (Figura 2b).

## DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

### CALCOSILICATOS

De acuerdo con la presencia o ausencia de wolastonita, la parte calcosilicatada de la unidad La Sepultura puede dividirse petrográficamente de la siguiente manera:

Grupo 1. Calcosilicatos de wolastonita de color blanco (Figura 7). Un 50% de su composición mineralógica es de wolastonita. Los cristales de wolastonita en su mayor parte son agregados nematoblásticos en forma radial sin orientación, aunque también se observan fibras de wolastonita orientadas, por lo que se interpreta que posiblemente existen dos generaciones del mismo mineral. El granate, que alcanza hasta el 40% de la composición mineralógica de esta roca, es el segundo mineral más abundante. En muestra de mano su color es rojizo a café relativamente claro y en lámina delgada su color es café amarillo, típico para granate rico en Ca (grosularita). Los granates forman poiquiloblastos xenomórficos de hasta un tamaño de 3 a 4 cm y se encuentran sumamente fracturados. Todos los poiquiloblastos están alargados y orientados en una sola dirección igual que las inclusiones de clinopiroxenos (diopsida) que definen una foliación relictas paralela a la elongación de los granates. El clinopiroxeno de color verde olivo se encuentra fuera de los granates, en la matriz, y acumulado en pequeñas capas verdes que se pueden observar también en muestra de mano (Figura 6a). Muy ocasionalmente se observan carbonatos en cuadradillos y rellenando fracturas. La textura de la roca es en parte metamórfica con foliación y minerales orientados y alargados; en otra parte los agregados radiales de wolastonita aparentemente reemplazan a la textura metamórfica y parcialmente también a los porfiroblastos de granate. De las observaciones se infiere el siguiente orden de la formación de los minerales: Clinopiroxeno – granate + clinopiroxeno + wolastonita 1 – wolastonita 2.

Grupo 2. Otro tipo de calcosilicatos que se observan frecuentemente en la unidad La Sepultura son de color café-rojizo o verde. Clinopiroxenos verdes (diopsida) aparecen en forma de granos hipidiomórficos a xenomórficos con tamaños

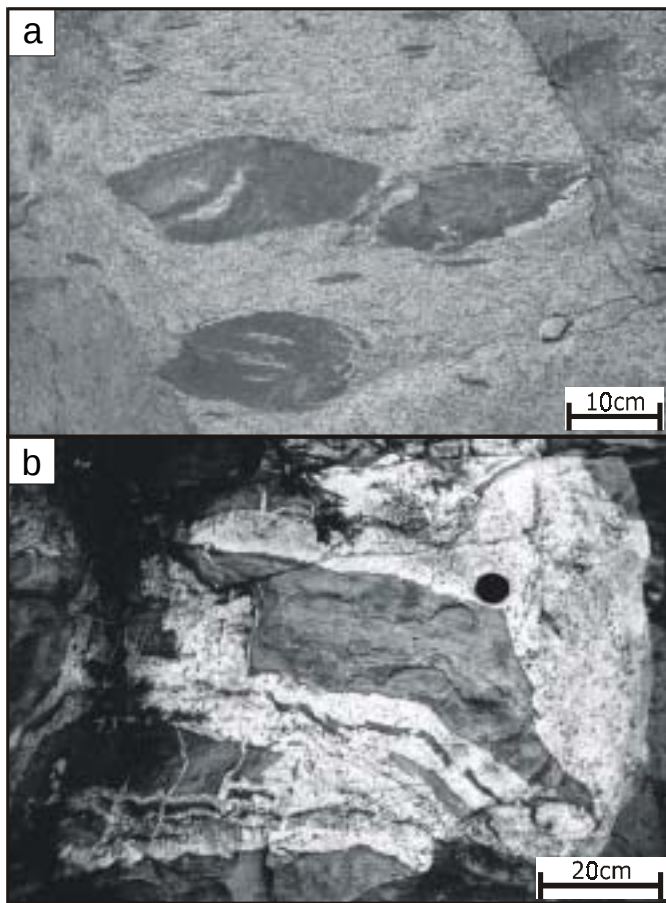


Figura 4. (a) Afloramiento de un granito con xenolitos de paragneises (~100m al NE de la unidad La Sepultura, río Tablón, Chiapas); – (b) un dique granítico que intrusiona a los paragneises de la unidad La Sepultura. Nótese el desmembramiento y la resorción del paragneis en el granito.

promedio de menos de 1mm, que forman hasta un 40% de la roca. El granate poiquiloblástico ocupa la mayor parte de la roca, creciendo sobre diopsida, cuarzo (10%) y también un poco de carbonato, lo que indica que el granate se formó posteriormente a los demás minerales, lo que implica un aumento de la temperatura durante el metamorfismo. La textura de ese tipo de calcosilicatos es más bien félsica; sin embargo, el clinopiroxeno y cristales de titanita muestran una foliación relictas. Fracturas tardías se encuentran rellenas de zoisita y de cuarzo (secundario).

Por su alto contenido en granate los calcosilicatos son relativamente ricos en Al, favoreciendo a margas como protolitos, o más bien margas calcáreas, dado que ni los contenidos en Al ni en K eran suficientes para formar micas, las que no se observaron en ninguna de las muestras. En los calcosilicatos que forman las inclusiones en los paragneises, los minerales del grupo de la epidota son mucho más abundantes que en los calcosilicatos macizos, por lo que se deduce que las inclusiones en los gneises fueron afectadas por una retrogresión y alteración secundaria.

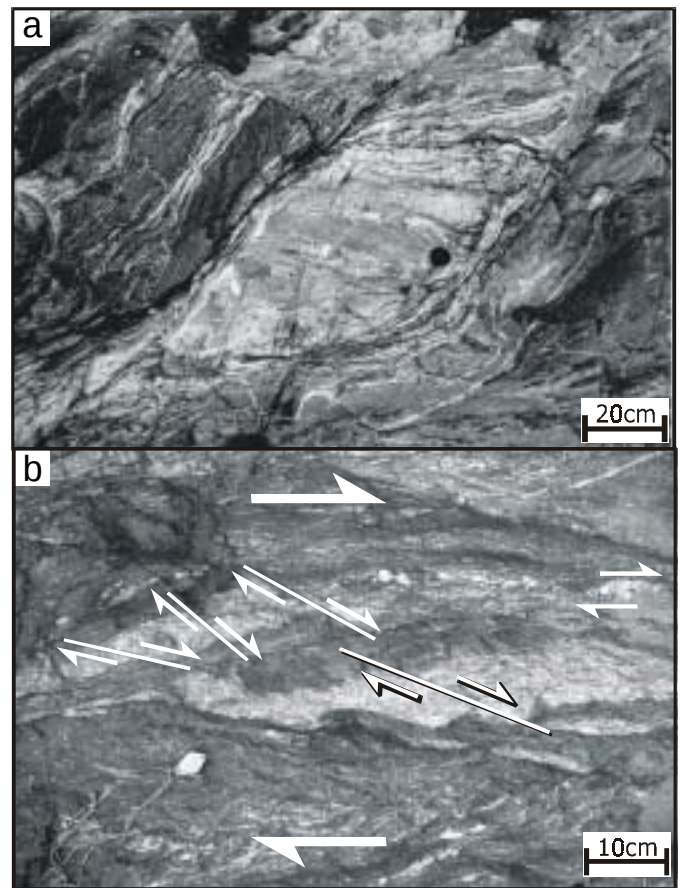
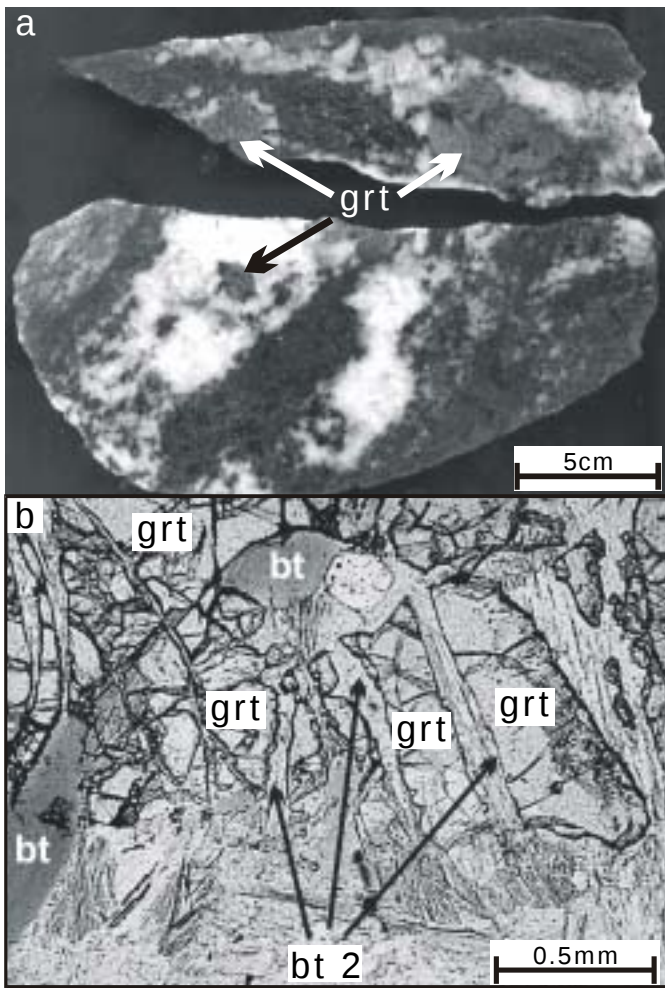


Figura 5. (a) Paragneis migmatítico con una inclusión *boudinada* de calcosilicatos (nótese que la foliación dentro y alrededor de la inclusión está rotada en sentido derecho con respecto a la foliación del gneis); – (b) Paragneis migmatítico con bandas de cizalla y porfiroclastos de feldespatos, indicando un cizallamiento dextral en dirección N-S.

## PARAGNEISES

La secuencia de paragneises de la unidad La Sepultura, que incluye tanto migmatitas como esquistos de biotita, tiene como protolitos pelitas y semipelitas. Todas las muestras estudiadas tienen en común la ausencia de muscovita primaria.

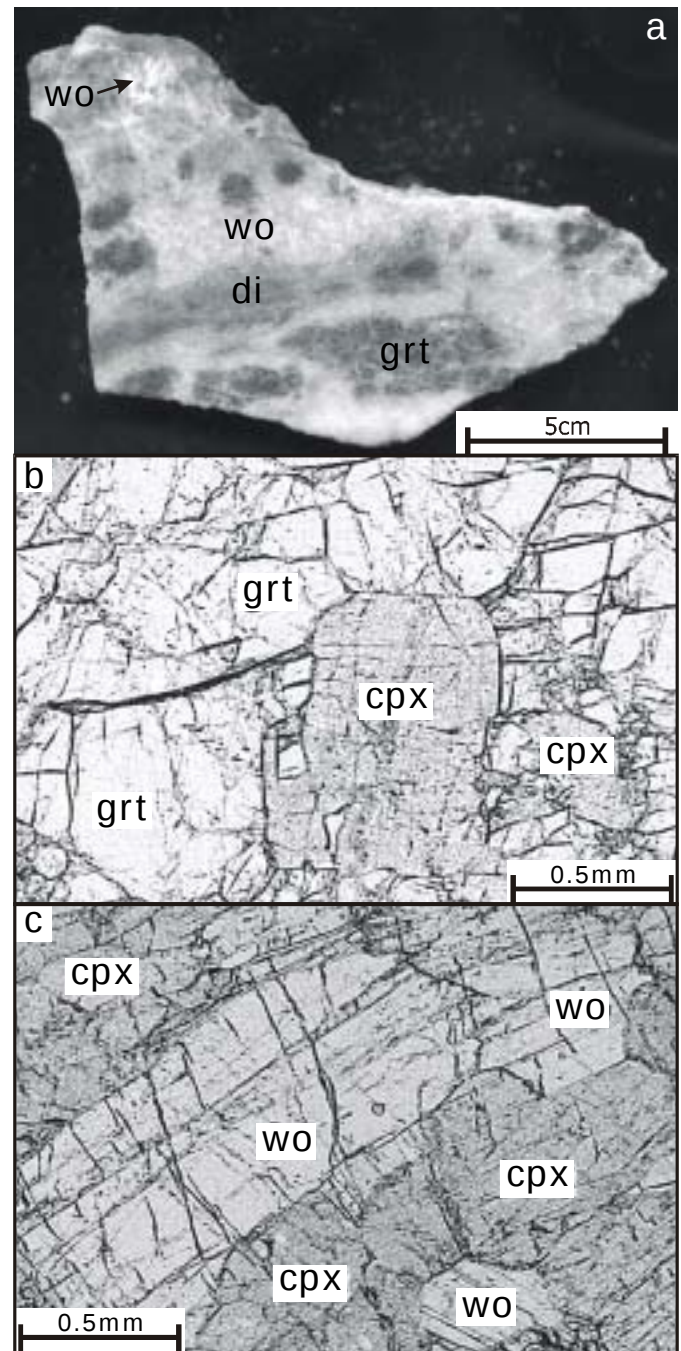
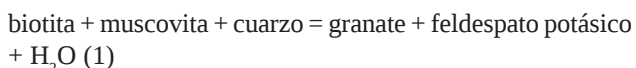
La muestra CB08-8 (Figura 8) es un gneis migmatítico de granate y cordierita. El leucosoma de cuarzo y plagioclasa es de forma difusa sin orientación preferente, mientras que el melanosoma, principalmente de granate, biotita, ± cordierita tiene una orientación bien definida por bandas de biotita. El granate (15-20 %) es rojo, aparentemente rico en pirope, y desarrolla agregados glomeroblásticos, esqueletales de hasta ~2 cm (Figura 8a). Los glomeroblastos de granate incluyen biotita, cuarzo y raramente cordierita y accesorios. El granate está en contacto con cordierita, biotita y cuarzo (Figura 8b). La cordierita (15-20%) es xenoblástica con límites irregulares y con poca pinitización restringida a los márgenes de los granos. Además, se puede observar que la cordierita se formó a expensas de biotita (Figura 8c). Existen dos generaciones de biotita. La primera generación (~20%) es lepidoblástica y forma las bandas en el melanosoma. Es posible que mucha biotita primaria se haya consumido en reacciones metamórficas de alta tem-



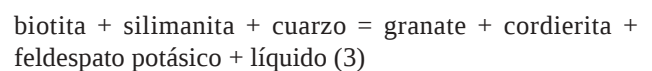
**Figura 6. Paragneiss migmatítico [muestra CB08-5]:** (a) muestra de mano con neosomas de cuarzo, feldespato y megablastos de granate (grt), el paleosoma es muy rico en biotita; – (b) lámina delgada con granate (grt), biotita primaria rico en Ti (bt) y biotita secundaria (bt 2), mostrando la retrogresión de granate a lo largo de fracturas.

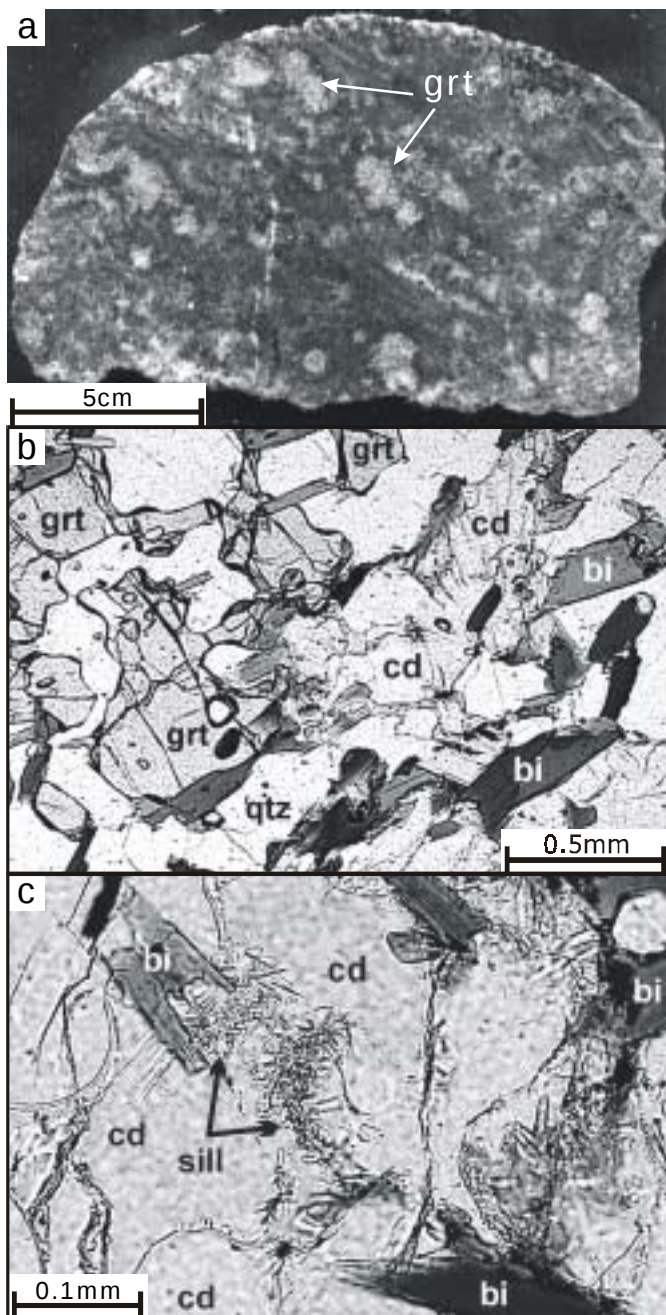
peratura y durante la fusión parcial de la roca. Las biotitas de la primera generación son de alta temperatura debido a su alto contenido en Ti que se documenta en su pleocroismo desde café-amarillo a café-rojizo y a la presencia de pequeñas exsoluciones de rutilo. La segunda generación de biotita es retrógrada y está presente en escamas dentro de los glomeroblastos de granate.

La plagioclasa (~15%), feldespato potásico (~5%) y cuarzo (~15%) forman el leucosoma con una textura más o menos granular. La silimanita se encuentra únicamente como pequeñas agujas dentro de la cordierita y puede ser secundaria (Fig 8c). Aparte de la apatita y del zircón, también se encontró monazita como accesorio. La presencia de fibras de grafito indica baja actividad de agua durante el metamorfismo. Las reacciones responsables de las composiciones mineralógicas observadas en esta roca metapelítica pueden ser las siguientes:



**Figura 7. Calcosilicato de wolastonita (wo), granate (grt) y clinopiroxeno (cpx, diopsida, di) [muestra CB08-4]:** (a) muestra de mano con porfiroblastos de granate, fracturados y orientados, y una capa rica en diopsida; – (b) lámina delgada con porfiroblastos de granate con inclusiones de clinopiroxeno (nícoles paralelos); – (c) lámina delgada con wolastonita nematoblástica en una matriz de clinopiroxeno (nícoles paralelos).





**Figura 8. Paragneis migmatítico [muestra CB08-8]: (a) muestra de mano con granate (grt) glomeroblástico; – (b) lámina delgada con granate xenomórfico (grt), cordierita (cd), cuarzo (qtz) y biotita rica en Ti (bi), orientada, que define la foliación (nícoles paralelos); – (c) cordierita (cd) con agujas de silimanita (sill), nótese que la cordierita se forma a expensas de biotita (bi).**

Otra variedad de los paragneises migmatíticos está representada por la muestra CB08-5 (Figura 6), la cual presenta leucosomas de grano mediano a grueso bien definido. Aparte del cuarzo y del feldespato, resaltan los grandes porfiroblastos de hasta más de 5 cm de granate que forman parte del neosoma (Figura 6a). En el paleosoma es muy abundante la biotita. La roca sin el leucosoma (que no en todas partes del afloramiento está presente) se puede clasificar como esquisto de biotita. Una posible reacción para este tipo de roca es:

biotita + silimanita + plagioclasa + cuarzo = granate + feldespato potásico + líquido (4).

No se observan cordierita ni silicoaluminatos, por lo que el protolito de esta roca puede ser semipelítico con menos contenido en Al que la muestra CB08-8, por lo que la reacción (4) tuvo que haber consumido todo el silicoaluminato disponible. La retrogresión en facies de esquisto verde ha sido importante en este tipo de roca porque es abundante la biotita secundaria de color verde clara y la muscovita secundaria alrededor y dentro de las fracturas de los granates (Figura 6b). La apatita es abundantemente acumulada en pequeñas bandas, que se interpretan como capas sedimentarias enriquecidas en fósforo en el protolito.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La unidad La Sepultura es la primera evidencia de la existencia de un basamento metasedimentario en el centro del macizo de Chiapas. Esto, junto con la presencia de ortogneises y migmatitas ortogénicos reportados por Schaaf *et al.* (en prensa), sugiere que los plutones permotriásicos del macizo de Chiapas intrusieron a rocas corticales de una corteza pre-Mesozoica, es decir Paleozoica o Precámbrica. De las asociaciones mineralógicas que forman las diferentes litologías de la unidad La Sepultura se puede inferir lo siguiente:

1. Los protolitos de la secuencia metasedimentaria pudieron ser lutitas, lutitas arenosas, margas y calizas arcillosas.
2. El metamorfismo pre-batolítico alcanzó un grado alto (facies de anfibolita superior a facies de granulita) lo que resultó en la descomposición completa de la muscovita (u otras micas claras) primaria y en la fusión parcial de los paragneises, así como en la formación de olivino en los mármoles y de diopsida primero y granate y wolastonita después (primera generación) en los calcosilicatos. A pesar de que no existen datos geotermométricos por el momento, se puede estimar una temperatura superior a los 700°C.
3. La presencia de cordierita (en coexistencia con granate) indica un metamorfismo somero con presiones no mayores de entre 3 y 4 kbar.
4. El crecimiento de wolastonita en forma de haces radiales no deformados (segunda generación), indica un metamorfismo de contacto, sin deformación y probablemente con actividades altas de agua. Lo anterior y la presencia de pocas fases mineralógicas (wolastonita y granate) en equilibrio indican un sistema abierto, es decir un sistema taponeado externamente típico de rocas tipo skarn.
5. Gran parte de las rocas de la unidad La Sepultura fueron afectadas por una retrogresión secundaria en la facies de esquistos verdes, probablemente debida a la intrusión de los granitoides.

Tanto el rumbo de la foliación N-S como el cizallamiento dextral que se observa como primera deformación en la unidad La Sepultura, correlacionan con la primera deformación en los ortogneises pre-batolíticos de diferentes localidades del macizo de Chiapas (Gross, 2000; Heck, 2000; Möllinger, 2000; Weis, 2000; Schaaf *et al.*, en prensa). Fuera del valle del río Tablón hemos encontrado calcosilicatos en distintas localidades; por ejemplo, en el valle del río Los Amates, al oeste de Villa Flores, observamos calcosilicatos no solamente como bloques en el río sino también in situ (Figura 2a; 16°10.62'N; 93°28.61'W); encontramos cantos y bloques de calcosilicatos deformados hasta de más de un metro en el río Ningunilo aproximadamente a 8 km al sur de Buenavista (Figura 2a). Lo anterior nos indica que las rocas metasedimentarias no están restringidas a una localidad pequeña y aislada, sino que la unidad La Sepultura puede ser parte de un basamento mucho más extenso y expuesto también en otras localidades todavía desconocidas dentro del macizo de Chiapas.

Hasta la fecha no se puede decir si la unidad La Sepultura y el basamento del macizo de Chiapas son correlacionables con algún otro basamento metamórfico de otros terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, o si se trata de un basamento distinto, posiblemente Pan-Africano, como lo indican resultados geocronológicos preliminares (Schaaf *et al.*, en prensa; Weber *et al.*, 2001). Fechamientos de las rocas metamórficas con diferentes métodos isotópicos están en proceso. Sin embargo, es importante resaltar que las condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión en la unidad La Sepultura indican claramente que este evento metamórfico es muy distinto al metamorfismo granulítico de corteza profunda, que es común en Oaxaquia y, por lo tanto, también en el complejo Guichicovi al oeste del Istmo de Tehuantepec (Weber 1998; Weber y Köhler, 1999). Por eso, mientras no existan datos que indiquen lo contrario, el descubrimiento de la unidad La Sepultura sugiere que no hay continuación de las características del basamento metamórfico en el sur del terreno Maya a través del Istmo de Tehuantepec.

## AGRADECIMIENTOS

La presente investigación fue financiada por el CICESE (proyecto interno # 644111) y parcialmente por el Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD). Agradecemos a Vladimir Ruttner (TUM) y a Víctor Pérez (CICESE) la preparación de las muestras y las láminas delgadas. Gracias a Regina Freiburger (Universidad Freiburg, Alemania) por su contribución en la discusión durante la estancia en el campo. Gracias a Luis Delgado Argote (CICESE) por haber revisado la ortografía española en este artículo. Agradecemos a Gabriela Solís y a Peter Schaaf (ambos UNAM) la revisión del artículo y sus sugerencias.

## REFERENCIAS

- Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark, K., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. In: Dickinson, W. and Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 137-153.
- Delgado-Argote L.A. y Caballido-Sánchez, E.A., 1990. Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco y Puerto Angel, Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología*, UNAM, 9, 21-32.
- Groß, A., 2000. Geologische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Chiapas-Massivs, Mexiko. Diploma tesis, *Universität Freiburg y Universität München*, Alemania, 106 pp.
- Heck, M., 2000. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie des Pando-Tales, südwestlich Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis, *Universität Freiburg y Universität München*, Alemania, 132 pp.
- Meritano-Arenas, J., 1972. Estudio tectónico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite-Erds-1. *Anales del Instituto de Geofísica*, UNAM, 108-116.
- Möllinger, S., 2000. Zur Geologie, Petrologie und Geochemie des Las Mercedonas Tales südwestlich von Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis, *Universität Freiburg y Universität München*, Alemania, 76 pp.
- Morán-Zenteno, D., 1984. Geología de la República Mexicana. Facultad de Ingeniería, UNAM, *Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática*, 88 pp.
- Murillo-Muñetón, G., 1994. Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from La Mixtequita area, state of Oaxaca in southern Mexico, and their tectonic significance. M.S. thesis, *University of South of California*, Los Angeles, 163 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G. and De La Fuente, M., 1990. Transect H-3: Acapulco trench to the gulf of Mexico across southern Mexico. Centennial continent / ocean transect #13. *Geological Society of America*, 9, pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.N., 1992. Carta geológica de la República Mexicana. 1:2,000,000. *Instituto de Geología*, UNAM.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. and Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Pantoja-Alor, J., Fries, Jr. C., Rincón-Orta, C., Silver, L.T. y Solorio-Munguía, J., 1974. Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXVI, 205-223.

- Ponce, D., Gaulon, R., Suárez, G. and Lomas, E., 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19, 773-776.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of México basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Köhler, H., and Ortega-Gutiérrez, F. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. *Neues Jahrbuch Geologie*, en prensa.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America. Special Paper* 278, 153 pp.
- Viniegra, F., 1971. Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 478-494.
- Weber, B., 1998. Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko. *Münchner Geol. Hefte*, A24, 176 pp.
- Weber, B., Lopez, R., and Köhler, H., 2001. Isotopic and chemical indications on the origin of the Mixtequita and the Chiapas Batholiths in SE Mexico: Evidences for inherited Grenville and Panafrican basement. *EUGXI Strasbourg*, France, p. 598.
- Weber, B. and Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Weis, P., 2000. Geologische und isotopengeochemische Untersuchungen zur magmatischen und metamorphen Entwicklung des Chiapas Massivs, Mexiko. Diploma tesis, *Universität Freiburg y Universität München*, Alemania, 127 pp.