

# Stratigraphie de l'île de Saint-Martin, (Petites Antilles septentrionales)

P. ANDREIEFF(1), D. WESTERCAMP(1), F. GARRABÉ(3), J. R. BONNETON(4),  
J. DAGAIN(2)

Mots-clés: Paléogène, Néogène, Faune foraminifère, Faune spécifique,  
Petites Antilles (Île Saint-Martin).

## Résumé

Les travaux entrepris depuis 1983 dans le cadre du programme de cartographie géologique de la France à 1/50.000 conduisent à réviser les schémas stratigraphiques proposés auparavant.

L'île de Saint-Martin est constituée d'une série volcanique et sédimentaire éocène (formation Pointe Blanche *auct.*), recoupée par des plutons dioritiques d'âge oligocène. Cet ensemble paléogène est frangé au NE (île de Tintamarre) et à l'ouest (péninsule des Terres Basses) par des formations calcaires miocènes (formation des Terres Basses ou Low Lands formation *auct.*).

1) La série éocène est monoclinale, avec un pendage moyen de 30° vers le S.S.E. ; son épaisseur maximale est estimée à 3 000 mètres. Elle est désormais subdivisée en dix unités cartographiques qui couvrent, d'après les foraminifères reconnus dans les niveaux carbonatés, un intervalle stratigraphique allant de l'Eocène inférieur basal (calcaires néritiques à *Ranikothalia* et *Discocyclina* de Pointe Arago) à la partie inférieure de l'Eocène supérieur (calcaires pélagiques à *Globigerinatheka semiinvoluta* de Kool Baai). Plusieurs jalons biostratigraphiques intermédiaires (colline Nettlé : Zone à *Globorotalia aragonensis* ; Kool Hill : Zone à *Globigerinatheka subconglobata* ; Red Pond Bay : Zone à *Globorotalia lehneri* et Zone à *Orbulinoides beckmanni* ; Pointe Blanche : Zone à *O. beckmanni*) suggèrent que cette série est virtuellement complète et qu'elle s'est déposée pendant environ 20 Ma. Le volcanisme éocène est entièrement sous-marin, avec prédominance des produits à quartz en fin de série, à partir de la Zone à *G. lehneri* ; il cesse vers la fin de l'Eocène moyen, il y a environ 40 Ma. Parallèlement, le front volcanique se déplace apparemment vers le S.S.E.

2) La grande majorité des datations K/Ar concernant les plutons dioritiques de Philipsburg et Grand'Case s'inscrit entre 28 et 32 Ma, soit vers la mi-temps de l'Oligocène. Il est probable qu'un volcanisme de surface ait été associé à la mise en place d'un de ces plutons, puisque des dépôts de type nuée ardente et brèches de maar ont été découverts sous les calcaires miocènes, au nord des Terres Basses (Baie Rouge) ; leur âge reste néanmoins à préciser par radiochronologie. Ces plutons ont provoqué dans l'encaissant d'importants phénomènes métamorphiques qui ne sont pas traités dans le cadre de cette note.

3) La série miocène, transgressive et discordante sur les dépôts paléogènes, est subdivisée en deux unités :

— L'unité des Terres Basses (incluant la série carbonatée de l'île de Tintamarre) est constituée à l'affleurement de 70 m de calcaires pararéclifaux, attribués au Miocène inférieur élevé (Zone à *Globigerinatella insueta*) et représentant la partie supérieure d'une série miocène épaisse de 300 m.

— L'unité de Cupecoy forme un vaste synclinal en contact tectonique avec la formation des Terres Basses ; ses 80 m de calcaires crayeux, riches en foraminifères planctoniques, se sont déposés depuis le Miocène moyen (Zone à *Globorotalia robusta*) jusqu'au Miocène supérieur terminal (Zone à *Neogloboquadrina humerosa*).

## Abstract

St Martin island consists of Eocene to Miocene sedimentary, volcanic and intrusive rocks. A sequence of Eocene sedimentary and volcanic rocks (Pointe Blanche Formation, *auct.*) is cut by plutonic complexes of Oligocene age. This Paleogene assemblage is flanked to the northeast, on Tintamarre island, and to the west, on the Terres Basses peninsula, by Miocene limestones (Low Lands Formation, *auct.*).

1) The Eocene sequence, estimated to be no more than 3 000 m thick, dips rather uniformly to the S.S.E. at about 30°. We have been able to divide it into ten mappable units covering a stratigraphic interval ranging from basal Early Eocene (neritic limestones with *Ranikothalia* and *Discocyclina* at Pointe Arago) to early Late Eocene (pelagic limestones at Kool Baai with *Globigerinatheka semiinvoluta*). A number of intermediate biostratigraphic markers (e.g. : At Nettlé Hill, *Globorotalia aragonensis* Zone ; at Kool Hill, *Globigerinatheka subconglobata* Zone ; at Red Pond Bay, *Globorotalia lehneri* Zone and *Orbulinoides beckmanni* Zone ; At Pointe Blanche, *O. beckmanni* Zone) suggest that the series is virtually complete and that it was deposited during a period of about 20 Ma. The Eocene volcanism was entirely submarine, with quartz-bearing rocks dominating at the top of the sequence, and ceased during late Middle Eocene, about 40 Ma. Concomitantly the volcanic front migrated apparently toward the S.S.E.

2) Most of the K/Ar datings which have been made on the Philipsburg and Grand'Case dioritic plutons give ages between 28 and 32 Ma, i.e. mid-Oligocene. The intrusion of at least one of these plutons was probably accompanied

1 - B.R.G.M., Service Géologique National, BP 6009 -  
45060 Orléans Cedex 02

2 - B.R.G.M., Service Géologique Régional Antilles-Guyane,  
BP 394 - 97204 Fort-de-France Cedex

3 - 5 rue de la Chabourne - 78320 Le Mesnil Saint-Denis

4 - Université des Antilles et de la Guyane, BP 592 - 97167 Pointe-  
à-Pitre Cedex.

by volcanic activity, since nuée ardente and maar breccia-type deposits have been found beneath the Miocene Low Lands Formation at Baie Rouge, on the north of the Terres Basses peninsula. Their ages have yet to be determined radiometrically. These plutons originated huge metamorphic phenomena within the Eocene sequence, the description of which is beyond the scope of this paper.

3) The Miocene rocks transgress unconformably across the Paleogene rocks. Outcrops of the Low Lands Formation *s.s.* (including the limestones of Tintamarre island), consist of 70 m of parareefal limestone attributed to the late Early Miocene (*Globigerinatella insueta* Zone) and represent only the upper part of a 300 m thick Miocene sequence. The Cupecoy Formation forms a broad syncline in tectonic contact with the Low Lands Formation. It consists of 80 m of chalky limestone, with rich planktonic microfaunas, deposited between the Middle Miocene (*Globorotalia robusta* Zone) and terminal Late Miocene (*Neogloboquadrina humerosa* Zone).

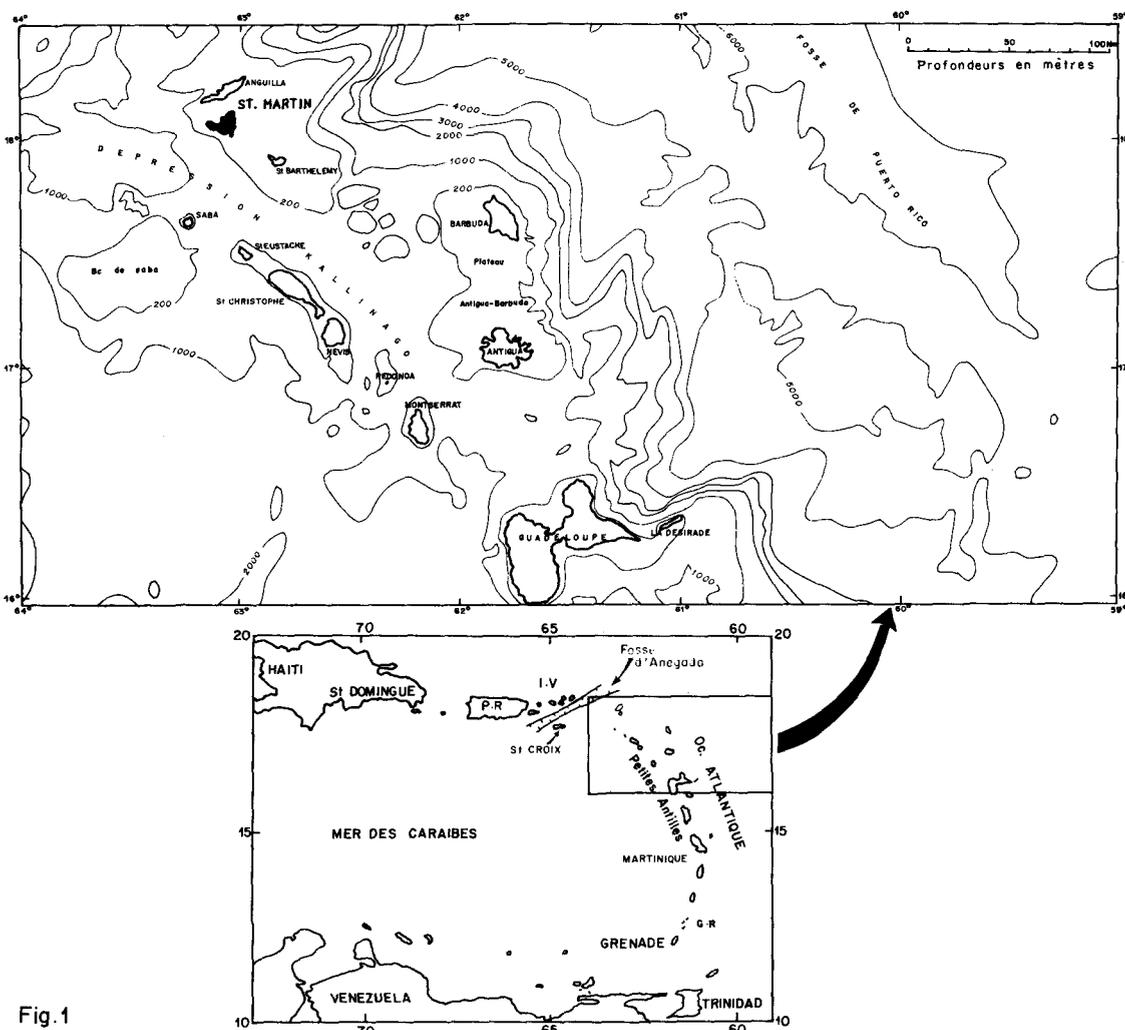


Fig. 1

Fig. 1.- L'arc insulaire des Petites Antilles et localisation de Saint-Martin.

## 1 - Introduction

Située à l'extrémité septentrionale des Petites Antilles, à environ 200 km au NW de la Guadeloupe, Saint-Martin (98 km<sup>2</sup>) fait partie des "Antilles calcaires", correspondant à la branche externe de l'archipel dichotomique à partir de la Martinique. Les îles de cette branche externe

sont constituées d'un substratum volcanique paléogène (Eocène inférieur à Oligocène moyen) cf. D. Westercamp *et al.*, 1985) recouvert par des formations carbonatées d'âge variable (Eocène à Quaternaire) (fig. 1).

La structure générale de l'île est connue depuis les travaux de G.A.F. Molengraaff (1931), D. Westermann (1949), R.A. Christman (1953), A. de Reynal (1966) et H. Solomiac (1974) : une

Fig. 2.- Carte géologique schématique de Saint-Martin avec en cartouche l'îlet de Tintamarre situé environ 3 km à l'est. 1 et 2 : unités géologiques d'âge éocène. Le numéro indique la place chronologique de l'unité dans la colonne stratigraphique, âge décroissant de 1 à 10 (voir texte) ; 3 : plutons oligocènes ; 4 : calcaires d'âge Miocène inférieur (unité des Terres Basses) ; 5 : calcaires d'âge Miocène moyen et supérieur (unité de Cupecoy) ; 6 : formations superficielles (a : étangs lagunaires, b : cordons sableux, plages, éboulis ou colluvions) ; 7 : centre éruptif ; 8 : faille (barbelure vers le compartiment effondré) ; 9 : limite des phénomènes métamorphiques caractérisés par la présence de l'épidote ; 10 : pendage des formations en degrés ; 11 : emplacement des coupes et numéro des figures où elles apparaissent ; 12 : emplacement du forage SM4.

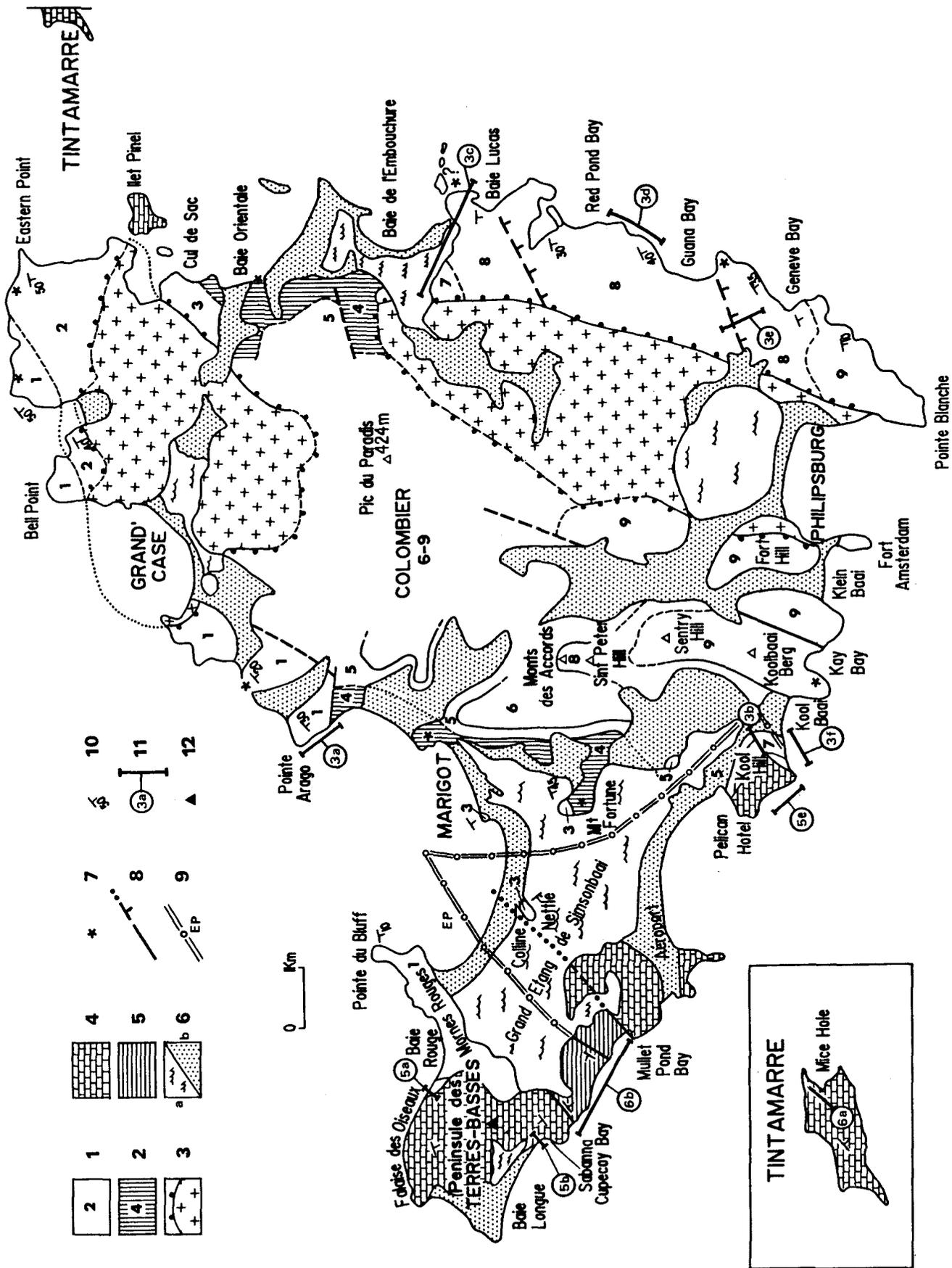


Fig. 2 - Carte géologique schématique de Saint-Martin avec en cartouche l'îlet de Tintamarre situé environ 3 km à l'est.

épaisse série volcanique et sédimentaire éocène, appelée formation Pointe Blanche, est recoupée par deux complexes plutoniques ; cet ensemble est frangé au NE (île de Tintamarre) et à l'ouest (Péninsule des Terres Basses) par des assises carbonatées plus récentes : la formation des Terres Basses ou Low Lands Formation (fig. 2). En revanche, l'étude stratigraphique des formations avait été quelque peu négligée. C'est ainsi que les trois derniers auteurs cités plus haut attribuent la formation Pointe Blanche dans son intégralité à un Eocène supérieur douteux, d'après les grands foraminifères benthiques reconnus dans un seul gisement. De la même façon, la formation des Terres Basses est rapportée à l'Oligocène à Tintamarre et au Miocène inférieur dans la Péninsule des Terres Basses (C.W. Drooger, 1951).

Cette dernière attribution est ensuite précisée par W.A. Van den Bold (1970, 1971) qui, d'après l'étude de l'ostracofaune, est le premier à proposer une corrélation avec l'échelle biozonale des foraminifères planctoniques : les calcaires de la Péninsule des Terres Basses sont désormais datés du Miocène inférieur élevé (Zone à *Globigerinatella insueta*) au Miocène moyen basal (Zone à *Globorotalia peripheroronda*).

Des études micropaléontologiques récentes, réalisées dans le cadre du projet ARCANTE du B.R.G.M. (P. Andreieff *et al.*, 1981 ; P. Andreieff et D. Westercamp, 1981) puis d'un début de révision de la carte géologique à 1/50.000 (J.R. Bonneton et J.M. Vila, 1983) apportent des éléments nouveaux : la formation Pointe Blanche est subdivisée en trois unités, les deux plus jeunes étant respectivement attribuées à l'Eocène moyen et à l'Eocène supérieur ; la formation des Terres Basses est, quant à elle, rapportée au Miocène supérieur. Entre temps, les plutons dioritiques de Philipsburg et Grand'Case avaient fait l'objet d'analyses radiochronologiques qui permettaient de dater leur mise en place de l'Oligocène (*cf.* J.C. Briden *et al.*, 1979).

Depuis 1983, la poursuite des travaux de cartographie géologique et le démarrage récent d'un projet pluridisciplinaire consacré à l'étude d'un champ géothermique fossile (financé par la CORDET) ont permis le lever détaillé de nouvelles coupes et l'étude biostratigraphique (foraminifères) d'un grand nombre d'échantillons. Cette note présente les résultats acquis à ce jour. On verra qu'ils conduisent à modifier très sensiblement les schémas stratigraphiques proposés auparavant.

## 2 - Description des formations

### 1 - La série éocène (formation Pointe Blanche, *auct.*)

Constituée d'une alternance de dépôts volcaniques et sédimentaires, cette série se présente comme un vaste monoclin affecté d'un pendage moyen de 30° vers le S.SE. Son épaisseur maximale, de l'ordre de 2 à 3000 m, est difficilement déterminable avec précision du fait de l'intrusion des plutons qui déforment localement leurs encaissants, et d'une tectonique cassante responsable de certains redoublements. Dix unités cartographiques peuvent

être désormais distinguées sur la base de critères lithologiques, biostratigraphiques et structuraux. Elles sont ci-après décrites dans l'ordre stratigraphique.

#### 1.1 - Unité de Pointe Arago

L'unité de Pointe Arago, affleure le long de la côte nord-orientale de l'île de part et d'autre de la baie de Grand'Case.

La régularité des pendages en direction du sud-est suggère de lui rattacher les formations situées à l'ouest de Marigot au niveau de la Pointe du Bluff. Dans cette perspective, l'unité de Pointe Arago mesurerait 350 mètres d'épaisseur et serait constituée :

– A la base, par des bancs réguliers de tuffites cendreuse et hyaloclastites fines d'épaisseur décimétrique (Pointe du Bluff).

– Dans sa partie médiane, par une succession de bancs de hyaloclastites souvent grossières, à xénolites de tuffite, cherto-tuffite et plus rarement de calcaire. A la Pointe des Froussards, et entre la baie de Grand'Case et Pointe Arago, elles sont recoupées par des petits stocks dioritiques et des dykes d'épaisseur métrique qui témoignent de la proximité des centres éruptifs à l'origine des faciès volcaniques primaires de l'unité. Le magma s'exprime sous forme de basalte ou d'andésite basique à clinopyroxène. Les barres de calcaire volcanoclastique à huîtres, qui ont permis de dater l'unité (voir plus loin et fig. 3a), s'intercalent vers le sommet de cette sous-unité intermédiaire, de part et d'autre de Pointe Arago.

– Au sommet, par une alternance de bancs décimétriques à métriques de tuffites et de hyaloclastites de granulométrie fine (flanc SW de Pointe Arago et côte orientale de la Pointe des Froussards).

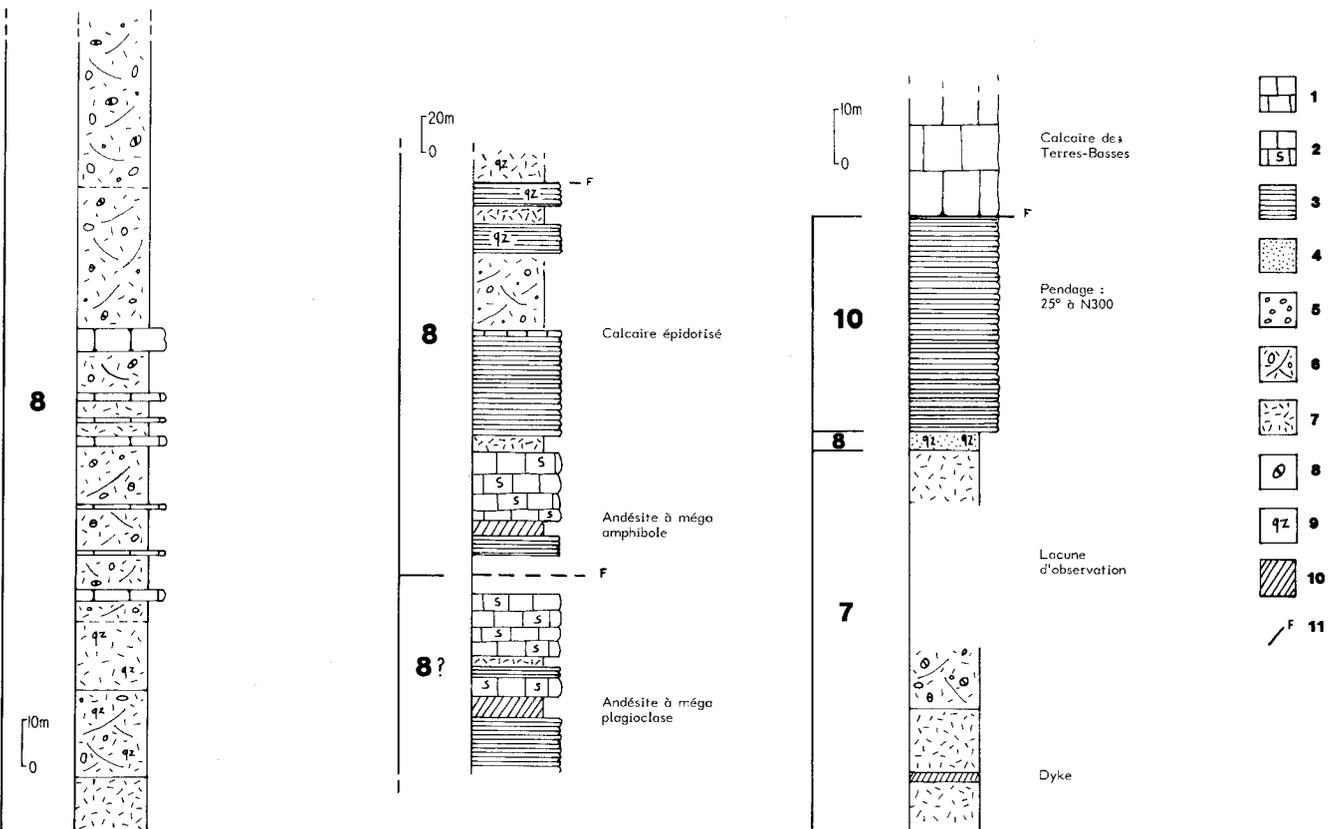
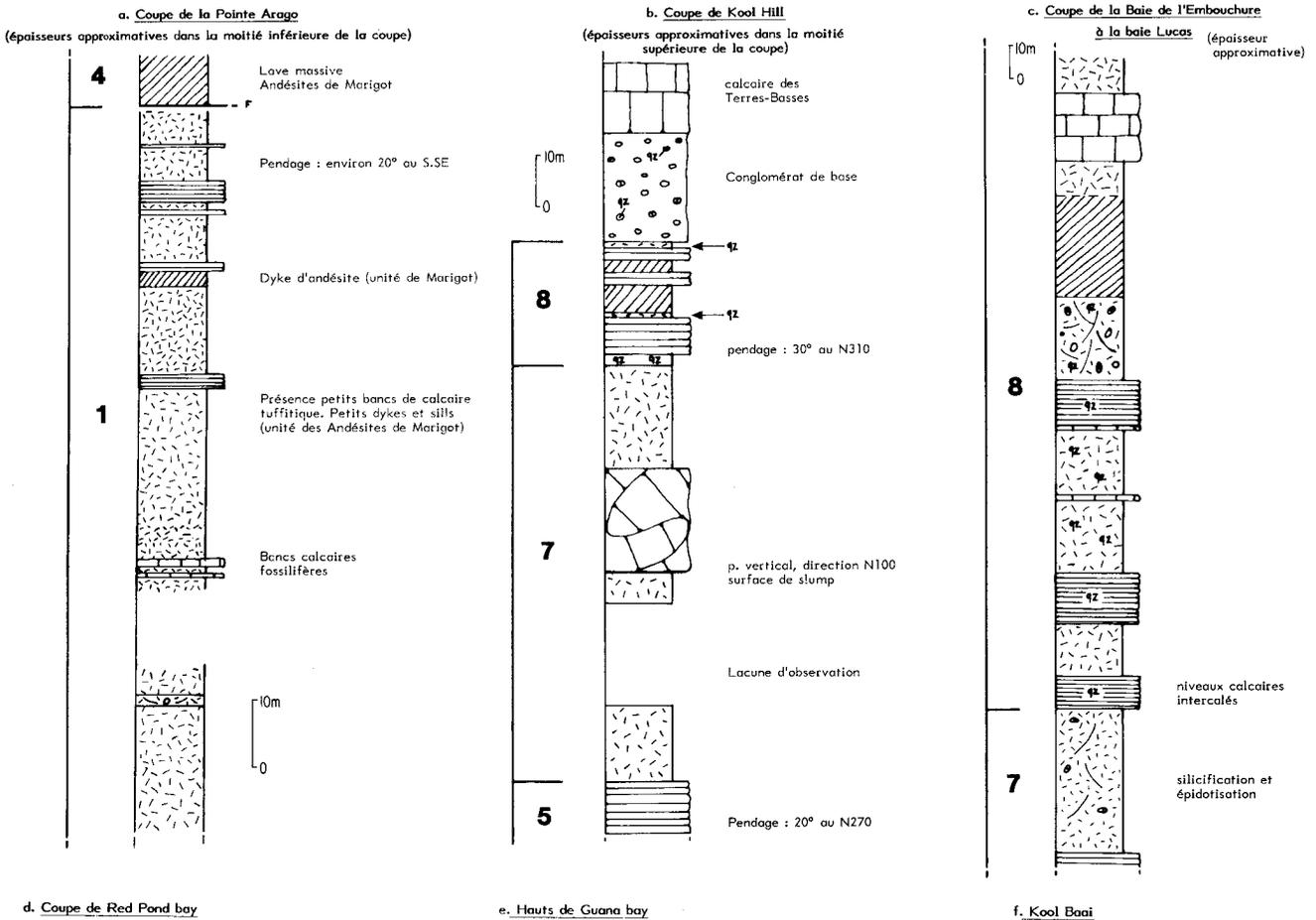
#### Biostratigraphie

Cette unité correspond à la formation Pointe Arago de J.R. Bonneton et J.M. Vila (1983), qui occupe une position médiane dans leur subdivision tripartite de la série éocène. Elle avait été rapportée à l'Eocène moyen d'après l'identité de certains de ses faciès avec les calcaires de plate-forme de Red Pond Bay (*cf.* 1-8), et sur la base d'une microfaune benthique dont le mauvais état de conservation a été la cause de déterminations erronées.

Un nouvel échantillonnage exhaustif de la coupe affleurant le long du littoral de Pointe Arago permet maintenant de resituer cette unité à un niveau stratigraphique plus conforme à sa localisation dans la partie nord-occidentale de l'île ; c'est-à-dire, compte tenu du pendage général, à la base de la série.

Les barres de calcaires très volcanoclastiques, riches en huîtres et nodules d'algues Mélobésiées, ont en effet fourni de nombreux exemplaires de *Ranikothalia bermudezi*, *Discocyclina weaveri*, *D. cristensis* et *D. barkeri*. Aucun représentant du genre *Lepidocyclina* n'a été observé dans le matériel

# STRATIGRAPHIE DE L'ILE DE SAINT-MARTIN



examiné (18 lames minces) et les références à sa présence dans des échantillons provenant du même gisement (A. Mascle et G. Nely, 1980 ; J.R. Bonneton et J.M. Vila, 1983) ne doivent plus être prises en considération.

Cette association de grands foraminifères benthiques est bien connue du domaine caraïbe mais est signalée pour la première fois dans les Petites Antilles. Elle caractérise le Paléocène supérieur et une partie de l'Eocène inférieur ou, en terme de zonation par les foraminifères planctoniques, un intervalle allant de la Zone à *Globorotalia pseudomenardii* à la Zone à *G. aragonensis*\* (J. Butterlin, 1973).

La série de Pointe Arago constitue la base d'une séquence volcanique et sédimentaire apparemment continue et dont le terme supérieur est rapporté à l'Eocène inférieur (cf. 1-3). D'autre part, le Paléocène supérieur découvert récemment, quelque 10 km au nord, dans l'île d'Anguilla (P. Andreieff *et al.*, 1984) se présente sous des faciès bien différents de ceux dont il est question ici : black-shales et calcaires pélagiques dépourvus d'éléments volcanoclastiques. Pour ces raisons on considérera que l'unité de Pointe Arago est d'âge Eocène inférieur et que son dépôt s'est effectué, compte-tenu de l'attribution biozonale des niveaux calcaires sus-jacents (cf. 1-3), entre la Zone à *Globorotalia edgari* et la Zone à *G. aragonensis*.

## 1.2 - Tufs à quartz d'Eastern Point

Par définition, les premiers niveaux volcanoclastiques à phénocristaux libres de quartz qui reposent en continuité sur les faciès volcano-sédimentaires supérieurs de l'unité de Pointe Arago (passage observé entre la Pointe des Froussards et Eastern Point), marquent la base de l'unité d'Eastern Point.

Elle affleure à l'extrémité nord-orientale de l'île dans le triangle déterminé par Grand'Case, Eastern Point et Cul de Sac, et constitue l'encaissant nord du pluton dioritique de Grand'Case.

Il s'agit d'une succession de barres de tufs hyaloclastiques d'abord grossiers et hétérogènes à blocs et lapilli de dacite à hornblende et quartz, et à nombreux quartz libres plus ou moins arrondis et corrodés. Vers le milieu de la série (Eastern Point s.s.) apparaissent des bancs de calcaire homogène recristallisé, indatable par la biostratigraphie, d'épaisseur décimétrique. Les niveaux supérieurs de l'unité sont trop transformés par le métamorphisme de contact occasionné par la mise en place du pluton limitrophe pour être reconnaissables, si ce n'est par la persistance des cristaux de quartz magmatiques. Un dyke de dacite à amphibole et quartz recoupe la base de l'unité et constitue une des filières d'alimentation de ce volcanisme acide.

L'évidente réduction de la série vers le sud-ouest explique qu'on ne l'ait pas à ce jour repérée dans le secteur compris entre Grand'Case et Marigot. Côté atlantique, elle avoisine apparemment 1000 mètres d'épaisseur.

\* Les attributions biozonales se réfèrent aux échelles de Toumarkine et Luterbacher et de Bolli et Saunders (in H.M. Bolli, J.B. Saunders et K. Perch-Nielsen, 1985).

## 1.3 - Unité de la Colline Nettlé

Les tufs hyaloclastiques à quartz d'Eastern Point laissent la place, au sud-est du pluton de Grand'Case, à des tufs sombres fortement métamorphisés (relief du Cul de Sac) qui s'enfilent ensuite sous les coulées d'andésites appartenant à l'unité volcanique franche de Marigot.

Le volcano-sédimentaire finement lité qui affleure à la base septentrionale du Mont Fortune, et les autres petits pointements comparables, alentour du Grand Etang de Simsonbaai, sont dans la même position stratigraphique intermédiaire entre les unités de Pointe Arago et de Marigot, et constituent donc des témoins de l'unité de la Colline Nettlé. Les alternances d'épaisseur décimétrique de marnes, calcaires volcanoclastiques et grès de la localité éponyme, particulièrement peu touchées par le métamorphisme, sont prises comme faciès-type de la série et permettent de la dater.

Dans la région du Grand Etang de Simsonbaai, l'épaisseur de l'unité est estimée à 600 mètres.

### Biostratigraphie

Les niveaux calcaires et marneux recèlent d'assez riches microfaunes planctoniques caractérisées par *Globorotalia aragonensis*, *G. gr. lodoensis-broedermanni*, *Globigerina senni*, *G. soldadoensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*. Elles sont rapportées à l'Eocène inférieur, Zone à *Globorotalia aragonensis*.

## 1.4 - Andésites de Marigot

Les andésites de Marigot constituent un niveau repère particulièrement intéressant en raison de leur large distribution à la base du relief du Pic du Paradis et de leurs faciès volcaniques primaires bien reconnaissables.

Il s'agit en effet, d'une unité volcanique sans faciès de remaniement ni intercalations calcaires, où l'on reconnaît :

- des coulées de lave massive (base de Pointe Arago, Baie Orientale),
- des appareils éruptifs de type pipes, combinant des intrusions bréchiques et massives (Mont Fortune, Marigot, butte de la plage de la Baie Orientale),
- des brèches pyroclastiques de type maar (collines au sud de Marigot, Cul de Sac),
- des dykes et sills intrusifs dans des unités plus anciennes (sous-unité supérieure de Pointe Arago, fig. 3a).

Sur le plan pétrographique, les laves sont des basaltes à olivine et clinopyroxène et des andésites plus ou moins porphyriques à clinopyroxène.

L'épaisseur de la série, certainement irrégulière, est difficile à estimer en l'absence de repères géométriques. Une fourchette de 100 à 300 mètres paraît plausible.

Une datation K/Ar a été réalisée par F. Nagle *et al.* (1976) sur les andésites de la base de Pointe

Arago. L'âge numérique obtenu de  $26,1 \pm 4$  Ma (recalculé par J.C. Briden *et al.*, 1979) est incompatible avec les données biostratigraphiques des niveaux sus et sous-jacents, et ne reflète que les phénomènes métamorphiques (faciès schistes verts) qui ont affecté la roche ultérieurement. Nous n'en tiendrons pas compte ici.

### 1.5 - Tufs volcano-sédimentaires inférieurs de Kool Hill

Les andésites de Marigot sont recouvertes par des tufs cendreaux de teinte sombre, finement lités, qu'on peut suivre de façon continue au pied des reliefs centrés sur le Mont des Accords, de Colombier à Kool Baai Berg et Kool Hill, en passant par Marigot.

A la base de la coupe de Kool Hill (fig. 3b) et le long de la route menant au Pelican Hotel, ces tufs ne sont pas métamorphisés et se présentent comme une alternance de bancs décimétriques de marnes verdâtres et de calcaires volcanoclastiques verdâtres. Au sud de Marigot, leur épaisseur est comprise entre 50 et 100 mètres.

#### Biostratigraphie

Les affleurements de la base de Kool Hill ont fourni des microfaunes planctoniques en tous points comparables à celles reconnues à la colline Nettlé (cf. 1-3). Ils appartiennent donc à la même Zone à *G. aragonensis*.

Il est probable que cette première séquence calcaire couvre, en fait, un intervalle biostratigraphique un peu plus large. Les deux échantillons prélevés le long de la route du Pelican Hotel, peuvent en effet être attribués à la Zone à *Globorotalia pentacamerata* (Eocène inférieur terminal): la plupart des taxons reconnus précédemment y sont représentés, à l'exception de *G. soldadoensis*, et on note la présence des premiers exemplaires de *Globorotalia gr. bullbrooki-spinuloinflata*.

### 1.6 - Andésites du Mont des Accords

Le gros de l'armature des reliefs qui, centrés sur le Mont des Accords, dominant Marigot et le Grand Etang de Simsonbaai, est constitué par une épaisse (100 à 150 mètres) masse d'andésite porphyrique, de texture microdioritique à clinopyroxène, amphibole et quartz de fin de cristallisation.

Il s'agit, soit des restes d'une imposante coulée de lave, soit d'un ensemble de dômes-coulées multilobés, centrés sur le Mont des Accords lui-même. Quoi qu'il en soit, cette masse de lave a développé, au sommet des tufs sombres sous-jacents, son propre métamorphisme de contact auquel se surimposera, à l'Oligocène, celui dû à la mise en place du pluton de Philipsburg (voir plus loin). L'extension de cet ensemble vers l'est n'est pas connue.

### 1.7 - Tufs hyaloclastiques et calcaires de la Baie de l'Embouchure et de la partie intermédiaire de la coupe de Kool Hill

La masse andésitique du Mont des Accords est recouverte par une séquence de tufs hyaloclastiques de nature andésitique, qui peuvent être observés au sommet de la petite route menant à Sint Peter Hill.

Ils sont recouverts par des brèches pyroclastiques de type maar, constituées d'éléments d'andésite à rare quartz, qui coiffent sur une vingtaine de mètres d'épaisseur le sommet du relief. Débitées par l'érosion, elles s'y présentent sous la forme d'un chaos de blocs de taille plurimétrique. Nous les rattachons à l'unité de Red Pond Bay (voir 1-8).

On place dans cette unité les brèches hyaloclastiques monogéniques, souvent grossières, qui s'intercalent dans la coupe de Kool Hill (fig. 3b) entre le volcano-sédimentaire basal, rapporté à l'unité de Kool Hill inférieur, et les premiers niveaux à cristaux de quartz libre.

On agit de même avec les tufs lités volcaniques et sédimentaires qui affleurent sous les premiers niveaux à quartz, le long du bord sud de la Baie de l'Embouchure de l'autre côté du pluton de Philipsburg (fig. 3c). L'épaisseur de la série n'excéderait pas 50 mètres.

#### Biostratigraphie

La corrélation entre les affleurements situés à l'est et à l'ouest du pluton de Philipsburg et la datation de l'ensemble de l'unité sont assurées grâce à l'intercalation, au milieu des faciès volcaniques, de bancs de calcaires fossilifères.

La grosse masse slumpée de calcaire gris de Kool Hill et les calcaires de litho et biofaciès très semblables qu'on rencontre à proximité (les xénolites de la brèche de type maar sur la côte orientale de Kool Baai et la barre d'épaisseur décamétrique à la pointe occidentale de Kay Bay, côté Kool Baai) ont fourni des microfaunes planctoniques homogènes (*Globorotalia aragonensis*, *G. broedermanni*, *G. gr. bullbrooki spinuloinflata*, *G. frontosa*, *Globigerina senni*, *Globigerinatheka gr. subconglobata*), mais dont la relative pauvreté interdit une distinction entre la Zone à *Hantkenina nuttalli* et la Zone à *Globigerinatheka subconglobata* de l'Eocène moyen basal. Les microfaciès sont caractérisés par la fréquence des spicules de spongiaires et par l'absence virtuelle des éléments volcanoclastiques.

Les premiers niveaux carbonatés de la Baie de l'Embouchure (fig. 5) sont rapportés au même intervalle biostratigraphique que celui proposé pour la barre calcaire de Kool Hill et ses équivalents (Zone à *H. nuttalli* ou Zone à *G. subconglobata*): la seule différence notable concerne les lithofaciès, ici nettement volcanoclastiques.

Tout à fait au sommet de la séquence de la Baie de l'Embouchure, juste sous les premiers niveaux à quartz de l'unité de Red Pond Bay, se trouve une barre de calcaire tuffitique peu épaisse qui représente le terme le plus élevé de l'unité. Sa microfaune, avec *Globorotalia pomeroli*, *G. lehneri*, *G. spinulosa*, *G. broedermanni*, *Globigerinatheka gr. mexicana*, *Truncorotaloides topilensis* et *Hantkenina mexicana*, appartient à la Zone à *Globorotalia lehneri*.

### 1.8 - Unité de Red Pond Bay

L'unité de Red Pond Bay regroupe, par définition, l'ensemble des formations qui affleurent

à l'est du pluton de Philipsburg, entre la Baie de l'Embouchure et Geneve Bay et qui contiennent en abondance des phénocristaux de quartz libres. Après l'épisode des tufs à quartz de Eastern Point on assiste donc à une nouvelle séquence de volcanisme acide, caractère pétrographique qui va dominer les laves qui seront émises au niveau de Saint-Martin d'ici à la fin de l'Eocène moyen.

Quand on regarde les choses plus en détail, l'unité de Red Pond Bay apparaît extrêmement hétérogène puisqu'elle montre en alternance des ensembles volcaniques de nature andésitique sans quartz, de caractère monogénique, des accumulations de dépôts polygéniques de type maar riches en quartz libre et xénolites calcaires, et des séquences de sédimentation calcaire.

Les coupes d et e de la figure 3 illustrent l'arrangement de ces différentes sous-unités.

Cette complexité stratigraphique, étant donnée la discontinuité des affleurements observés et les redoublements tectoniques (prouvé par la biostratigraphie pour celui de la Baie Lucas, suspectés pour les autres; (cf. la carte schématique de la fig. 2), ne permet pas de se faire une idée précise de l'évolution de l'unité, ni de son épaisseur. Cette dernière atteint un minimum de 800 mètres entre les baies Lucas et Guana où la continuité des affleurements sur le terrain a pu être vérifiée.

L'alternance caractéristique de niveaux volcaniques monogéniques de nature andésitique, et de brèches volcanoclastiques polygéniques riches en quartz, permet de reconnaître sans ambiguïté les témoins de l'unité de Red Pond Bay à l'ouest du pluton de Philipsburg. La granulométrie et/ou l'épaisseur des différents faciès sont considérablement réduites par rapport à celles de leurs homologues de la côte atlantique (comparer les coupes 3b et 3d) indiquant une mise en place à une distance des centres éruptifs notablement plus grande. Le caractère transgressif de l'unité de Kool Baai, (paragraphe 1-9) et des calcaires miocènes de Kool Hill, contribue à réduire jusqu'à quasi-disparition (comparer les coupes 3d et 3f) l'épaisseur visible de l'unité dans ce secteur de l'île (cf. fig. 6).

Parmi les différents faciès constitutifs, nous avons noté :

- des coulées de lave massive et des brèches autoclastiques et/ou hyaloclastiques grossières d'andésite plus ou moins porphyrique. Une intrusion massive d'andésite à mégaphénocristaux de plagioclase recoupe le sommet de la série au sud de Geneve Bay ;

- des brèches de maar et de pipes, caractérisées par l'abondance des xénolites de calcaire, appartenant à plusieurs types (voir plus loin), et d'andésite également de types variés. Le magma juvénile est représenté par des dacites porphyriques à quartz et hornblende verte et des quartz à l'état libre dans la matrice parfois très abondante. Ce faciès est particulièrement développé à Red Pond Bay *sensu stricto* et entre les baies Guana et Geneve ;

- des calcaires gris sous forme de bancs métriques intercalés dans les brèches de maar dacitiques, ou empilés en barres d'épaisseur plurimétrique entre les baies de l'Embouchure et Lucas et à l'est de

Guana Bay. Dans cette dernière localité (fig. 3e), ils sont recristallisés et le métamorphisme de contact dû au pluton de Philipsburg a souvent effacé le litage originel. Ils se présentent alors sous forme de barre massive de teinte claire. Les faciès gris, peu touchés par le métamorphisme ont fourni d'abondantes microfaunes analysées ci-dessous.

### Biostratigraphie

a) *A l'est du pluton de Philipsburg*, où l'unité est définie, les niveaux carbonatés traduisent le changement brutal, et provisoire, qui a affecté la sédimentation dans ce secteur : aux dépôts pélagiques qui caractérisent - à l'exception des faciès de Pointe Arago - les unités sous-jacentes, font place des calcaires à polypiers, algues et grands foraminifères. On a vu plus haut (cf. 1-1) que l'identité de ces faciès avec ceux des calcaires de Pointe Arago avait été une des causes de l'attribution stratigraphique erronée de ces derniers.

Les microfaunes benthiques reconnues dans ces niveaux calcaires, que ce soit à la Baie de l'Embouchure, à la Baie Lucas ou à Red Pond Bay (fig. 5 et 6A) sont riches et homogènes : *Polylepidina antillea*, *Nummulites striatoreticulatus*, "*Operculinoides floridensis*", *Amphistegina parvula*, *A. praegrimsdalei*, *Discocyclus marginata*, *Athecocyclus advena*, *Asterocyclus sp.*, *Fabiania cassis*. Il s'agit là d'une association classique de l'Eocène moyen du domaine caraïbe (J. Butterlin, 1981) ; elle est en tous points comparable à celle qui caractérise l'ensemble supérieur de la série éocène dans l'île voisine de Saint-Barthélemy, où sa correspondance avec la Zone à *Globorotalia lehneri* a été établie (D. Westercamp et P. Andreieff, 1983).

Vers le sommet de la séquence volcano-sédimentaire qui affleure à l'extrémité nord de la Baie Lucas, environ 3 m de calcaires volcanoclastiques témoignent du retour au régime pélagique. La microfaune planctonique identifiée comprend : *Globorotalia cerroazulensis*, *G. pomeroli*, *G. lehneri*, *G. spinulosa*, *Truncorotaloides rohri*, *Globigerinatheka gr. subconglobata*, *G. gr. mexicana*, *Hantkenina sp.* et *Orbulinoides beckmanni* ; elle est donc rapportée à la Zone à *Orbulinoides beckmanni* (partie supérieure de l'Eocène moyen).

L'unité de Red Pond Bay apparaît donc bien définie sur le plan biostratigraphique : les données micropaléontologiques, qu'elles soient fournies par les foraminifères benthiques ou les foraminifères planctoniques, sont cohérentes et conduisent à lui assigner un âge Eocène moyen, correspondant à la Zone à *Globorotalia lehneri* et à la Zone à *Orbulinoides beckmanni*. Du point de vue géochronologique, cela signifie que le dépôt de cette unité s'est effectué au cours d'un intervalle-temps de quelque 3-4 Ma, entre 46 et 42,5 Ma (W.A. Berggren *et al.*, 1985). Dans ces conditions, l'âge numérique K/Ar de  $33,1 \pm 6$  Ma, obtenu sur un basalte hydrothermalisé appartenant à cette unité (J.C. Briden *et al.*, 1979) s'avère beaucoup trop jeune et ne doit pas être considéré comme une date de mise en place.

Rappelons enfin que c'est à Red Pond Bay que R.A. Christman (1953) avait recueilli la faune de foraminifères benthiques qui l'avait amené à dater l'intégralité de sa formation Pointe Blanche de l'Eocène supérieur, tout en n'excluant pas

totale­ment l'âge oligocène suggéré par les coraux associés (*Diploastrea crassolamellata*). Les foraminifères cités par cet auteur (*Polylepidina antillea*, *Nummulites striatoreticulatus*, déterminés par Cole) - dont l'association caractérise de toute manière l'Eocène moyen et non l'Eocène supérieur - auraient alors été remaniés. Aucun indice de remaniement n'a été observé, que ce soit sur le terrain, à l'échelle de l'échantillon ou même à celle de la lame mince, ce qui confirme d'ailleurs le sentiment de Christman. Et, surtout, le fait que cette unité se termine par des calcaires pélagiques de la Zone à *O. beckmanni*, eux-mêmes surmontés par les dépôts de l'unité de Pointe Blanche s.s., d'âge encore Eocène moyen, permet de régler définitivement la question.

b) A l'ouest du pluton, les calcaires intercalés dans les dépôts volcaniques à quartz typiques de cette unité conservent le caractère pélagique des niveaux carbonatés sous-jacents. On les observe à la partie supérieure de la coupe de Kool Hill (fig. 3b), mais les échantillons n'ont pas fourni de microfaunes déterminables, et le long du col reliant Kool Baai à Kay Bay, où ils occupent une position stratigraphique légèrement plus élevée. A cette dernière localité, tous les prélèvements, qui renferment *Globorotalia pomeroli*, *G. spinulosa*, *G. broedermanni*, *G. gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *Hantkenina gr. mexicana*, *Globigerinatheka gr. subconglobata*, *Truncorotaloides topilensis*, sont attribuables à la Zone à *Globorotalia lehneri*.

### 1.9 - Unité de Pointe Blanche (s.s.)

Au sud de Geneve Bay, les alternances andésitiques, dacitiques et calcaires de Red Pond Bay laissent la place à un empilement de bancs réguliers d'épaisseur pluridécimétrique, de teintes claires et de granulométrie fine. A Pointe Blanche, où l'unité est définie, les pendages, souvent peu accusés (0-15°), suggèrent qu'elle puisse reposer sur plusieurs des unités récentes sous-jacentes qui montrent des pendages en général plus élevés (30-55°). Là où elle est individualisée, l'épaisseur de l'unité est de l'ordre de 200 mètres.

Il s'agit de cendres hyaloclastiques acides dont le dépôt en bancs massifs et réguliers indique une certaine distance par rapport aux centres éruptifs. La présence de quartz dans les premiers niveaux (pointe sud de Geneve Bay) confirme le caractère acide du magma originel et une certaine continuité de mise en place avec les dépôts volcanoclastiques à quartz de l'unité sous-jacente de Red Pond Bay. Les cendres en dépôt primaire alternent avec des calcaires tuffitiques, des tuffites silteuses et des turbidites. La silicification générale de la formation lui donne un aspect de "cherto-tuffite", selon l'expression de J.R. Bonneton et J.M. Vila (1983).

Les reliefs méridionaux de l'île situés à l'est du pluton de Philipsburg présentent le même faciès et sont en conséquence rattachés à l'unité de Pointe Blanche. Les données biostratigraphiques confirmeront ce point de vue (voir plus loin). Il s'agit de Fort Hill, Fort Amsterdam, Kay Bay Hill, Koolbaai Berg, Sentry Hill. Il est possible, mais non établi dans l'état actuel des levés cartographiques, que les niveaux cherto-tuffitiques qui coiffent nombre des reliefs centraux de l'île, dont le Pic du Paradis son point culminant (424 m), appartiennent également à l'unité de Pointe Blanche. A Klein Baai on

retrouve les faciès riches en quartz et hornblende marqueurs de la base de la série tandis qu'à Fort Amsterdam, en revanche, les tufs sont nettement moins acides si l'on en croit la rareté du quartz et l'analyse chimique donnée par R.A. Christman (1953) sur un "soi-disant" basalte. Un des centres éruptifs de l'unité a été repéré le long de la côte occidentale de Kay Bay. C'est un petit diatrème installé au milieu de ses dépôts hyaloclastiques finement et régulièrement lités. Sa cheminée bréchique est bien visible, et on y observe des xénolites de calcaire, de nature et d'âge variés, qui peuvent être de taille plurimétrique.

### Biostratigraphie

a) A l'est du pluton de Philipsburg, l'ensemble des terrains de l'unité de Pointe Blanche est métamorphisé, et les niveaux recelant des microfaunes suffisamment bien préservées pour permettre une détermination, même approchée, sont extrêmement rares. A la pointe sud de Geneve Bay, un échantillon prélevé vers la base de la série n'a pu être daté que de l'Eocène moyen indifférencié ; l'association planctonique comprend *Globorotalia gr. bullbrooki-spinuloinflata*, *Truncorotaloides cf. topilensis*, *Globigerinatheka sp.* et de grandes formes écrasées attribuables à *Globorotalia gr. cerroazulensis* (s.l.).

b) A l'ouest du pluton, dans la presqu'île de Fort Amsterdam, les faciès sont identiques à ceux décrits ci-dessus et les microfaunes plus mal conservées encore en raison de la proximité immédiate du pluton : quelques *Globorotalia* coniques (*G. cf. gr. bullbrooki*) et Globigérines (*cf. J.R. Bonneton et J.M. Vila, 1983*) sont reconnaissables. En revanche, les secteurs les plus éloignés de l'intrusion ont été relativement épargnés par le métamorphisme. Entre Kay Bay et Kool Baai, un affleurement montre une alternance de calcaires beiges volcanoclastiques et de cendres tuffitiques à quartz peu ou pas fossilifères, qui sont originaires du petit pipe de Kay Bay. La riche microfaune planctonique identifiée dans les calcaires conduit à les attribuer à la Zone à *Orbulinoides beckmanni*, grâce à la présence du taxon nominal, associé à *Globorotalia cerroazulensis*, *G. spinulosa*, *Globigerinatheka index*, *Hantkenina gr. mexicana* et *Truncorotaloides rohri*. Les tuffites n'ont fourni que quelques exemplaires de *Lepidocyclina sp.* (*cf. L. ariana*), *Amphistegina parvula*, "*Operculinoides*" *floridensis* et de rares foraminifères planctoniques (*Truncorotaloides sp.*).

Ce type d'alternance de calcaires à microfaunes planctoniques et de niveaux cendreux tuffitiques à grands foraminifères benthiques confirme le caractère turbiditique du dépôt de cette unité (J.R. Bonneton et J.M. Vila, 1983), dont la sédimentation pélagique a été périodiquement perturbée par du matériel provenant de la plate-forme.

L'unité de Pointe Blanche (s.s.) est donc biostratigraphiquement bien caractérisée, au moins à l'ouest du pluton où elle est rapportée à la Zone à *Orbulinoides beckmanni*. A l'est, les microfaunes de l'Eocène moyen identifiées dans ses niveaux inférieurs prouvent qu'elle appartient, au moins *pro parte*, à cette même zone compte tenu de l'attribution biostratigraphique de l'unité Red Pond Bay sous-jacente. La partie supérieure de cette

épaisse série (au minimum 200 m), qui forme la plupart des reliefs du sud de l'île, n'a en revanche pu être datée, la biophase étant complètement oblitérée par le métamorphisme. On ne peut donc exclure que le registre stratigraphique de certains terrains présentant le faciès Pointe Blanche ne soit pas plus large, et qu'il ne puisse s'étendre à l'Eocène moyen tout à fait terminal, voire même à l'Eocène supérieur : dans cette dernière hypothèse, les niveaux supérieurs de l'unité de Pointe Blanche à l'est du pluton représenteraient l'équivalent métamorphisé de l'unité de Kool Baai décrite ci-après.

En tout état de cause, la datation K/Ar à  $30,6 \pm 2$  Ma obtenue à la presqu'île de Fort Amsterdam (J.C. Briden *et al.*, 1979), qui suggère un âge Oligocène moyen pour l'unité, ne peut être retenue : le faciès daté n'est en effet pas une roche volcanique primaire, contrairement à l'indication des auteurs, mais un panneau de cherto-tuffites "homogénéisées" par le métamorphisme ; l'âge obtenu est avant tout influencé par ce dernier phénomène.

### 1.10 - Unité de Kool Baai

L'unité de Kool Baai n'affleure qu'à proximité immédiate de l'endroit où P. Andreieff *et al.* (1981) l'ont définie et datée (cf. fig. 2), au milieu de la côte méridionale de l'île. Il s'agit d'une formation purement sédimentaire montrant une alternance de grès volcanoclastiques, de calcaires plus ou moins tuffitiques, et de marnes, en bancs réguliers d'épaisseur pluridécimétrique (fig. 3f). Elle est transgressive sur les différents ensembles qui composent l'unité de Red Pond Bay et recouverte en discordance par les calcaires récifaux des Terres Basses. Moins de 40 mètres de série sont, pour cette dernière raison, visibles à l'affleurement.

L'unité sédimentaire de Kool Baai, qui succède aux cendres hyaloclastiques de Pointe Blanche, scelle ainsi la fin de la première grande phase d'activité volcanique de Saint-Martin, fin que les études biostratigraphiques (cf. 1-8 et plus loin) permettent de situer au passage Eocène moyen - Eocène supérieur, c'est-à-dire aux alentours de 40 Ma, conformément à une opinion déjà exprimée par J.R. Bonneton et J.M. Vila (1983).

#### Biostratigraphie

L'étude antérieure (P. Andreieff *et al.*, 1981) est confirmée et précisée. En effet, un échantillon de marne prélevé le long de la route du Pelican Hotel, (NW de Kool Baai) immédiatement sous les calcaires récifaux transgressifs du Miocène, peut être rapporté à la Zone à *Globigerinatheka semiinvoluta*, grâce à une microfaune planctonique comprenant le marqueur zonal et des espèces telles *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina gr. gortanii*, *Globigerinatheka tropicalis*. La même association a été reconnue dans les galets calcaires, du conglomérat polygénique constituant le dernier terme de la série éocène de Kool Hill (fig. 3b).

Les données de terrain indiquent que l'affleurement du Pelican Hotel se place au sommet de l'unité, et qu'il est subordonné aux assises de type flysch de Kool Baai (fig. 3f), d'âge Eocène supérieur indifférencié (P. Andreieff *et al.*, *op. cit.*). L'unité de

Kool Baai peut donc maintenant être attribuée, dans son intégralité, à la partie inférieure de l'Eocène supérieur.

## 2 - Les phénomènes éruptifs oligocènes

Les phénomènes éruptifs reprendront à Saint-Martin après une période de cessation du volcanisme de l'ordre de 10 Ma (voir plus loin) au cours de laquelle les séries éocènes auront été basculées vers le S.SE. On retrouve donc un schéma tout à fait comparable à celui déjà esquissé à Saint-Barthélemy (D. Westercamp et P. Andreieff, 1983), qui confirme le caractère régional de ces mouvements tectoniques, en liaison probable avec la géodynamique de l'arc à cette latitude et à cette époque.

Les événements éruptifs sont dominés par la mise en place au sein de la série éocène de trois masses magmatiques : les plutons dioritiques de Philipsburg et de Grand'Case et le crypto-pluton des Mornes Rouges. Le volcanisme qu'ils ont pu alimenter en surface n'est représenté qu'à Baie Rouge par une séquence pyroclastique peu épaisse. En revanche, les effets thermiques que leur mise en place a provoqué dans l'encaissant sont très largement développés.

L'ensemble de ces événements magmatiques et métamorphiques faisant ou devant faire l'objet d'études détaillées par ailleurs, n'est présenté ici que très succinctement.

### 2.1 - Pluton de Philipsburg

Il s'agit d'une lame intrusive de diorite de 600 à 800 mètres de large, orientée N.NE-S.SW (fig. 2; cf. également R.A. Christman, 1953). De façon très caractéristique, la diorite est altérée en boules et apparaît déprimée dans le paysage entre les crêtes aiguës des cornéennes de contact qui la bordent. Ce dernier trait est particulièrement marqué au sud, là où le pluton disparaît en grande partie sous la baie et la lagune de Philipsburg.

La masse du pluton semble assez homogène et constituée d'une diorite quartzique de couleur gris moyen et de grain varié, composée avant métamorphisme de plagioclase, hornblende, biotite, clinopyroxène, quartz, minéraux ferro-titanés et apatite (R.A. Christman, 1953). Des faciès plus acides (tonalitiques) affectent, sous forme de filon et filonnets, certaines parties de l'encaissant immédiat (Fort Hill). Si des faciès bréchiques (extrémité nord du pluton) englobant des fragments de tufs suggèrent des phénomènes de digestion, les contacts avec l'encaissant, transformé en cornéennes, sont le plus souvent nets.

Plusieurs datations par la méthode K/Ar concernent le pluton (F. Nagle *et al.*, 1976 ; J.C. Briden *et al.*, 1979). La plupart des âges numériques obtenus convergent pour situer sa mise en place vers 30 Ma.

### 2.2 - Pluton de Grand'Case

Le pluton de Grand'Case, au nord de l'île, présente les mêmes traits morphologiques que celui de Philipsburg. En revanche, il apparaît beaucoup plus complexe sur le plan pétrographique, en tout

cas dans son cadran NW. On observe en effet, le long de la côte au nord de Grand'Case des phénomènes de mélanges de magma entre un pôle acide (riche en quartz) et un pôle basique (riche en clinopyroxène et orthopyroxène). Les phénomènes de digestion de l'encaissant au toit du pluton sont par endroit très spectaculaires dans ce secteur, conduisant (?) à un zonage horizontal du pluton avec des tonalites très claires au sommet, des diorites quartziques comparables à celles de Philipsburg dans la partie centrale et des diorites quartziques mélanocrates vers la base. Les cadrans NE et SE du pluton semblent plus homogènes et de nature dioritique. Le dernier quart (SW) demeure très mal connu.

Deux datations K/Ar (F. Nagle *et al.* et J.C. Briden *et al.*, *op. cit.*) ont été réalisées sur le pluton de Grand'Case. Elles sont peu homogènes entre elles ( $28,4 \pm 0,7$  Ma et  $37,0 \pm 3$  Ma) mais encadrent l'âge de 30 Ma proposé pour le stock plutonique de Philipsburg. A titre d'hypothèse, cet âge sera également considéré comme significatif de la mise en place de ce pluton.

### 2.3 - Crypto-pluton des Mornes Rouges

Dans la partie ouest de l'île, entourée par les formations superficielles et les calcaires néogènes des Terres Basses, se trouve un ensemble de tufs lités particulièrement hydrothermalisés, qui a été exploré en tant que porphyre cuprifère par la société S.M.M.P. Selon H. Solomiac (1974), responsable de cette exploration sur le terrain, le stock magmatique à l'origine des phénomènes hydrothermaux et métallogéniques affleure en contrebas des Mornes Rouges et entre ce relief et la Pointe du Bluff. Il est décrit comme une dacite porphyrique à quartz corrodés et plagioclase emballés dans une mésostase largement kaolinisée. Cette texture, qui n'est pas celle des diorites quartziques de Philipsburg et Grand'Case, conduit à s'interroger sur la signification de cette "dacite". Il pourrait s'agir de tufs à quartz (unité de Eastern Point) métamorphisés.

Le crypto-pluton des Mornes Rouges n'est pas daté et c'est uniquement par analogie avec ses grands voisins de Philipsburg et de Grand'Case qu'on lui attribue un âge oligocène.

Une mise en place à l'Eocène inférieur, après le dépôt des tufs à quartz d'Eastern Point et avant les faciès volcano-sédimentaires de la Colline Nettlé, pourrait peut-être mieux rendre compte du très faible degré du métamorphisme subi par ces derniers ainsi que de l'absence d'altération des dépôts pyroclastiques de Baie Rouge (voir ci-dessous).

### 2.4 - Dépôts pyroclastiques de Baie Rouge

A Baie Rouge, sous les calcaires miocènes, affleure une séquence pyroclastique non métamorphisée. Elle est donc postérieure au porphyre cuprifère des Mornes Rouges étant donné la proximité des deux sites. En revanche, la position éloignée de ces pyroclastites des plutons de Grand'Case et de Philipsburg, en dehors de la zone touchée par leurs effets thermiques, ne permet pas de situer leur mise en place par rapport à ces deux masses éruptives.

La séquence volcanique de Baie Rouge alterne sur une trentaine de mètres d'épaisseur des dépôts d'écoulements pyroclastiques d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique. On y reconnaît :

- des brèches de type maar à blocs et lapilli jointifs, plutôt vitreux et arrondis, d'andésite sombre et claire porphyrique à rare clinopyroxène. Certains de ces blocs sont des bombes "en choux fleur" typiques du phréatomagmatisme. Les enclaves de substratum sont rares ;

- des bancs de cendres hyaloclastiques moins épais ;

- des niveaux à petits éléments volcaniques bien arrondis, de couleur jaune (anciennes scories ?), rassemblés préférentiellement en bas et en haut du dépôt.

Cette séquence pyroclastique est donc le résultat de phénomènes explosifs hydromagmatiques, probablement du type externe (selon la classification de A. Gadalia *et al.*, 1988) ou, autrement dit, sous-marins.

## 3.-La série miocène (formation des Terres Basses, *auct.*)

Les calcaires néogènes constituent à l'ouest de l'île, une grande partie des reliefs qui limitent le Grand Etang de Simsonbaai et, à l'est, l'île de Tintamarre et l'îlet Pinel.

Il apparaît utile, en raison de la variété des toponymies utilisées dans les travaux antérieurs, de définir les noms qui seront attribués, dans la suite du texte, aux différents secteurs étudiés (fig. 2). Nous avons déjà vu que le morne (colline) de 120 m d'altitude qui sépare Kool Baai de la pointe sud-est du Grand Etang de Simsonbaai a été appelé *Kool Hill*.

Le terme de *Péninsule de l'aéroport* désignera les reliefs calcaires sur lesquels s'ancre l'extrémité ouest du cordon sableux de Simsonbaai. Le secteur compris entre Mullet Pond Bay et la faille de Cupecoy sera appelé *Isthme de Cupecoy*. Le terme de *péninsule des Terres Basses* sera donc réservé aux reliefs situés au nord de la Baie Longue qui limitent le Grand Etang vers le nord-ouest.

La série néogène de Saint-Martin (et de ses îles limitrophes) était jusqu'à présent rapportée à une formation unique, la formation des Terres Basses (ou Low Lands Formation, pour la partie hollandaise de l'île). Les travaux de terrain et la biostratigraphie permettent maintenant de distinguer deux unités.

### 3.1 - Unité des Terres Basses

Elle regroupe les calcaires pararéclifaux, à localement réclifaux, qui constituent la majeure partie de Kool Hill, la Péninsule de l'aéroport, la Péninsule des Terres Basses, l'île de Tintamarre et l'îlet Pinel.

Cette unité débute à l'affleurement par les calcaires blancs, massifs, en bancs plurimétriques, transgressifs sur les assises de l'Eocène supérieur au sommet de Kool Hill (fig. 3b), ou en contact tectonique avec elles à Kool Baai (fig. 3f).

Le contact entre les calcaires - très comparables à ceux de Kool Hill - qui constituent la Falaise des Oiseaux (nord de la Péninsule des Terres Basses) et les roches volcaniques de Baie Rouge (cf. § 2.4) est aussi probablement tectonique, comme l'est celui des calcaires avec les tufs complètement hydrothermalisés des Mornes Rouges.

Il est donc fortement probable que la partie inférieure de l'unité n'affleure pas dans la Péninsule des Terres Basses ; elle serait alors représentée par les quelque 250 m de calcaires pararéclifaux traversés par le sondage SM4 (B.R.G.M. - Penarroya, 1972), calcaires qui se biseauteraient vers l'est pour disparaître au niveau de Kool Hill où, on l'a vu plus haut, des assises équivalentes à celles de la Falaise des Oiseaux sont directement transgressives sur les terrains éocènes.

La falaise de la pointe sud-est de la Baie Longue (sud de la Péninsule des Terres Basses) montre, à l'aplomb de l'hôtel Sabanna, une alternance de calcaires bioclastiques blancs en bancs métriques et de niveaux marneux pluridécimétriques. Un faciès identique est observé à 50 m du carrefour de la route qui longe les Mornes Rouges et de celle qui gravit les Mornes de Lake vers la Falaise des Oiseaux. Ces deux affleurements, situés structurellement au dessus des calcaires de la Falaise des Oiseaux, représentent les niveaux les plus élevés de l'unité des Terres Basses dans l'île de Saint-Martin. On les corrèle, par des critères biostratigraphiques qui seront discutés plus loin, avec les calcaires supérieurs de l'île de Tintamarre.

La série est affectée de pendages variés. Ils sont dominants vers le SW à Kool Hill, vers le NW dans la Péninsule de l'aéroport et vers le SE au nord de la Péninsule des Terres Basses, bien que, dans ces derniers secteurs, de nombreuses failles délimitent des compartiments aux pendages différents ; aucune orientation générale des pendages n'a pu être mise en évidence au sud de la vallée, due à une faille, qui divise la péninsule d'est en ouest (fig. 2). La série carbonatée de Tintamarre, quant à elle, pend globalement vers le SE.

Cette hétérogénéité des pendages, et la tectonique cassante parfois responsable de redoublements, rendent délicate l'évaluation de l'épaisseur de l'unité ; on peut néanmoins estimer que son maximum est de l'ordre de 300 m dans la Péninsule des Terres Basses et qu'elle se réduit à environ 60 m à Kool Hill.

### Biostratigraphie

a) La partie inférieure de l'unité n'affleure pas et est représentée par la série carbonatée, épaisse de 250 m, traversée par le sondage SM4 dans la Péninsule des Terres Basses. Il s'agit de calcaires micritiques blancs, plus ou moins argileux, riches en débris d'échinodermes, algues et, localement, en débris de polypiers. Les microfaunes sont largement dominées par les *Amphistegina* (qui peuvent parfois représenter 70 à 80% de la biophase) associées dans certains niveaux à de rares *Archaias*, *Elphidium*, *Discorbis*, *Baggina* et Miliolidés. *Miosorites americanus* a été identifiée à 240 et 200 m et de très rares foraminifères planctoniques (*Globigerina* sp., cf. *Globigerinoides* sp.) reconnus en lame mince à 180 m. Au dessus de ce dernier niveau, les microfaunes sont exclusivement composés d'espèces benthiques sans intérêt stratigraphique.

La présence de *Miosorites* et celle, bien que douteuse, de *Globigerinoides*, suggèrent que ces calcaires sont d'âge miocène, sans qu'il soit possible de mieux préciser.

b) Les calcaires transgressifs qui affleurent à Kool Hill et Kool Baai sont des représentants typiques de sédiments déposés dans un contexte de lagon d'arrière-récif. Ils recèlent en effet de très riches microfaunes de foraminifères benthiques à test porcelané, composées de fréquents Péneroplidés tels *Miosorites americanus*, *Archaias angulatus*, *Peneroplis proteus*, *Praerhapydionina* sp. et de Miliolidés. Quelques interbanes marneux ont livré de très rares *Globigerinoides trilobus* (A. Mascle et G. Nely, 1980) et des ostracodes dont l'association correspond, d'après W.A. Van den Bold (1970, 1971) à la Zone à *Globigerinatella insueta* de l'échelle des foraminifères planctoniques.

Un faciès absolument identique est observé vers la partie médiane de la série de la péninsule de l'aéroport, ainsi qu'à la base de la pointe sud de la péninsule des Terres Basses (hôtel Sabanna). Il représente donc un repère intéressant dans des séries calcaires monotones et homogènes à *Amphistegina* et *Miosorites*, qui caractérisent par ailleurs la quasi intégralité des calcaires de la partie nord des Terres Basses (fig. 4).

c) Les termes les plus élevés de cette unité correspondent au sommet de la série de la Péninsule des Terres Basses, dans sa partie nord comme dans sa partie sud. Dans ce dernier secteur (hôtel Sabanna), ils sont situés quelque 10 m au dessus du niveau-repère à Péneroplidés qui vient d'être décrit. Il s'agit d'alternances de calcaires et de marnes qui témoignent de conditions de dépôt plus océaniques que celles estimées pour les assises sous-jacentes.

Ils sont attribués précisément à la Zone à *Globigerinatella insueta* grâce à une microfaune planctonique comprenant *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber*, *G. bisphaericus*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia peripheroronda*, *G. mayeri*, *Globigerinatella insueta* ; les foraminifères benthiques sont représentés par de fréquents *Amphistegines* associées ici à "*Operculinoides*" *cojimarensis*.

d) La série carbonatée de Tintamarre, dont environ 70 m sont visibles à l'affleurement, est illustrée par une coupe levée dans l'est de l'île, au Trou de la Chauve-Souris (Mice Hole) (cf. fig. 2 et fig. 5a). Les biofaciès, sensiblement différents de ceux reconnus à Saint-Martin, sont caractérisés par de riches faunes d'oursins, gastéropodes, polypiers, algues et grands foraminifères benthiques ; les microfaunes planctoniques sont généralement bien représentées et parfois même abondantes, suggérant des milieux de dépôt de plate-forme circalittorale, voire de pente d'avant-récif.

Les associations de grands foraminifères benthiques subissent quelques modifications au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. Si *Miogyssina antillea* est présente dans toute la coupe, les Lépidocyclines (*Lepidocyclina canellei*, *L. mantelli*) sont restreintes à ses 40 mètres inférieurs (c'est-à-dire aux calcaires massifs de base et à la séquence essentiellement marneuse qui leur est subordonnée). *Eulepidina undosa* est surtout représentée dans les calcaires de base et, à l'état de rares débris, dans les 2/3 inférieurs de la séquence marneuse.

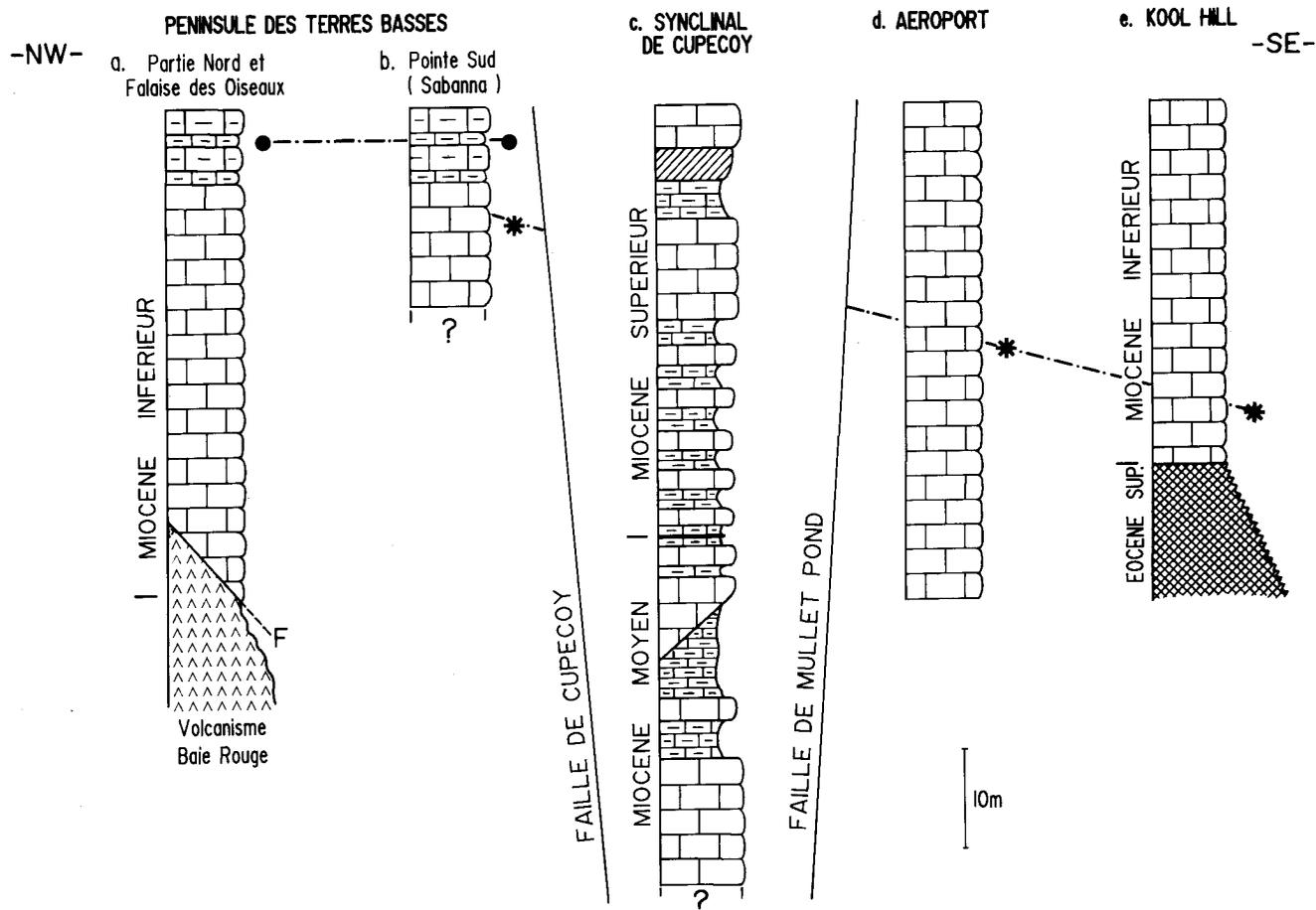


Fig. 4.- Rapports stratigraphiques et structuraux entre les formations néogènes.  
a : Péninsule des Terres Basses ; b : synclinal de Cupecoy ; c : aéroport ; d : Kool Hill (mêmes figurés que pour la figure 5).

"Operculinoides" panamensis et "O." cojimarensis sont associées dans la partie inférieure de la coupe, alors que cette dernière espèce seulement a été identifiée plus haut. Enfin, quelques exemplaires de Miosorites americanus et Archaias angulatus apparaissent dans les calcaires formant les 30 derniers mètres de la série.

Une évolution comparable est enregistrée par la microfaune planctonique : les 40 mètres inférieurs ont livré Globorotalia mayeri, G. obesa, G. cf. peripheroronda, Globigerinoides altiapertura, G. ruber, G. trilobus, Globoquadrina altispira, G. globosa, Globigerinatella insueta, Globigerinita naparimaensis, Hastigerina praesiphonifera ; la partie supérieure de la coupe voit l'apparition de fréquentes Globigerinoides bisphaericus, d'exemplaires typiques de Globorotalia peripheroronda, Globigerinoides obliquus et de rares Globorotalia praescitula et Sphaeroidinellopsis disjuncta, alors que Globigerinoides altiapertura n'y est plus représentée.

En résumé, deux types d'associations peuvent être distinguées à Tintamarre (fig. 5a) :

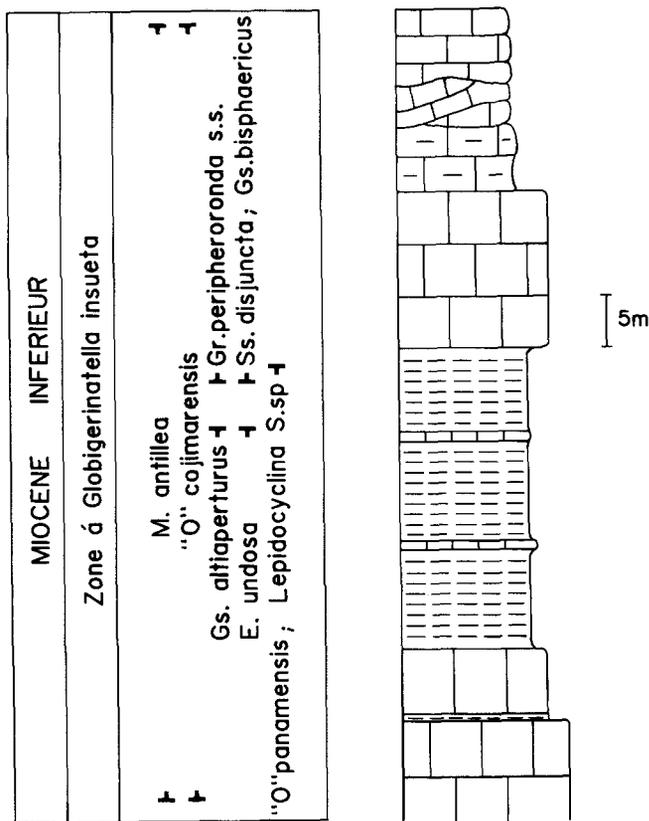
– une association à Miogypsina antillea, "Operculinoides" panamensis, Lepidocyclina et Globigerinoides altiapertura, correspondant aux calcaires de bases et à la séquence marneuse. La même microfaune caractérise les calcaires massifs de l'îlet Pinel ;

– une association à Miogypsina antillea, "Operculinoides" cojimarensis, Miosorites americanus et Globigerinoides bisphaericus, correspondant aux calcaires sommitaux. Son équivalent est représenté dans les niveaux supérieurs de l'unité des Terres Basses à Saint-Martin (cf. c).

Ces deux associations appartiennent à la Zone à Globigerinatella insueta (Miocène inférieur terminal) et illustrent de façon satisfaisante l'évolution de la microfaune à l'intérieur d'une unité biozonale dont la durée est estimée à 1,4 Ma (W.A. Berggren et al., 1985). Ainsi, la présence à la base de Globigerinoides altiapertura prouve qu'il s'agit ici de la partie tout à fait inférieure de la zone, celle de Globigerinoides bisphaericus au sommet indique, en l'absence de Praeorbulina sicana, la partie supérieure, mais non terminale, de la Zone à G. insueta.

Pour ce qui concerne les grands foraminifères benthiques et le calibrage de leurs extensions par les foraminifères planctoniques (P. Andreieff, 1985), cette étude apporte quelques précisions supplémentaires. Il apparaît maintenant que la disparition des Lépidocyclines et de "O" panamensis se produit approximativement au tiers-temps inférieur de la Zone à G. insueta ; dans ces conditions, la "Zone à Miogypsina antillea sans Lépidocyclines" correspondrait en fait à un intervalle comprenant les 2/3 supérieurs de la Zone à G. insueta et la Zone à Praeorbulina glomerata, et non pas à cette dernière zone seulement.

a. MICE HOLE (TINTAMARRE)



b. CUPECOY

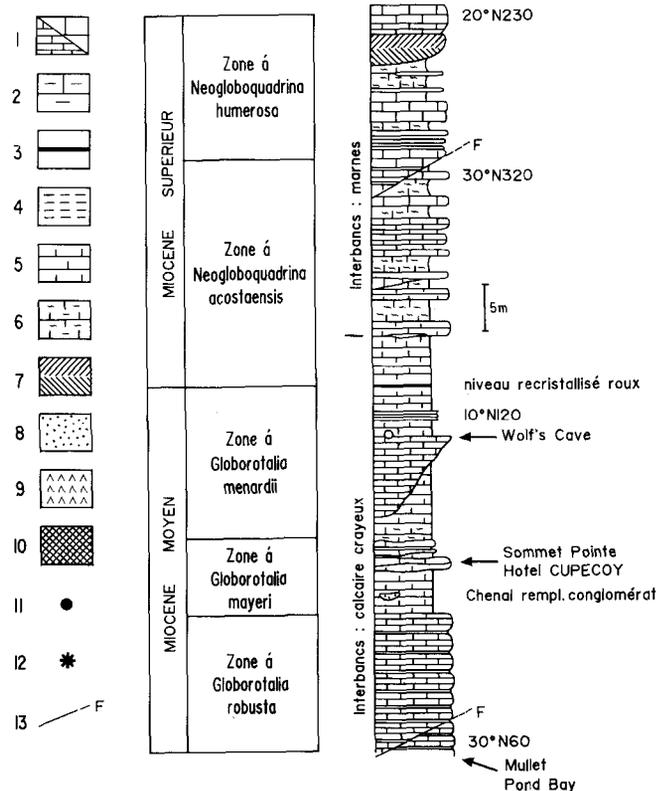


Fig. 5.- Coupes géologiques dans les formations carbonatées miocènes. a : Mice Hole (Trou de la Chauve-Souris) à Tintamarre ; b : Cupecoy.

1 : calcaire biodétritique massif ; 2 : calcaire marneux ; 3 : niveau recristallisé roux ; 4 : marnes ; 5 : calcaire crayeux ; 6 : calcaire argileux ; 7 : stratifications obliques et/ou entrecroisées ; 8 : grès, conglomérat ; 9 : volcanisme hydromagmatique de Baie Rouge ; 10 : formation sédimentaire éocène de Kool Baai ; 11 : Zone à *Globigerinatella insueta* ; 12 : niveau à Pénéroplidés ; 13 : faille.

Pour conclure :

– L'unité des Terres Basses appartient, dans son ensemble, au Miocène inférieur ;

– Sa base, révélée par le sondage SM4, n'a pu être datée avec précision par les foraminifères. Seule une recherche systématique des nannofossiles calcaires pourrait apporter des éléments nouveaux, bien que les quelques tests effectués se soient avérés négatifs ;

– En revanche, que ce soit à Saint-Martin, ou à Tintamarre, ses termes les plus élevés sont attribuables à la partie supérieure de la Zone à *G. insueta* et il est possible que, malgré des paléo-environnements différents, les séries qui affleurent dans les deux îles (et montrent d'ailleurs des épaisseurs comparables) soient biostratigraphiquement équivalentes ;

– Dans ces conditions, les calcaires de Kool Hill - Kool Baai et leurs homologues des péninsules de l'aéroport et des Terres Basses correspondraient à la séquence inférieure de Tintamarre et seraient donc rapportés à la partie inférieure de la Zone à *G. insueta*. Les données fournies par les ostracodes (W.A. Van den Bold, 1970, 1971) militent également en faveur de cette hypothèse ;

– Au nord-ouest de Cupecoy Bay, le contact entre

des calcaires massifs de l'unité des Terres Basses et la série pélagique Miocène supérieur de l'unité de Cupecoy (cf. infra) est déterminé par un accident majeur (faille de Cupecoy). Une interprétation erronée de ce contact - alors supposé normal - avait conduit P. Andreieff et al. (1981) à rapporter l'intégralité de la série néogène de Saint-Martin au Miocène supérieur ; cette attribution doit être évidemment rejetée pour ce qui concerne l'unité des Terres Basses.

### 3.2 - Unité de Cupecoy

Les falaises basses qui bordent la côte sud-ouest de l'Isthme de Cupecoy à partir de Mullet Pond Bay font affleurer une série carbonatée de 80 m d'épaisseur, qui constitue le flanc sud-est d'un synclinal asymétrique. Le cœur de ce synclinal forme la pointe sud-est de Cupecoy Bay. Son flanc nord-ouest constitue les 40 m supérieurs de la "coupe de Cupecoy Bay" décrite et datée du Miocène supérieur par P. Andreieff et al. (1981) ; il est interrompu par la faille de Cupecoy qui le met en contact avec les calcaires de l'unité des Terres Basses, correspondant aux 25 m inférieurs de la coupe de P. Andreieff et al. (op. cit.).

Les pendages relevés sur la côte nord-ouest de l'isthme sont, dans leur très grande majorité, dirigés vers son centre. L'isthme de Cupecoy est donc constitué d'une cuvette synclinale abaissée au

niveau des calcaires de l'unité des Terres Basses par la faille de Cupecoy Bay et les failles de Mullet Pond Bay (fig. 4).

Le flanc sud est du synclinal montre la succession lithologique suivante (fig. 5b) :

a) à la base (Mullet Pond Bay), des calcaires bioclastiques à cassure rose ou orangé, en bancs décimétriques à métriques. Épaisseur : 15 m ;

b) puis une trentaine de mètres de calcaires crayeux blancs admettant des intercalations de calcaires biodétritiques et des lentilles de calcaires bréchiques à débris de polypiers et éléments volcanoclastiques. Ces lentilles, qui semblent représenter des comblements de chenaux, sont de taille variable (de 1 à 10 m d'épaisseur) ;

c) 30 mètres de calcaires argileux roses alternant avec des bancs de calcaires bioclastiques. Certains interbancs sont franchement marneux et on observe plusieurs niveaux centimétriques à éléments volcaniques argilisés et quartz ;

d) enfin, une lentille de calcaire jaune à stratifications obliques, recouverte par un banc de calcaire bioclastique à cassure rose. Épaisseur : 7 m.

### Biostratigraphie

La série est la mieux exprimée sur le flanc sud est du synclinal. Tous les niveaux crayeux ou marneux ont livré de riches microfaunes planctoniques, qui témoignent d'une succession biostratigraphique complète allant du Miocène moyen (partie supérieure) au Miocène supérieur terminal. Ainsi :

— la base de la coupe (fig. 5b) est attribuée à la Zone à *Globorotalia robusta*, grâce à la présence du marqueur zonal et d'espèces telles *Globorotalia fohsi*, *G. mayeri*, *G. praemenardii*, *Sphaeroidinellopsidis disjuncta*, *S. multiloba*, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa* ;

— la Zone à *Globorotalia mayeri* est identifiée dès la base de la séquence crayeuse sus-jacente, qui a fourni une association caractérisée par de fréquentes *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia mayeri*, *G. menardii*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Sphaeroidinellopsidis multiloba* ;

— la disparition de *Globorotalia mayeri* et l'apparition de *G. linguaensis* sont notées 8 m plus haut, déterminant ainsi la Zone à *Globorotalia menardii* ; cette même zone est reconnue jusqu'aux niveaux crayeux immédiatement subordonnés à la grande lentille calcaire de Wolf's Cave ;

— six mètres au dessus de cette lentille, un niveau recristallisé roux, grossier, marque le passage au Miocène supérieur. L'association, qui comprend désormais *Neogloboquadrina acostaensis* (enroulement senestre), *G. menardii*, *G. linguaensis*, *G. scitula*, *Sphaeroidinellopsidis disjuncta*, *S. multiloba*, *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides obliquus*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Hastigerina siphonifera*, est attribuée à la Zone à *Neogloboquadrina acostaensis* ;

— les 40 m supérieurs de la coupe peuvent être aisément corrélés avec la série formant le flanc nord ouest du synclinal, déjà décrite par l'un d'entre nous

sous le nom de "coupe de Cupecoy". La succession biozonale y est la même et on pourra se reporter à P. Andreieff *et al.* (1981) pour plus de détails. Notons cependant que les quelque 10 mètres de marno-calcaires roses sous-jacents à la lentille à stratifications obliques et rapportés à la Zone à *Neogloboquadrina humerosa* (ex "Zone à *Globoquadrina dutertrei*"), ont été ici échantillonnés de façon plus complète : la présence, dans l'échantillon le plus élevé, de *Globorotalia gr. cibaoensis-margaritae* (s.l.) et l'enroulement dextre de *N. humerosa* et *N. acostaensis*, suggèrent que ce niveau appartient à la partie terminale de la Zone à *N. humerosa*, soit à la Zone M13 de W.A. Berggren *et al.* (1983), qui correspond aux 250 000 dernières années de l'époque Miocène (W.A. Berggren *et al.*, 1985) ;

— la lentille à stratifications obliques et la barre calcaire sommitale n'ont livré aucune microfaune significative. On considère ici qu'elles appartiennent au Miocène terminal, bien que, en toute rigueur, un âge plus jeune ne puisse être exclu.

L'unité de Cupecoy voit donc son registre stratigraphique sensiblement élargi ; ses 80 m de sédiments reconnus à l'affleurement se sont déposés depuis la mi-temps du Miocène moyen jusqu'à la fin du Miocène supérieur, pendant environ 7 Ma, entre 12 et 5,5 Ma. Aucune discontinuité n'a été identifiée dans une série biostratigraphiquement complète, ce qui suggère une sédimentation continue à un taux moyen de 12 m par Ma.

Les milieux de dépôt sont attribués à un contexte de talus d'avant récif. Les intercalations, en lentilles et bancs, de calcaires bioclastiques à algues et polypiers témoignent en effet de la proximité de constructions récifales dont les produits de démantèlement sont venus se résédimer en contre-bas ; il en est de même pour les microfaunes benthiques ("*Operculinoides*" *cojimarensis*, Amphistégines), toujours minoritaires par rapport aux planctoniques, qui ont été reconnues dans certains niveaux marneux ou crayeux.

## 3 - Métamorphisme et tectonique

Devant faire l'objet de travaux spécifiques ultérieurs, nous ne parlerons ici que de l'incidence des phénomènes métamorphiques et tectoniques sur les problèmes de stratigraphie. Des renseignements déjà détaillés sur ces thèmes ont été publiés par R.A. Christman (1953), H. Solomiac (1974) et J.R. Bonneton et J.M. Vila (1983).

### 1 - Métamorphisme

Les plutons et crypto-pluton oligocènes ont, nous l'avons déjà indiqué à plusieurs reprises, provoqué l'hydrothermalisation des assises éocènes de l'île sur une grande échelle.

Au contact immédiat avec les plutons, le métamorphisme de contact a créé des cornéennes sombres et homogènes, à grenat - clinopyroxène, ou biotite - hornblende - clinopyroxène, ou encore cordiérite - hyperstène (par exemple à Fort Hill, ouest de Philipsburg : J.R. Bonneton et J.M. Vila,

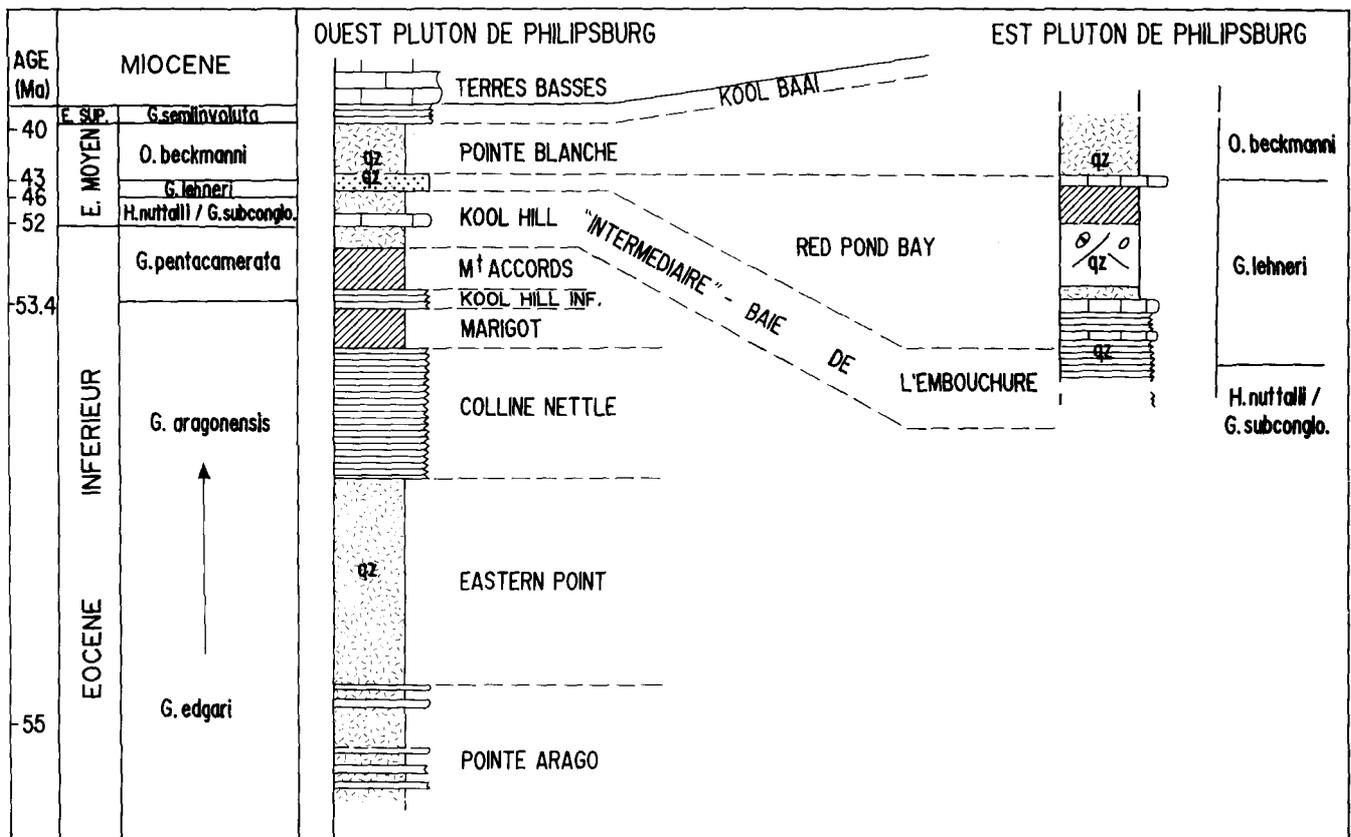


Fig. 6.- Corrélation entre les unités éocènes à l'est et à l'ouest du pluton de Philipsburg (mêmes figurés que pour la figure 3).

1983). Elles ont bien souvent été interprétées à tort comme un manchon de lave autour des roches grenues (A. de Reynal, 1966 ; H. Solomiac, 1974).

Dans l'auréole métamorphique suivante, caractérisée par le développement de l'épidote, tous les faciès de tufs lités de quelque origine et d'âge que ce soit, ont pris le faciès métamorphique "Pointe Blanche". Ce phénomène de convergence de faciès est à l'origine de l'erreur faite par l'ensemble des auteurs ayant travaillé jusque là sur Saint-Martin en considérant l'antériorité stratigraphique de tous les tufs lités de faciès "Pointe Blanche". Nous avons vu au paragraphe 1-9 qu'en fait la plupart des formations ayant cet aspect occupent une position stratigraphique très élevée dans la série. Inversement, les tufs de la Pointe du Bluff, de faciès "Pointe Blanche", constituent peut-être les formations les plus anciennes de l'île (cf. paragraphe 1-1).

Seul un secteur limité, englobant Kool Hill et l'îlet Nettlé (cf. fig. 2), a échappé aux effets intenses du métamorphisme de contact (absence de l'épidote). C'est la raison pour laquelle ces deux secteurs ont pu fournir des microfaunes bien conservées.

## 2 - Tectonique

Il était difficile de se faire une idée générale de la tectonique de l'île, et surtout de son ampleur, avant que la colonne stratigraphique de l'île ne soit établie.

Aujourd'hui, les redoublements repérés au sein de l'unité de Red Pond Bay le long de la côte atlantique sud, impliquent la présence d'accidents ayant joué verticalement peut-être sur plusieurs

centaines de mètres. Ils sont probablement orientés NE-SW conformément à la direction tectonique dominante de l'île (J.R. Bonneton et J.M. Vila, 1983).

On remarquera enfin que l'île a basculé vers le sud, comme à Saint-Barthélemy (D. Westercamp et P. Andreieff, 1983), durant l'Oligocène inférieur.

## 4 - Conclusions

### 1 - Paléogène

Alors que les témoins d'une sédimentation au cours de l'Eocène sont rares dans les Petites Antilles, et toujours représentés par des affleurements dispersés et stratigraphiquement limités, Saint-Martin offre au contraire une série paléogène exceptionnellement développée (fig. 6). Elle débute à l'Eocène inférieur, à une période qui n'a pu être déterminée avec précision mais qui doit s'inscrire à l'intérieur d'un intervalle compris entre 57 et 55 Ma., pour se terminer à l'Eocène supérieur basal vers 38-40 Ma. Pratiquement toutes les zones de foraminifères planctoniques ont été identifiées, depuis la Zone à *Globorotalia aragonensis* (Colline Nettlé) jusqu'à la Zone à *Globigerinatheka semivoluta* (Kool Hill - Kool Baai). La série est donc virtuellement complète sur le plan biostratigraphique et on peut estimer alors que son dépôt a duré environ 20 Ma.

L'évolution des âges des différentes unités, de plus en plus jeunes en se déplaçant vers le SE, est conforme à la structure monoclinale de cette série paléogène. C'est ainsi que les calcaires néritiques de

l'unité de la Pointe Arago en représentent le terme le plus ancien, ce qui est attesté par leur microfaune caractérisée par *Ranikothalia*, pour la première fois signalée dans les Petites Antilles.

Les dépôts sont ensuite essentiellement pélagiques. Les calcaires à grands foraminifères de l'unité de Red Pond Bay constituent en effet une exception ; ils témoignent de l'existence d'une plate-forme carbonatée dont l'installation, limitée à l'est de l'île, est vraisemblablement liée à la proximité des reliefs volcaniques puisque, plus à l'ouest, les niveaux synchrones sont de type pélagique. Cet épisode néritique sera néanmoins de courte durée car restreint à la seule Zone à *Globorotalia lehneri* (46-43 Ma), soit à la même période qui a vu le dépôt, dans des conditions similaires, de la série éocène affleurant dans l'île voisine de Saint-Barthélemy.

La "formation Pointe Blanche" des anciens auteurs correspond donc à une série diversifiée, bien qu'elle ait été généralement considérée comme une entité, tant du point de vue lithologique que biostratigraphique. Ceci peut en partie s'expliquer par les effets du métamorphisme lié aux intrusions dioritiques, qui se traduisent par une homogénéisation des faciès des encaissements aux alentours des plutons : toute séquence régulièrement litée en petits bancs décimétriques, quel que soit son âge, prendra alors un "faciès Pointe Blanche" identique à celui qui caractérise la localité éponyme. Aussi convient-il de restreindre l'appellation d'unité de Pointe Blanche aux seules assises d'âge Eocène moyen terminal, affleurant notamment dans le sud de l'île.

Une autre cause d'erreur d'interprétation stratigraphique est due à la présence, principalement dans les unités récentes (partie intermédiaire de Kool Hill, Red Pond Bay, Pointe Blanche), de blocs de calcaires qui ne peuvent avoir valeur de datation pour la formation qui les englobe. En effet, dans une configuration de séries volcaniques mises en place selon des processus hydro-explosifs de type interne (ou encore phréatomagmatiques), les éléments arrachés aux assises sous-jacentes sont fréquents voire abondants. L'exemple le plus démonstratif est illustré par le système maar-diatrème de Kay Bay (unité de Pointe Blanche) : dans la brèche volcanique intrusive on peut aussi bien trouver des masses plurimétriques et des blocs de calcaires de faciès variés (calcaires pélagiques de l'unité de Kool Hill, calcaires néritiques de type Red Pond Bay) dont l'âge n'est pas celui du volcanisme daté par ailleurs grâce à l'intercalation de dépôts tuffitiques entre les bancs de cendres hyaloclastiques du maar (calcaires volcanoclastiques à grands foraminifères benthiques).

Le volcanisme domine l'approvisionnement en matériaux de la série éocène depuis sa base (57-55 Ma) jusqu'au passage entre l'unité de Pointe Blanche et celle de Kool Baai, daté vers 40 Ma. Au cours de ces quelque 15 Ma d'activité volcanique relativement continue, l'île enregistre deux séquences d'évolution pétrographique et minéralogique comparable, depuis des séries à laves plutôt basiques, caractérisées par la présence de clinopyroxène, jusqu'à des séries acides caractérisées par une minéralogie à quartz et hornblende (séquence 1 : unités de Pointe Arago et d'Eastern Point ; séquence 2 : unité des Andésites de Marigot

à unité de Pointe Blanche). En même temps que se succèdent ces deux séquences éruptives, classiques de l'activité des îles de l'arc externe (Saint-Barthélemy : D. Westercamp et P. Andreieff, 1983 ; Antigua : A. Mascle et D. Westercamp, 1983) comme de l'arc interne (D. Westercamp, 1979, 1988), le front volcanique se déplace apparemment du N.NW vers le S.SE. Ce sens de déplacement n'est conforme, ni à celui noté au niveau de l'île pourtant toute proche de Saint-Barthélemy, ni au sens de la convergence des plaques à cette époque et à cette latitude (Ph. Bouysse, comm. pers.). Des mouvements de rotation différentielle des microblocs insulaires, dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, ont peut-être eu lieu avant la phase éruptive oligocène.

Dix millions d'années séparent la fin de la phase d'activité volcanique éocène de la mise en place des magmas oligocènes vers 30 Ma. Pendant cette période de cessation du volcanisme, l'île bascule d'environ 30° vers le SSE, en liaison (?) avec l'hypothétique mouvement de rotation suggéré ci-dessus. Les plutons oligocènes - d'anciennes chambres magmatiques au moins pour l'un d'entre eux (origine des pyroclastites, mises en place sous l'eau, de Baie Rouge) - provoquent dans l'encaissant d'importants phénomènes métamorphiques et des déformations mineures.

## 2 - Néogène

La série Néogène, quant à elle, voit aussi son extension stratigraphique sensiblement élargie puisque les deux unités qui la constituent se sont respectivement déposées au cours du Miocène inférieur (entre 17,5 et 16,5 Ma pour la partie affleurante) et depuis le Miocène moyen jusqu'au Miocène terminal (ca. 12 à 5,5 Ma). Son évolution bio et lithostratigraphique montre de nettes similitudes avec celle qui a marqué la sédimentation néogène de Saint-Croix (Iles Vierges), située 170 km plus à l'ouest (cf. P. Andreieff *et al.*, 1986).

Dans les deux îles, en effet, les premiers dépôts représentés à l'affleurement se sont formés vers la fin du Miocène inférieur dans une ambiance pararéefale : les calcaires de l'unité des Terres Basses, et plus particulièrement ceux de Tintamarre et de l'îlet Pinel, correspondent du point de vue lithologique et biostratigraphique (Zone à *Globigerinatella insueta*) aux niveaux carbonatés de la partie supérieure de la formation Jealousy, voire de la base de la formation Kingshill à Saint-Croix. De la même façon, l'établissement du régime pélagique au cours du Miocène moyen a été virtuellement synchrone : il s'est fait vers 12,5 Ma (partie supérieure de la Zone à *Globorotalia lobata*) à Saint-Croix et vers 12 Ma (Zone à *G. robusta*) à Saint-Martin, pour s'arrêter en même temps dans les deux îles à la fin du Miocène (ca. 5,5 Ma). En revanche, les calcaires de plate-forme, rapportés au Pliocène inférieur et qui terminent la formation Kingshill de Saint-Croix, n'ont pas été identifiés à Saint-Martin.

Le contact entre les assises essentiellement pélagiques du synclinal de Cupecoy et les calcaires pararéefaux de l'unité des Terres Basses est d'ordre tectonique. Il n'est donc pas possible, en l'absence de forage, de savoir si le hiatus de quelque 5 Ma qui apparaît entre ces deux unités correspond à une

absence de dépôt ou s'il existe, comme c'est le cas à Saint-Croix, une série de calcaires de plate-forme sous-jacente aux sédiments pélagiques et d'âge compris entre 16,5 et 12 Ma.

## Références bibliographiques

ANDREIEFF P. (1985).- Stratigraphic range of Caribbean larger foraminifera from Oligocene to Pliocene : state of knowledge in 1985. In A. Mascle (ed.) : *Symposium Géodynamique Caraïbes*, ed. technip, pp. 99-100.

ANDREIEFF P., BIZON G. BOUYSSSE Ph. (1981).- Révision de l'âge des formations sédimentaires de l'île de Saint-Martin : implications sur la chronologie du volcanisme de l'arc insulaire des Petites Antilles. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 592, II, pp. 79-82.

ANDREIEFF P., BONNETON J.R., VILA J.M., WESTERCAMP D. (1984).- Découverte de Paléocène supérieur à Anguilla, à l'extrémité nord de l'arc des Petites Antilles. *10ème Réun. Ann. Sci. Terre*, Bordeaux, 1 p.

ANDREIEFF P., MASCLE A., MATHIEU Y., MULLER C. (1986).- Les carbonates néogènes de Sainte-Croix (Iles Vierges). Etude stratigraphique et pétrographique. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 41, 3, pp. 335-349.

ANDREIEFF P., WESTERCAMP D. (1981).- Projet ARCANTE. Rapport de mission dans les îles du banc d'Anguilla - Saint-Barthélemy. Rapport B.R.G.M., SGN/GEO 161, 14 p. (Inédit).

BERGGREN W.A., AUBRY M.P., HAMILTON N. (1983).- Neogene magnetobiostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). *Init. Rep. DSDP*, 73, pp. 675-713.

BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J. (1985).- Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In N.J. SNELLING (ed.) : *The chronology of the geological record*. *Geol. Soc. London*, Mem. 10, pp. 141-195.

BERGGREN W.A., KENT D.V., VAN COUVERING J.A. (1985).- Neogene geochronology and chronostratigraphy. *Ibid.*, pp. 211-260.

BOLD W.A. Van den (1970).- Ostracodes of the lower and middle Miocene of St Croix, Saint-Martin and Anguilla. *Carib. Journ. Sc.*, 10, 1-2, pp. 35-61.

BOLD W.A. Van den (1971).- Distribution of Ostracodes in the Oligo-Miocene of the Northern Caribbean. *Trans. 5th Carib. geol. Conf., Geol. Bull.*, 5, p. 123-128, Queen's College Press.

BOLLI H.M., SAUNDERS J.B., PERCH-NIELSEN K. (ed.) (1985).- *Plankton Biostratigraphy*. Cambridge Univ. Press, 1032 p.

BONNETON J.R., VILA J.M. (1983).- Données géologiques nouvelles à l'île de Saint-Martin (Petites Antilles). *Bull. Soc. géol. Fr.* (1), 25, 6, pp. 867-871.

BRIDEN J.C., REX D.C., FALLER A.M., TOMBLIN J.F. (1979).- K-Ar geochronology and paleomagnetism in the Lesser Antilles arc. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 291, pp. 485-528.

BUTTERLIN J. (1973).- Problèmes concernant la répartition stratigraphique et les relations phylétiques des Macroforaminifères du Paléogène de la région des Caraïbes. *II Congr. Latino-Americano Geol.*, Caracas 1973, Symposium sobre el paleogeno (préirage), 16 p.

BUTTERLIN J. (1981).- Claves para la determinacion de macroforaminiferos de Mexico y del Caribe, del Cretacio superior al Mioceno medio. Instituto Mexicano del Petroleo, 219 p.

CHRISTMAN R.A. (1953).- Geology of Saint-Bartholomew, Saint-Martin and Anguilla, Lesser Antilles. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 64, pp. 65-96.

DROOGER C.W. (1951).- Foraminifera from the Tertiary of Anguilla, Saint-Martin and Tintamarre (Leeward Islands, West Indies). *Kon. Neder Ak. Wetn.*, (B), 54, 1, pp. 54-65.

GADALIA A., GSTALTER N., WESTERCAMP D. (1988).- La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, Petites Antilles : identité pétrographique, volcanologique et géodynamique. *Géol. de la France*, ce numéro.

MASCLE A., NELLY G. (1980).- Etude des séries sédimentaires éocènes et miocènes de Saint-Martin et Saint-Barthélemy (Antilles Françaises). Rapport IFP 28275, 30 p. (inédit).

MASCLE A., WESTERCAMP D. (1983).- Géologie d'Antigua, Petites Antilles. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 25, 6, pp. 855-866.

MOLENGRAAF G.A.F. (1931).- De geologie van Nederlansch West Indie : Saba, Saint Eustasius and Saint Martin. *Leid. Geol. Med.*, 5, pp. 715-739.

NAGLE F., STIPP J.J., FISHER D.E. (1976).- K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, pp. 401-412.

REYNAL A. de (1966).- Carte géologique de la France, Département de la Guadeloupe à 1/50.000, feuille de Saint-Martin, Tintamarre et notice explicative. Ed. B.R.G.M., Paris.

SOLOMIACH. (1974).- La géologie et la métallogénie des îles de Saint-Martin (zone française) et de Saint-Barthélemy. 7ème Conf. Géol. Caraïbes (30 juin-12 juillet 1974) ; Livret-guide d'excursions dans les Antilles Françaises, pp. 95-124. Ed. B.R.G.M., Orléans.

WESTERCAMP D. (1979).- Diversité, contrôle structural et origine du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2), IV, 3/4, pp. 211-226.

WESTERCAMP D. (1988) ; Magma generation in the Lesser Antilles : Geological constraints, *Tectonophysics*, 149, pp. 145-163.

WESTERCAMP D. ANDREIEFF P. (1983).- Saint-Barthélemy et ses îlets, Antilles Françaises : stratigraphie et évolution magmato-structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 25, 6, pp. 873-883.

WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYSSSE Ph., MASCLE A., BAUBRON J.C. (1985).- Géologie de l'archipel des Grenadines (Petites Antilles méridionales). Etude monographique. *Documents du B.R.G.M.*, n° 92, 198 p.

WESTERMANN J.H. (1949).- Overzicht van de geologische en mijnbouwkundige Kennis des Nederlandse Antillen ; *Kon. Ver. Indisch Inst.*, 85, 168 p.