

Las maclas de calcita en los metacarbonatos. Significado tectónico y su empleo para la determinación de temperaturas de deformación

Ana Ibis Despaigne Díaz¹
Dámaso Cáceres Govea¹

ibis@geo.upr.edu.cu
dcaceres@geo.upr.edu.cu

Resumen

Las maclas de calcita han sido utilizadas para la estimación de las temperaturas de deformación a las que fueron sometidas las rocas metacarbonatadas, basado en los diferentes tipos que pueden aparecer bajo ciertas condiciones de temperaturas. Se escogió un perfil en la cúpula de Trinidad, macizo Escambray, Cuba central, donde afloran rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes (napes La Sierrita y Yaguanabo), y rocas de alta presión (nape Monforte). En el nape de alta presión predominan las maclas tipo III sólo en granos aislados relícticos; la existencia de carbonato de calcio muy fino y no maclado, evidencia su formación después del pico metamórfico. En las unidades de esquistos verdes predominan las maclas de tipo II en granos orientados en S_2 , formadas a temperaturas entre 200-350 °C. Pueden aparecer maclas de tipo III y ocasionalmente de tipo IV que indican incrementos de temperatura durante D_2 . La existencia de venas tardías con maclas de tipo I, la formación de series de maclas finas dentro de maclas de tipo II y la existencia de granos no maclados, señalan un decremento de la temperatura hacia finales de la fase D_2 . Las maclas analizadas responden principalmente a procesos de subducción-colisión y exhumación más que a al proceso de subducción, en el cual estuvo insertado el macizo Escambray durante el Cretácico Campaniano. Conjuntamente, las deformaciones de micas, plagioclasas, cuarzo y epidota en muestras poliminerales demuestran que las temperaturas de deformación de las secuencias estuvieron alrededor de los 400 °C.

Palabras clave

Cúpula de Trinidad, macizo Escambray, maclas de calcita, metacarbonatos, temperaturas de deformación, Yaguanabo.

Calcite twins in metacarbonates. Tectonic significance and their use to determine deformation temperatures

Abstract

Calcite twins were classified and used as temperature microgauges for tectonic studies in metacarbonates. Their classification and structural position is evaluated to determine deformation temperatures. The study is based on the appearance and shape of calcite twins. A profile in the Trinidad dome, Escambray massif, central Cuba was chosen, where rocks of high pressure (Monforte nape) and low grade metamorphism (green schist facie units, La Sierrita and Yaguanabo napes) outcrop. In the high pressure nape, calcite twins are classified as type III but only in scatter grains. They are surrounded by a very fine carbonate material and non twinned grains. This fact indicates twin formation after peak metamorphism. In the green schist metamorphic units twins type II predominates over a wide range. They form at about 200-350 °C. Twins type III and IV may appear as well, and the fact indicate a temperature rising during the D₂ deformation responsible for twin formation. However twins type I can form intersecting sets within twins type II, and non twinned grains may develop and orient in the same direction. The situation indicates a temperature rise followed by a temperature decrease and formation of twin type I and untwinned grains, possibly during the final stage of D₂ deformation. The analized twins may be correlated with subduction-colision and exhumation processes rather than subduction of Escambray during Campanian times. Besides, deformation observed in micas, plagioclases, quartz and epidote demonstrated that deformation temperatures in the area occurred from 250 up to 400 °C.

Key words

Trinidad dome, Escambray massif, metacarbonates, calcite twins, deformation temperatures, Yaguanabo.

INTRODUCCIÓN

Las maclas de calcita se han empleado extensamente en la determinación de las temperaturas a las cuales las rocas metacarbonatadas se deforman (Groshong et al., 1984a; Burkhard, 1990; Ferril, 1991). La calcita bajo determinadas condiciones de estrés forma maclas de deformación que se reflejan en determinadas formas en las secciones delgadas. Esta herramienta ha sido usada para estimar las temperaturas de deformación a las que fueron sometidas las rocas metacarbonatadas en la zona de Yaguanabo, en la cúpula de Trinidad, macizo Escambray, Cuba Central. Desde el punto de vista estructural y metamórfico, la cúpula de Trinidad es la menos estudiada del macizo Escambray. Hasta la actualidad no se han realizado estudios detallados sobre estos aspectos que permitan establecer las diferentes deformaciones y las temperaturas y presiones a las cuales ocurrieron. El estudio de las maclas de calcita conjuntamente con el análisis de las temperaturas a las que se han deformado otros minerales como las micas, el cuarzo, las plagioclasas y la epidota, aporta nuevos datos sobre las temperaturas de deformación de las rocas metamórficas de la cúpula de Trinidad, y establece rangos de temperaturas a las que ocurrieron las deformaciones reveladas en esta zona. Estos datos son de gran importancia para establecer la evolución tectonometamórfica del macizo Escambray en el tiempo.

Geología del macizo Escambray

El macizo Escambray aflora en la parte sur central de Cuba como una ventana tectónica bajo anfibolitas del complejo Mabujina que constituyen la base del arco volcánico cretácico (Figura 1). Está compuesto por una serie de mantos tectónicos que comprenden rocas de margen continental (metasedimentos) y metaofiolitas (Somin & Millán, 1981; Millán & Somin, 1985a; Millán, 1997b). Agrupa gran variedad de rocas metacarbonatadas en todas las unidades, rocas metapsamopelíticas con intercalaciones de esquistos verdes metavulcanógenos, y eclogitas. El macizo está

estructurado en cuatro grandes unidades tectónicas que poseen una distribución inversa con respecto a la forma de la morfoestructura (Millán, 1997b). La unidad tectónica **I** agrupa rocas metamorfizadas en la facies de esquistos verdes, y ocupa la posición estructural más baja. Sobreyaciendo a esta unidad y en contacto tectónico, se encuentra la unidad tectónica **II** que está representada por rocas metamorfizadas en facies de esquistos azules. Coronando el corte estructural aparece la unidad tectónica **III**, con rocas que representan un metamorfismo de alta presión en facies de esquistos azules y facies eclogítica (Millán, 1997b). Sólo la unidad **IV**, con rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, no cumple este patrón y pudiera tratarse del emplazamiento tectónico del complejo Mabujina sobre el Escambray (Millán, 1997b; Stanek et al., 2006). Las diferentes condiciones metamórficas indican subducción en distintos niveles estructurales. La edad de los protolitos es Jurásico-Cretácico y ha sido establecida en base a la presencia de amonites en capas de mármoles y por comparación con secuencias no metamorfizadas de la cordillera de Guaniguanico, en la provincia de Pinar del Río (Millán & Myczcinski, 1978; Stanik et al, 1981; Somin et al, 1992; Millán 1997a; Pszczolkowski, 1978, 1999).

El Escambray alcanza la superficie terrestre alrededor de los 45 millones de años, dada la aparición de cantos de rocas de alta presión en conglomerados del Eoceno Medio (Kantchev, 1978). Las estimaciones P-T realizadas en el Escambray han sido basadas, fundamentalmente, en muestras de eclogitas de la unidad tectónica **III** (Grevel, 2000; Schneider et al., 2004; García Casco et al., 2006). Grevel (2000) estimó condiciones de P-T, para eclogitas de la unidad **III**, de 16-20 kbar y 580-630 °C, relacionado a la exhumación cuando la subducción aún estaba activa. En los trabajos de Schneider et al. (2004) se presentan resultados similares en tres muestras de eclogitas que revelan condiciones de 15-16 kbar y 600-650 °C. García Casco et al. (2006) refinaron los datos obtenidos por Schneider et al. (2004) y obtuvieron estimaciones P-T para el pico metamórfico de 573 ± 66 °C y $14,6 \pm 2,8$ kbar y 657 ± 47 °C, $15 \pm 2,1$ kbar, respectivamente.

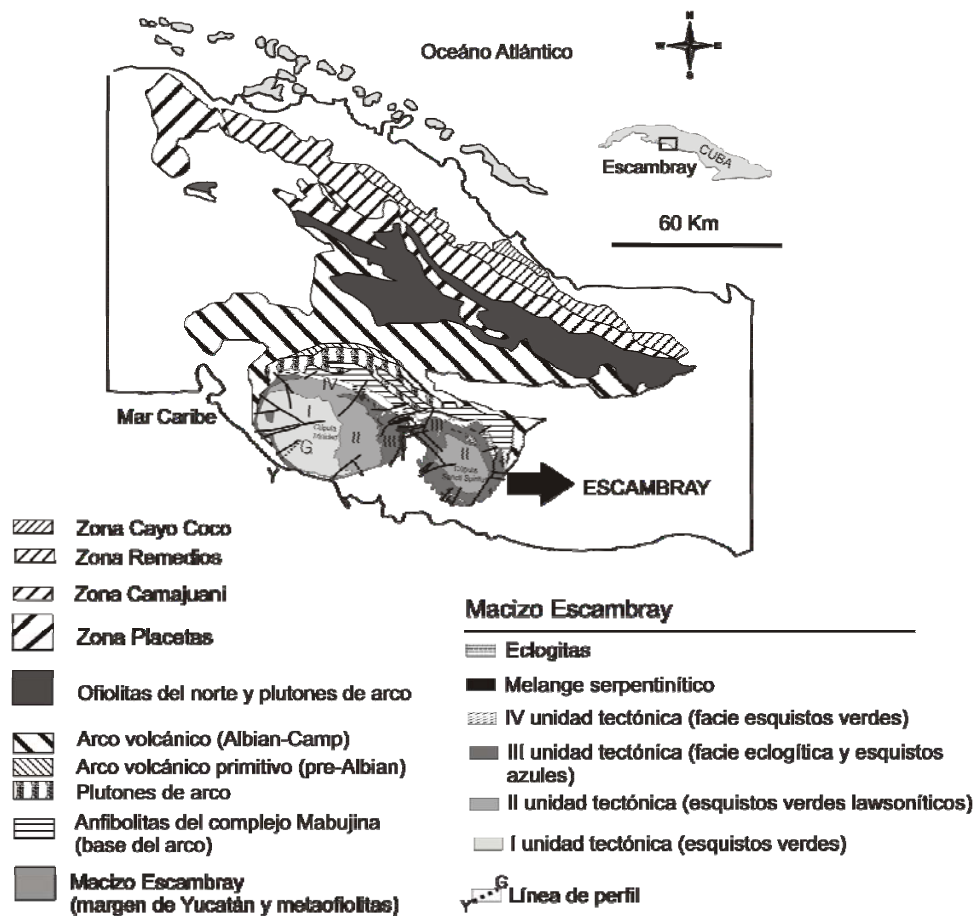


Figura 1. Unidades tectónicas del Escambray (Millán, 1997b). La cúpula de Trinidad está localizada hacia el oeste y la de Sancti Spiritus, más pequeña, hacia el este. Incluye la posición del perfil estudiado en el extremo suroeste de la cúpula Trinidad.

En todos los casos, las condiciones P-T del pico metamórfico están asociadas a la subducción, mientras que las condiciones de retrogresión reflejan un gradiente termal frío, durante la exhumación, de alrededor de $13,5 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$ (Schneider et al., 2004). Las condiciones P-T, en todos los casos, han sido calculadas usando el programa THERMOCALC, sin embargo, en este trabajo las estimaciones de temperaturas se basan en la forma y geometría de las maclas de calcita en las rocas metacarbonatadas, conjuntamente con las microestructuras características de determinados minerales bajo las mismas condiciones de estrés. Esta metodología conjunta aporta datos sobre las temperaturas de deformación, que

pueden ser usados en las estimaciones de las condiciones P-T, en este caso de T. Se usa por primera vez para el estudio de la cúpula de Trinidad, que no cuenta hasta el momento con este tipo de estimaciones.

Geología de la zona de estudio

El perfil de trabajo se localiza hacia la parte suroeste de la cúpula de Trinidad y revela una estructura nape escamada con unidades metamorizadas en diferente grado. El nape más externo, Monforte, aflora al inicio del perfil en el borde de la cúpula. Sus rocas se corresponden a los litotipos de las formaciones del protolito jurásico que aflora en la unidad tectónica **III** (Figura 1). Está compuesta por esquistos cuarzo micáceos, con intercalaciones de mármoles y esquistos carbonatados con plagioclasa, epidota y micas. Su metamorfismo es de alta presión. En otras localidades, se ha reportado la presencia de eclogitas intercaladas con estas rocas (Somin & Millán, 1981; Millán, 1997b) sin embargo, no existen en el perfil que se estudia, pero los litotipos se corresponden con la descripción de estas formaciones que afloran en todo el borde de la cúpula de Trinidad (Figura 1). En contacto tectónico con estas rocas se encuentra una sucesión de esquistos verdes calcáreos con mica blanca, clorita, epidota y plagioclasa, mármoles, metareniscas, y esquistos verdes metavulcanógenos. Están distribuidas en dos napes (La Sierrita y Yaguanabo), metamorizadas en facies de esquistos verdes, que han sido nombrados en este trabajo como GSFU (unidades nape escamadas metamorizadas en facies de esquistos verdes). En el nape La Sierrita abundan las metareniscas, mientras en Yaguanabo son muy abundantes los esquistos verdes metavulcanógenos, con esporádicas intercalaciones de mármoles. En las zonas de contacto entre napes pueden encontrarse rocas metasomáticas, compuestas por actinolita, talco y anfíbol y también, bloques y horizontes de serpentinitas, paralelas a la foliación principal S_2 . Los indicadores cinemáticos estudiados indican sentido de transporte tectónico al noreste.

Los estudios macro y microestructurales demuestran la existencia de una foliación S_1 relíctica, formada en una primera fase de deformación D_1 , cuando las unidades del Escambray estaban enterrándose en una zona de subducción hacia finales del Cretácico Campaniano. La foliación principal en todos los napes es S_2 , cuyo buzamiento es mayoritariamente al suroeste, aunque aparece plegada. Esta foliación se formó en una fase de deformación D_2 , cuando se iniciaba la exhumación de las unidades tectónicas en el Maestrichtiano. El plegamiento de S_2 genera una foliación S_3 de tipo planar axial que también aparece plegada y es representativa de una fase de deformación D_3 , donde se consolida la estructura de napes del área durante la exhumación hacia finales del Maestrichtiano-Paleoceno. Una superficie más joven afecta a S_3 y sólo se ha constatado en el nape La Sierrita, se trata de un clivaje de fractura S_4 que se destaca en la mayoría de las litologías. Este clivaje está relacionado con la formación de la estructura cupular en la fase de deformación D_4 . El último evento que se ha identificado en el perfil es una falla transcurrente regional que afecta a todos los napes y tipos de rocas. La falla afecta a los ejes de pliegues de la fase F_3 , que aparecen rotados y con ángulos de hundimientos abruptos ($> 60^\circ$). Hacia el final del desarrollo geológico de la zona, se forman fallas normales durante la deformación D_5 en el Eoceno (Despaigne-Díaz, 2009).

La calcita es un mineral muy común y está presente en gran diversidad de rocas, representadas por mármoles y gran variedad de esquistos carbonatados. La presencia de rocas metacarbonatadas en todos los napes permite un estudio detallado de las maclas de calcita en estas rocas.

Deformación por maclado en los carbonatos

El principal mecanismo de deformación en las rocas carbonatadas a bajas temperaturas es el maclado según planos de macla, nombrados planos **e**. La mínima temperatura para que la calcita comience a comportarse de forma plástica es alrededor de $180\text{ }^\circ\text{C}$ (Burkhard, 1990), sin embargo el cuarzo y

los feldespatos tienen este comportamiento a mayores temperaturas, 270 °C y 450-500 °C, respectivamente (Tullis, 1983). Para la calcita se conocen muchos sistemas de maclas, sin embargo las mismas son, mayoritariamente, maclas de crecimiento (Derr et al, 1962).

Las maclas de deformación pueden variar desde finas hasta gruesas y algunas presentan bordes irregulares aserrados. La principal característica de ellas es su forma lensoide, curva, y las terminaciones en punta que no llegan al borde del grano (Schmidt et al., 1980; Rowe & Rutter, 1990; Groshong et al., 1984a). El espesor de las maclas formadas a temperaturas de 170 °C es muy fino (menores e iguales que $1\mu\text{m}$ -0,001mm-), mientras que al aumentar las temperaturas se hacen más gruesas (mayores e iguales que $5\mu\text{m}$). Datos experimentales han mostrado que al aumentar la deformación surgen nuevas maclas y aumenta su intensidad. Esto ocurre a temperaturas menores e iguales que 200 °C. Al aumentar la temperatura la situación es diferente, aumentando entonces el espesor de las maclas (Groshong, 1974; Ferrill, 1991). Todo esto demuestra que existe una dependencia entre el tamaño, tipo de maclas y la temperatura (Groshong, 1974; Friedman et al, 1976; Groshong et al., 1984a,b; Ferrill, 1991) (Figura 2). También se ha probado que el mecanismo fundamental de deformación cristal-plástica por maclado de la calcita, a temperaturas menores e iguales que 400 °C, se produce según el plano e de macla (Turner, 1963; Carter & Raleigh, 1969; Groshong, 1988).

El estudio del maclado en los minerales del grupo de los carbonatos muestra que, en la calcita, éste es común a bajas temperaturas, mientras que en la dolomita predomina a altas temperaturas (Turner, 1963). En la calcita, para el maclado según e , los desplazamientos son positivos, siendo éste el plano excelente y representativo del maclado.

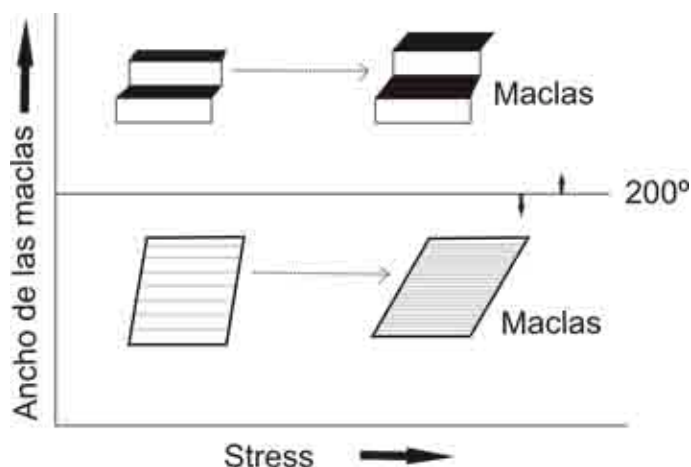


Figura 2. Deformaciones en la calcita en función del estrés y la temperatura. Para temperaturas $< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ el incremento del maclado por stress se refleja en aumento de la cantidad de maclas (intensidad), mientras que por encima de 200°C aumenta el ancho de las maclas (compilado de los trabajos de Ferrill, 1991 y Burkhard, 1993).

Otros planos menos comunes de maclas se nombran planos *r* y *f*. En la dolomita (Figura 3), por su simetría más baja, las maclas son menores y se conoce sólo un tipo de deformación por maclado, según los planos *f* (Turner et al., 1954; Barber, 1977).

Las maclas en la calcita han sido usadas en estudios tectónicos en el último siglo a partir de los trabajos de Weiss (1954) y Turner (1962). Estos investigadores desarrollaron un método para la determinación del estrés a partir de una población de mediciones de los planos de maclado *e* en la calcita, mediante la platina universal. Este método ha sido modificado, logrando eficiencia en las mediciones y permitiendo la determinación de las direcciones y/o magnitudes del (paleo)estrés o la deformación (Groshong, 1972; Spang & Groshong, 1981; Tullis, 1980; Rowe & Rutter, 1990; Lacombe & Laurent, 1992). El método ha sido aplicado en el estudio de carbonatos de rocas no metamorizadas y en las metamorizadas en bajo y alto grados. En las metamorizadas de alto grado los resultados son menos fiables ya que la calcita recristaliza con rapidez y borra casi todos los rasgos de la historia metamórfica y tectónica anterior, encontrándose maclas tardías (Turner & Weiss, 1963, Turner & Orozco, 1976).

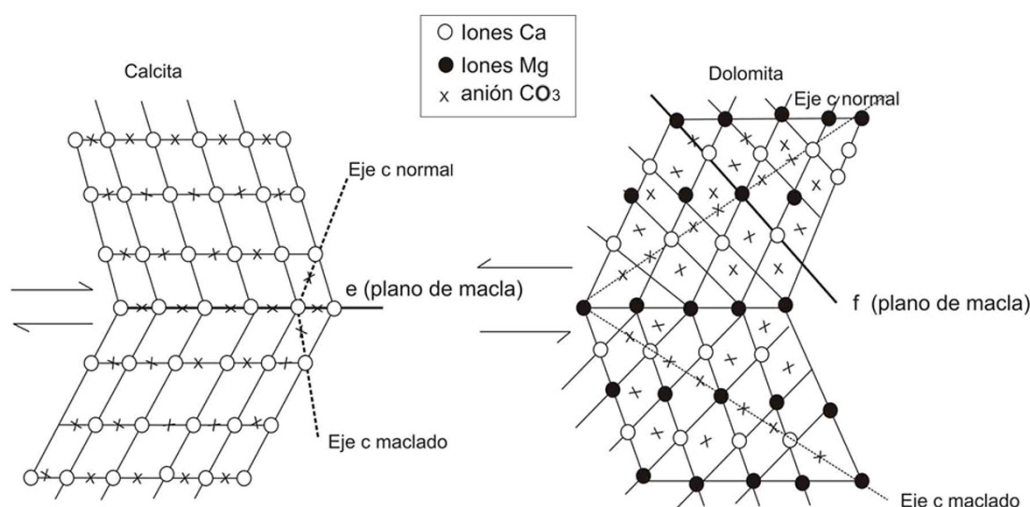


Figura 3. Diferentes planos de maclas en el grupo de los carbonatos (calcita y dolomita). El maclado principal se forma en los planos **e** y **f** en calcita y dolomita respectivamente. Las diferentes posiciones del anión CO₃ están representados por las X y su distribución en diferente posición alude a diferente orientación en planos adyacentes. Generalmente la superficie de composición de la macla (plano que divide los cristales gemelos) es el plano de macla (según Barber & Wenk, 1979).

Tipos de maclas

Relacionadas con las deformaciones tectónicas en los metacarbonatos se reconocen cuatro grupos de maclas (Burkhard, 1993). Las maclas tipo I son finas y rectas, con uno y hasta tres series de maclas; sus espesores son menores e iguales que 1 μm ; son típicas de deformaciones leves en las rocas a bajas temperaturas; pueden representar maclas tardías post metamórficas o posttectónicas y los rangos de temperatura en que se forman son menores e iguales que 200 °C.

Las maclas tipo II son gruesas (mayores de 1 μm), rectas, con forma lensoide hacia el borde del grano; se producen bajo fuertes deformaciones y el grano se muestra completamente maclado; pueden ser sinmetamórficas o postmetamórficas y la temperatura de formación está entre 150-300 °C.

Las de tipo III son curvas y aparece un maclado secundario dentro de las maclas (*twinned twins*). Los granos están completamente maclados; los espesores varían entre 1-5 μm y mayores; representan grandes deformaciones, producidas por mecanismos de deformación intracristalina a través de los planos de macla *r* y *f*. Son sinmetamórficas y ocurren a temperaturas mayores de 200 °C.

Las de tipo IV son gruesas, con bordes aserrados y suturados. A diferencia de las anteriores, se manifiestan trazos de pequeños granos. Representan grandes deformaciones y responden a procesos de recristalización dinámica a través de migración de borde de grano. Pueden ser pre o sinmetamórficas y se forman a temperaturas mayores de 200 °C (Figura 4).

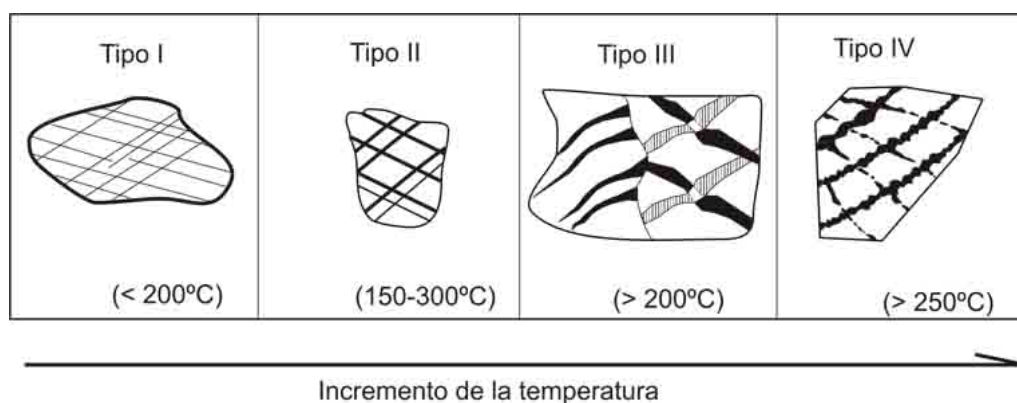


Figura 4. Clasificación de las maclas de calcita de acuerdo con su apariencia en secciones delgadas. Tipo I- finas y rectas, más de una serie. Tipo II- gruesas, rectas algunas con forma lensoide. Tipo III- curvas y acuñadas hacia el borde del grano, algunas presentan maclas dentro de maclas. Tipo IV- bordes aserrados (sudurados), en forma de parches, producido por migración del borde de grano. (compilado de Weiss, 1954; Ferrill, 1991 y Burkhard, 1993).

Procesos de deformación en minerales formadores de rocas

Al igual que la calcita, muchos minerales responden ante ciertas condiciones de estrés deformándose, según su competencia, de manera dúctil o frágil y formando microestructuras específicas a determinados rangos de temperaturas. Conjuntamente con el estudio de las maclas de calcita se han analizado los procesos de deformación que ocurren en diferentes minerales en una misma sección delgada. Este método también indica las temperaturas relativas en las que ocurren las deformaciones. Dentro de los minerales de los que se posee información sobre su comportamiento se encuentran el cuarzo, el grupo de los anfíboles, plagioclasas, carbonatos, micas, olivino y piroxenos (Passchier & Trouw, 1998).

El cuarzo, en condiciones de bajo grado (≤ 300 °C), muestra fracturación mecánica, extinción ondulatoria y soluciones depositadas en venas. A mayor grado (300-400 °C) actúan fenómenos de flujo dislocación y son características la extinción ondulatoria en forma de barrido y lamelas de deformación. En condiciones de grado medio a alto (400-700°C), el cuarzo muestra cristales en forma aplastada y procesos de recuperación y recristalización dinámica. Por encima de 700 °C, predomina la migración de borde de grano, sistemas de deslizamiento y recristalización estática, con la presencia de granos libres de deformación, sin extinción ondulatoria (Linker & Kirby, 1981; Linker et al., 1984; Hobbs, 1985; Passchier & Trouw, 1998). El mecanismo fundamental en las micas es el deslizamiento según planos y la fracturación mecánica (Mares & Kronenberg, 1993) y además, la deformación intracrystalina (extinción ondulatoria), el plegamiento y las estructuras de *kink bands* (Lister & Snoke, 1984; Bell, 1986). Estos mecanismos son comunes a diferentes grados, sin embargo, a mayores grados de metamorfismo se tornan más importantes los procesos de migración de borde de grano (Passchier & Trouw, 1998).

Las plagioclasas, a grados de metamorfismo bajos (≤ 300 °C) se deforman por flujo cataclástico y desarrollan fracturación mecánica. Son típicas las maclas de deformación curvas, la extinción ondulatoria en forma de parches, la formación de subgranos y también las microfallas, así como estructuras de *bookshelf* (Tullis & Yund, 1980; Passchier, 1982 ; Tullis, 1983; Tullis et al; 1990; Pryer, 1993). A temperaturas entre 300-400 °C, se forman maclas de deformación, deslizamientos en planos, deformación intracristalina y formación de *kink bands* (Pryer, 1993). Bajo estas condiciones no existen estructuras de porfiroclastos del manto ni pertitas. Entre 400-500 °C el proceso de recristalización adquiere importancia, sobre todo en los bordes de granos. Existen procesos de nucleación y formación de nuevos granos (Gapais, 1989, Tullis & Yund, 1991). Se forman porfiroclastos del manto (core and mantle structures) en zonas de shear con recristalización de granos adyacentes (Passchier, 1982); existen además micro *kina bands*. Sobre los 500 °C desaparecen las maclas de deformación y aparecen mirmekitas a lo largo de los bordes de grano, predominan procesos de recuperación y formación de subgranos (Vidal et al, 1980, Pryer, 1993); conjuntamente se desarrollan migraciones de borde de granos, aún existen porfiroclastos de manto y los granos están libres de deformaciones (no presentan extinción ondulatoria).

MATERIALES Y MÉTODOS

Para este trabajo se seleccionó un perfil en la zona suroeste de la cúpula Trinidad (localidad Yaguanabo) cuya orientación es noreste-suroeste. Se estudió un total de 11 secciones delgadas de metacarbonatos y esquistos carbonatados distribuidas a través de todo el perfil de Yaguanabo y representativas de distintos napes (Figura 5). Se seleccionó un conjunto de rocas pertenecientes a todos los napes, los litotipos son mármoles con contenidos de micas o sin ellos y esquistos carbonatados con clorita, mica blanca y plagioclasa (Tabla 1). Pueden contener ocasionalmente epidota.

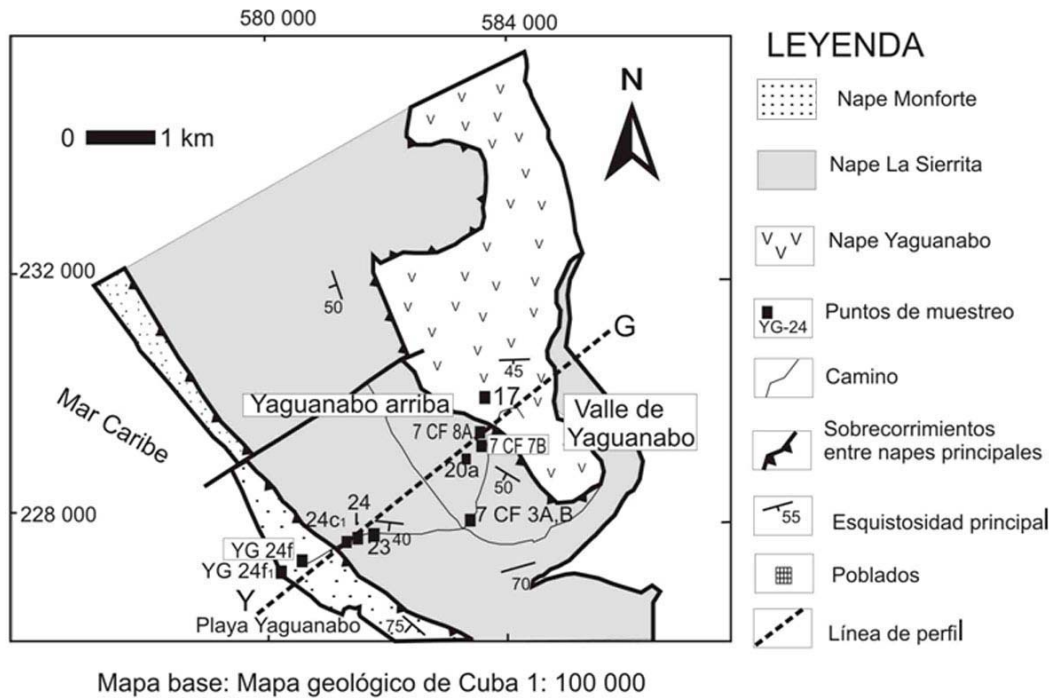


Figura 5. Mapa de ubicación de puntos de muestreo del perfil Yaguanabo.

En el nape Monforte se tomaron dos muestras correspondientes a la Formación Loma La Gloria (YG-24F y YG-24F₁). En los napes La Sierrita y Yaguanabo se tomó un total de 9 muestras, 8 en el primero (YG-23, YG-24C₁, YG-24, 7CF-3A, 7CF-3B, 7CF-7B, 7CF-8A, YG-20A) y una en el segundo (YG-17). Se analizaron las maclas de calcita orientadas en diferentes foliaciones para realizar estimaciones de temperaturas a las que ocurrió cada una de ellas.

Para este trabajo se utilizó el microscopio petrográfico, marca Carl Zeiss de fabricación alemana y los objetivos 10x y 20x para la determinación de los diferentes tipos de maclas y las microestructuras de los minerales en una misma sección delgada. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio petrográfico de la Universidad de Pinar del Río, Cuba, y se correlacionaron posteriormente con la estructura geológica del perfil.

Las secciones delgadas se hicieron en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad de Greifswald, Alemania (muestras YG-24F, YG-24F₁, YG-24, YG-24C₁, YG-23, YG-20A), y la Universidad de Granada, España (7CF-3A, 7CF-3B, 7CF-8A, 7CF-7B, YG-17). Las mismas fueron cortadas a un espesor de 0,03 mm.

Las maclas de calcita se midieron empleando una cámara CANON anexa al microscopio petrográfico, que permite la medición a escala de los tamaños de los minerales, grietas, inclusiones, maclas, coronas, etc.

RESULTADOS

Las maclas de calcita aparecen en todas las unidades que comprenden rocas metacarbonatadas en el área La Sierrita. Son muy representativas en los mármoles, sin embargo también aparecen con frecuencia en esquistos carbonatados de variada composición (Tabla 1). Las estimaciones de temperatura han sido basadas en la comparación con datos experimentales, de acuerdo con los tipos de maclas de deformación que presenta la calcita y por la existencia en las secciones delgadas de determinadas microestructuras de los minerales que se forman en rangos específicos de temperaturas.

En el nape Monforte (muestra YG-24F) los cristales de calcita son de grandes tamaños, hasta 5,3 mm, rodeados de una masa ultrafina de la misma composición (Figura 6A). En los cristales grandes se observan maclas de tipo III, curvas, donde la calcita presenta una fuerte extinción ondulatoria. Adicionalmente, los cristales presentan microfracturas que diseccionan las maclas formadas. La calcita que rodea a estos grandes granos es muy fina y tiene ausencia total de maclado, lo que demuestra su formación en una etapa más tardía que la que formó el maclado de los megacristales (Figura 6A).

En el nape La Sierrita se han analizado la mayor variedad de rocas metacarbonatadas (Tabla 1). En las cercanías del nape

Monforte, y cerca del contacto entre ambos (muestras YG-23 y YG-24C₁), las maclas que se observan son de tipo II y IV (Figura 6B y D). En la muestra YG-23, las maclas son anchas, rectas, y presentan además extinción ondulatoria. Las maclas de tipo IV tienen bordes aserrados lo que evidencia un proceso de migración de borde de grano y recristalización dinámica (Figura 6B). En granos aislados se observan maclas de tipo II rodeadas de granos no maclados de un agregado fino.

Tabla 1. Composición mineralógica relativa (estimados visuales) de las muestras analizadas

No de muestra	Unidad tectónica	Tipo de roca	cc	qtz	ms	chl	pl	ep
YG 24F	Monforte	esquistos	55	30	15			x
YG 24F ₁	Monforte	mármol	60	40				
YG-24	La Sierrita	mármol	90		10%			
YG-24C ₁	La Sierrita	mármol	90	5	x			
YG-23	La Sierrita	mármol	80	20				
7CF-3A	La Sierrita	esquistos	60	10	30		x	
7CF-3B	La Sierrita	esquistos	50	10	30			10
7CF-7B	La Sierrita	esquistos	60	5	25			10
7CF-8A	La Sierrita	esquistos	50			5	20	15
YG-20A	La Sierrita	mármol	98	x				
YG-17	Yaguanabo	mármol	95	10				

La muestra YG-24C₁ es particularmente interesante por el tipo maclado y la existencia de venas tardías de calcita. Los cristales están orientados en una dirección preferente según la dirección de la foliación S₂, y todos los granos están maclados. Las maclas son de tipo III con un maclado fino dentro de las ya formadas, y una extinción ondulatoria fuerte. Pueden llegar a ser curvas y de forma lensoide, formadas en el límite entre cristales y sin terminar en los bordes del grano, que resulta muy típico de maclas producidas por deformaciones impuestas (Figura 6C). Otro hecho significativo es la existencia de una vena tardía compuesta por calcita. Las maclas dentro de la vena son muy finas, de tipo I, contrastantes con las de tipo III de la

matriz (Figura 6 E). La posición textural de ambos indica que la vena se formó después de la foliación principal S_2 , asociada a un decremento de la temperatura como lo demuestra el paso de maclas de tipo III (foliación S_2) a maclas de tipo I (vena tardía), post S_2 y muy probablemente relacionada a la fase D_3 .

Las muestras localizadas en una posición intermedia en el nape La Sierrita presentan maclas de tipo I y II, aunque las de tipo II predominan en todas las muestras (YG-20A, 7CF-3A, 7CF-8A, 7CF-3B). En todos los casos, los granos maclados están orientados según S_2 . Son maclas gruesas y rectas (figura 6D). En la muestra 7CF-3A existe una serie de maclas finas cortantes a las de tipo II, mientras que en la muestra 7CF-8A se observa una calcita muy fina, tardía y ausente de maclado. Ocasionalmente pueden aparecer maclas de tipo III arqueadas y gruesas (muestra 7CF-3B) y maclas de tipo IV (muestra YG-20A). Esta aparición ocasional de las maclas de tipo III y IV en la dirección de S_2 , está relacionada probablemente a incrementos de temperatura durante esta fase.

Las maclas de la muestra 7CF-3A presentan características texturales que pueden ser relacionadas directamente con la formación de las foliaciones y los procesos que las originaron. Por la posición y distribución de los granos maclados se pueden diferenciar dos dominios, uno en el que los granos de calcita están orientados oblicuos a la foliación principal y que presentan maclado de tipo I y II (predominando de tipo II), y otro dominio paralelo a la foliación principal S_2 , en el que los granos presentan maclas solo de tipo I o tienen ausencia total de maclas (Figura 6D). Paralelos al segundo dominio, existen granos de cuarzo con evidencias de recristalización dinámica. Las maclas de tipo I y II de los granos del primer dominio varían entre finas y gruesas, generalmente definen una sola serie de maclas y de forma aislada pueden aparecer hasta dos series.

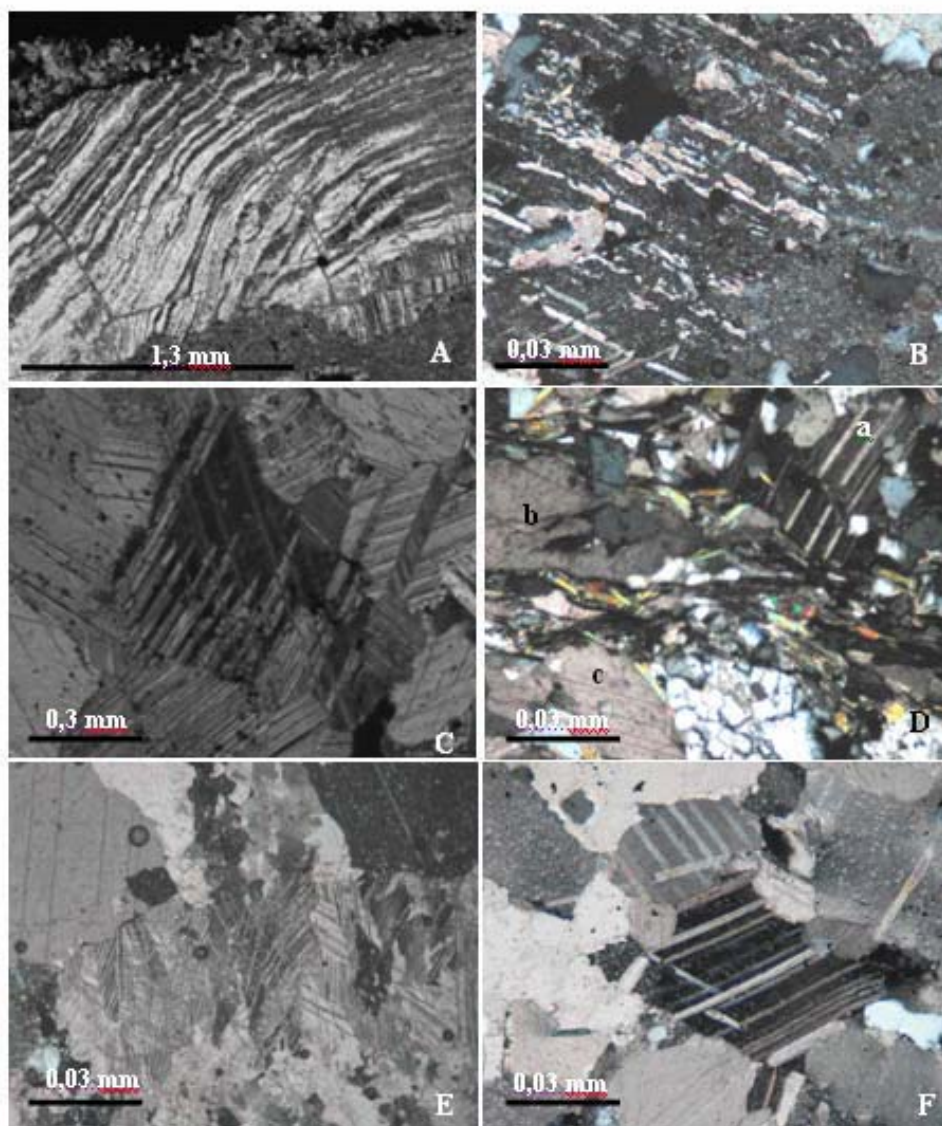


Figura 6. Tipos de maclas identificadas en los diferentes napes. A) Maclas tipo III, curvas, muestra YG-24F, nape Monforte. B) maclas tipo IV de bordes aserrados, muestra YG-23, nape La Sierrita. C) Maclas tipo III muestra YG-24C₁, nape La Sierrita. Note la terminación en punta hacia el interior del grano. En la zona central derecha aparece un grano maclado con maclas dentro de maclas. D) Maclas gruesas tipo II (grano **a**) orientadas en una foliación antigua S₁, los granos **b** y **c** son paralelos a la foliación principal S₂, muestra 7CF-3A, nape La Sierrita. E) Maclas tipo III, abundantes en la parte inferior de la foto, cortadas por una vena tardía (parte superior) que tiene maclas tipo I y granos no maclados, muestra YG-24C₁, nape La Sierrita. F) Maclas gruesas tipo II, muestra YG-17, nape Yaguanabo.

El dominio I se corresponde con la existencia de una foliación antigua S_1 , oblicua a la principal S_2 , y que presenta maclas formadas a un rango de temperatura mayor que las que se desarrollan en el dominio II. A la vez, las maclas del primer dominio presentan una variabilidad entre finas y gruesas y poseen alta intensidad (cantidad de maclas por milímetros) lo que se corresponde con su formación debido al incremento de la temperatura (Groshong et al., 1984a). Es posible entonces concluir que la existencia de maclas tipo I y II en una misma dirección o foliación (dominio I) está asociada a incrementos de temperatura dentro de la misma fase de deformación (D_1) que generó la foliación S_1 . Los granos no maclados en el dominio II poseen fuerte extinción ondulatoria (deformación intracrystalina), lo que evidencia la continuidad de las deformaciones durante la formación de la foliación S_2 . Este hecho puede explicarse como un aumento de la temperatura durante la deformación D_1 (formación de S_1 , granos con maclas de tipo I y II) con decremento de temperaturas durante D_2 (granos paralelos a S_2 , maclas tipo I y granos no maclados), sin embargo la presencia de maclas de tipo III y IV en granos orientados según S_2 revelan que durante esta fase, existió aumento de las temperaturas, al menos, en alguna etapa de esta deformación, con una consecuente disminución de las mismas, probablemente hacia la parte final de la deformación.

En el nape Yaguanabo son menos comunes las rocas carbonatadas y predominan los esquistos metavulcanógenos. En la muestra analizada (YG-17) las maclas son de tipo I y II. Las últimas son gruesas de una o dos series (Figura 6F). Una de las series es fina, intercalada entre las maclas gruesas. Predominan las maclas tipo I. Todos los cristales aparecen orientados según la foliación principal S_2 . La presencia de maclas finas cortantes a series de maclas gruesas demuestra que hubo una disminución de temperaturas seguido de un aumento de las mismas.

Un hecho importante en la descripción y caracterización de las maclas en todas las muestras es la posición de los cristales. En las

rocas (muestras) que presentan foliación, los cristales maclados se encuentran generalmente, paralelos a la dirección de S₂. También ellas ocupan determinada posición espacial en el perfil (Figura 7). Las muestras del nape Monforte presentan maclas de tipo III que indican temperaturas por encima de 200 °C. En el nape la Sierrita predominan de tipo II y III, lo que establece un rango de temperaturas hasta 300 °C, mientras que en el nape Yaguanabo predominan de tipo I y II (Figura 7), que requieren temperaturas mayores de 200 °C y hasta de 300 °C para su formación.

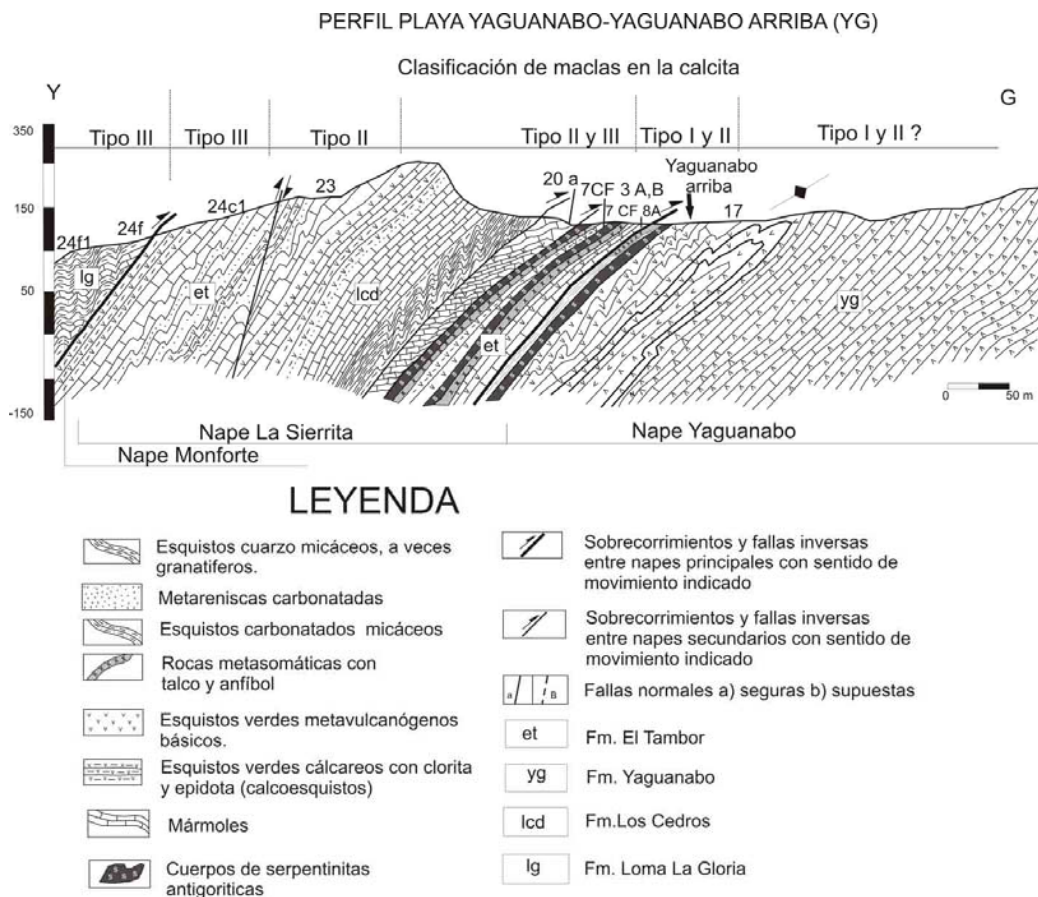


Figura 7. Perfil geológico de la zona de Yaguanabo con representación de los tipos de maclas identificadas.

Procesos de deformación en otros minerales

Los minerales estudiados conjuntamente con la calcita son las micas, el cuarzo y las plagioclasas. El estudio se fundamenta en el concepto de la relación existente entre el grado de metamorfismo y la presencia y geometría de determinadas

microestructuras, para su uso como indicadores de temperaturas de deformación (Passchier & Trouw, 1998).

El cuarzo, presenta procesos de extinción ondulatoria (muestras 7CF-3B, YG-24F) y procesos de recristalización dinámica (muestra 7CF-3A, YG-24F₁), siendo los procesos de deformación, observados en todas las muestras. No existen porfiroclastos de manto, ni procesos de fracturación (Tabla 2).

Las micas, en todos los casos muestran extinción ondulatoria y fracturación mecánica, que indican procesos de deformación intracrystalina y deslizamientos según planos, respectivamente. En algunas muestras pueden aparecer plegadas (muestra YG-24F).

Las plagioclasas, son generalmente esqueléticas, con maclas de crecimiento muy finas. En ellas son observables porfiroblastos con sombras de presión compuestas por calcita y alineadas en la foliación principal (muestra 7CF-3A). En la muestra 7CF-8A existen maclas de deformación curvas y los granos muestran una extinción ondulatoria fuerte (Tabla 2).

Adicionalmente se analizó el comportamiento de la epidota. En todos los casos tiene un comportamiento frágil, con fracturación mecánica de los granos y extinción ondulatoria (Tabla 2). Las temperaturas bajo las cuales ocurren estos procesos descritos oscilan entre 300-400 °C, siendo 400 °C el tope de temperatura.

Tabla 2. Temperaturas de deformación estimadas según los mecanismos de deformación en el cuarzo, las micas, las plagioclasas y la epidota.

Minerales	Procesos observados en las secciones delgadas	Temperaturas estimadas
CUARZO	Deformación intracrystalina (extinción ondulatoria), recristalización dinámica	300°C - 400°C
MICAS	Fracturación mecánica, plegamiento, extinción ondulatoria	< 400°C
PLAGIOCLASAS	Extinción ondulatoria, maclas de deformación	300°C - 400°C
EPIDOTA	Fracturación mecánica, extinción ondulatoria	≤ 400°C

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Las maclas analizadas en todas las muestras, conjuntamente con los procesos de deformación en el cuarzo, las micas y las plagioclasas, permiten deducir un rango de temperaturas desde 200 hasta 400 °C para las deformaciones que han afectado a las rocas de esta área. Las maclas de tipo III de la muestra YG-24F, del nape Monforte, corresponden a un rango de temperaturas hasta 300 °C, sin embargo, los granos maclados solo representan un 30% del total de la roca y están rodeados de un agregado fino, sin maclas, que tiene la misma composición. La posición textural de los granos maclados indica que no se trata de maclas relacionadas al pico metamórfico de esta unidad. En este caso, las maclas tipo III estarían relacionadas con un evento antiguo (subducción-¿?) mientras que las de tipo I y los granos no maclados pueden haberse formado durante un estadio de descompresión durante el cual estas rocas fueron llevadas a la superficie a través de fallas.

En las zonas de contacto con el nape la Sierrita predominan las maclas de tipo III y, ocasionalmente, de tipo IV (muestra YG-24, YG-24C₁, Figura 7). La existencia de maclas tipo III en todos los granos orientados según S₂ en la muestra YG-24C₁, la aparición ocasional de las de tipo IV, así como la orientación preferente de los granos en la dirección de S₂, está relacionado con aumentos de la temperatura durante la fase de deformación D₂. La vena tardía que atraviesa a la roca aún presenta evidencias de deformación intracristalina con fuerte extinción ondulatoria, pero las maclas son de tipo I, muy finas y abundantes, lo que indica que en un estadio posterior a la formación de las de tipo III (D₃?) aún continuaba el estrés que produjo las deformaciones, pero ya con disminución de la temperatura. Otro hecho interesante lo constituye la existencia de granos con maclas de tipo I y II paralelos a S₂. Ambas situaciones demuestran que D₂ fue una fase de deformación importante en la formación de la estructura nape escamada, y que tiene su reflejo en las maclas de deformación de la calcita en las rocas metacarbonatadas estudiadas. En D₂ existió un

incremento de temperatura, manifiesto por las maclas de tipo II, III y IV en las muestras estudiadas, sin embargo la existencia también de maclas de tipo I y II, series de maclas finas cortantes a maclas de tipo II, y granos no maclados paralelos a esta foliación, indican que hacia los finales de esta misma fase se produjo un decremento de las temperaturas. Este hecho se correlaciona con el proceso de subducción-colisión de las unidades que comienza durante la etapa final de la deformación D_2 y se consolida en la etapa D_3 . Según estudios macro y microestructurales en el área, durante la deformación D_2 la cantidad de material que llega a la zona de subducción provoca un ensanchamiento de la misma y como consecuencia se produce una disminución del ángulo de la subducción (Stanek et al, 2006; Despaigne-Díaz, 2009). Este proceso trae como consecuencia un calentamiento durante la exhumación asociado a la fase D_2 y las unidades comienzan a exhumarse cuando la subducción es aún activa. Hacia finales de D_2 y durante D_3 continúa la exhumación de las unidades en niveles estructurales someros (Despaigne-Díaz, 2009).

De forma general, la abundancia de las maclas de tipo II indica que en el nape la Sierrita las temperaturas de deformación estuvieron siempre por encima de 250 °C, alcanzando hasta 300 °C, y a la par, las deformaciones observadas en el cuarzo, las micas y la epidota en los esquistos, permiten asegurar que las temperaturas pudieron elevarse hasta los 400 °C (Tabla 2).

Una situación similar se observa en la muestra 7CF-3A. La existencia de una afinidad de las maclas de tipo II (ocasionalmente en esta posición se observan maclas curvas de tipo III) en una posición textural definida, merece atención especial. Su orientación en una foliación S_1 en contraste con las de tipo I y la ausencia de maclado de muchos granos, según la dirección de S_2 , presupone que en algún momento de la deformación que generó a S_2 hubo disminución de la temperatura. En la muestra 7CF-8A las maclas más abundantes son de tipo II, gruesas, sin embargo, existen series de maclas

finas cortantes. Cuando las temperaturas alcanzan los 300 °C se forman maclas gruesas y se observan procesos de recristalización en los bordes de grano (maclas tipo IV). Con frecuencia, la misma avanza hacia el interior del grano, sin embargo, cuando las maclas se han formado a temperaturas mayores de 200 °C, seguido de una disminución de las temperaturas, se observan maclas gruesas pero sin recristalización dinámica acompañante y con la formación de maclas finas conjuntamente con las gruesas y muy probablemente cortándolas (Ferrill et al., 2004). Este puede ser el caso de la relación entre las maclas en dicha muestra, lo que sugiere que están relacionadas a un proceso de disminución de las temperaturas y, por ende, a una etapa en la que las unidades estaban implicadas en su ascenso a la superficie a través de fallas (Figura 7).

En el nape Yaguanabo las maclas son de tipo I y II (Figura 6F y Figura 7), con una y dos series, y orientadas según la foliación S_2 . En las de tipo II, cuando existen dos series, pueden ser ambas gruesas, sin embargo pueden aparecer series de maclas finas cortando a maclas gruesas. Se puede concluir entonces que la formación de maclas gruesas de tipo II y el desarrollo de maclas finas cortantes, está relacionado con la disminución de las temperaturas de deformación en niveles estructurales someros.

La mayoría de las maclas investigadas están relacionadas con los procesos de subducción-colisión y exhumación de las unidades implicadas. La clasificación de los tipos de maclas poseen un tope de temperaturas hasta los 300 °C, demostrados por la gran mayoría de las investigaciones sobre el tema que enfatizan la transición de las maclas finas a gruesas alrededor de 170-200 °C (Burkhard & Kalkreurt, 1989; Groshong et al, 1984a) sin embargo, por datos experimentales se ha conocido que pueden alcanzar valores más altos, sobre los 350 °C (Heard, 1963; Schmidt et al., 1980; Groshong, 1974; Friedman et al., 1976).

En los napes de las GSFU, las maclas son generalmente de tipo II y III y pueden llegar hasta tipo IV asociadas a la foliación S_2 , lo que indica incremento gradual de la temperatura en esta fase. A la par la existencia de series cortantes de maclas finas de tipo I dentro de las maclas de tipo II sugiere la disminución de las mismas relacionadas a procesos tectónicos de subducción-colisión y exhumación hacia finales de la fase D_2 y durante D_3 .

CONCLUSIONES

El análisis conjunto de los tipos de maclas en los metacarbonatos y las deformaciones mostradas por el cuarzo, las micas, las plagioclasas y la epidota permiten establecer un rango de temperaturas hasta 400 °C para las deformaciones ocurridas en el área. La diferencia de los tipos de maclas entre napes de diferente grado de metamorfismo no es notable, lo que indica que su formación está relacionada mayormente con los procesos de subducción-colisión y exhumación de las unidades y no con la subducción. La generación de series de maclas de tipo I finas dentro de maclas de tipo II gruesas, indica que durante las deformaciones ocurridas hubo un descenso gradual de la temperatura, lo que probablemente señala que las unidades se deformaban en niveles estructurales someros, ya alcanzado el pico metamórfico. La ocurrencia de maclas de tipo II, III y IV en granos orientados según S_2 , indica incrementos de temperatura durante D_2 , mientras que las maclas de tipo I, finas y abundantes, que cortan a los granos maclados en esa misma posición textural, demuestran que esta fase es muy importante en la evolución tectónica del área, que comienza con un régimen de aumento de temperaturas y una disminución gradual hacia los finales de la misma. El análisis de maclas en metacarbonatos, asociado a los procesos de deformación en minerales de muestras polimineraleas, puede ser usado como una herramienta acompañante en el estudio de la tectónica y las estimaciones de temperaturas de deformación.

AGRADECIMIENTOS

Ana Ibis Despaigne-Díaz agradece los fondos aportados por el proyecto "Evolución geodinámica (paleogeográfica) de Cuba occidental y central entre el Jurásico tardío y el Plioceno" para apoyo logístico al trabajo de campo y preparación de secciones delgadas y el proyecto BT2002-01011 "Terrenos metamórficos en el margen septentrional del Caribe (Cuba)" del Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente, ESPAÑA para la preparación de las secciones delgadas. Un reconocimiento especial al estudiante de quinto año de la carrera de Geología, Osmany Pérez Machado por la ayuda brindada en la selección y clasificación de las muestras y las fotografías.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBER, D. J. 1977. Dislocation structures in deformed and recovered dolomites. *Tectonophysics* 39 :193-213.
- BARBER, D. J., & WENK, H. R. 1979. Defects in deformed calcite and carbonate rocks. In: *Electron microscopy in mineralogy*, Wenk, H. R (ed). Berlin, Heidelberg, New York: Springer 1976. p. 428-442.
- BELL, T. H. 1986. Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformativ partitioning. *Journal of metamorphic Geol.* 4 :421-444.
- BURKHARD, M. & KALKREUTH, W. 1989. Coalification in the northern Wildhorn nappe and adjacent units, western Switzerland. Implication for tectonic burial histories. *Journal of Coal Geology* 11 :47-74.
- BURKHARD, M. 1990. Ductile deformation mechanism in micritic limestones naturally deformed at low temperature (150°-300°C). In Knippe, R.J., Rutter, E.H., (Eds). *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*. Special Publication of the Geological society of London. 54 :241-257.
- BURKHARD, M. 1993. Calcite twin, their geometry, appearance and significance as strain-stress markers and indicators of tectonic regime: A review. *Journal of Struct.Geology* 15 :351-368.
- CARTER, N. L. & RALEIGH, C. V. 1969. Principal stress directions from

- plastic flows in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80 :1231- 1264.
- DEER , W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock forming minerals*. 5 London Longmans p. 242-243.
- DESPAIGNE-DÍAZ, A. I. 2009. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba central. Tesis doctoral (inérita), 182 pp.
- FERRILL, D. A. 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low temperature deformation in limestone. *Journal of Struct. Geology*.13 :667-675.
- FERRILL, D. A.; MORRIS, A. P.; EVANS, M. A.; BURKHARD, M.; GROSHONG, R. H.; ONASCH, C. M. 2004. Calcite twin morphology: A low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Struct. Geol.* 26 :1521-1529.
- FRIEDMAN, M.; TEUFEL. L. M.; & MORSE, L. G. 1976. Strain and stress analysis from calcite twin lamellae in experimental buckles and faulted drape-folds. *Phil. Trans. R. Soc.* 283a :87-107.
- GARCÍA-CASCO, A.; TORRES-ROLDÁN, R. L.; ITURRALDE-VINENT, M. A.; MILLÁN, G.; NÚÑEZ CAMBRA, K.; LÁZARO, C. & RODRÍGUEZ VEGA, A. 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta* 4 :63-88.
- GAPAIS, D. 1989. Shear structure within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17 :144-1147.
- GREVEL, C. 2000. Druck und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckneinheiten des Escambray masives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray massif, (Cuba). Doctoral thesis. Ruhr-Universität Bochum, 170 pp.
- GROSHONG , R. H., JR. 1972. Strain calculated from twinning in calcite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83 :2025-2038.
- GROSHONG, R. H., JR. 1974. Experimental test of least-squares strain gauge using twinned calcite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 85 :1855-1864.
- GROSHONG, R. H., JR.; PFIFFNER, O. A.; & PRINGLE, L. R. 1984a. Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *Journal of Struct. Geology* 6 :5-18.
- GROSHONG, R.H., JR. 1988. Low-temperature deformation mechanism and their interpretation. *Bull. Geol. Soc. Am.* 100 :1329-1360.

- GROSHONG, R. H. JR., TEUFEL, L. W.; & GASTEIGER, C. 1984b. Precision and accuracy of the calcite strain gage technique. *Bull. Geol. Soc. Am.* 95 :357-373.
- HEARD, H. C. 1963. The effect of large change in stress in the experimental deformation of Yule marble. *Journal of Geol.* 71 :162-195.
- HOBBS, B. E. 1985. The geological significance of microfabric. In Wenk, H.R., (Eds) *Preferred orientation in deformed metals and rocks*. Academic Press, New York.
- KANTCHEV, I. (Ed). 1978. Informe geológico de la provincia Las Villas- Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1: 250 000 durante el periodo 1969-1975. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, La Habana, Cuba, 1480 p (inédito).
- LACOMBE, O. & LAURENT, P. 1992. Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanic data. *Tectonophysics* 202 :83-93.
- LINKER, M. F. & KIRBY, J. H. 1981. Anisotropy in the rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals. In: Carter, R.H., Logan, J.M., Stearns, D.W (Eds). *Mechanical behaviour of crustal rocks*. Am Geophys Un, Washington DC.
- LINKER, M. F.; KIRBY, S. H.; ORD, A.; CHRISTIE, J. M. 1984. Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure. *Journal of Geophys Res.* 89 :4241-4255.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Struct. Geol.* 6 :617-638.
- MARES, V. M. & KRONENBERG, A. K. 1993. Experimental deformation of muscovite. *Journal of Struct. Geol.* 15 :1061-1076.
- MILLÁN, G. & SOMIN, M. 1985a. Nuevos aspectos sobre de la estratigrafía del macizo metamórfico de Escambray. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. I.G.P. Reporte de Investigación, 2 p.1-142.
- MILLÁN, G. 1997 a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. En: Furrázola Bermúdez, G. F. and Núñez Cambrá, K. E.

- (eds.), *Estudios sobre Geología de Cuba*: Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba, 251-258.
- MILLÁN, G. 1997b. Geología del macizo metamórfico del Escambray. En: (Eds. Furrázola Bermúdez, G.F. y Núñez Cambra, K.E.) *Estudios Sobre Geología de Cuba*. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba. p. 271-288.
- MILLÁN, G., & MYCZYNSKI, R. 1978. Fauna Jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray: Academia de Ciencias de Cuba, Informe Científico Técnico, v. 80, p. 1-14.
- PASSCHIER, C. W. 1982. Mylonitic deformation in the San Barthélemy massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *GUA Pap Geol Ser.* 1 (16) :1-173.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. 1998. *Microtectonics*. Text book, Springer Verlag. 289 p.
- PRYER, L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Struct. Geol.* 15 :21-36.
- PSZCZOLKOWSKI, A. 1978. Geosinclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography: *Geologica Acta* 28 :1-96.
- PSZCZOLKOWSKI, A. 1999. The exposed passive margin of North America in western Cuba, In: Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*, v. 4. P. 93-121, Elsevier, Amsterdam.
- ROWE, K. J. & RUTTER, E. H. 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Struct. Geology* 12 :1-17.
- SCHMIDT, S. M.; PATTERSON, M. S.; & BOLAND, J.N.; 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics* 65 :245-280.
- SCHNEIDER, J.; BOSCH, D.; MONIE, P.; GUILLOT, S.; GARCIA CASCO, A.; LARDEAUX, J. M.; TORRES-ROLDÀN, R. L. & MILLÁN, G. 2004. Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba); and example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journal of Metamorphic Geolog.* 22 :227-247.

- SOMIN, M. & MILLÁN, G. 1981. *Geology of the Metamorphic Complexes of Cuba* (in russian). Nauka, Moscow, 219 p.
- SOMIN, M. L.; ARAKELYANTS, M. M., & KOLESNIKOV, E. M. 1992. Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks in Cuba. *Internacional Geology Review* 34 :105-118.
- STANEK, K. P.; MARESCH, W. V.; GRAFE, F.; GREVEL, C. H. & BAUMANN, A. 2006. Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba) *Geologica Acta* 4 :51-170.
- STANIK, E.; CHING, R.; MAÑOUR, J. & VÁZQUEZ, C. 1981. Informe del levantamiento geológico Escambray I (inédito), 512 p.
- SPANG, J. H. & GROSHONG, R.H., JR. 1981. Deformation mechanism and strain history of a minor fold from the Appalachian Valley and Ridge province. *Tectonophysics* 72 :323-342.
- TULLIS, T. E. 1980. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of stress magnitudes. *Journal of Geophys. Res.* 85(B 11). : 6263-6268.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars In: Ribbe, P.H. (Ed), *Feldspar Mineralogy. Reviews in Mineralogy*, 2. Mineralogical society of America. p. 297-323.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. 1980. Hydrolitic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *Journal of Struct. Geology* 2 :439-451.
- TULLIS, J.; DELL'ANGELO, L. & YUND, R. A. 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In Hobbs, B.E., Herad, H.C (Eds.) *Mineral and rock deformation: laboratory studies*. AGU, Geophys Monogr. 56 p.67-81.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Struct. Geol.* 13 :987-1000.
- TURNER, F. J.; GRIGGS, D. T. & HEARD, H. C. 1954. Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65 :883-934.
- TURNER, F. J. 1962. "Compression" and "tension" axes determined from [0112] twinning in calcite. *Journal of Geophys. Res.* 67 :1660.
- TURNER, F. J. 1963. Some geometrical aspects of experimentally induced twinning in minerals: In: *Deformation twinning*. 25. Red

- Hill, R. E.; Hirth, J. P.; Rogers, H. C., (Eds). Met. Soc. (AIME). Conf. Proc. London: Gordon & Breach Scientific Publishers. 156-176.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw Hill, New York.
- TURNER, F. J. & OROZCO, M. 1976. Crystal bending in metamorphic calcite and its relation to associated twinning. *Contrib. Mineral and Petrol.* 57 :83-97.
- VIDAL, J. L.; KUBIN, L.; DEBAT, P. & SOULA, J. L. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noir, Occitania. *Lithos* 13 :247-257.
- WEISS, L. E. 1954. A study of tectonic style: Structural investigations of a marble quartzite complex in southern California. University of California. Publications in Geological Science. 30 :1-102.