

Subzona estructuro-facial de Bahía Honda, Pinar del Río: su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno

ANDRZEJ PSZCZÓLKOWSKI y JESÚS F. DE ALBEAR

RESUMEN

El área de Bahía Honda se considera como una subzona estructuro-facial de la zona de Zaza, en la parte nororiental de la Provincia de Pinar del Río. Se describen brevemente las formaciones Chirino, Felicidades, Vía Blanca, Peñalver, Capdevila, y Universidad, del Cretácico y el Paleógeno. En la subzona de Bahía Honda se distinguen dos grandes unidades de nappes: la meridional y la septentrional. La unidad tectónica meridional está compuesta principalmente por rocas cretácicas, mientras que la unidad septentrional (más alta) abarca las rocas del complejo ofiolítico y de las secuencias vulcanógeno-sedimentarias y sedimentaria del Cretácico y el Paleógeno. Ambas unidades tectónicas tienen una estructura interna complicada. El alcótono de la subzona de Bahía Honda fue sobrecorrido desde el S por encima de las unidades miogeosinclinales de la zona de Guaniguanico. Las formaciones Vía Blanca (Campaniano-Maestrichtiano Inferior) y Capdevila (Paleoceno-Eoceno Inferior) manifiestan una notable similitud litológica y facial. Los sedimentos de la Formación Vía Blanca se depositaron en una cuenca de "flysch", externa con respecto al arco volcánico extinto, ubicada al N (o NE) de una zona de sedimentación calcáreo-clástica poco profunda. Los depósitos del "flysch" de la Formación Capdevila ocupaban una cuenca más amplia que los de la Formación Vía Blanca. El material clástico fue transportado del SW o del WSW. Algunos conglomerados contienen fragmentos de rocas provenientes de las formaciones miogeosinclinales de la Sierra del Rosario. Es posible que la formación de los nappes de la Cordillera de Guaniguanico se terminó en el Eoceno Inferior Tardío, mientras que el movimiento hacia el N del manto eugeosinclinal de la zona de Zaza se terminó antes del Eoceno Superior y posiblemente antes del Eoceno Medio Tardío.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es el resultado de la coordinación de los límites geológicos y del esquema litoestratigráfico de los mapas limítrofes entre las provincias de Pinar del Río y de La Habana (J. F. de Albear y A. Pszczółkowski).

Manuscrito aprobado el 24 de febrero de 1982.

A. Pszczółkowski pertenece al Instituto de Ciencias Geológicas, de la Academia de Ciencias de Polonia. J. F. de Albear pertenece al Instituto de Geología y Paleontología, de la Academia de Ciencias de Cuba.

kowski, inédito)¹, teniéndose también en cuenta algunos logros del levantamiento geológico, a escala 1:250 000, en las provincias mencionadas (A. Pszczółkowski y otros, inédito²; J. F. de Albear y otros, inédito³):

Se señalan algunas cuestiones de la tectónica de la subzona de Bahía Honda, sobre todo del área comprendida en la mitad septentrional de las hojas 1:50 000 de Bahía Honda y Cabañas, hasta las cercanías del pueblo de Cabañas (Fig. 1). Además, se ofrecen datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior (Campaniano-Maestrichtiano) y del Paleógeno (Paleoceno-Eoceno Inferior) de la parte nororiental de dicha subzona. Los autores también expresan sus opiniones sobre la edad de movimientos orogénicos en la Provincia de Pinar del Río.

Se considera que los datos que se acompañan, especialmente sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno, pueden servir también como punto de partida para futuros estudios más detallados y profundos en la subzona de Bahía Honda y otras áreas de la Provincia de Pinar del Río.

2. SUBZONA ESTRUCTURO-FACIAL DE BAHÍA HONDA COMO UNIDAD GEOLÓGICA

El área de Bahía Honda fue separada como "zona estructuro-facial" por FURRAZOLA-BERMÚDEZ *et al.* (1964), como una parte de la mucho más amplia zona eugeosinclinal de Zaza. En realidad la "zona de Bahía Honda" al igual que la de San Diego de los Baños, situada al S de la falla Pinar, debe ser considerada como una subzona de la zona estructuro-facial de Zaza. La subzona de Bahía Honda, como unidad geológica independiente, se extiende hasta el extremo nororiental de la zona (Cordillera) de Guaniguanico. Al E de esta última se une con la subzona de San Diego de los Baños. En la Provincia de la Habana, en lo fundamental, se distingue una sola zona eugeosinclinal, es decir, la zona de Zaza (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa *a* y *b*; Albear y otros, inédito³).

En la estructura de la subzona de Bahía Honda participan diversas rocas del complejo ofiolítico y de las secuencias vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias, separadas por contactos tectónicos, aunque algunas veces también por límites estratigráficos tectónicamente no dislocados o de una manera menos intensa. Los límites de la subzona de Bahía Honda con las zonas estructuro-faciales adyacentes son totalmente tectónicos. Al W limita con la zona estructuro-facial de La Esperanza. El límite meridional de dicha subzona con la zona de Guaniguanico fue caracteri-

¹ "Coordinación de los mapas geológicos limítrofes, a escala 1:250 000, de las provincias de Pinar del Río y de La Habana". Archivo, Instituto de Geología y Paleontología (ACC), 1979.

² "Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río". Archivo, Instituto de Geología y Paleontología (ACC), 1975.

³ "Memoria explicativa del mapa geológico de las provincias de La Habana, a escala 1:250 000". Archivo, Instituto de Geología y Paleontología, (ACC), 1977.

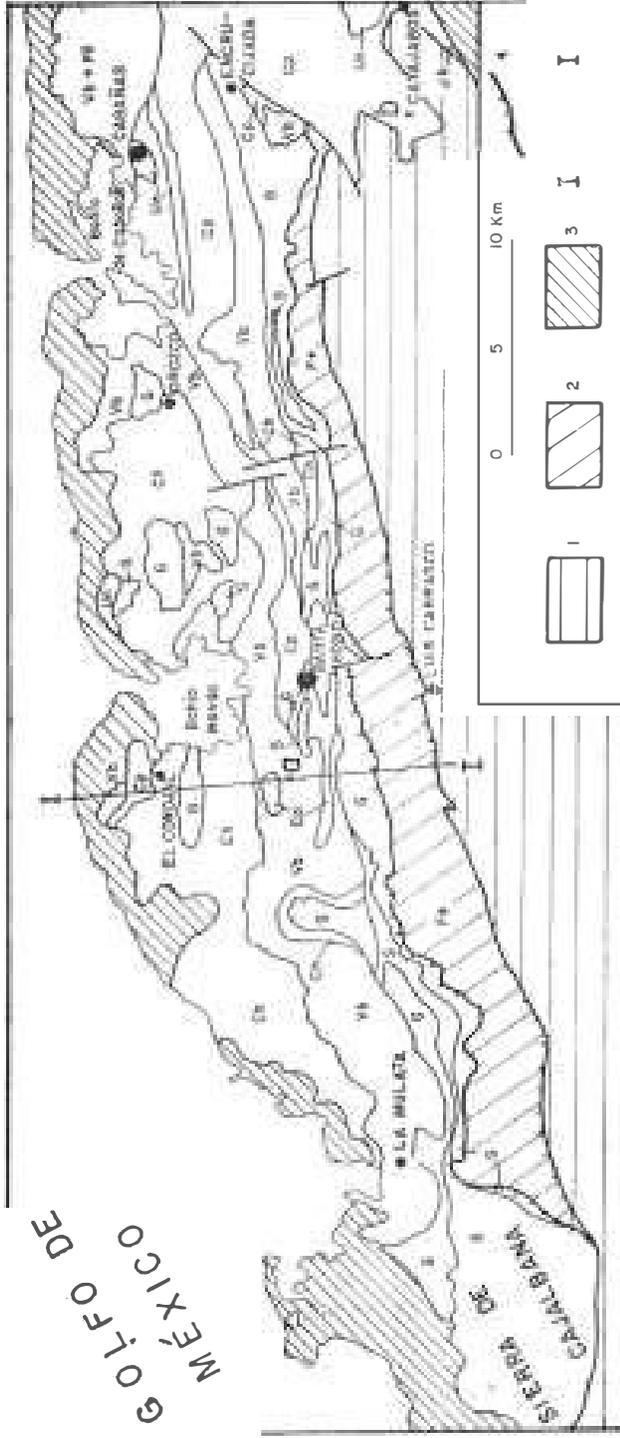


FIG. 1. Mapa geológico simplificado de la subzona estructuro-facial de Bahía Honda (incluye reinterpretación por los autores, de los datos de A. Skupinski en el área correspondiente de la hoja La Mulata, a escala 1:50 000). 1) unidades tectónicas de la Sierra del Rosario; 2) unidad tectónica meridional de la subzona de Bahía Honda; 3) depósitos del Neógeno y Cuaternario; 4) contactos tectónicos principales (fallas y sobreocorrimientos abruptos); Fe) Formación Felicidad; Jb) Formación Jabaco. En la unidad tectónica septentrional de la subzona de Bahía Honda: S) serpentinitas y ultrabásitas; G) graboides; Ch) Formación Chirino; Vb) Formación Vía Blanca; Vb + Ph) Formaciones Vía Blanca y Peñalver, no separadas; Cp) Formación Capdevila; Un) Formación Universidad. Marcados con una cruz, afloramientos en: a) al W de Bahía Honda, y b) área de La Pastora al W de Cayajabos. I-I, ubicación del corte geológico de la Fig. 2.

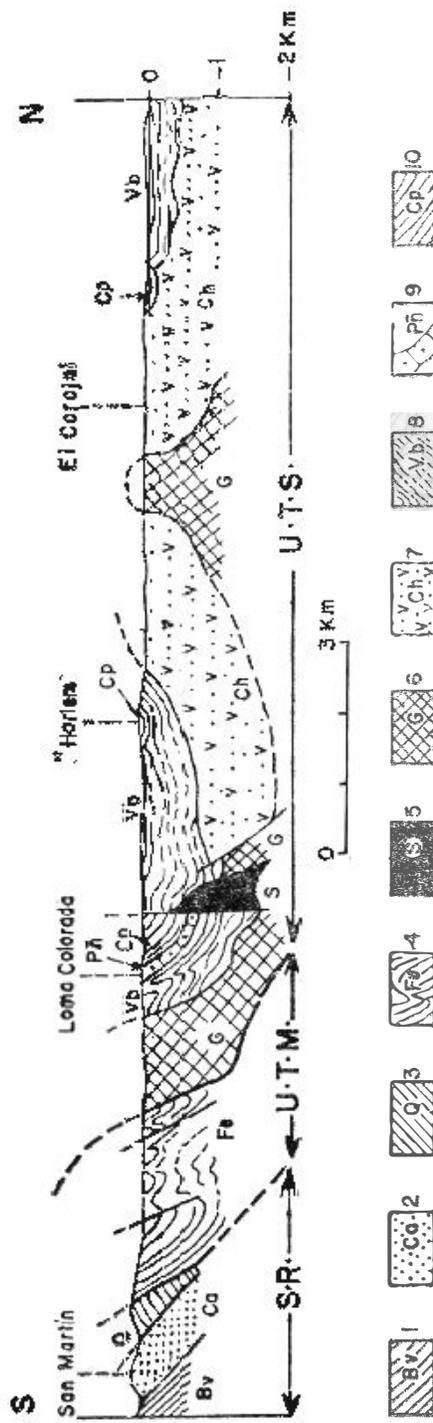


FIG. 2. Corte geológico simplificado por la subzona de Bahía Honda (ubicación según Fig. 1). 1) Formación Buenavista (Bv); 2) Formación Cacajicara (Ca); 3) formaciones de la secuencia estratigráfica de Quiñones (Q); 4) Formación Felicidades (Fe); 5) serpentinitas (S); 6) gabroides (G); 7) Formación Chirino (Ch); 8) Formación Via Blanca (Vb); 9) Formación Peñalver (Pñ); 10) Formación Capdevila (Cp); SR) unidades tectónicas de la Sierra del Rosario; y en la subzona de Bahía Honda: U.T.M.) unidad tectónica meridional, U.T.S.) unidad tectónica septentrional.

zado por PSZCZÓLKOWSKI (1977). En general, las rocas de la subzona de Bahía Honda sobrecorren las unidades tectónicas de la Sierra del Rosario (Figs. 1 y 2), aunque el contacto en cuestión tiene sus complicaciones, sobre todo al S de la Sierra de Cajalbana. Los autores de este trabajo consideran la subzona de Bahía Honda como un alóctono; interpretación alóctona que fue expresada anteriormente por Meyerhoff en KHUDDOLEY y MEYERHOFF (1971), por PARDO (1975), y también por PSZCZÓLKOWSKI (1977), y por MOSSAKOVSKIY y ALBEAR (1979).

3. DATOS GENERALES SOBRE ESTRATIGRAFÍA

Antes de referirnos a las cuestiones tectónicas, se ofrece la siguiente información general sobre la litoestratigrafía de las secuencias vulcanógeno-sedimentaria y sedimentaria de la subzona de Bahía Honda.

3.1 Formación Chirino

Esta unidad litoestratigráfica fue creada por Charles Ducloz (1960: Leyenda al Mapa Geológico de Matanzas, escala 1:20 000, Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. Academia de Ciencias de Cuba) y, posteriormente, utilizada en el levantamiento geológico de las actuales provincias de La Habana y Ciudad de La Habana (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa *a* y *b*; Albear y otros, inédito³). Debemos señalar que durante las mencionadas tareas de unificación geológica en la región septentrional de Bahía Honda fue constatada la frecuente ocurrencia de rocas vulcanógeno-sedimentarias cretácicas que, por su composición litológica y distribución areal, son casi idénticas, o sea, tienen más semejanzas con las secuencias tobáceas y afines del Cretácico de las regiones habaneras y porción noroccidental de Matanzas, correspondientes a la Formación Chirino de Ducloz, que a aquellas también cretácicas de otras regiones cubanas. Además, por sus características principales, existe cierto equilibrio en la continuidad de las zonaciones septentrionales de las provincias habaneras y la porción septentrional de Bahía Honda. Por el momento, a reserva de estudios posteriores más detallados, resulta preferible mantener unificada como Formación Chirino, la secuencia vulcanógeno-sedimentaria cretácica anterior a la Formación Vía Blanca, que entrar en diferenciaciones y subdivisiones que puedan originar situaciones controvertibles e indeseables, y que, por otra parte, no siempre pueden ajustarse a las normas vigentes de estratigrafía y nomenclatura. Su complejidad estructural y su litología, con frecuencia no bien diferenciada, imposibilitan distinguir formaciones dentro de una gran unidad litoestratigráfica de rango de grupo, por lo que, repetimos, en la subzona de Bahía Honda se la considera como formación.

En la parte nororiental de la subzona de Bahía Honda, la Formación Chirino se compone de tobas, lavas basalto-andesíticas, a veces con estructura de almohadillas, y tufitas estratificadas. En algunas secciones, las

tufitas y tobas se intercalan formando secuencias de una potencia visible mayor de 80 m. Las tufitas contienen radiolarios y espículas. Subordinadamente ocurren areniscas compuestas por material volcánico, intercaladas en las tufitas. A veces las tobas están cortadas por las porfiritas basálticas o andesíticas.

El espesor total de la Formación Chirino es difícil de medir; sin embargo, en ocasiones puede ser algo mayor de 1 000 m. Los contactos de las rocas de esta formación, con gabroides y serpentinitas, son tectónicos. En la subzona de Bahía Honda, la Formación Chirino aflora al *N* del cinturón ultrabásico-gabroide (Fig. 1), cubriéndose discordantemente por los depósitos de la Formación Vía Blanca. En esta subzona, las rocas de la Formación Chirino son de edad Cretácica, pre-Campaniano; pero, por el momento, una determinación más exacta no es posible, debido a falta de datos faunísticos adecuados. En la región considerada los autores no observaron las litologías típicas del Grupo La Trampa, conocido en la Provincia de La Habana (Albear y cols., inédito)³.

3.2 Formación Felicidades

Esta formación fue creada durante el levantamiento geológico de la Provincia de Pinar del Río, a escala 1: 250 000 (Pszczólkowski y otros, inédito)², para las rocas sedimentarias y vulcanógenas de la parte meridional de la subzona de Bahía Honda. Sin pretender hacerlo de una manera formal, a continuación se presenta su descripción resumida.

La sección tipo se encuentra a lo largo de la carretera de San Cristóbal a Bahía Honda. En la parte meridional y más inferior de la sección ocurren calizas arenosas y aleurolíticas con lutitas e intercalaciones de silicitas. Esas calizas contienen microorganismos planctónicos (Calcisphaerulidae y foraminíferos). Algo más al *N*, y por encima, aparecen silicitas, lutitas, y calizas, predominando las silicitas con intercalaciones de lutitas hacia la parte más alta de esa secuencia. Calizas, lutitas y brechas sobreyacen esos depósitos mencionados. Las calizas calcilutíticas contienen material terrígeno y piroclástico, así como abundantes microorganismos (microfacies con Calcisphaerulidae). Al *N* de la secuencia descrita aparecen lutitas, calizas, tufitas, y silicitas, muy intemperizadas y tectónicamente dislocadas. Este último paquete litológico está muy intensamente plegado.

El espesor total de esos sedimentos en la sección tipo puede sobrepasar los 1 200 m; sin embargo, existen repeticiones tectónicas. En otras secciones se observan con mayor frecuencia las rocas volcánicas (tobas y porfiritas). La Formación Felicidades aflora exclusivamente en la parte meridional de la subzona de Bahía Honda, precisamente al *S* del cinturón ultrabásico-gabroide Sierra de Cajalbana-Bahía Honda-Encrucijada (Fig. 1). La edad de la formación se estima como Cenomaniano-Campaniano, aunque la mayoría de sus rocas pertenece al Cenomaniano-Turoniano.

3.3 Formación Vía Blanca

Esta formación fue originalmente descrita en el área de la Ciudad de La Habana (BRÖNNIMANN y RIGASSI, 1963). En la subzona de Bahía Honda esta unidad litoestratigráfica presenta, en general, una litología similar a la descrita por dichos autores, así como por Albear y otros (inédito)³, en las provincias de La Habana y Ciudad Habana. Sus depósitos más comunes están constituidos por lutitas con intercalaciones delgadas de areniscas polimícticas o grauváquicas. A veces ocurren también capas de margas blancas. Otro componente litológico frecuente son los conglomerados, fundamentalmente de dos tipos: (1) compuestos de material ígneo, y (2) con un contenido elevado de guijarros y bloques de calizas con rudistas, y rudistas como bioclastos. El segundo tipo de conglomerados (con rudistas, entre otros *Biradiolites* sp. y *Barrettia* sp.), puede ser comparado con el conglomerado Vía Túnel en el área tipo de la Formación Vía Blanca (BRÖNNIMANN y RIGASSI, 1963). Además, dentro de la formación en cuestión, en el área de Bahía Honda, aparecen capas caóticas y calizas clásticas, estas últimas algo similares a las de la Formación Peñalver. El espesor de la formación alcanza algunos cientos de metros; sin embargo, es muy difícil medirlo debido a las fuertes deformaciones tectónicas de sus sedimentos. La edad de la Formación Vía Blanca es Campaniano-Maestrichtiano Inferior. En la subzona de Bahía Honda esta unidad litoestratigráfica ocurre al N del cinturón ultrabásico-gabroide.

3.4 Formación Peñalver

En la subzona de Bahía Honda esta formación posee una característica litológica muy parecida a la establecida en su área tipo de la Ciudad de La Habana por BRÖNNIMANN y RIGASSI (1963). Se trata, sobre todo, de calizas clásticas, calcirudíticas en su base hasta calcilutitas en su tope. Cuando la secuencia es continua, su espesor alcanza algunas decenas de metros. Un buen afloramiento de los sedimentos de la Formación Peñalver está ubicado en Loma Colorada, al SE de Bahía Honda (Fig. 2). La Formación Peñalver sobreyace a la Formación Vía Blanca con sedimentos de edad Maestrichtiano Superior.

3.5 Formación Capdevila

Esta formación fue originalmente designada por PALMER (1934) y después detalladamente descrita por BRÖNNIMANN y RIGASSI (1963) en el área de la Ciudad de La Habana. Ultimamente fue también mapeada en la parte occidental de la Provincia de La Habana (Albear y otros, inédito)³ hasta áreas de Mariel y Cabañas.

Esta formación ha sido mapeada en la Provincia de Pinar del Río, en las subzonas estructuro-faciales Bahía Honda y San Diego de los Baños, como una unidad litoestratigráfica que comprende todos los depósitos clásticos entre las formaciones del Cretácico Superior y la Formación

Universidad del Eoceno Inferior (Pszczólkowski y otros, inédito)². Este criterio se mantiene en el presente trabajo, aunque estudios más detallados puedan permitir dividir esta secuencia en dos (o más) unidades litoestratigráficas.

En la subzona de Bahía Honda, la Formación Capdevila está constituida por areniscas polimícticas o grauváquicas, calcarenitas arenosas, lutitas, margas y conglomerados. Estas litologías se intercalan, con predominio de la secuencia rítmica areno-lutítica y margo-arenácea. Los sedimentos tienen rasgos de "flysch" suficientemente típicos. En la parte superior de la formación hay calcarenitas a calciruditas grauváquicas masivas o intercaladas con margas. Estos últimos sedimentos son muy característicos para la Formación Capdevila de la parte nororiental de la subzona de Bahía Honda. Tiene un espesor total de 450-600 m. La edad es Paleoceno-Eoceno Inferior, pero la mayor parte de sus depósitos se refiere al Paleoceno Superior-Eoceno Inferior basal. Esta formación cubre transgresivamente las formaciones del Cretácico: Chirino, Vía Blanca, y Peñalver. En algunos lugares están bien desarrollados los conglomerados basales, especialmente sobre las rocas de la Formación Chirino. La Formación Capdevila ocurre en la porción septentrional de la subzona de Bahía Honda y, en su extremo oriental, hasta el área de Cayajabos (Fig. 1).

3.6 Formación Universidad

Los sedimentos de la Formación Capdevila pasan paulatinamente a los de la Formación Universidad (autor: BERMÚDEZ, 1937). Esta última formación se presenta como margas blancas y blanco-amarillentas, con intercalaciones de calcarenitas en su parte inferior. El espesor total de estos depósitos alcanza algunas decenas de metros: su edad es Eoceno Inferior (parte alta) a Medio. Los depósitos de la unidad en cuestión se conocen sobre todo en el área de Cabañas.

4. TECTÓNICA

En la estructura de la subzona de Bahía Honda se destaca la presencia del cinturón ultrabásico-gabroide que se prolonga desde la Sierra de Cajálbana hasta el *E* de Encrucijada, al *S* de Cabañas (Fig. 1). Por lo general, las serpentinitas aparecen en la parte central de dicho cinturón, estando bordeadas al *S* y al *N* por la asociación de los gabros y diabasas (Skupinski en: Pszczólkowski y otros, inédito)². Las rocas ultrabásicas se conservaron mejor en la Sierra de Cajálbana, donde fue establecida la presencia de lherzolitas y websteritas olivínicas (Skupinski en: Pszczólkowski y otros, inédito)². Al *SW* de Cabañas las serpentinitas aparecen muy subordinadamente y los gabroides forman la parte principal del cinturón.

En la subzona de Bahía Honda se destacan dos contactos tectónicos principales, uno de los cuales está vinculado con el sobrecorrimiento de las rocas de esta zona (Formación Felicidades) sobre las unidades tectónicas de la Sierra del Rosario (Pszczółkowski, 1977). Otro contacto importante entre las rocas de la Formación Felicidades y el cinturón ultrabásico-gabroide buza abruptamente al N y se identifica como el sobrecorrimiento de las rocas del cinturón ultrabásico-gabroide sobre los depósitos del Cretácico Superior (Formación Felicidades). En algunos afloramientos en la zona de este último contacto aparece una cataclasita compuesta de rocas tobáceas y otros fragmentos tectónicamente mezclados. Este sobrecorrimiento está casi horizontal en la Sierra de Cajálbana (C. W. Hatten, inédito)⁴. El cinturón ultrabásico-gabroide limita al N con las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la Formación Chirino o directamente con la Formación Vía Blanca; límite que es tectónico en muchos lugares. La secuencia: serpentinitas y/o gabro-diabasas; lavas, tobas, y tufitas de la Formación Chirino y, finalmente, los sedimentos de la Formación Vía Blanca, es bastante persistente y característica para toda la parte nororiental de la subzona de Bahía Honda. Esta secuencia a veces se termina con la Formación Peñalver en su porción cretácica. Los autores interpretan esa sucesión de las formaciones mencionadas como una secuencia originalmente normal, con las serpentinitas y gabroides en su base. Por supuesto, esta secuencia fue tectónicamente dislocada, con fuertes reducciones de diversos miembros en algunas secciones. Además, la repetición de gabro-diabasas en el cinturón ultrabásico-gabroide (Fig. 1) puede interpretarse como fragmento de un pliegue con la serpentinita en su núcleo.

De los datos expuestos resulta que en la subzona de Bahía Honda existen dos grandes unidades de nappes o mantos de corrimiento: una al S del cinturón ultrabásico-gabroide (unidad tectónica meridional), y la otra, estructuralmente más alta, la unidad tectónica septentrional (Figs. 1 y 2). La unidad tectónica meridional está compuesta principalmente por rocas cretácicas de la Formación Felicidades y, vinculados con ella, no se conocen depósitos más jóvenes que el Campaniano. Si hacemos una interpretación alternativa, estos depósitos fueron erosionados en el Eoceno Inferior, suministrando el material clástico a los sedimentos de la Formación Pica Pica, en la Sierra de los Organos, y de la Formación Capdevila, en la zona eugeosinclinal (Pszczółkowski, 1978), o nunca se acumularon debido a un comienzo más temprano del transporte tectónico del nappe inferior de la subzona de Bahía Honda.

La normal sección estratigráfica cretácica de la unidad tectónica superior (septentrional) de la subzona de Bahía Honda se termina con los depósitos del Paleoceno-Eoceno Medio de las Formaciones Capdevila y Universidad. Existe una discordancia muy marcada en la base de estos

⁴ "Geologic report on Sierra de los Organos". Fondo Geológico, La Habana, 1957.

sedimentos del Paleógeno. La unidad tectónica superior puede interpretarse, en general, como un gran pliegue invertido con su flanco inferior volcado y tumbado, o extremadamente reducido (gabroides y cataclasita de rocas tobáceas), y el flanco superior bien desarrollado. Este pliegue fue sobrecorrido como un nappe por encima de la unidad tectónica meridional. Llama la atención la diferencia entre la estructura de la unidad tectónica superior (septentrional) de la subzona de Bahía Honda y la de las placas tectónicas de sobrecorrimientos ofiolítico-volcánicos del “anticlinal Habana-Matanzas” (véase A. Pszczólkowski y J. F. de Albear, inédito)⁵. La diferencia principal se manifiesta por la sucesión normal estratigráfica existente en la unidad tectónica superior de la subzona de Bahía Honda, mientras que en el antiguamente denominado “Anticlinal Habana-Matanzas” predomina la sucesión estratigráfica invertida con las rocas del complejo ofiolítico sobreyaciendo a las formaciones vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico (Fig. 3, en MOSSAKOVSKIY y ALBEAR, 1979). Esta diferencia en la estructura actual de las unidades tectónicas eugeosinclinales no contradice al modo de su formación como nappes o mantos que se desarrollaron posiblemente de los grandes pliegues ofiolíticos (MOSSAKOVSKIY y ALBEAR, 1979). Por ello, basándonos solamente en los datos de superficie conocidos, la estructura tectónica septentrional, por el momento, sólo puede dibujarse en forma todavía simple (Fig. 2), a reserva de futuras investigaciones más específicas. Puesto que, en el caso de la unidad tectónica septentrional de la subzona de Bahía Honda, todavía no se puede eliminar un origen alternativo, es decir, como un nappe formado inicialmente por despegue o cizallamiento de la secuencia ofiolítica con su cobertura vulcanógeno-sedimentaria.

Ambas unidades tectónicas de la subzona de Bahía Honda tienen una estructura interna complicada. La complejidad de la estructura de la unidad meridional inclina a algunos autores a considerarla compuesta de unidades alóctonas (de nappes) incluidas en un “melange ofiolítico o areno-arcilloso” (MEDIKOV y FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1979). La unidad septentrional se compone, en gran parte, de las rocas ultrabásicas serpentizadas y gabro-diabasas, que constituyen fragmentos de la corteza oceánica (Skupinski en: Pszczólkowski y otros, inédito², y MOSSAKOVSKIY y ALBEAR, 1979), y de las rocas de la Formación Chirino. A lo largo del contorno costero, por las cercanías de las ensenadas de Bahía Honda y de Orozco, todas estas rocas en superficie se manifiestan formando una estructura anticlinal dentro de la unidad tectónica en cuestión. En el núcleo de esta estructura anticlinal aparecen los cuerpos de gabroides, como en La Caoba, al N del Central Harlem, al N de San Diego de Núñez, y en Orozco (Fig. 1). La estructura interna de la unidad septentrional puede ser todavía más complicada, pero, sin embargo, la existencia de las

⁵ “Estudio de las facies del Cretácico de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba (informe preliminar)”. Archivo, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, 1978.

unidades de nappes del orden inferior (o escamas tectónicas) no se reveló durante el presente estudio. Un levantamiento geológico más detallado, con perforaciones exploratorias, permitiría averiguar esta cuestión.

En la porción septentrional de la subzona de Bahía Honda no se conocen las rocas pertenecientes a las secuencias miogeosinclinales. Por consiguiente, el contacto de la unidad tectónica septentrional de dicha subzona con las unidades tectónicas de la Sierra del Rosario sólo se puede estudiar en el margen meridional de la Sierra de Cajalbana. En el extremo nororiental de la subzona de Bahía Honda, la mayor parte de las rocas pre-paleógenas de la unidad tectónica septentrional se cubre por los depósitos de la Formación Capdevila; sin embargo, el equivalente de esa unidad se puede trazar hasta el área del Mariel. En dicha área el equivalente tectónico de la unidad septentrional de la subzona de Bahía Honda sobrecorre el bloque Martín Mesa (Albear y otros, inédito)³. Si consideramos la posición estructural de dicho bloque como una ventana tectónica, el carácter del contacto de la unidad meridional de la subzona de Bahía Honda con las unidades tectónicas de la Sierra del Rosario, y si tomamos en cuenta los resultados de antiguas perforaciones exploratorias situadas al *E* de la mencionada Sierra, se llega a la conclusión de que las unidades de nappes de esta subzona representan el alóctono sobrecorrido desde el *S* por encima de las unidades miogeosinclinales.

Las complicaciones estructurales en el borde meridional de la Sierra de Cajalbana y en la parte oriental de la Sierra del Rosario (PSZCZÓLKOWSKI, 1977; Pszczólkowski y Albear, inédito⁵), pueden explicarse por la naturaleza polifásica de los movimientos tectónicos posteriores al "charriage" principal de las secuencias eugeosinclinales por encima de las miogeosinclinales. La formación definitiva de la estructura de nappes de la parte oriental de la Provincia de Pinar del Río se terminó durante el Eoceno Inferior a Medio, con los desplazamientos adicionales entre las unidades tectónicas superiores (eugeosinclinales) e inferiores (miogeosinclinales). Estos desplazamientos también se conocen en las provincias Ciudad de La Habana y de La Habana (MOSSAKOVSKIY y ALBEAR, 1979).

5. SEDIMENTACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA DEL CRETÁCICO SUPERIOR Y DEL PALEÓGENO

Las Formaciones Vía Blanca, del Campaniano-Maestrichtiano Inferior, y Capdevila, del Paleoceno-Eoceno Inferior, de la subzona de Bahía Honda, manifiestan una notable similitud en sentido litológico y facial. Ambas se depositaron en la misma parte de la zona eugeosinclinal y obtuvieron su material clástico de la misma fuente principal, es decir, de las rocas volcánicas y sedimentarias pre-Campanianas de la zona en cuestión. En los depósitos de la Formación Capdevila se incorporó también el material clástico redepositado de la Formación Vía Blanca.

5.1 Observaciones sobre la sedimentación de la Formación Via Blanca

Los depósitos Campaniano-Maestrichtiano Inferior de la Formación Vía Blanca aparecen comúnmente en la porción nororiental de la subzona de Bahía Honda. Estos depósitos están siempre intensamente plegados y dislocados, situación que dificulta mucho el estudio del desarrollo de la sedimentación y las reconstrucciones paleogeográficas de esta formación.

Las areniscas, lutitas, esquistos arcillosos, conglomerados, calcarenitas, y margas de esta formación se consideraron como facies de "flysch" por BRÖNNIMANN y RIGASSI (1963), en el área de la Ciudad de La Habana, mientras que MOSSAKOVSKIY y ALBEAR (1979), incluyeron estos depósitos a molasas inferiores acumuladas en las cuencas pre-montanas, intermontañas o asimétricas, superpuestas al substrato plegado eugeosinclinal. Esta última interpretación supone la deposición de los sedimentos de la Formación Vía Blanca en un medio litoral-marino o continental aluvial-proluvial, lo que se refiere también a molasas del Paleógeno. En la subzona de Bahía Honda, los sedimentos de la Formación Vía Blanca tienen rasgos de "flysch" en su mayor parte. La alternancia de lutitas y margas con estratos delgados de areniscas polimícticas hasta grauvacas manifiesta los rasgos más importantes de la facies de "flysch" (DZULYNSKI y WALTON, 1967), aunque realmente tienen también características pro-

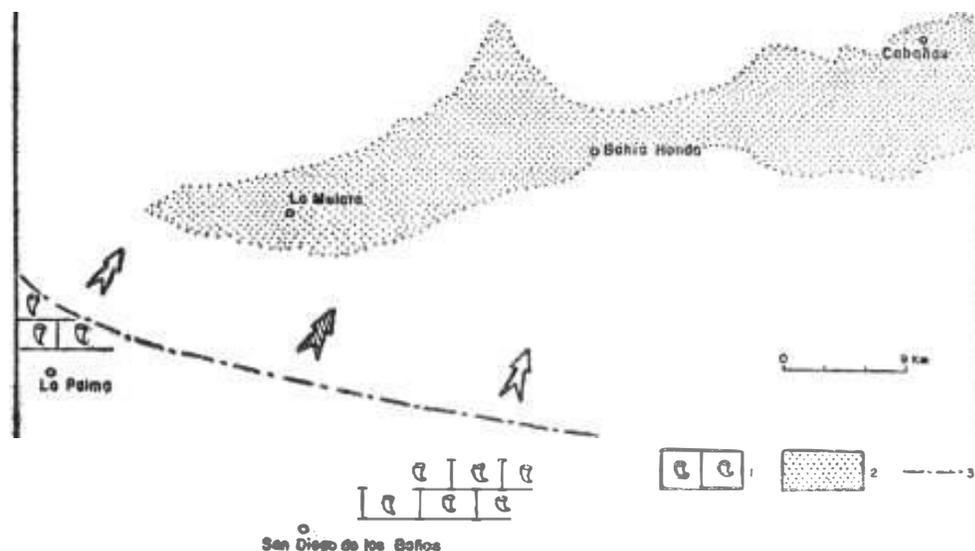


FIG. 3. Esquema paleofacial del Cretácico Superior (Campaniano-Maestrichtiano Inferior) de la parte nororiental de la Provincia de Pinar del Río (en los marcos del patrón estructural actual). 1) área de sedimentación poco profunda (calizas con rudistas y corales, y rocas clásticas de la Formación San Juan y Martínez); 2) depósitos de la cuenca de flysch, Formación Vía Blanca; 3) límite paleofacial aproximado entre el área de sedimentación poco profunda y la cuenca de flysch; las flechas indican la inclinación de la paleopendiente y la dirección del transporte del material bioclástico (flechas blancas) y terrígeno (flecha con rayas).

pias. Entre ellas debemos mencionar la presencia de los horizontes caóticos, algunos con espesores visibles mayores de 10 m, y que están compuestos de bloques y fragmentos de calizas, margas, areniscas, y conglomerados, enterrados en un sedimento arcilloso-lutítico, a veces arenoso. Algunos de estos horizontes caóticos tienen rasgos de olistostromas, pero con el material clástico principalmente local, es decir, proveniente de la misma Formación Vía Blanca (bloques de areniscas, conglomerados, margas). No obstante, una parte de los bloques y fragmentos es ajena a esta formación, lo que se refiere a calizas con rudistas y corales y al material magmático. Los bloques ajenos más grandes ocurren en un horizonte caótico de la parte basal de la formación en San Francisco Javier, en la porción oriental de la hoja Bahía Honda, a escala 1:50 000. En esta localidad los bloques de calizas con rudistas tienen un tamaño hasta de 7×3 m, pero también hay fragmentos y bloques de tobas, diabasas, y calizas margosas, en matriz arcilloso-lutítica. Por su composición y estructura, este horizonte caótico difiere marcadamente de los conglomerados basales de la Formación Vía Blanca.

En la parte superior de la Formación Vía Blanca existen capas de turbiditas calcáreas, a veces litológicamente parecidas a la Formación Peñalver. Buen ejemplo de tal sedimento ocurre en un corte de la nueva carretera al SW del Central Harlem (Fig. 4). Entre los depósitos arenoso-arcillosos, rítmicamente estratificados, aparece una capa de 21,5 m de potencia y de compleja composición. En su base hay grava y brecha calcárea, en la parte central una calcarenita, y en el tope, marga. El sedimento tiene rasgos de una turbidita proximal (o flujo-turbidita). Uno de nosotros (J. F. de Albear) encontró muy frecuentes fragmentos de rudistas (*Biradiolites* sp.) en este sedimento. El material bioclástico de rudistas y corales provenía, sobre todo, del SW, o sea, del área de la deposición de la Formación San Juan y Martínez (Campaniano-Maestrichtiano). Esta formación es conocida en la subzona estructuro-facial de San Diego de los

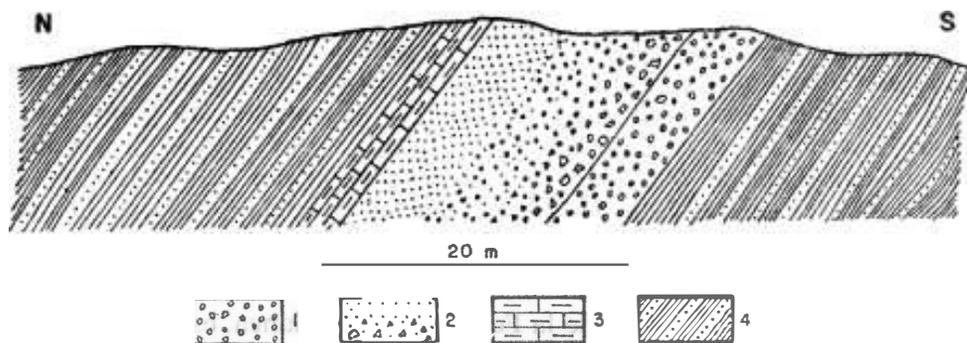


FIG. 4. Afloramiento de los depósitos de la parte superior de la Formación Vía Blanca en la carretera al SW del Central "Harlem" (Loc. a en Fig. 1). 1) grava calcárea; 2) calcirudita hasta calcilutita en el tope de la capa; 3) marga; 4) secuencia rítmica de lutitas y areniscas grauváquicas. Las capas se encuentran en posición normal.

Baños (HERRERA, 1961, y Plotrowski en: Pszczólkowski y otros, inédito²). Depósitos parecidos ocurren también al W de Sierra de Cajalbana, al N de La Palma. Estos depósitos marinos, poco profundos, de la Formación San Juan y Martínez contienen bancos con rudistas, corales, algas, y grandes foraminíferos. Las asociaciones de rudistas en la subzona de San Diego de los Baños fueron descritas por VERMUNT (1937) y LUPU (1975). En las calizas situadas al N de La Palma se encontraron rudistas, asignados algunos al género *Titanosarcólites* por uno de no otros (J. F. de Albear).

El límite paleofacial entre las Formaciones Vía Blanca y San Juan y Martínez sólo se puede determinar de una manera aproximada, debido, sobre todo, a la compleja estructura tectónica, la cual, de una manera significativa, cambió las relaciones paleogeográficas primarias. Además, la zona de articulación de ambas formaciones no se conservó en la actual estructura de la Provincia de Pinar del Río. Como límite paleofacial aproximado entre ambas formaciones se puede indicar la línea entre el área ubicada al NE de La Palma (subzona de Bahía Honda) y el área al E de San Diego de los Baños (Fig. 3). El material bioclástico en los depósitos de la Formación Vía Blanca provenía desde el SW y el S, es decir, de la zona de la sedimentación marina poco profunda. En lo que se refiere al material clástico ígneo, sobre todo vulcano-clástico, faltan datos concretos para determinar la dirección principal del transporte. No obstante, de acuerdo con las consideraciones generales, resulta que dicho material debe provenir, en su mayoría, también del S. El material clástico fue transportado hasta las porciones más profundas de la cuenca marina del Campaniano-Maestrichtiano (cuenca de "flysch"), situada al NE y/o al N del límite paleofacial antes mencionado (Fig. 3). La paleopendiente de dicha cuenca fue inclinada también en esta dirección.

El carácter transgresivo de los depósitos de la Formación Vía Blanca permite suponer que la parte basal de los mismos se acumuló en un ambiente marino poco profundo. Esta conclusión se refiere, sobre todo, a los conglomerados que sobreyacen directamente a las rocas de la Formación Chirino o a las serpentinitas y/o gabroides. Algunos de estos conglomerados tienen rasgos de olistostromas, conteniendo bloques de diversas rocas en un cemento arcilloso-arenoso abundante. Su formación estuvo vinculada, al parecer, con la acumulación del material clástico grueso en las depresiones de la superficie original (incluida anteriormente en el conjunto denominado pre-Vía Blanca), en las condiciones del relieve pronunciado y durante una rápida transgresión.

Al final de la deposición de la Formación Vía Blanca, es decir, durante el Maestrichtiano Inferior, a la cuenca llegaba sobre todo material clástico calcáreo y también mixto, calcáreo-terrágeno, de grano fino. Al parecer, una parte considerable del área fuente ubicada al SW, estaba ya cubierta por el mar, mientras que se desarrolló más la zona de la

sedimentación marina poco profunda de facies biógena (biostromas y bancos de rudistas, corales, y algas; también arrecifes ?).

El origen de los horizontes caóticos estuvo vinculado con las condiciones tectónicas inestables del área fuente y de la propia cuenca de "flysch".

5.2 Algunos datos sobre la sedimentación de la Formación Capdevila

En la subzona de Bahía Honda los depósitos de esta formación (Paleoceno-Eoceno Inferior) sobreyacen con ligera discordancia la Formación Peñalver del Maestrichtiano Superior en algunas secciones, mientras que en otras cubren las formaciones más antiguas con una discordancia bien marcada. Estos depósitos con rasgos de "flysch", sin embargo, presentan algunas diferencias entre diversas porciones de la Formación Capdevila, así como entre las secciones ubicadas en distintas áreas, lo que permite distinguir tres subfacies principales.

En la parte inferior de la formación existen sedimentos margo-arenosos compuestos principalmente por margas blancas, aleurolitas y areniscas calcáreas friables; componentes que alternan rítmicamente (Lám. 1, arriba). En las areniscas calcáreas predomina la estratificación horizontal; los jeroglifos no son abundantes y, sobre todo, se observan los bioglifos. En algunos perfiles ocurren intercalaciones de areniscas de grano grueso a medio, conglomerados y calciruditas, a veces como bloques y paquetes en las capas caóticas (Fig. 5). Hay deslizamientos submarinos, en algunos casos con pliegues sedimentarios, como en el área de La Pastora entre la Sierra y Cayajabos (Lám. 1, abajo). Estos depósitos de la subfacies margo-arenosa pasan gradualmente hacia arriba en sedimentos de "flysch" más típico.

En la parte media de la Formación Capdevila se desarrolla ampliamente una subfacies areno-conglomerática. Es una secuencia rítmica de areniscas, aleurolitas, argilitas, y margas. Generalmente, las capas de areniscas tienen un espesor de 6,1 a 6,5 m, aunque ocurren capas más potentes con estratificación graduada y horizontal. Los jeroglifos son frecuentes; sin embargo, muchas veces no están bien conservados (muy intemperizados). Esta secuencia tiene rasgos del "flysch" normal (WALKER, 1967). En algunos perfiles aparecen areniscas de grano grueso, en capas potentes, y conglomerados con bloques de rocas volcánicas y calizas, así como fragmentos de granitoides y rocas metamórficas ("gneis"), menos frecuentes. En la sección de la Loma Colorada, al SW de Bahía Honda (Fig. 1), el tamaño de algunos de esos bloques alcanza los 2 m. La potencia visible de los sedimentos en cuestión llega a 150 m. Estos depósitos se parecen mucho a un "flysch" proximal. Un aspecto similar, aunque sin conglomerados con bloques, tienen las areniscas de grano medio a grueso que afloran al N de Cayajabos, cerca de la carretera a Cabañas. Las are-

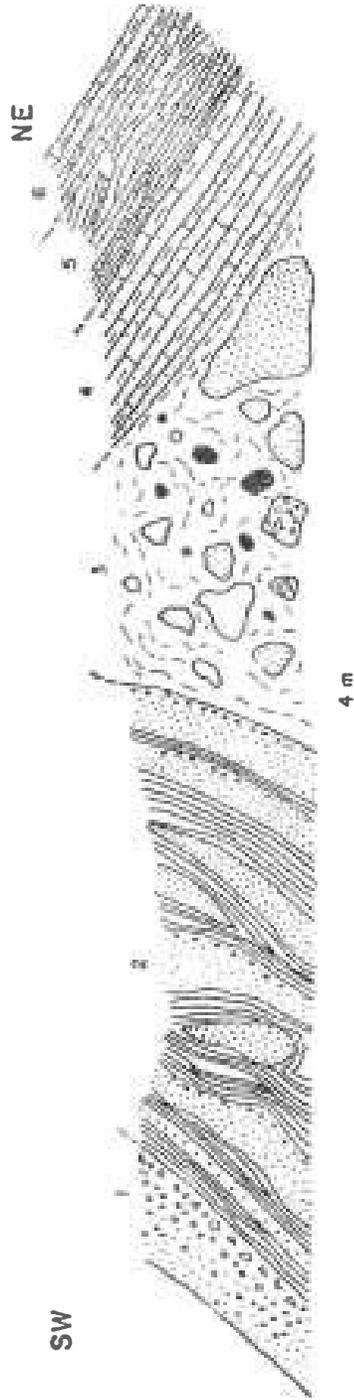


Fig. 5. Afloramiento de la subfacies margo-arenosa de la Formación Capdevila en el área de La Pastora (Loc. b en Fig. 1), en la carretera de Cayajabos-Las Terrazas a Soroa. 1) calcirudita hasta calcarenita en el tope de la capa, con guijarros de rocas volcánicas; 2) paquete de areniscas de grano grueso y lutitas, perturbadas; 3) capa caótica con bloques y guijarros de areniscas de granos gruesos, calciruditas, rocas volcánicas y calizas; 4) margas blancas con intercalaciones de estratos horizontales de areniscas; 5) capa de arenisca de grano grueso, horizontalmente estratificada en la parte inferior y con estratificación cruzada en su tope (flujoturbidita); 6) margas blancas y areniscas. Las capas 4-6 se encuentran en posición normal, lo que sugiere que las capas 1 y 2 están incorporadas en el horizonte caótico.

niscas tienen composición polimíctica a grauváquica, con cemento calcáreo. El espesor de las capas más potentes alcanza 15 m.

La parte superior de la Formación Capdevila se compone de calcarenitas, calciruditas, y margas. Las calcarenitas y calciruditas contienen mucho material bioclástico, sobre todo foramíferos grandes, (*Discocyclina* spp., *Amphistegina* spp., *Nummulites* spp., y otros) y algas. En algunas secciones los sedimentos en cuestión forman paquetes de 20-60 m (o más), más resistentes que otros depósitos de la Formación Capdevila.

El predominio del material bioclástico sobre el terrígeno (también volcanoclástico) es característico para los depósitos de la parte alta de la Formación Capdevila (Eoceno Inferior basal), en la subzona de Bahía Honda. Esta subfacies se puede denominar “flysch” calcáreo.

Los afloramientos actuales de la Formación Capdevila en la subzona de Bahía Honda forman una parte de la cuenca marina, mucho más amplia, que se extendía al S y SW en la subzona de San Diego de los Baños, así como al E, en la Provincia de La Habana. Esta cuenca de “flysch” fue separada desde el área de sedimentación en la zona de Guaniguanico, situada más al N en el Eoceno Inferior, por un terreno emergido compuesto de las rocas de la secuencia eugeosinclinal. El “flysch” de la Formación Capdevila es alóctono en la subzona de Bahía Honda.

Según algunas mediciones de paleocorrientes efectuadas en la subzona de Bahía Honda, el material clástico fue transportado del SW o del WSW. Esta conclusión se apoya por la distribución de los bloques de “gneis” en los depósitos de la Formación Capdevila. Los bloques mencionados son numerosos en la subzona de San Diego de los Baños, en algunas secciones (MILLÁN y SOMIN, 1976), mientras que en la subzona de Bahía Honda y al E de la Sierra del Rosario, ocurren esporádicamente. Es posible que una parte del material bioclástico provenía también del SW. Los datos existentes indican la presencia de la fuente del material clástico del SW, donde se ubicaba el área emergida, intensamente erosionada.

En el Paleoceno Superior y Eoceno Inferior existía una tierra emergida al S de la Provincia de La Habana (BRESZNYANSKY e ITURRALDEVINENT, en prensa). No se sabe si se trata de la misma tierra emergida en el caso de la Provincia de Pinar del Río, o de dos áreas distintas. Para responder a esta pregunta se requieren trabajos más detallados en el futuro de la subzona estructuro-facial de San Diego de los Baños sobre las direcciones del aporte del material clástico. Los materiales magmáticos y bioclásticos en los sedimentos de la Formación Capdevila, predominan como elementos que provienen de la misma zona eugeosinclinal. Sin embargo, en el área de La Pastora, ubicada al W de Cayajabos (Fig. 1), ocurren conglomerados que contienen también fragmentos de las rocas de las secuencias estratigráficas de la Sierra del Rosario. Estos fragmen-

tos, de un tamaño hasta 0,3 m, provienen principalmente de las calizas de las formaciones Artemisa y Polier (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y de las areniscas de la última unidad litoestratigráfica mencionada (Formación Polier). Uno de los conglomerados en cuestión tiene 2 m de espesor y ocurre en los depósitos de la subfacies margo-arenosa de la Formación Capdevila. Los fragmentos están tectónicamente deformados, con vetas de calcita, y son angulosos. En dos muestras tomadas de las margas que sobreyacen directamente al conglomerado, se han encontrado las siguientes especies de foraminíferos: *Globorotalia brodermanni*, *G. gravelli*, *G. mckannal*, *G. wilcoxensis*, *Globigerina collactec*, *G. gravelli*, *G. cf. primitiva*, *G. triloculinoides*. Este conjunto de foraminíferos permite definir la edad de esos estratos margosos como Eoceno Inferior Temprano.

La fuente del material clástico con fragmentos provenientes de las secuencias de la Sierra del Rosario debe ser ubicada no muy lejos del área de sedimentación. En el Eoceno Inferior Temprano el abundante material clástico fue suministrado de la zona eugeosinclinal a las secuencias miogeosinclinales de la Cordillera de Guaniguanico (PSZCZÓL.KOWSKI, 1978) y localmente al revés, de las secuencias de la Cordillera a la cuenca sedimentaria de la Formación Capdevila. Evidentemente que en esos momentos no existía la Cordillera de Guaniguanico, ni siquiera como una elevación submarina continua, sino solamente formando algunos bloques o elevaciones locales que sirvieron de fuente del material clástico a algunos conglomerados de la Formación Capdevila. Esas elevaciones locales podían estar vinculadas con el área emergida en la zona de sobrecoimiento de las secuencias eugeosinclinales sobre las miogeosinclinales. El aspecto tectonizado de los detritos antes mencionados nos dice que las deformaciones tectónicas de las secuencias estratigráficas de la Sierra del Rosario fueron ya considerables, antes y durante el Eoceno más Temprano; además, fueron erosionadas localmente formaciones más antiguas que las del Cretácico Superior.

6. CONCLUSIONES PALEOTECTÓNICAS

Los datos y consideraciones expuestas anteriormente permiten formular algunas conclusiones sobre la paleotectónica de la subzona de Bahía Honda y zonas adyacentes de la Provincia de Pinar del Río. La fase "subherciniana" de los movimientos tectónicos (pre-Campaniano) en la subzona de Bahía Honda se caracterizó por la elevación y plegamiento suave de las secuencias ofiolíticas y volcánico-sedimentarias, y por el cese de la actividad volcánica. De la estructura geológica de dicha subzona no surgen datos concretos sobre los movimientos horizontales "subhercinianos". Antes y durante la transgresión del Campaniano existió en la zona eugeosinclinal un relieve diferenciado, vinculado al levantamiento general del área en cuestión; esta transgresión cubrió la parte septentrional de dicha área, formando la cuenca de "flysch" (Vía Blanca). La porción más meri-

dional del eugeosinclinal (al SW de los afloramientos de la Formación San Juan y Martínez, en la subzona de San Diego de los Baños) fue emergida hasta el final del Cretácico Superior, por lo menos. Lo evidencian los conglomerados con guijarros, bien redondeados, de rocas volcánicas en la formación mencionada (Piotrowski en: Pszczólkowski y otros, inédito)². En la cuenca de "flysch" dominaban los movimientos verticales descendentes hasta el Maestrichtiano inclusive.

Los rasgos fundamentales de la Formación Vía Blanca y su posición tectónica completamente alóctona (junto con las rocas más antiguas) la determinan claramente como una secuencia sedimentaria sinorogénica depositada en la cuenca externa del arco volcánico extinto. Los depósitos de esta formación fueron el producto de la fase "subherciniana" de la actividad tectogénica más prolongada, que se comenzó en el Cretácico Superior pre-Campaniano y se continuaba en el Paleógeno. Por consiguiente, la Formación Vía Blanca se asigna aquí a la etapa sinorogénica de la evolución eugeosinclinal en la parte occidental de Cuba, y no a la cuenca superpuesta, *sensu stricto*. Las verdaderas cuencas superpuestas están autóctonas y se formaron en la etapa post-tectónica en la zona de Zaza. Uno de los ejemplos de tales cuencas superpuestas es la de Los Palacios, en la Provincia de Pinar del Río, que se individualizó en el Eoceno Medio Tardío (PIOTROWSKA, 1978).

En el Paleoceno Temprano (a Medio ?) tuvieron lugar movimientos tectónicos importantes en la subzona de Bahía Honda y las áreas adyacentes del eugeosinclinal. Estos movimientos (fase laramídica) elevaron la parte septentrional de la cuenca supracretácica de "flysch". La erosión descubrió en algunos lugares las rocas de la Formación Chirino y los gabroides. En efecto, los depósitos de la Formación Capdevila cubren transgresivamente estas rocas. Al S, la cuenca de "flysch" del Paleoceno-Eoceno Inferior fue más amplia que la del Campaniano-Maestrichtiano, lo que se evidencia por la presencia de la Formación Capdevila en la subzona de San Diego de los Baños, por encima de la Formación San Juan y Martínez.

Los movimientos tectónicos del Paleoceno fueron vinculados ya, con toda probabilidad, con el transporte tectónico del manto eugeosinclinal hacia el N. Este desplazamiento también provocó el levantamiento y la erosión rápida de las rocas metamórficas de tipo "gneis", así como los granitoides, al S y SE de los afloramientos actuales de la Formación Capdevila, en la subzona de San Diego de los Baños.

Los nappes de la Sierra del Rosario se formaban ya en el Eoceno Inferior Temprano, pero todavía no estaban cubiertos completamente por el manto (o nappes) del eugeosinclinal. Al final del Paleoceno Superior y en el Eoceno más Temprano el material clástico abundante apareció en los sedimentos de la Cordillera de Guaniguanico (PSZCZÓLKOWSKI, 1978), lo que significa el acercamiento del manto eugeosinclinal. En opi-

nión de los autores, es posible que la formación de nappes de la Cordillera de Guaniguanico se terminó en el Eoceno Inferior Tardío y no en el Eoceno Medio, como se supone generalmente. Hay que recordar que, hasta el momento, no se conocen en la Cordillera los depósitos del Eoceno Inferior Tardío-Eoceno Medio, paleontológicamente documentados. Los sedimentos post-tectónicos, es decir, más jóvenes de la fase (orogénesis) cubana, ocurren en la subzona de San Diego de los Baños, en la Formación Loma Candela, que tiene una edad Eoceno Medio Tardío. Al *E* de la subzona de Bahía Honda y de la Sierra del Rosario aparecen margas de la Formación Jabaco (Eoceno Tardío), que cubren discordantemente las formaciones Capdevila y Universidad (Albar y otros, inédito)³. Por todo ello resulta que el movimiento del manto eugeosinclinal hacia el *N* se terminó antes del Eoceno Superior y posiblemente antes del Eoceno Medio Tardío. La falla Pinar estuvo activa ya en el Eoceno Medio porque la Formación Loma Candela contiene muchos fragmentos de las rocas provenientes de la Cordillera, sobre todo de la Sierra del Rosario (Pszczółkowski en: Pszczółkowski y otros, inédito)². El movimiento inicial a lo largo de la falla Pinar pudo coincidir con la última etapa del avance del manto eugeosinclinal y con los desplazamientos adicionales entre las secuencias de la Sierra del Rosario y del eugeosinclinal.

RECONOCIMIENTO

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a todos los trabajadores del Instituto de Geología y Paleontología que, de una forma u otra, nos prestaron su valiosa cooperación para el mejor cumplimiento de nuestro trabajo. Muy especialmente, por sus constantes colaboraciones, al Dr. Alfredo de la Torre y a la Técnica Geóloga Ernestina Pérez, en las determinaciones micropaleontológicas, y al Lic. Miguel Kuzniarski en los análisis petrográficos.

REFERENCIAS

- ALBEAR, J. F. de, e ITURRALDE-VINENT, M. [en prensa, a]: Estratigrafía de La Habana. En *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana, Cuba*. Inst. Geol. Paleontol., Acad. Cien. Cuba.
- [en prensa, b]: Zonación estructuro-facial de La Habana. En *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana, Cuba*. Inst. Geol. Paleontol., Acad. Cien. Cuba.
- BERMÚDEZ, P. J. (1937): Estudio micropaleontológico de dos formaciones eocénicas de las cercanías de La Habana. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat. Felipe Poey*, 11:153-180.
- (1950): Contribución al estudio del Cenozoico Cubano. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat. Felipe Poey*, 19(3):205-375.
- BRESZNYANSZKY, P., e ITURRALDE-VINENT, M. [en prensa]: Paleogeografía del Paleógeno de La Habana. En *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana, Cuba*. Inst. Geol. Paleontol., Acad. Cien. Cuba.
- BRÖNNIMANN, P., y RIGASSI, D. (1963): Contribution to the geology and paleontology of the area of the City of La Habana and its surroundings. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 56(1):194-480.

- DZULYNSKI, S., y WALTON, E. K. (1967): Sedimentary features of flysch and graywackes. *Developments Sedimentol.*, 7:1-274.
- FURRAZOLA-BERMÚDEZ, G., JUDOLEY, C. M., MIJAILOVSKAYA, M. I., MIRO-LIUBOV, Y. S., NOVOJATSKY, I. P., NUÑEZ JIMÉNEZ A., y SOLSONA, J. B. (1964): *Geología de Cuba*. Edit. Nacl. Cuba; Min. Industrias, Inst. Cubano Rec. Miner., 239 pp.
- HERRERA, N. M. (1961): Contribución a la estratigrafía de la provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, 61(1-2):2-24.
- KHUDDOLEY, K. M., y MEYERHOFF, A. A. (1971): Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 129:1-199.
- LUPU, D. (1975): Fauna Sénonienne á Rudistes de la province de Pinar del Río (Cuba). *Comptes Rendue Séances*, 3 Paleontologie, 61:223-254 (1973-1974).
- MEDIAKOV, I. A., y FURRAZOLA-BERMÚDEZ, G. (1979): *Nuevos datos estratigráficos de la zona de Bahía Honda (Pinar del Río)*. Resumen, Segunda Jornada Científico-Técnica de Geol. y Geof., Min. Minería y Geología (abril, 1979).
- MILLAN, G., y SOMIN, M. (1976): Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Acad. Cien. Cuba, Inst. Geol. Paleontol., ser. geol.*, 27:1-21.
- MOSSAKOVSKIY, A., y ALBEAR, J. F. de (1979): Estructura de cabalgamiento de Cuba occidental y norte e historia de su formación a la luz del estudio de los olistostromas y las molasas. *Cien. Tierra Espacio*, 1:3-31.
- PALMER, R. H. (1934): The geology of Havana, Cuba, and vicinity. *J. Geol.*, 42:123-145.
- PARDO, G. (1975): Geology of Cuba. En *The ocean basins and margins (The Gulf of Mexico and the Caribbean)*, vol. 3, pp. 553-615.
- PIOTROWSKA, K. (1978): Nappe structures in the Sierra de los Organos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica*, 28(1):97-170.
- PSZCZÓLKOWSKI, A. (1977): Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polonica Sci.*, sér. Sci. Terre, 24(3-4):205-215.
- (1978): Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. *Acta Geol. Polonica*, 28(1):1-96.
- VERMUNT, L. W. J. (1937): Cretaceous rudistids of Pinar del Río Province, Cuba. *J. Paleontol.*, 11(4):261-275.
- WALKER, R. G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37(1):25-43.

ABSTRACT

In the northeastern part of Pinar del Río Province, the Bahía Honda area is considered as a facies-structural subzone of the main Zaza zone. From Cretaceous to Paleogene, the formations Chiriro, Felicidades, Vía Blanca, Peñalver, Capdevila, and Universidad, are briefly described. On the Bahía Honda subzone two main nappe units are distinguished: meridional and septentrional. The meridional tectonic unit is mainly composed of Cretaceous rocks, while the septentrional (higher) unit contains rocks of the ophiolitic complex followed by the volcanic-sedimentary and sedimentary sequences of Cretaceous and Paleogene ages. Both tectonic units have a complicated internal structure. The allochthonous Bahía Honda subzone overthrust from the south above the miogeosyncline units of Guaniguanico zone. The Vía Blanca Formation (Campanian-Early Maestrichtian) and Capdevila Formation (Paleocene-Early Eocene) show a remarkable lithological and facies resemblance. The sediments of the Vía Blanca Formation have been deposited on a flysch basin, outward of the extinct volcanic arc, and located to the north (or northeast) of a shallow calcareous-clastic sedimentation zone. The flysch deposits of the Capdevila Formation were located on a more wide basin than that of the Vía Blanca Formation. The clastic material have been transported from southwest or west-southwest. Some

conglomerates have rocks fragments of the miogeosyncline formations of Sierra del Rosario. It is possible that the formation of nappes of the Guaniguanico Range ended by Late Lower Eocene time, while the northward movement of the eugeosyncline mantle of Zaza zone ended before the Upper Eocene, most probably before Late Middle Eocene time.



Corte de La Pastora, carretera Cayajabos-Las Terrazas, Sierra del Rosario. Arriba: secuencia rítmica de la parte inferior de la Formación Capdevila (Paleoceno-Eoceno Inferior basal); abajo: Pliegues sedimentarios de deslizamientos submarinos en la Formación Capdevila (Paleoceno-Eoceno Inferior basal).