

Thèse non corrigée

50376
1996

n° d'ordre : 1881 499

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
DE LILLE**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GEOLOGIE ET
GEOCHIMIE SEDIMENTAIRE**

par

CHRISTOPHE BURET

**LES BASSINS SEDIMENTAIRES D' UN DOMAINE
AVANT-ARC :
LA MARGE ACTIVE DE NOUVELLE-ZELANDE**

Soutenue le 16/12/96 devant la commission d'examen :

Président :	J. Ferrière
Rapporteurs :	J.C. Faugères M. Tardy
Examineurs :	H. Chamley F. Chanier J.Y. Collot J.N. Proust

SCD LILLE 1



D 030 191986 8

AVIS DU JURY SUR LA REPRODUCTION DE LA THESE SOUTENUE

(Article 3 de l'arrêté du 25 septembre 1985)

- 1) Titre de la thèse :
LES BASSINS SEDIMENTAIRES D'UN DOMAINE AVANT-ARC : LA
MARGE ACTIVE DE NOUVELLE-ZELANDE
- 2) Nom de l'auteur et prénom : Mr BURET CHRISTOPHE
- 3) Président du Jury : J. FERRIERE - Professeur -
- 4) Membres du jury :
J. FERRIERE
J.C. FAUGERES
M. TARDY
H. CHAMLEY
F. CHANIER
J.Y. COLLOT
J.N. PROUST
- 5) Date de la soutenance : 16-12-1996
- 6) Reproduction de la thèse soutenue : (barrer les mentions inutiles)

- ~~thèse pouvant être reproduite en l'état~~
- ~~thèse ne pouvant être reproduite~~
- thèse pouvant être reproduite après corrections
suggérées au cours de la soutenance

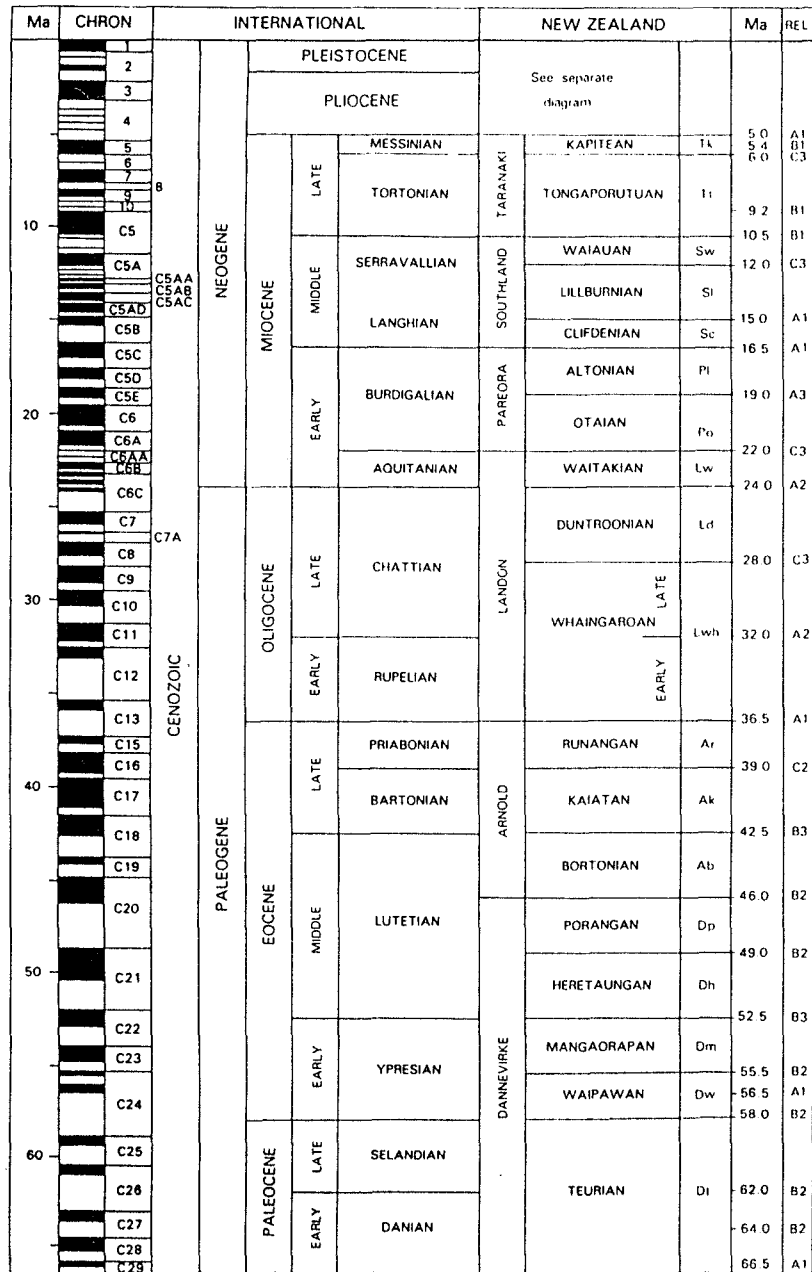
NON CORRIGÉE LE 30 MARS 2000.
DATE DE MISE À DISPOSITION
DU PUBLIC
SERV. DE LA REPRODUCTION
C. U. S. T. P. S.
59 59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

Villeneuve d'Ascq le

16 / 12 / 96

Signature du Président de Jury





143 955

50376
1996
499

n° d'ordre : 1881

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GEOLOGIE ET
GEOCHIMIE SEDIMENTAIRE

par

CHRISTOPHE BURET



LES BASSINS SEDIMENTAIRES D' UN DOMAINE AVANT-ARC : LA MARGE ACTIVE DE NOUVELLE-ZELANDE

Soutenue le 16/12/96 devant la commission d'examen :

- | | |
|---------------|--|
| Président : | J. Ferrière |
| Rapporteurs : | J.C. Faugères
M. Tardy |
| Examineurs : | H. Chamley
F. Chanier
J.Y. Collot
J.N. Proust |



AVANT - PROPOS

Voici donc le moment tant attendu, après des années de travail et des mois de gestation, de pouvoir enfin remercier ceux qui, proches ou moins proches, ont d'une façon ou d'une autre participé à l'élaboration de ce travail.

Je commencerai par les organismes qui ont contribué au financement des missions de terrain ou du travail en laboratoire : le laboratoire de sédimentologie et géodynamique a été la structure d'accueil mais aussi de financement durant mon séjour à l'Université de Lille I, l'U.R.A. 719 dont le directeur Hervé Chamley m'a permis en particulier d'obtenir un financement *Naturalia Et Biologia* et L'Université des Sciences et Technologies de Lille qui a contribué en partie au financement des deux missions de terrain de 1993 et 1995. Ces dernières ont reçu le soutien en particulier du Ministère des Affaires Etrangères et du programme GÉODYN3.

De nombreuses personnes sont aussi à remercier ; une liste complète est difficile à établir j'essaierai d'en oublier le moins possible!!

Jacky Ferrière et Frank Chanier: je n'ai pas réussi à vous dissocier tant vous m'avez apporté durant toute cette période, avec cette complémentarité qui vous caractérise. Que ce soit sur le terrain ou au laboratoire (et je ne parlerai pas de la rédaction !), vous avez fait preuve d'une efficacité redoutable tant sur le plan scientifique qu'humain. Votre disponibilité a été sans faille. Je pense savoir maintenant ce qu'est une bonne formation à la recherche et j'espère pouvoir en tirer les nombreuses leçons inculquées.

Jean-Noël Proust : cette thèse n'aurait sans doute pas la même forme (ni le même fond) sans ta participation à la mission 1995. J'ai pris conscience de mon "inculture" en matière de faciès sédimentaires. Je dois aussi te remercier de ta précieuse aide pour mes recherches bibliographiques. Je sais que tu es un homme très occupé alors merci encore pour le temps consacré à mon travail. La "raccaille étudiante" te le rendra.

Michel Dubois : il aura fallu un spécialiste des inclusions fluides pour apporter des réponses mathématiques à mes problèmes de décompaction de colonnes sédimentaires. Ton aide à l'élaboration du programme informatique *SUBSILOG* m'a soulagé de longs et fastidieux calculs. Sois-en remercié car tu n'y as pas ménagé ni ton temps, ni tes compétences.

Les membres du jury : je vous remercie très sincèrement d'avoir bien voulu juger ce travail, que ce soit en qualité de rapporteur pour Messieurs Jean-Claude Faugères ou Marc Tardy ou d'examineur pour Jean-Yves Collot et Hervé Chamley. J'en profite pour vous remercier, Hervé de m'avoir accueilli au sein de l'U.R.A.719 et de m'avoir accordé le trop peu de temps disponible, en raison de vos nombreuses activités, pour discuter des problèmes d'argiles et de ma thèse plus généralement.

Les "spécialistes": Jean-Luc Potdevin a été, tout au long de cette thèse, pourvoyeur de conseils avisés, que ce soit en informatique (ma connaissance de départ était plutôt limitée voire inexistante) ou au plan scientifique où son regard critique sur les questions posées, soulève de vrais problèmes. Martine Buatier a porté elle-aussi ce même regard critique en ce qui concerne notamment les interprétations de mes analyses d'argiles.

Je remercie également Jean-François Deconinck et François Thiebault de leur aide pour l'interprétation des diffractogrammes.

Merci à Jean-Luc Schneider pour son aide efficace sur "ses" sédiments volcanogènes.

La "dream team": merci à Geoffroy Mahieux, Anthony Le Ruyet et Lhoussain Hassouta pour leur précieux coup de main notamment pour la "partie artistique" (iconographie du mémoire) et le collage

final. Vous êtes le "sang neuf" dont un laboratoire -et parfois... certains de ses membres!- a besoin en permanence...

Les labos : merci à tous pour cette sympathique ambiance, Béatrice, Béatrice 2, Monique, Bernadette, Daniel, Martial, Jean-Marie, etc...

Le "staff technique" : c'est une denrée rare, ce dont on ne prend pas assez conscience. Le personnel technique du Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique (Philippe Recourt, Nelly Pernot et Deny Malengros) ont effectué un gros travail sur les analyses d'argiles. Christine Mulier (ma Kiki) a fourni un travail de frappe formidable sans compter toute l'"intendance" assurée au sein du laboratoire... Merci pour tout Christine. Je n'oublie pas la "famille Rouzé" (le "PPT" mais grand par ses qualités), Rolande et Philippe, dont les qualités humaines et professionnelles se sont plus à démontrer tant pour l'enseignement (Roro) que pour les photocopies et tirages offset (Bill).

Que Jean Carpentier, pour la réalisation des travaux de photographie, Pierre Dorn, pour la confection des lames minces, Franck Duthoit pour les recherches bibliographiques et Martyne Boquet pour certains dessins soient également remerciés : La qualité de leur apport est le témoin de leur compétence et de leur conscience professionnelle. Merci aussi à tous les autres membres techniques et administratifs du laboratoire : Eliane, Miguel, Françoise, Thérèse...

Le "staff informatique" : merci à toi Nelly et bien-sûr à toi Jean-Luc pour votre aide sur le plan informatique. A régler des "petits problèmes quotidiens", on se rend compte très vite que vous effectuez un travail de fond, lourd à gérer certes, mais géré efficacement !

Les hydros : le café n'y est pas toujours bon chez eux, mais un petit détour dans leur sombre couloir m'a fait découvrir Christian Lamouroux, Pierre Braccq, Barbara Louche et Anne-Sophie Brunin pour ne citer qu'eux, de sympathiques personnes qui, si si, valent ce fameux détour. Merci Anne So pour ton aide sur CANVAS.

Les amis : je parle ici des amis qui m'ont accompagné tout au long de ma thèse, Jean-Yves et Béatrice, Pascal, Abder, Abdes, Christian, Rigobert, Viviane, Corinne, Antoine, Christos, Patricia, Danièle, ...

Bordeaux 1 : mon virus pour la géologie m'a été inoculé par des gens comme J.C. Faugères, R. Griboulaud, C. Castaing, F. Odonne, B. Clément, Messieurs Prud'homme, Moyes, Peypouquet, Bobier, et tant d'autres que j'oublie ici, veuillez m'en excuser !

The new-zealanders : je remercie vivement et très sincèrement Martin Crundwell pour les déterminations de foraminifères qui ont constitué une base de données indispensable pour mon travail. Merci au Professeur P.F. Ballance de m'avoir chaleureusement accueilli dans son laboratoire de l'Université d'Auckland et permis d'accéder aux données bibliographiques non publiées.

Merci à tous les néo-zélandais, Doug, Mary ...et tous les fermiers de la côte Est de l'Île Nord qui nous permettent de traverser leurs propriétés afin que nous puissions travailler.

La famille : merci à mes parents en particulier qui, si je suis là devant cet écran d'ordinateur, y sont pour beaucoup. La famille m'a apporté un soutien non négligeable (en particulier Thierry et Fabrice) et je l'en remercie.

Sophie, Léa et Hugo : c'est à vous que je dédie ce travail, vous qui avez enduré la situation parfois difficile sans jamais un reproche (si peut-être en y réfléchissant bien).

RESUME

Bien qu'appartenant à une marge actuellement active (marge Hikurangi), le bassin avant-arc de l'île Nord de Nouvelle-Zélande émerge largement. Les variations enregistrées par la sédimentation néogène et quaternaire dans le domaine avant-arc émergé (incluant la Chaîne Côtière, correspondant à la partie haute du prisme d'accrétion) ont permis de mettre en évidence différentes étapes de développement des bassins depuis le début de la subduction Hikurangi vers 25 Ma.

Trois grands ensembles lithologiques, séparés par des discontinuités majeures, ont été reconnus. (1) Le premier ensemble est essentiellement constitué de dépôts silicoclastiques déposés en milieu profond (turbidites et silts massifs). Cette série d'âge Miocène (18-6 Ma environ) est transgressive et discordante sur une marge déformée lors du démarrage de la subduction. (2) Un deuxième ensemble est représenté par des calcaires et pélites d'âge pliocène (5-3 Ma environ) qui marque une diminution des paléotranches d'eau. (3) Un dernier ensemble, enfin, d'âge Pliocène supérieur - Quaternaire (3-0 Ma) présente des faciès diversifiés de milieux allant de la plate-forme interne au domaine littoral marin voire continental. Ces faciès montrent une cyclicité très nette.

Notre étude a permis de mettre en évidence une discontinuité majeure à la limite Mio-Pliocène (6-4 Ma) entre les ensembles (1) et (2). Cette discontinuité s'accompagne le plus souvent d'une lacune sédimentaire qui peut être très importante et d'une durée pouvant atteindre 6 à 8 Ma. De plus, la discontinuité est soulignée par une légère discordance angulaire (généralement 5 à 10°). La discontinuité observée entre les ensembles (2) et (3) est marquée par les premières arrivées conglomératiques majeures en provenance du secteur de la Chaîne Axiale.

Les courbes de subsidence réalisées sur une transversale de la marge ont permis de montrer que la période 6-4 Ma correspondait à un changement majeur de l'évolution des bassins. Le domaine avant-arc correspond d'abord à une marge en subsidence affectée de failles normales (érosion tectonique probable) puis à une marge en compression sur laquelle va se différencier un véritable bassin avant-arc limité par des bordures en soulèvement (Chaîne Axiale et Chaîne Côtière). Cette compression pourrait être liée au passage de la bordure du plateau Hikurangi (ou une autre aspérité majeure) dans la subduction puis au développement d'un prisme d'accrétion.

ABSTRACT

The forearc basin of the Hikurangi active margin is widely emerged on eastern North Island of New Zealand. Variations of Neogene to Quaternary sedimentation in the forearc domain (including the Coastal Ranges, highest ridge of the accretionary prism) led to determine different stages of basin development since the onset of Hikurangi subduction zone about 25 My ago.

The late Cenozoic series could be divided into three main lithological units separated by major discontinuities. (1) The first unit is mainly composed of siliciclastic deposits (turbidites and massive siltstones). This unit, of Miocene age (approx. 18-6 My), is transgressive and rests with an angular unconformity on older series deformed during the onset of subduction. (2) The second unit is represented by Pliocene limestones and siltstones (approx. 5-3 My) related to a sudden shallowing of paleowater depths. (3) The last unit, of late Pliocene to Quaternary age (3-0 My), presents various facies of shallow water (shoreface) to continental deposits with a cyclic organization.

This study led to outline a major unconformity between units (1) and (2) around the Miocene-Pliocene boundary (6-4 My). This discontinuity corresponds to a small angular unconformity (generally 5 à 10°) and is characterized by a stratigraphic gap sometimes very important (about 6 to 8 My long). The next unconformity, between units (2) and (3) is marked by the first major inputs of conglomerates issued from the Axial Ranges domain.

The analysis of subsidence evolution across the whole emerged margin (at latitude 39°S) shows that the 6-4 My interval corresponds to a major change in basins evolution. Before that time, the forearc domain corresponds to a subsiding margin affected by normal faulting (probably linked to tectonic erosion). Later, the margin is mainly compressive and it led to the formation of a "typical" forearc basin limited by uplifted borders (Axial Ranges and Coastal Ranges). This compressional episode could be linked to the subduction of the western edge of the Hikurangi Plateau (or another major asperity) then to the development of the present accretionary prism.

INTRODUCTION	7
---------------------------	---

CHAPITRE I :
INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU DOMAINE AVANT-ARC

I. LA MARGE ACTIVE HIKURANGI : CADRE GÉNÉRAL	9
A. La Nouvelle-Zélande dans le contexte du Pacifique SW	9
1. Le SW Pacifique : les limites de plaques actuelles.....	9
2. La Plaque Indo-Australienne	10
3. La Plaque Pacifique	12
B. Histoire géologique de la Nouvelle-Zélande	14
1. Le cycle orogénique Tuhua : Cambrien-Carbonifère p.p.	14
2. Le cycle orogénique Rangitata : Permien - Crétacé inférieur (290-100 Ma)	15
3. Le cycle orogénique Kaikoura : Crétacé supérieur - Actuel (100 - 0 Ma) ..	16
C. Le complexe de Subduction Hikurangi	19
1. Les grands ensembles morphostructuraux	19
2. Variations du dispositif	22
II. L'OBJET DE L'ÉTUDE : LE DOMAINE AVANT-ARC	22
A. Présentation	22
B. Les objectifs de l'étude.....	23
C. Les cibles géologiques retenues.....	25
D. Les méthodes utilisées	25
1. Le travail sur le terrain.....	26
2. Analyse des échantillons.....	26
3. Détermination et quantification des mouvements du substratum anté-néogène du ou des Bassin(s) du domaine Avant-Arc	27
III. CONCEPTION DU MEMOIRE	28
A. La terminologie utilisée	28
1. La nomenclature stratigraphique	28
2. La nomenclature sédimentologique	30
3. Les lieux géographiques	31
B. Le mémoire : organisation interne	33
1. Le plan adopté.....	33
2. L'illustration	35
3. Bibliographie	38

INTRODUCTION

L'étude portant sur la sédimentation du domaine avant-arc de Nouvelle-Zélande m'a été proposée par Jacky Ferrière et Frank Chanier lors de mon arrivée en 1992 au Laboratoire de Géologie Dynamique. Cette étude s'inscrit dans la continuité de celles antérieures débutées dans l'Ile Sud de Nouvelle-Zélande par Hervé Capelle (bassins sédimentaires proches de la Faille Alpine) et dans le Sud de l'Ile Nord par Frank Chanier (prisme d'accrétion).

Les études concernant les bassins sédimentaires font partie des thèmes développés en Sciences de la Terre à l'Université de Lille, au sein de l'équipe de "Sédimentologie et Géodynamique" (l'U.R.A. 719). La marge active Hikurangi est à ce titre particulièrement intéressante puisque le domaine avant-arc est pour partie émergé, ce qui offre l'avantage de pouvoir étudier à terre des sédiments marins syn-subduction néogènes et même quaternaires.

La Nouvelle-Zélande est située aux antipodes, à environ 2 000 km à l'Est de l'Australie. Ce pays est constitué de deux îles dites Ile du Sud et Ile du Nord, qui s'étendent sur plus de 1600 km entre 34°S et 48°S, constituant un pays de plus de 250 000 km². Onze secteurs climatiques différents sont représentés en Nouvelle-Zélande, ce qui, ajouté aux contrastes géologiques, en fait une région aux paysages très variés.

Les polynésiens (maoris) sont le premier peuple à avoir colonisé la Nouvelle-Zélande, tandis que les occidentaux ne la découvrirent qu'au XVII^{ème} siècle (Abel Tasman en 1642).

Le secteur d'étude retenu est situé sur la côte Est de l'Ile Nord, du Nord d'Hawke's Bay (secteur de Waikaremoana-Mahia) à la plaine de Wairarapa au Sud. Le climat est de type tempéré, à parfois même méditerranéen selon les secteurs. La population est concentrée dans quelques villes (Gisborne, Napier, Masterton...) séparées par de vastes pâtures où vaquent ovins et bovins.

Deux missions ont été effectuées, la première en Octobre-Novembre 1993 en parallèle avec le programme océanographique GEODYNZ, la seconde en Février-Mars 1995. Les recherches entreprises d'après les données récoltées lors de ces deux missions à terre ont abouti à ce mémoire.

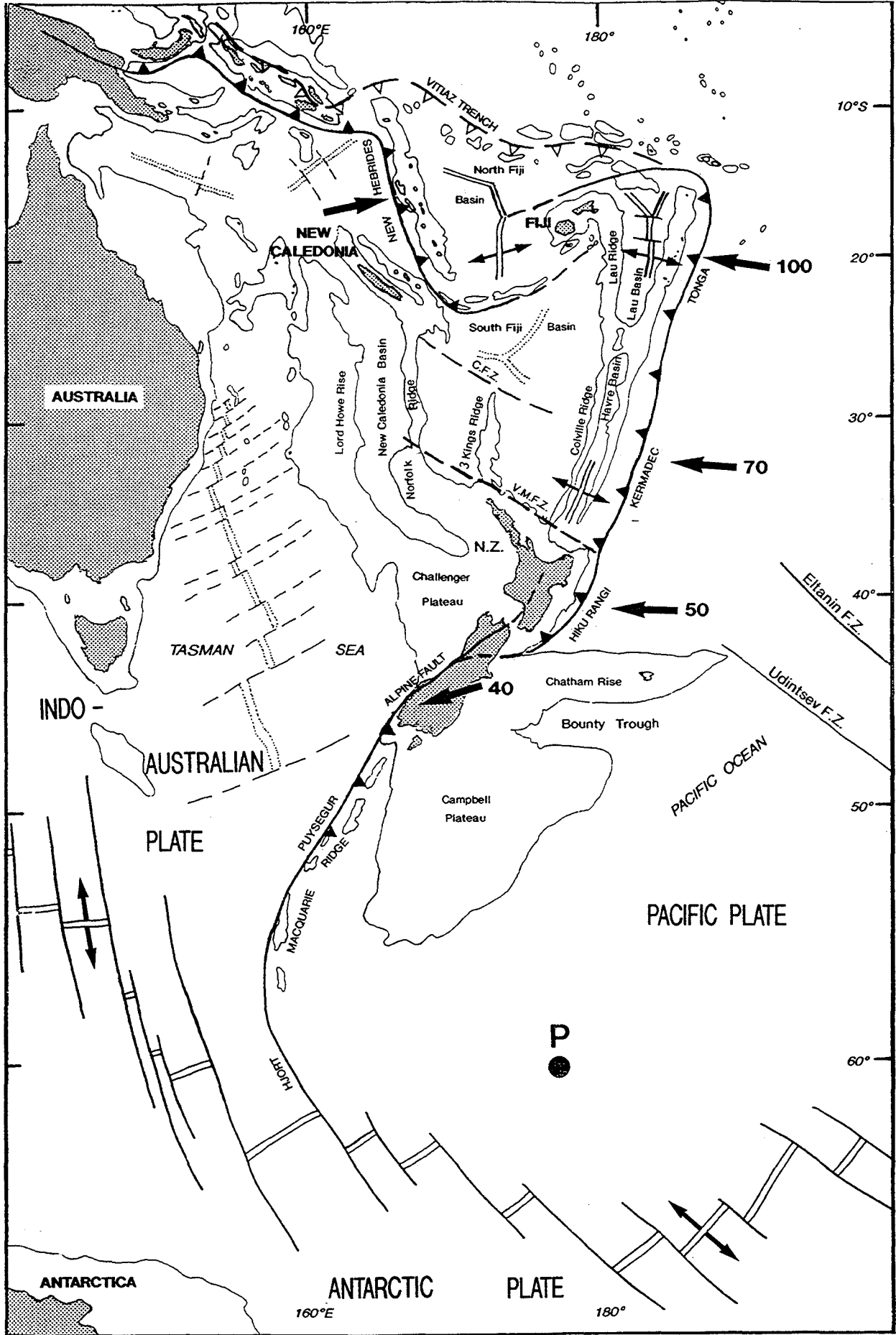


Fig. I-1 : La Nouvelle-Zélande dans le contexte géodynamique du Sud-Ouest Pacifique (Chanier, 1991)

CHAPITRE I

INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU DOMAINE AVANT-ARC

I. LA MARGE ACTIVE HIKURANGI : CADRE GÉNÉRAL

A. LA NOUVELLE-ZÉLANDE DANS LE CONTEXTE DU PACIFIQUE SW

1. Le SW Pacifique : les limites de plaques actuelles

Trois grandes plaques lithosphériques se rencontrent dans le Sud-Ouest Pacifique, au Sud de la Nouvelle Zélande, la plaque Indo-Australienne à l'Ouest, la plaque Pacifique à l'Est et la plaque Antarctique au Sud (fig. I-1).

La limite des plaques Pacifique et Indo-Australienne est globalement convergente, parfois avec une très forte composante oblique, et présente de grandes variations du Nord vers le Sud.

Au Nord, la subduction des Tonga-Kermadec est à vergence occidentale (le complexe de subduction Hikurangi constitue, au niveau de l'Île Nord, la terminaison méridionale de cette zone de subduction). La plaque Pacifique qui plonge sous la plaque Indo-Australienne porte une ride de monts sous-marins, la Ride de Louisville (fig. I-2), et le point d'impact de cette ride dans la fosse marque la limite entre la fosse des Tonga au Nord et la fosse des Kermadec au Sud (Dupont, 1982 ; Pelletier et Dupont, 1990). Cette zone de subduction, avec des fosses profondes (7000 m à plus de 10 000 m dans la fosse des Tonga), correspond essentiellement à une marge en régime d'érosion tectonique (von Huene et Scholl, 1991).

Au Sud de la Nouvelle-Zélande, la limite de plaques est assez complexe et moins bien connue. Elle se décompose en trois segments du Nord vers le Sud (fig. I-1) :

- La fosse et la ride de Puysegur correspondant à la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Pacifique. La subduction est ici très oblique et de grands décrochements se développent en arrière du front de subduction, le long de la ride de Puysegur (Collot *et al.*, 1995 ; Delteil *et al.*, 1995).
- La ride de Macquarie le long de laquelle la limite de plaque est dominée par le coulissement dextre, avec une subduction de la plaque Indo-Australienne peu prononcée (Ruff *et al.*, 1989 ; Collot *et al.*, 1995).

- La fosse de Hjort termine ce dispositif et correspond probablement à une subduction plus franche de la Plaque Indo-Australienne sous la Plaque Pacifique.

La Nouvelle-Zélande se situe donc entre le domaine des Tonga-Kermadec au Nord et le domaine de Puysegur-Hjort au Sud. Le contexte géodynamique actuel conduit à séparer assez nettement les deux principales îles de cet archipel.

L'île Nord, de nature continentale, appartient entièrement à la plaque Indo-Australienne et ses structures actives sont liées à la subduction de la plaque océanique Pacifique à partir du fossé Hikurangi. La zone de subduction Hikurangi, à vergence occidentale, correspond à la terminaison méridionale du système de subduction des Tonga-Kermadec.

L'île Sud, aussi de nature continentale, est principalement marquée par une grande faille transformante intracontinentale dextre : la Faille Alpine. Cette faille, et les accidents associés, permet le passage d'une subduction de la plaque Pacifique vers l'Ouest (Tonga-Kermadec-Hikurangi) à une subduction de la plaque Indo-Australienne globalement vers l'Est (Puysegur-Macquarie-Hjort). Le mouvement le long de la Faille Alpine est actuellement transpressif et l'affrontement des deux blocs continentaux est à l'origine de la formation de la Chaîne Alpine qui culmine à 3 764 m (Mont Cook). La Faille Alpine représente un décrochement dextre dont le rejet horizontal, de l'ordre de 480 km, est attribué au Cénozoïque supérieur, entre environ 25 Ma jusqu'à l'actuel (Wellman, 1979 ; Kamp, 1987 ; Cooper *et al.*, 1987 ; Norris *et al.*, 1990).

La plaque Antarctique est séparée des deux autres (plaques Pacifique et Indo-Australienne) par un système de rides d'accrétion océanique et de failles transformantes. Le plancher océanique séparant les continents Australien et Antarctique ainsi que l'Antarctique du Plateau de Campbell (au Sud de la Nouvelle-Zélande) s'est formé lors de la dislocation de cette partie du Gondwana à partir du Crétacé, déduit de l'analyse des anomalies magnétiques (Weissel *et al.*, 1977 ; Stock et Molnar, 1982, 1987 ; Gahagan *et al.*, 1988 ; Mayes *et al.*, 1990). L'identification des anomalies magnétiques sur le plancher océanique de part et d'autre de ces deux systèmes de dorsales (Antarctique/Australie et Antarctique/Pacifique) a permis de reconstituer l'évolution cinématique de ce domaine et d'en déduire le mouvement relatif entre les plaques Indo-Australienne et Pacifique pour le Cénozoïque, en particulier dans le secteur de la Nouvelle-Zélande (Weissel *et al.*, 1977 ; Stock et Molnar, 1982, 1987 ; Walcott, 1984, 1987 ; Chanier, 1991 ; Sutherland, 1995).

2. La Plaque Indo-Australienne

Depuis l'Australie jusqu'à la fosse des Tonga-Kermadec, différents domaines océaniques et continentaux se succèdent (fig. I-2).

La mer de Tasman, dans la partie orientale, est un bassin océanique dont la largeur peut atteindre 1500 km et la profondeur plus de 4 000 m. L'accrétion océanique a débuté vers 80 Ma (An 33) pour se terminer vers 56 Ma (An 24) (Hayes et Ringis, 1973 ; Scotese *et al.*, 1988). Elle

sépare le continent australien de la Nouvelle-Zélande et devient plus étroite vers le Nord où elle sépare l'Australie de la ride de Lord Howe.

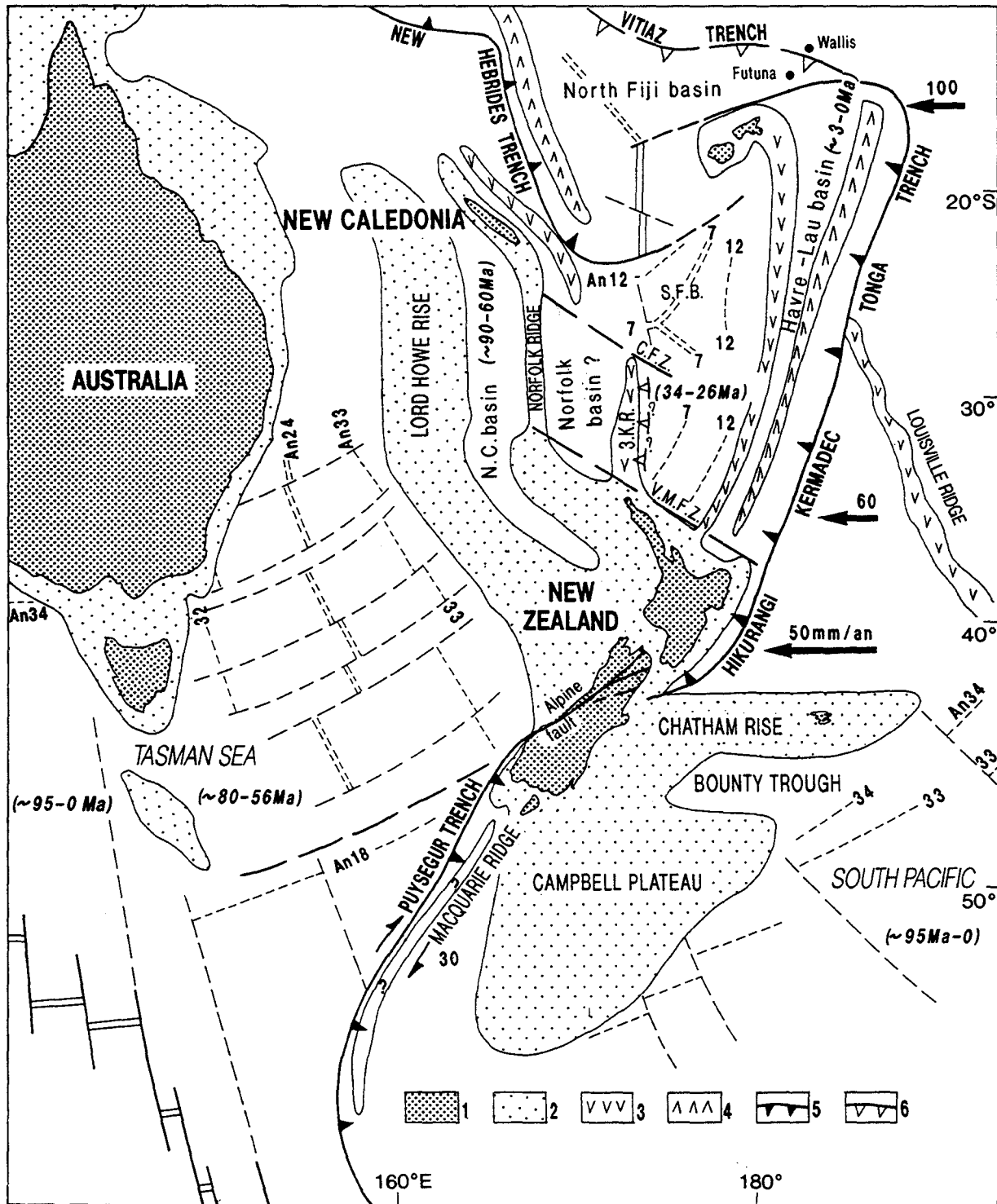


Fig. I-2 : La Nouvelle-Zélande dans son contexte géodynamique (Chanier, 1991)

- | | |
|---------------------------------|----------------------------|
| 1. Secteurs émergés | 4. Arcs volcaniques actifs |
| 2. Croûte continentale immergée | 5. Subduction actives |
| 3. Arcs volcaniques inactifs | 6. Subductions inactives |

La ride de Lord Howe, de nature continentale, est reliée au plateau continental néo-zélandais. Cette lanière s'est détachée de l'Australie au Crétacé supérieur, lors de l'ouverture de la mer de Tasman.

Le bassin de Nouvelle-Calédonie est une dépression profonde (plus de 3000 m) orientée Nord-Sud. La croûte, épaisse de 13 à 14 km (Shor *et al.*, 1971), serait de nature océanique mais aucune anomalie magnétique n'y a été reconnue.

Le système Ride de Norfolk / Ride de Nouvelle-Calédonie constitue la bordure orientale du bassin de Nouvelle-Calédonie. Dans sa terminaison méridionale, il rejoint la péninsule de Northland au Nord de la Nouvelle-Zélande. La croûte de cette ride serait de nature continentale amincie (Woodward et Hunt, 1971 ; Shor *et al.*, 1971).

A l'est de la ride de Norfolk, on observe un bassin de morphologie comparable au bassin de Nouvelle-Calédonie. La nature de ce bassin est mal contrainte, la croûte est supposée de type continentale amincie (Lapouille, 1982).

La ride des Trois Rois, à l'Est du bassin de Norfolk, pourrait être un équivalent de la ride des Loyautés à l'Est de la Nouvelle-Calédonie qui serait décalée par la Zone de Fractures de Cook (CFZ, fig. I-2). Quelques échantillons récoltés lors de draguages ainsi que la signature magnétique de cette ride indiquent qu'elle correspond probablement à un arc volcanique inactif (Lapouille, 1982).

Le bassin Sud-Fidjien est clairement un bassin à croûte océanique. L'accrétion océanique était active dans ce bassin au moins entre 33,8 Ma (An 12) et 25 Ma (An 7) (Malahoff *et al.*, 1982). Il s'interrompt brutalement au Sud, contre le continent néo-zélandais, par l'intermédiaire de la Zone de Fractures de Vening Meisnez (VMFZ, fig. I-2).

Les rides de Lau et Colville correspondent à des arcs volcaniques rémanents séparés de l'arc des Tonga-Kermadec par l'ouverture récente des bassins arrière-arc de Lau et du Havre. Ces bassins se sont ouverts à partir du Pliocène supérieur, vers 3 - 2 Ma (Malahoff *et al.*, 1982). Les travaux récents sur le Bassin de Lau (ODP, Leg 135) montrent que la croûte océanique s'est formée principalement à partir de 2 Ma, mais cette ouverture a débuté beaucoup plus tôt, vers 5,5 Ma, dans la terminaison Nord du bassin, (Parson et Hawkins, 1994 ; Clift *et al.*, 1994).

3. La Plaque Pacifique

Deux domaines peuvent être distingués au sein de la Plaque Pacifique dans le secteur de la Nouvelle-Zélande :

- à l'Est de l'île Nord, la croûte épaisse d'environ 12 km, correspond à une croûte océanique épaissie par la présence d'un plateau sous-marin : le plateau Hikurangi (Wood et Davy, 1994 ; Davy et Wood, 1994) (fig. I-3). La croûte océanique est d'âge mésozoïque, antérieure à l'anomalie 34 (80-90 Ma) (Watts *et al.*, 1988 ; Mayes *et al.*, 1990). Le plateau Hikurangi est un ensemble complexe segmenté en systèmes de petits bassins et rides sub-parallèles à la ride de Chatham située plus au Sud (*cf. infra*). Il porte de nombreux édifices volcaniques d'âge probablement mésozoïque pour la

plupart (Wood et Davy, 1994). Ce plateau est actuellement entraîné dans la subduction Hikurangi sous l'Ile Nord et dans la terminaison méridionale de la subduction des Kermadec.

- à l'Est de l'Ile Sud, trois ensembles peuvent être distingués :

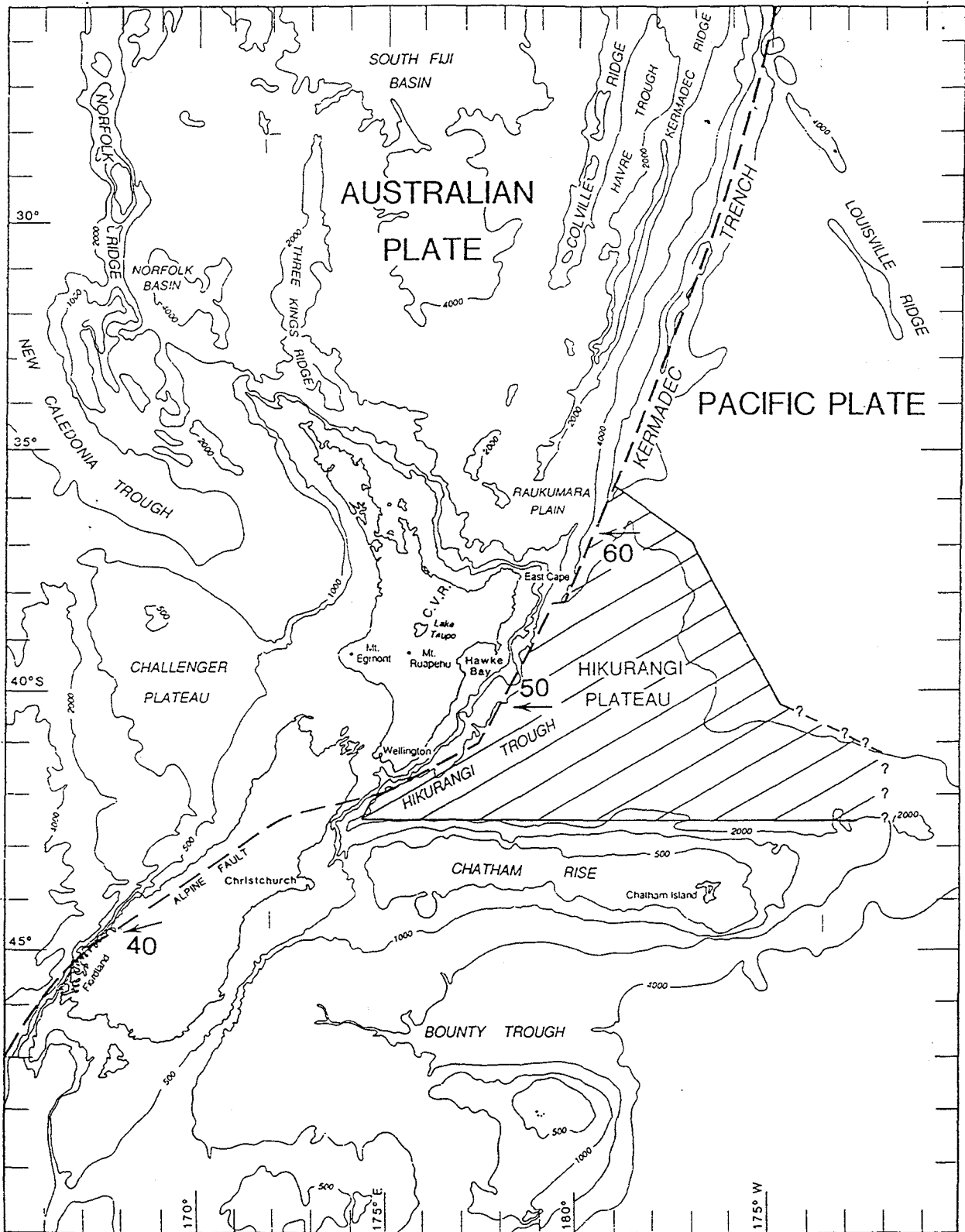


Fig. I-3 : Le plateau Hikurangi dans le contexte géodynamique de Nouvelle-Zélande. Taux de convergence en mm/an. (Wood et Davy, 1994).

- . la ride de Chatham, de direction E-W, est constituée d'édifices volcaniques d'âge éocène et de roches métamorphiques appartenant au cycle Permo-mésozoïque Rangitata. Elle présente une limite Nord rectiligne sur 800 km (fig. I-4) avec le Plateau Hikurangi. Ce dernier aurait été impliqué dans une subduction sous la ride de Chatham au cours du Mésozoïque (Davy, 1993) ;
- . le Plateau de Campbell, dont la croûte est de nature continentale amincie, supporte lui aussi des édifices volcaniques d'âge cénozoïque. Il s'agit d'un morceau de croûte continentale séparé du bloc Antarctique lors de l'ouverture du Pacifique méridional au Crétacé (Christoffel et Falconner, 1973b ; Weissel *et al.*, 1977) ;
- . Le fossé de Bounty, séparant la ride de Chatham du plateau de Campbell, correspond à un fossé d'effondrement formé au cours du Crétacé (Spörl, 1980).

B. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-ZÉLANDE

La limite de plaque actuelle qui existe au niveau de la Nouvelle-Zélande s'est installée lors du dernier cycle orogénique "Kaikoura" (Brothers, 1974).

Trois grands cycles orogéniques peuvent être dégagés de l'histoire géologique de cette région.

1. Le cycle orogénique Tuhua : Cambrien-Carbonifère *p.p.*

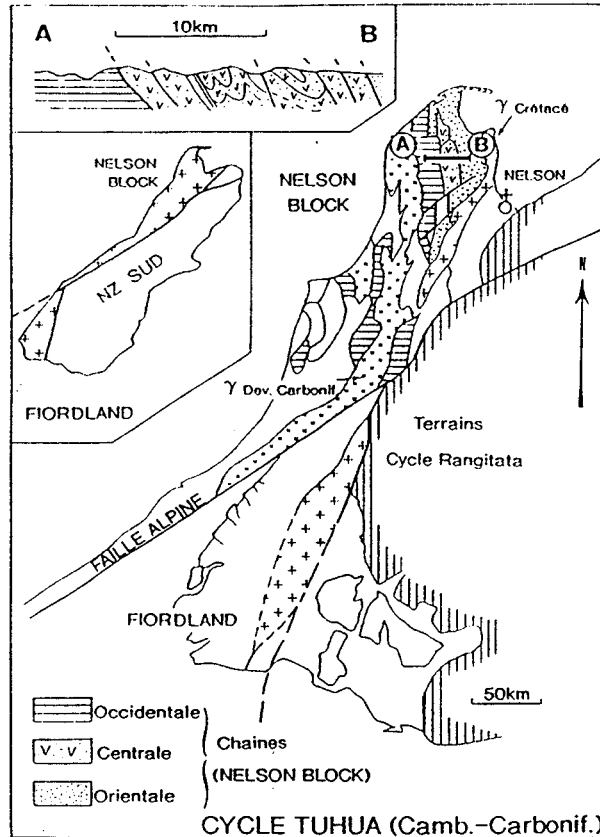


Fig. I-4 : Cycle Tuhua Cambrien-Carbonifère : schéma structural (d'après Chanier, 1991)

Les témoins de ce cycle affleurent essentiellement dans la partie Ouest de l'île Sud (fig. I-4). Ce sont des terrains dont les déformations dues aux orogénèses successives et les conditions d'affleurement rendent leur étude difficile.

Néanmoins, deux "terrane" ont été distinguées : le "Buller Terrane" correspond aux secteurs Ouest du bloc de Nelson et le "Takaka Terrane" au secteur Est (Bishop *et al.*, 1985 ; Bradshaw, 1989).

Des déformations au cours du Siluro-Dévonien, accompagnées par la mise en place de granites au Dévono-Carbonifère, sont les signes de cette orogénèse.

2. Le cycle orogénique Rangitata : Permien - Crétacé inférieur (290-100 Ma)

Les terrains du cycle orogénique Rangitata constituent la majeure partie du soubassement de la Nouvelle-Zélande (fig. I-5).

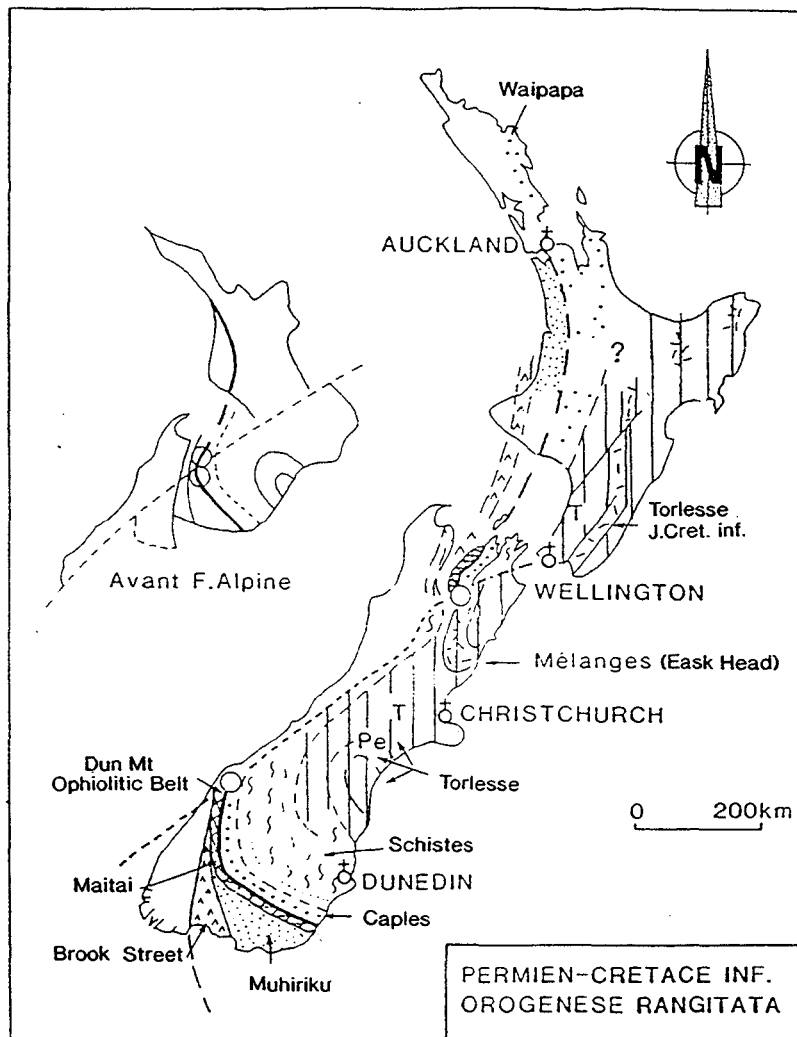


Fig. I-5 : Cycle Rangitata (Permien-Crétacé inférieur : schéma structural d'après Ferrière (1987))

Ce sont des épais ensembles sédimentaires (essentiellement détritiques), plus ou moins métamorphisés, et quelques intrusions plutoniques dans l'Ile Sud. Des déformations intenses, accompagnées d'un métamorphisme important dans les zones les plus internes, se seraient produites au Jurassique inférieur et au Crétacé inférieur (Suggate *et al.*, 1978 ; Bradshaw, 1989).

Deux ensembles, séparés par un linéament ophiolitique (Dun Mountain), peuvent être distingués (fig. I-5) :

- un ensemble oriental d'âge permien - crétacé inférieur, constitué de grès, d'arkoses et de passées de roches volcaniques basaltiques associées à des radiolarites, appelé "Torlesse Supergroup" (Suggate *et al.*, 1978). Il représenterait un éventail sous-marin de grande ampleur déposé sur une croûte supposée océanique voire localement de type intermédiaire (Bradshaw *et al.*, 1980 ; Mac Kinnon et Howell, 1985 ; Ferrière, 1987) ;
- un ensemble occidental d'âge permien pour l'essentiel, mais aussi trias-jurassique, de roches sédimentaires et de roches volcaniques très tectonisées ayant appartenu à un arc insulaire (Spörli et Ballance, 1989 ; Bradshaw, 1989).

L'interprétation du dispositif Rangitata conduit à envisager une subduction dans laquelle serait impliqué le cône détritique "Torlesse" (MacKinnon et Howell, 1985). La formation d'un tel "Méga Prisme d'Accrétion" a pu engendrer ainsi un processus de collision particulier avec l'engagement dans la subduction de cet énorme plateau sédimentaire sur croûte océanique ("Soft Collision", Ferrière, 1987).

L'arrêt de la subduction, à la fin du Crétacé inférieur, aurait été causé par l'arrivée d'une dorsale océanique active dans cette zone de subduction (Bradshaw, 1989 ; Chanier, 1991).

3. Le cycle orogénique Kaikoura : Crétacé supérieur - Actuel (100 - 0 Ma)

Ce dernier cycle, dont les déformations compressives majeures débutent au Miocène basal avec le démarrage de la subduction actuelle sub-contemporaine d'un volcanisme d'arc important (Ballance, 1976 ; Brothers, 1984, 1986), est caractérisé par le dépôt de sédiments détritiques pour l'essentiel mais aussi de carbonates (à l'Oligocène par exemple).

Des déformations (fig. I-6), dont la Chaîne Côtière a enregistré les différentes phases, ont fait l'objet de différentes études, à terre (Pettinga, 1982 ; Chanier, 1991) mais aussi en mer (Lewis et Pettinga, 1993).

L'orogénèse Kaikoura correspond au développement, dès le Miocène basal, d'une limite active entre la Plaque Pacifique et Indo-Australienne qui succède à une marge inactive Crétacé supérieur - Paléogène (Chanier, 1991 ; Chanier et Ferrière, 1993). Les structures associées à la subduction ont fait l'objet de nombreuses interprétations : marge en extension (Katz, 1974 ; Katz et Wood, 1980), marge en compression continue (Lewis, 1980 ; Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Davey *et al.*, 1986 ; Lewis et Pettinga, 1993) ou marge polyphasée (Chanier, 1991 ; Ferrière et Chanier, 1993).

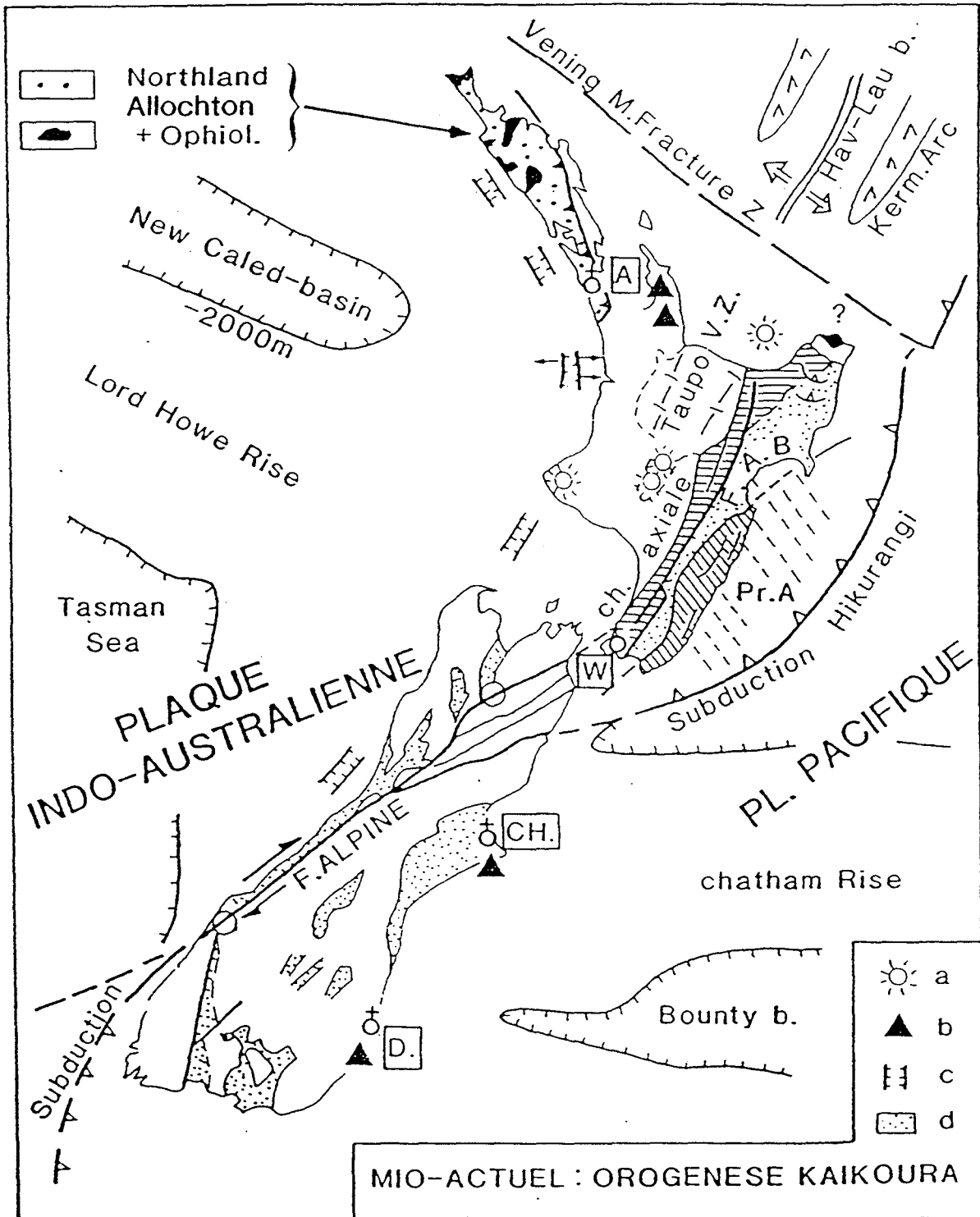


Fig. I-6 : Orogenèse Kaikoura (Miocène-Actuel), partie du cycle orogénique Kaikoura (Crétacé-Actuel) (d'après Ferrière, 1987). a : volcanisme actif, b : volcanisme miocène, c : rift, d : bassins récents.

C. LE COMPLEXE DE SUBDUCTION HIKURANGI

1. Les grands ensembles morphostructuraux

Les principaux ensembles morphostructuraux constituant le dispositif de la marge soumise à un processus de subduction seront rassemblés sous le nom de complexe de subduction Hikurangi (Van der Lingen, 1982). Il est situé entre deux éléments caractéristiques que sont la fosse du côté de la Plaque Pacifique et l'arc volcanique porté par la plaque supérieure.

Les grands ensembles structuraux sont d'Ouest en Est (fig. I-7) :

a) L'arc Volcanique de Taupo

Cet arc volcanique actif orienté NNE-SSW est en relation avec la subduction. Les laves, essentiellement andésitiques, dacitiques et rhyolitiques calco-alkalines constituent la majeure partie du matériel émis par cet arc (Cole, 1979 ; 1986 ; Reid et Cole, 1983). Un témoin du volcanisme potassique, le Mont Egmont, se trouve 100 km à l'Ouest de cet arc.

La zone volcanique de Taupo (Taupo Volcanic Zone), installée dans un fossé en extension, est en continuité du bassin du Havre (Wright *et al.*, 1990). L'extension de cette zone est marquée par une forte sismicité (Hatherton, 1980) et le taux d'extension déterminé par les données géodésiques est de l'ordre de 12 mm/an, avec une composante oblique dextre de même ordre (Walcott, 1987).

L'arc volcanique de Coromandel, dont le fonctionnement a débuté à la fin de l'Oligocène (Ballance, 1976, 1993), constitue, avec l'arc de Northland, les témoins du volcanisme ancien (Néogène). L'arc de Taupo, actif, est essentiellement d'âge Quaternaire (Cole, 1979 ; 1986).

b) La Chaîne axiale

Elle est essentiellement constituée de roches du soubassement Torlesse. Elle est affectée de mouvements décrochants dextres sur sa bordure orientale (Wellington-Mohaka faults).

Actuellement, elle subit un soulèvement plus important que les autres secteurs, pouvant atteindre 3 mm/an dans la péninsule de Raukumara, au Nord de la chaîne (Pillans, 1986).

c) Le bassin avant-arc

Le bassin avant-arc au sens strict, c'est-à-dire le domaine compris entre la Chaîne Axiale et le prisme d'accrétion, correspond au Sud de l'Ile Nord à une dépression bien marquée, la plaine de Wairarapa. Au Nord d'Hawke's Bay, la limite entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion est moins claire. Elle paraît se situer en mer, juste à l'Est de la péninsule de Mahia (fig. I-7). Au Nord de l'Ile Nord, le bassin de Raukumara est considéré comme un bassin avant-arc, bien qu'aucun prisme d'accrétion ne soit clairement défini sur cette transversale (Ballance, 1993).

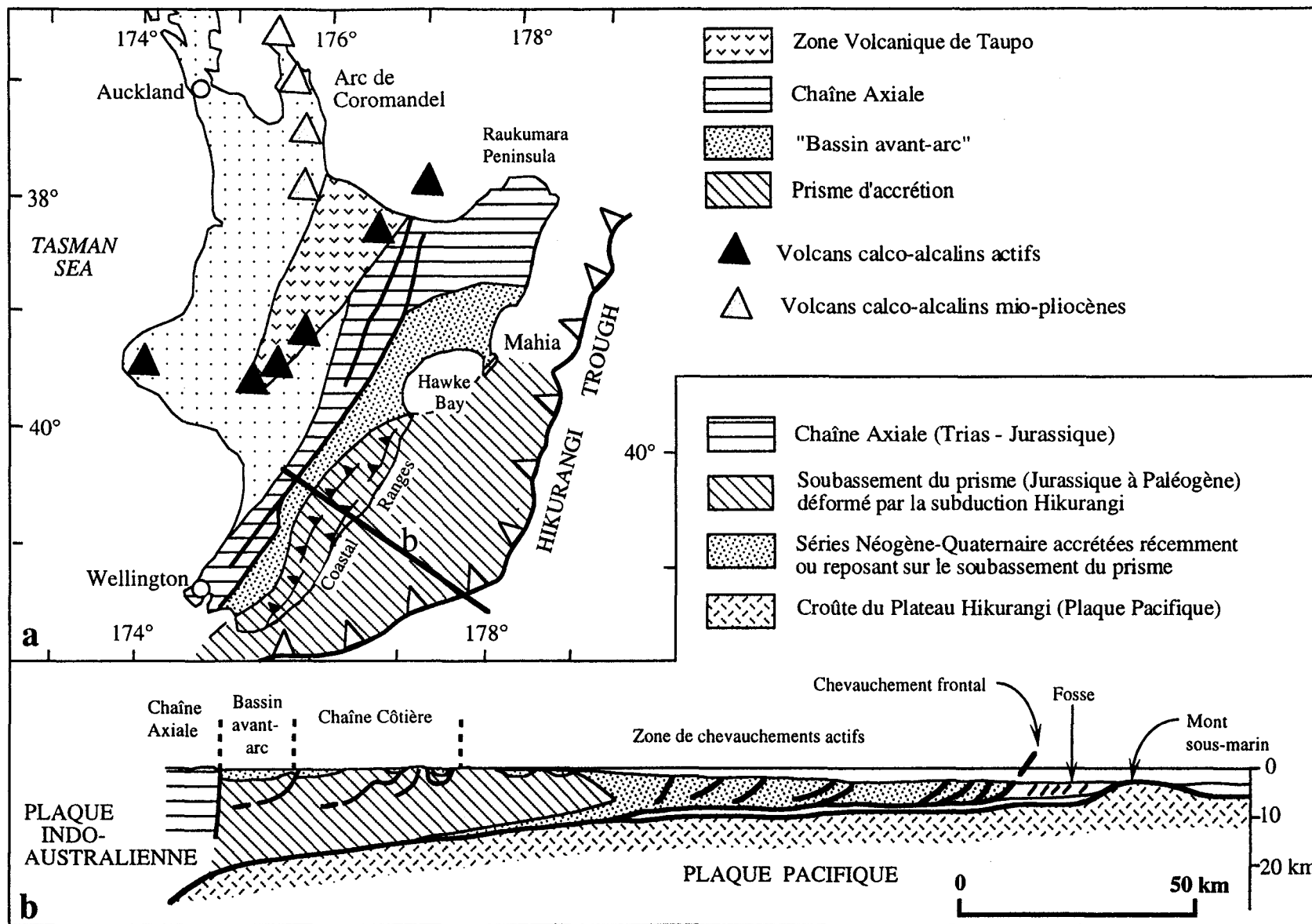


Figure I-7 : Carte (a) et coupe (b) des grands ensembles du complexe de subduction Hikurangi (d'après Chanier *et al.*, en prép.)

Les témoins sédimentaires, qui affleurent dans la partie Nord du dispositif, sont essentiellement mio-pliocènes tandis que ceux du secteur Sud d'Hawke's Bay sont surtout plio-quadernaires dans ce bassin avant-arc.

d) La Chaîne Côtière

Cet élément est bien exprimé au Sud d'Hawke's Bay où sa limite occidentale est constituée par la plaine de Wairarapa, sa limite orientale est représentée par l'Océan Pacifique. Large d'une trentaine de kilomètres et longue de plus de 270 km entre "Cape Palliser" et "Hawke's Bay", son altitude diminue vers le Nord.

La Chaîne Côtière est marquée par une activité sismique importante en relation avec des failles actives mais aussi des plis en cours de formation (Ghani, 1978). Des volcans de boue témoignent aussi de l'activité tectonique de cette zone (Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Chanier et Ferrière, 1990b). Les taux de soulèvement holocènes, calculés d'après l'étagement des terrasses marines successives, sont de l'ordre de 1 à 2 mm/an (Ghani, 1978 ; Pillans, 1986).

La chaîne côtière a été interprétée comme étant la partie émergée du Prisme d'Accrétion Hikurangi. Les études sur son évolution structurale ont fait l'objet d'interprétations différentes :

- une croissance relativement continue du prisme d'accrétion durant le fonctionnement de la subduction (Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982 ; Lewis et Pettinga, 1993) ;
- une histoire polyphasée avec une première phase de compression au Miocène inférieur (environ 25-19 Ma) s'accompagnant de la création d'un premier prisme d'accrétion élémentaire, une seconde phase Miocène moyen à supérieur (environ 15 - 5 Ma) interprétée comme une période d'érosion tectonique de la marge, puis une dernière phase de compression se traduisant par l'emboîtement d'un second prisme d'accrétion élémentaire (Chanier, 1991 ; Ferrière *et al.*, 1992).

Cette dernière phase de compression majeure, surtout importante après 1,5 Ma, s'accompagne de l'émersion du système et est enregistrée par le soulèvement des terrasses marines holocènes et l'individualisation du bassin avant-arc actuel qui devient un dépôt-centre important (Chanier *et al.*, 1994).

e) Le domaine immergé

Le prisme d'accrétion est en grande partie immergé, les études océanographiques (Lewis, 1980 ; Lewis et Bennett, 1985) ont montré l'existence de successions de rides et de bassins plus ou moins parallèles à la côte recoupés par des canyons.

Plus récemment, des études détaillées de la morphologie au front de la marge ont montré que la nature des déformations actuelles (décrochantes, compressives, extensives) varie du Nord au Sud le long de la marge (fig. I-8), permettant de distinguer différents domaines structuraux (Collot *et al.*, 1995, 1996).

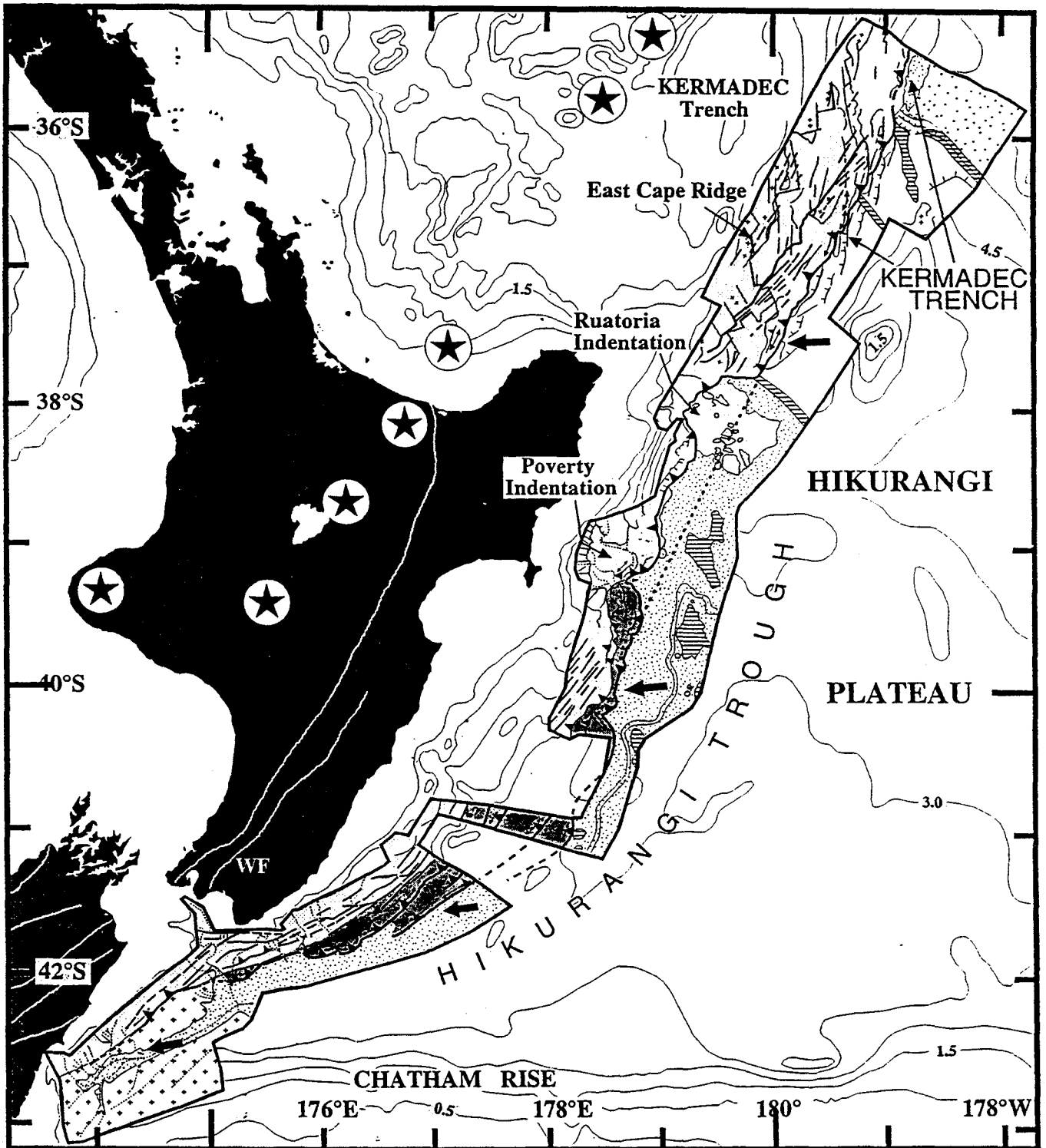


Fig. I-8 : Carte structurale simplifiée du front de la marge Hikurangi d'après les données de la campagne GEODYNZ-SUD, Leg 1 (Collot *et al.*, 1996). Cette carte présente les variations structurales du front de subduction depuis la terminaison Sud de la fosse des Kermadec jusqu'au domaine de collision oblique de la Ride de Chatham.

f) La fosse Hikurangi

Elle est située dans le prolongement de la fosse des Tonga-Kermadec mais est beaucoup moins profonde, avec environ 3500 m au Nord, 2500 m au Sud. Elle est alimentée par des apports sédimentaires importants provenant essentiellement de la Chaîne Alpine (Ile Sud) qui nourrissent le processus d'accrétion au front de la marge.

2. Variations du dispositif

Dans le plan vertical, la Plaque Pacifique plongeante présente de faibles pendages sous le complexe de subduction de l'Ile Nord (environ 3° pour le Plan de Wadati-Benioff ; Reyners, 1980). Son angle devient plus fort sous la Chaîne Axiale où le panneau plongeant se situe à environ 30 km de profondeur.

Dans le plan horizontal, la marge peut être segmentée en trois domaines (fig. I-8) : un secteur Nord, au Nord d'Hawke's Bay, où la couverture sédimentaire est peu développée et l'écaillage au niveau du prisme n'est pas très clair (Lewis et Pettinga, 1993). Cette zone montre un mur interne de la fosse globalement abrupt avec développement possible de failles normales (Collot *et al.*, 1995).

De la partie centrale de Hawke's Bay au détroit de Cook, une puissante couverture turbiditique (jusque plus de 3000 m d'épaisseur) couvre une croûte océanique épaissie (Wood et Davy, 1994) et un prisme d'accrétion important se développe (Lewis et Pettinga, 1993 ; Collot *et al.*, 1995).

Au Sud du dispositif, au niveau de l'Ile Sud, on observe la collision de la ride de Chatham au niveau de la subduction. Le prisme est ici peu développé et on observe surtout des témoins de déformation décrochante.

Le dispositif serait donc distensif au Nord, probablement associé à un processus d'érosion tectonique, compressif au Sud, en accrétion tectonique plus ou moins oblique (Collot *et al.*, 1995).

II. L'OBJET DE L'ÉTUDE : LE DOMAINE AVANT-ARC

A. PRÉSENTATION

Le domaine avant-arc (forearc) est l'espace compris entre l'arc volcanique et la fosse de subduction (Dickinson, 1995). Le terme de "Outer Arc" (Hamilton, 1979) a parfois été utilisé pour décrire ce domaine.

Dans le domaine avant-arc se déposent des sédiments contemporains de la Subduction active (sédiments syn-Subduction) qui peuvent ou non s'organiser en aires présentant des accumulations sédimentaires d'importance variable. Les zones à accumulations les plus épaisses seront désignées sous le nom de Bassins.

Parmi les bassins du domaine avant-arc, certains sont situés sur le prisme d'accrétion, lorsque celui-ci existe ; ils sont généralement désignés par l'expression "Bassins Perchés" (sur le prisme ou plus généralement sur la marge) ou "Bassins de Pente" (Trench Slope Basins ; Dickinson, 1995).

Le terme de "Bassin Avant-Arc" est généralement réservé à la zone d'accumulation sédimentaire privilégiée située entre l'arc volcanique (ou l'arc frontal non volcanique) et le prisme d'accrétion. L'idée dominante est que ce type de bassin se développe en relation avec l'épaississement et le basculement relatif de ce prisme d'accrétion.

La zone comprise actuellement entre la Chaîne Axiale et la Chaîne Côtière orientale de l'Île Nord de Nouvelle-Zélande est un bon exemple de ce que peut être un bassin avant-arc dans la mesure où elle constitue une dépression prononcée entre la plus haute ride du prisme (Chaîne Côtière) et le domaine de l'arc représenté par la Chaîne Axiale (*cf.* fig. I-9).

L'intérêt de l'étude du bassin néo-zélandais réside dans le fait qu'il est actuellement actif et émergé contrairement à la plupart des autres bassins avant-arc actifs ayant fait l'objet d'études approfondies. Les bassins étant immergés, ces études sont essentiellement de type océanologique (Torrini et Speed, 1989 ; Kemal, 1993 ; Izart *et al.*, 1994 ; Van der Werff, 1995).

S'agissant de la présente étude, afin de ne pas préjuger de l'évolution du ou des bassins du domaine avant-arc et de leurs relations avec le prisme d'accrétion, j'utiliserai le terme de "domaine avant-arc" plutôt que de "bassin avant-arc".

B. LES OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

L'objectif de ce travail a été de comprendre, d'après l'exemple de la Nouvelle-Zélande, le développement des bassins syn-subduction du domaine avant-arc en relation avec l'évolution de la marge active et notamment celle du prisme d'accrétion, au cours du Néogène-Quaternaire (environ 20-0 Ma).

L'un des buts est également, en retour, de mieux cerner, au travers de l'analyse de l'enregistrement sédimentaire, l'histoire et le comportement de la marge active au cours de cette période récente.

Des hypothèses sur l'évolution géodynamique de la marge active au cours du Néogène-Quaternaire ont été avancées :

- croissance continue du Prisme avec développement de "Hauts Structuraux" ("Structural Highs") durant la totalité de la période d'activité de la marge (Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982 ; Lewis et Pettinga, 1993) ;
- fonctionnement polyphasé de la marge avec succession de périodes de construction et d'érosion tectonique du prisme et de la marge en général (Chanier, 1991 ; Chanier *et al.*, 1992 ; Ferrière et Chanier, 1993).

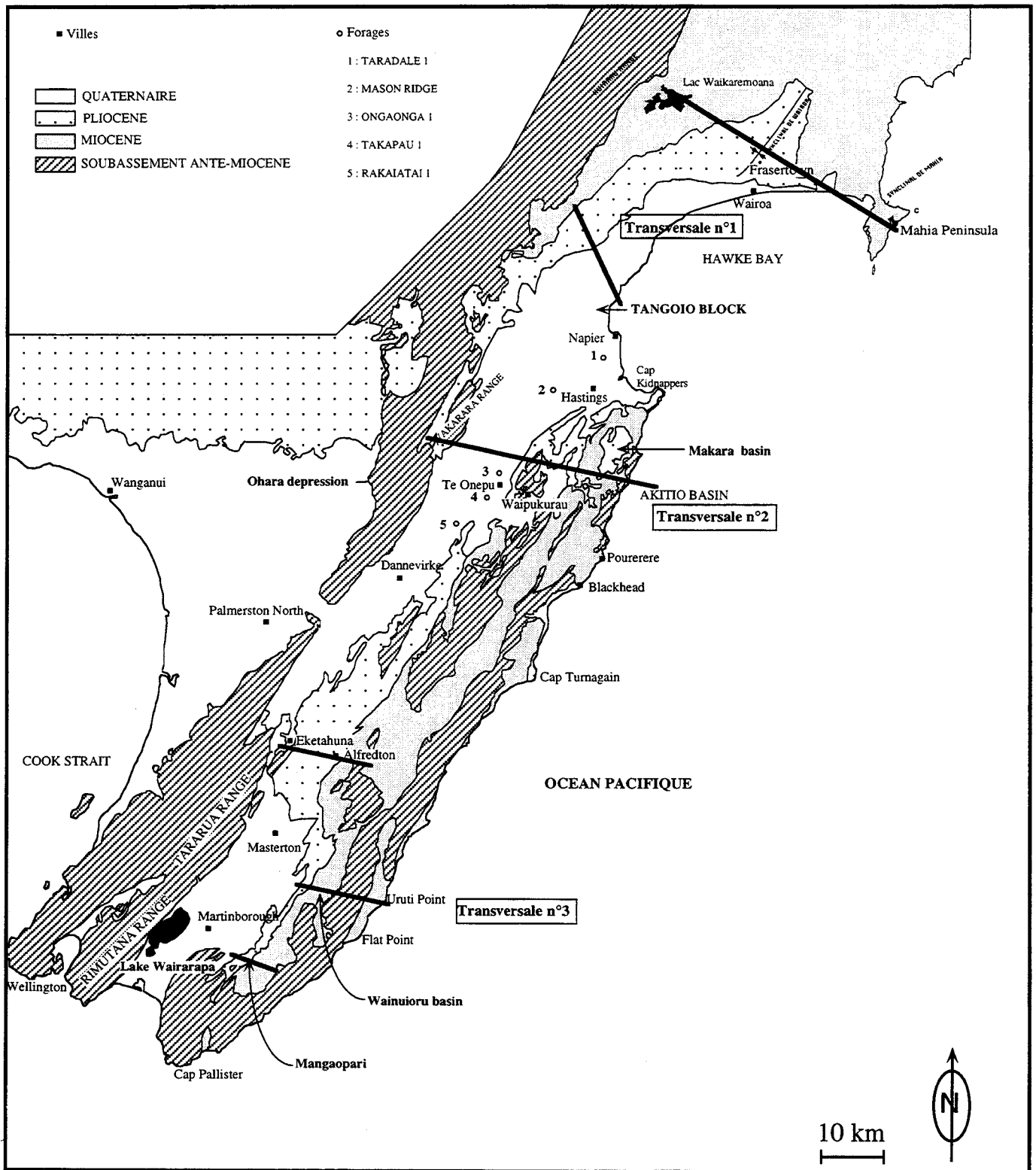


Fig. I-9 : Carte géologique simplifiée de la côte Est de l'île Nord de Nouvelle-Zélande. (modifiée d'après Suggate, 1972)
 Localisation des transversales étudiées :
 Transversale n° 1 : "Transversales de Wairoa" et de "Napier"
 Transversale n° 2 : "Transversale de Southern Hawke's Bay"
 Transversale n° 3 : "Transversale de Wairarapa"

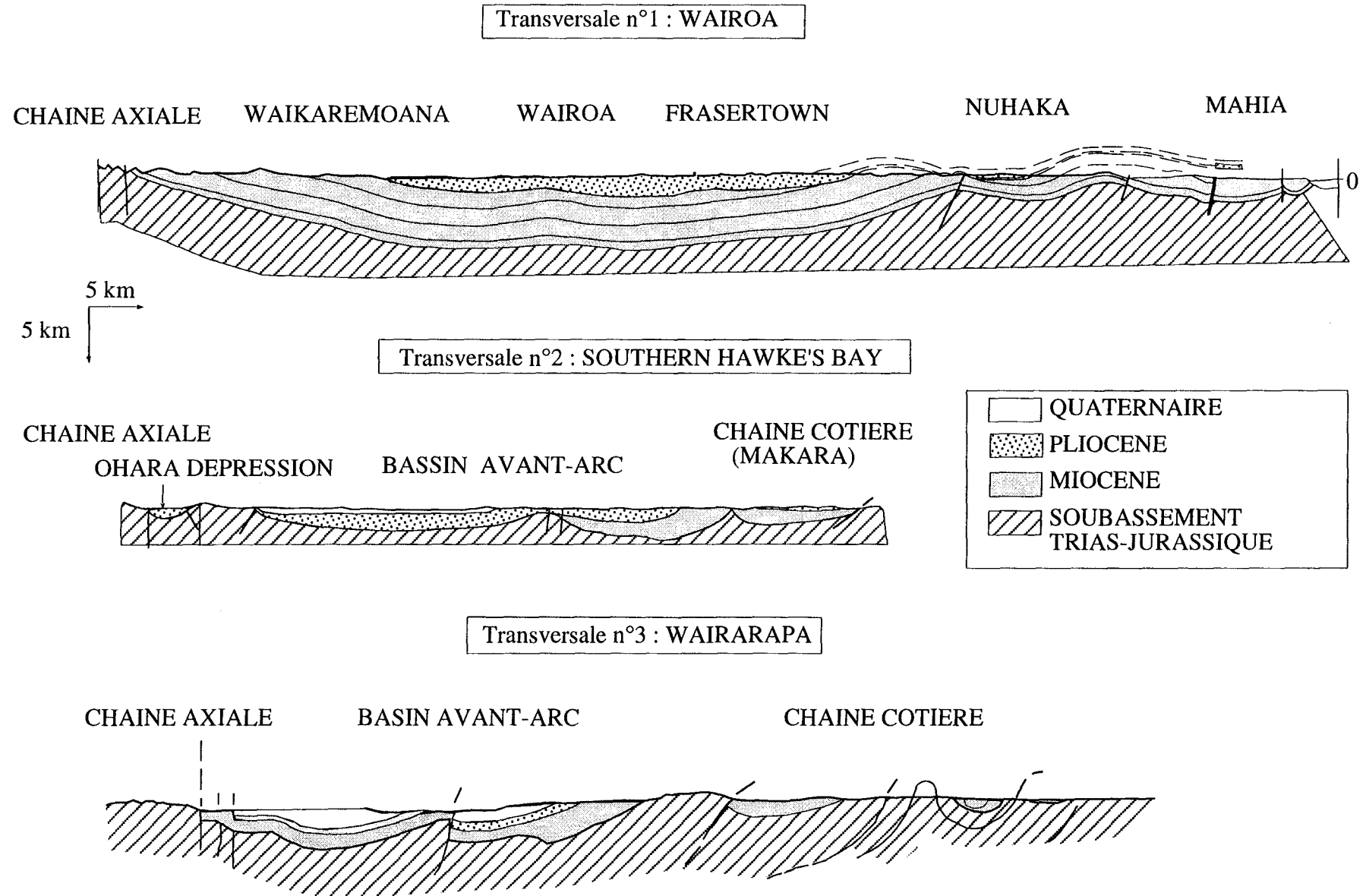


Fig.I-10 : Coupes géologiques simplifiées des transversales étudiées (localisation fig.I-9).

Les bassins du domaine avant-arc de Nouvelle-Zélande présentant l'avantage de montrer à l'affleurement des séries sédimentaires (fig. I-9 et I-10) couvrant la quasi-totalité de la période d'activité de la marge Hikurangi (Miocène-Quaternaire), l'étude de ces sédiments rend envisageable de reconstituer (au moins pour partie) l'évolution de cette marge et donc d'apporter des éléments de réponse pour choisir entre les hypothèses existantes... ou en développer de nouvelles.

C. LES CIBLES GÉOLOGIQUES RETENUES

Étant donnée la taille des objets géologiques à étudier (plusieurs centaines de kilomètres de long sur plusieurs dizaines de kilomètres de large, fig. I-9), une approche privilégiant l'étude détaillée de secteurs significatifs a été retenue.

Trois transversales ont ainsi été sélectionnées afin d'avoir une vision relativement complète du remplissage des bassins du domaine avant-arc (fig. I-9 et I-10) :

- une première transversale dite "Transversale de Wairoa", située au Nord d'Hawke's Bay vers 39° de latitude Sud, constitue la Transversale de référence. Elle a fait l'objet des coupes les plus complètes et les plus détaillées entre la Chaîne Axiale à l'Ouest ("coupe de Waikaremoana") et la partie considérée comme pouvant représenter la bordure du prisme d'accrétion à l'Est ("coupe de Mahia").

Cette transversale a été complétée par une coupe dans le secteur de Napier où affleurent des séries récentes du Plio-Quaternaire ("Tangoio Block") et du Quaternaire ("Cape Kidnappers") que l'on ne rencontre pas sur la Transversale de Wairoa (Transversale n° 1, fig. I-9) ;

- les deux autres transversales ont été effectuées plus au Sud dans un secteur où une zone déprimée à valeur de bassin avant-arc est bien individualisée entre deux zones surélevées, la Chaîne Axiale à l'Ouest et la Chaîne Côtière à l'Est (fig. I-9) :

- . la première de ces deux transversales est située vers 40° de latitude Sud ; elle sera signalée sous le nom de "Transversale de Southern Hawke's Bay" (Transversale n° 2, fig. I-9) ;

- . la seconde, la plus méridionale, est centrée sur la région de Wairarapa ("Transversale de Wairarapa"), vers 41° de latitude Sud (Transversale n° 3, fig. I-9).

Ces deux dernières transversales permettent d'étudier, de façon relativement approfondie, les relations entre les sédiments rencontrés dans l'actuel bassin avant-arc et ceux qui sont présents dans les synclinaux du prisme d'accrétion émergé représenté ici par la Chaîne Côtière.

Elles constituent en outre des éléments de comparaison qui permettent de juger du caractère général ou local des phénomènes observés sur la Transversale septentrionale (fig. I-9, n° 1).

D. LES MÉTHODES UTILISÉES

Les méthodes utilisées sont bien évidemment fonction des objectifs à atteindre et des objets à étudier.

Les sédiments du domaine avant-arc étant -exceptionnellement- émergés, la première partie du travail a consisté en des levés de terrain avec échantillonnage, la seconde partie étant représentée par des analyses en laboratoire sur les échantillons récoltés.

1. Le travail sur le terrain

Il s'est déroulé au cours de deux missions de 5 à 6 semaines chacune, en octobre-novembre 1993 et en février-mars 1995.

Des coupes ont été effectuées sur les Transversales retenues, et plus particulièrement sur la Transversale de Wairoa, entre "Waikaremoana" et "Mahia" (fig. I-9 et I-10).

Ces coupes ont été levées dans le but d'établir les colonnes stratigraphiques représentatives des différents secteurs étudiés.

Naturellement, nous avons essayé d'obtenir le maximum d'informations précises sur les coupes pour aboutir à des reconstitutions de colonnes relativement détaillées. Il ne faut pas oublier cependant qu'il s'agit là de séries très épaisses -7 000 m d'après Kingma (1971) pour certaines séries néogènes du secteur- et que par conséquent, le degré de précision peut être différent en fonction de l'intérêt d'une portion de coupe donnée par rapport aux objectifs fixés.

A côté de l'établissement de la colonne stratigraphique (succession de faciès, âge des formations...), une analyse sédimentologique relativement détaillée a été effectuée sur le terrain (figures sédimentaires, nature des discontinuités, agencement des séquences...). Ce travail a été effectué, en collaboration notamment avec Jean-Noël Proust de l'Université de Lille 1. Les déformations syn ou post-sédimentation ont évidemment été étudiées chaque fois que cela était possible.

Outre ces différentes observations effectuées sur les objets *in situ*, un échantillonnage important a été réalisé sur la totalité des coupes réalisées. En raison de l'épaisseur importante des séries à étudier, les prélèvements ont été réalisés avec des "pas" différents en fonction des coupes ou des périodes représentées et jugées plus ou moins significatives.

2. Analyse des échantillons

a) Analyse de la nature pétrographique des roches

Plusieurs méthodes ont été mises en oeuvre :

- des études de lames minces au microscope, avec des approches qualitatives (détermination des éléments) mais aussi quantitatives (compteur de points après colorations sélectives...) pour les arénites notamment ;
- des analyses par diffraction des rayons X, pour l'étude des argiles contenues dans différents types de roches, notamment dans les formations silteuses ;
- des analyses granulométriques pour les matériaux relativement fins et peu indurés (silts surtout);

- des analyses plus ponctuelles, selon les problèmes à résoudre, par cathodoluminescence, MEB, ou MET.

b) Détermination de l'âge des roches

Étant donnée l'importance d'avoir des repères chronologiques précis pour quantifier les phénomènes et comparer les colonnes entre elles, un travail important a été réalisé dans ce but.

Les déterminations les plus précises ayant été obtenues sur les microfossiles et notamment les foraminifères, de très nombreuses attaques et lavages ont été réalisés sur les échantillons pour dégager ces microfossiles.

Étant donné le caractère assez spécifique de la microfaune, leur étude a été poursuivie en collaboration avec des spécialistes néo-zélandais et notamment Martin Crundwell de l'IGNS (résultats détaillés en Annexe 1).

Ces microfossiles ont en outre l'intérêt d'apporter des indications sur les paléoprofondeurs de dépôt des sédiments qui les contiennent, en tenant compte naturellement des possibilités de remaniement (Turbidites par exemple).

Comme cela a déjà été dit, une analyse exhaustive de l'ensemble des formations n'a pu être effectuée en raison de l'épaisseur des séries.

Certains résultats, biostratigraphiques notamment, ont été empruntés à d'autres auteurs. Une analyse critique de ces résultats a été entreprise : ancienneté de la publication, nature des faunes ou microfaunes utilisées, précision des levés effectués, etc...

Cette analyse critique s'appuie également sur le fait que la quasi-totalité des résultats rapportés, issus de la littérature, concernent des coupes et des séries que j'ai observées voire analysées sur le terrain.

3. Détermination et quantification des mouvements du substratum anté-néogène du ou des Bassin(s) du domaine Avant-Arc

Cette approche a été rendue possible par les études citées précédemment :

- détermination des paléotranches d'eau aux différentes époques grâce à l'interprétation des structures sédimentaires et du contenu faunistique ;
- connaissance des différents types lithologiques et de leur répartition stratigraphique permettant d'effectuer les corrections dites de "décompaction" des sédiments (chap. VII). Un programme informatique a été réalisé en collaboration avec Michel Dubois de l'Université de Lille 1 pour ce travail (*cf.* Annexe 3). Naturellement, les imprécisions concernant ces deux approches (bathymétrie et décompaction) se retrouvent dans les résultats relatifs à la quantification des mouvements du substratum anté-néogène des secteurs considérés.

Il faut savoir qu'en outre il n'a pas été possible de déterminer la part exacte de la "Subsidence dite tectonique". Bien que la charge sédimentaire soit relativement bien connue, le calcul de l'effet

de cette charge sur la subsidence passe par l'utilisation de modèles théoriques, or le cas des marges actives semble assez mal connu de ce point de vue.

Des calculs de subsidence tectonique ont été effectués en appliquant le modèle "d'Isostasie locale" (cf. programme Annexe 3). Cependant étant donnée l'incertitude liée à cette approche, les résultats n'ont pas été développés dans la thèse ni retenus au niveau des conclusions. Ces résultats sont d'ailleurs dans ce cas en accord avec les grandes tendances observées sur les courbes de subsidence totale, qui, elles, ont été détaillées dans le chapitre VIII.

III. CONCEPTION DU MEMOIRE

Ce paragraphe, volontairement succinct, a pour but d'aider le lecteur dans la recherche d'informations particulières et surtout de préciser, voire de justifier, certains choix de présentation ou de terminologie.

A. LA TERMINOLOGIE UTILISÉE

Les termes utilisés ont été justifiés, lorsque cela semblait nécessaire, lors de leur première utilisation dans le mémoire (ex. : "Domaine" ou "Bassin" avant-arc).

Deux domaines importants dans notre étude méritent une certaine attention s'agissant de la terminologie : la stratigraphie sous ses différentes formes (litho, bio, chrono) et la sédimentologie.

1. La nomenclature stratigraphique

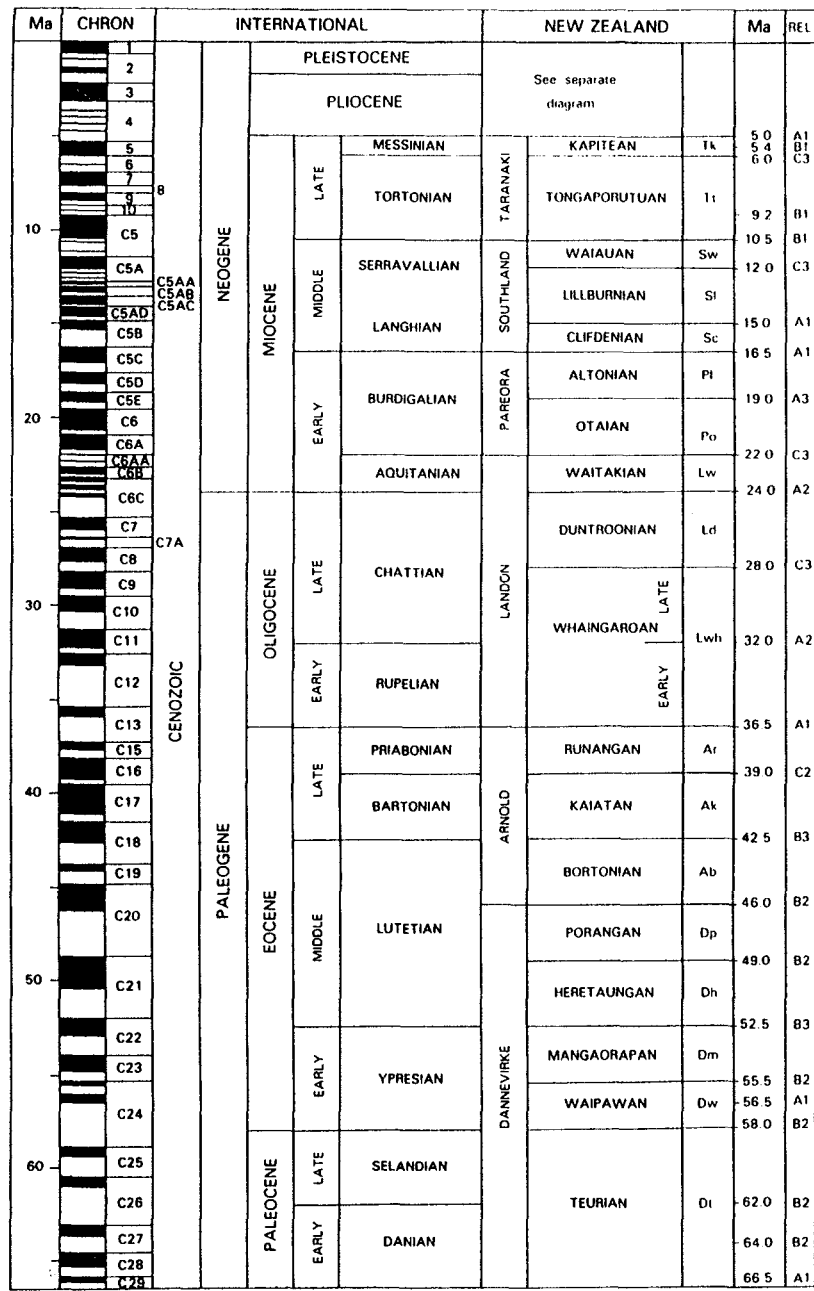
a) Lithostratigraphie

Pour ne pas alourdir le propos ou même le rendre accessible au lecteur, j'ai évité d'utiliser la lourde terminologie lithostratigraphique assez caractéristique de l'approche anglo-saxonne avec nombre de noms de Formations, de Membres ou autres.

Outre le caractère difficilement maniable de cette terminologie, accentuée par le caractère inhabituel des termes d'origine maorie, le reproche essentiel est que cette terminologie lithostratigraphique est source d'erreur dans la mesure où des noms différents existent pour des ensembles de même âge et que des noms identiques sont parfois donnés à des ensembles d'âge nettement différent ; par exemple "Auroa Formation" d'âge miocène moyen à Mahia Peninsula (Webb, 1979) correspond à une formation du Miocène supérieur dans la région de Napier (Cutten, 1994).

b) Bio et chronostratigraphie

Une échelle stratigraphique fondée sur des étages spécifiques a été établie en Nouvelle-Zélande et la version la plus récente est utilisée dans ce mémoire (fig. I-11 ; Edwards *et al.*, 1988).



New Zealand Cretaceous-Cenozoic Geological Time Scale

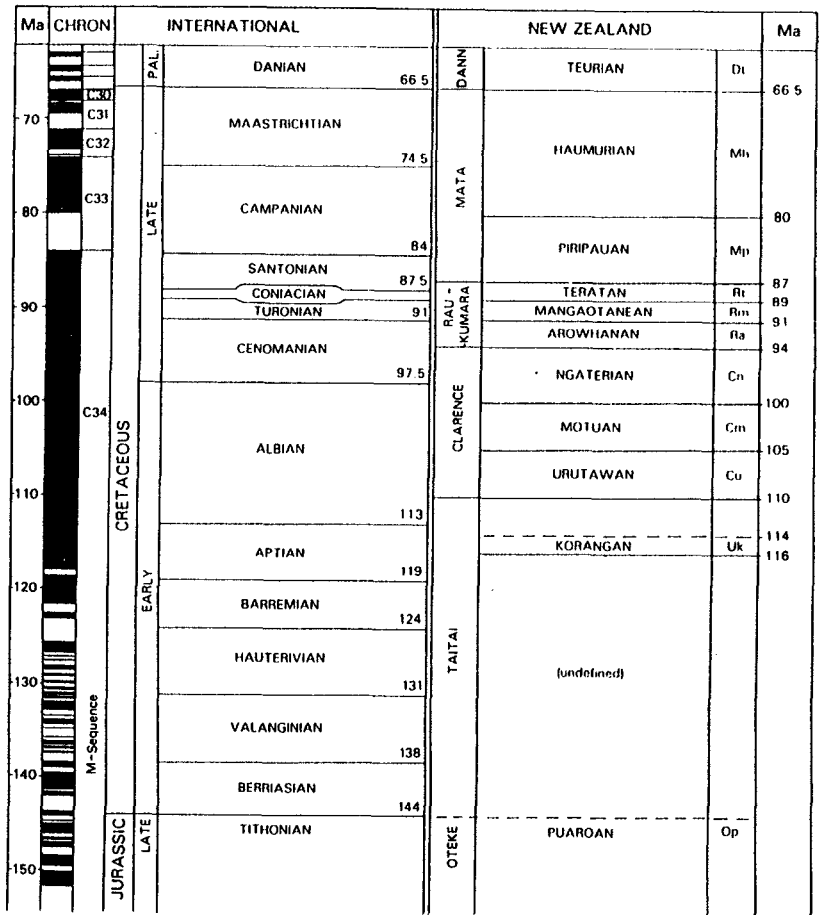
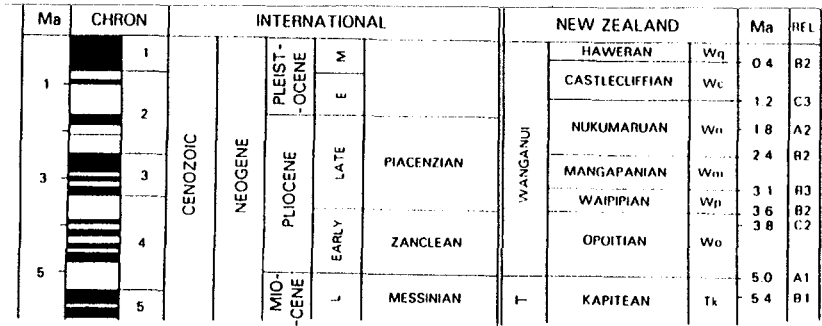


Fig. I-10 : Echelle biostratigraphique néo-zélandaise et corrélations internationales (Edwards *et al.*, 1988)

Les corrélations biostratigraphiques et les corrélations entre étages néo-zélandais et étages internationaux posent de très nombreux problèmes qui semblent être accentués ici par le caractère insulaire de la Nouvelle-Zélande acquis au moins depuis le Crétacé.

Au niveau de la rédaction du mémoire, cet aspect particulier a été la source de nombreuses difficultés.

Les noms d'étages obtenus sur mes propres échantillons ou ceux de la littérature sont en nomenclature locale. Il a fallu établir, dans chacun des cas, des corrélations avec la terminologie internationale, alors que les limites d'étages sont évidemment le plus souvent différentes.

C'est une des raisons qui m'a conduit à proposer très souvent des âges dits absolus (en millions d'années = Ma), dont la précision (*cf.* décimales) ne doit pas faire illusion ; elle n'est que le reflet des échelles utilisées. L'autre raison plus fondamentale pour l'utilisation de tels âges absolus est que les durées ainsi proposées donnent une meilleure idée de la nature des processus géologiques observés.

Par souci d'objectivité, les étages associés aux échantillons analysés sont reportés sur les figures avec leurs symboles dans l'échelle néo-zélandaise. Les étages internationaux et les âges approximatifs en Ma figurent également sur ces schémas.

2. La nomenclature sédimentologique

a) Les corps sédimentaires

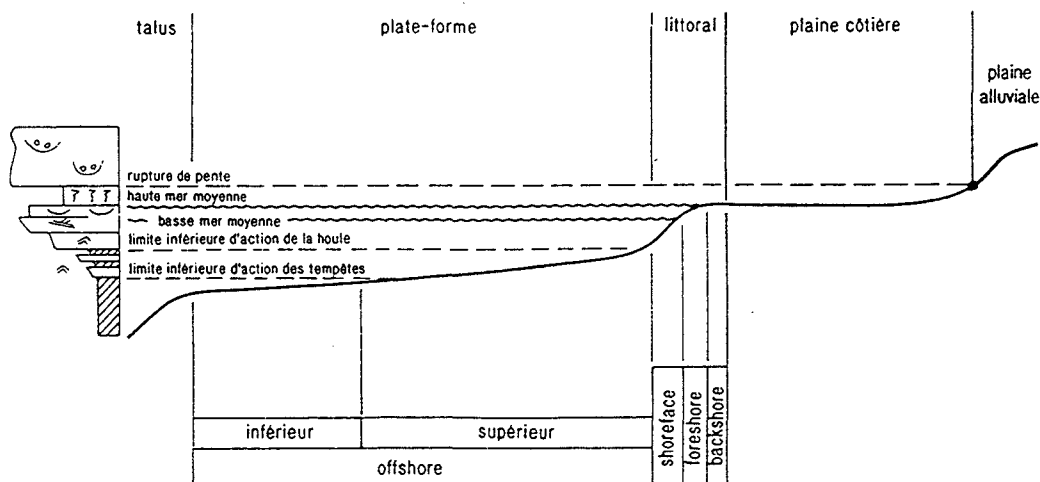


Fig. I-12 : Modèle de Walther généralement utilisé en domaine de plate-forme silicoclastique (Proust, 1994)

Bien que l'on soit ici en présence d'une marge active, présentant une mobilité importante dans le temps et dans l'espace, la terminologie utilisée dans le domaine de la sédimentologie est empruntée à des auteurs qui n'ont pas obligatoirement établi leurs modèles sur des exemples de cette nature.

Ces modèles et terminologies associées étant largement utilisés par la communauté scientifique, notamment néo-zélandaise, et essentiellement fondés sur les caractéristiques bathymétriques, il m'a semblé qu'aucun obstacle majeur ne s'opposait cependant à l'utilisation de cette nomenclature.

Pour les domaines peu profonds, j'ai utilisé principalement la terminologie liée aux modèles de plate-forme silico-clastique de Walker (1984) ou Proust (1994).

C'est le cas par exemple pour les séries plio-quaternaires rencontrées dans le domaine avant-arc qui se sont déposés dans des milieux peu profonds que j'ai assimilé à des milieux de plate-forme interne dominée par les tempêtes et les courants (houles) selon le modèle de Walker (1984) (fig. I-12).

Pour les domaines plus profonds, différents modèles de sédimentation silico-clastique ont été utilisés. C'est le cas notamment pour les séries turbiditiques du Miocène que se sont déposés dans des milieux profonds. L'agencement des corps sédimentaires a été analysé en termes d'éventails sédimentaires de type "Fan" (fig. I-13 ; Mutti et Ricci-Lucchi, 1972 ; Walker, 1984 ; Pickering, 1989). Pour décrire l'agencement des séquences turbiditiques, le modèle de Pickering (1989) a été adopté.

b) Les Roches sédimentaires

Certains termes utilisés dans la nomenclature sédimentologique anglo-saxonne doivent être ici précisés :

- les "limestones" (calcaires) des auteurs anglo-saxons sont des sédiments dont le pourcentage en CaCO_3 est supérieur à 50 %. Il s'agit très souvent d'arénites bioclastiques. C'est le cas des "calcaires" de la base du Pliocène inférieur que l'on peut qualifier de "calcarénites" ou parfois de "calcaires gréseux" ;
- le terme de grès ("sandstone") a été abandonné dans ce mémoire. Aucun des sédiments ne contient plus de 85 % de quartz. Le terme arénite a été ici préféré pour qualifier la classe granulométrique correspondante ;
- les ensembles à grain fin des auteurs locaux ("mudstones", "siltstones") : au vu des résultats portant sur la granulométrie de ces sédiments, ils ont été appelés silts (fraction granulométrique supérieure à 4 μm majoritaire).

3. Les lieux géographiques

Une carte de localisation géographique, jointe au mémoire, permet au lecteur de retrouver de nombreux lieux cités dans le texte, notamment certains noms d'origine Maori, parfois difficiles à mémoriser.

"Hawke Bay", souvent utilisé, désigne la baie située dans le secteur médian de l'île Nord. "Hawke's Bay" est la circonscription.

CLASS	GROUP	FACIES							
		1	2	3	4	5	6	7	8
A GRAVELS, MUDDY GRAVELS GRAVELLY MUDS + PEBBLY SANDS	A1 DISORGANISED								
	A2 ORGANISED								
B SANDS	B1 DISORGANISED								
	B2 ORGANISED								
C SAND-MUD COUPLETS + MUDDY SANDS	C1 DISORGANISED								
	C2 ORGANISED								
D SILTS, SILTY MUDS + SILT-MUD COUPLETS	D1 DISORGANISED								
	D2 ORGANISED								
E MUDS + CLAYS	E1 DISORGANISED								
	E2 ORGANISED								
F CHAOTIC DEPOSITS	F1 EXOTIC CLASTS								
	F2 CONTORTED + DISTURBED STRATA								
G BIOGENIC OOZES MUDDY OOZES BIOGENIC MUDS CHEMOGENIC SEDIMENTS	G1 BIOGENIC OOZES								
	G2 BIOGENIC MUDS								
	G3 CHEMOGENIC DEPOSITS								

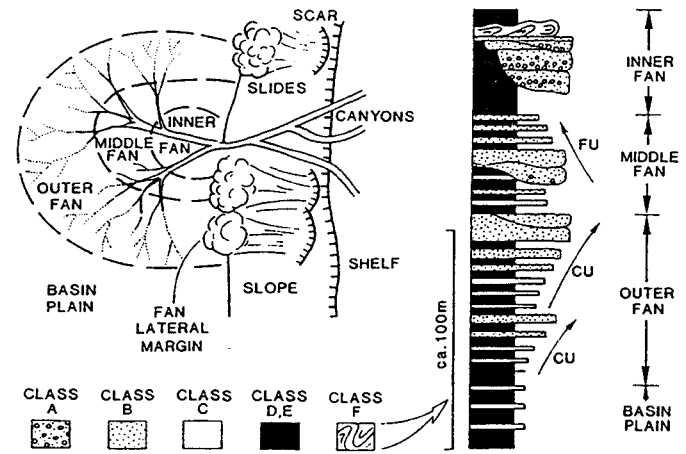


Fig. I-13 : Faciès turbiditique et localisation des éventails turbiditiques sur une marge (Pickering, 1984 ; Walker, 1984)

B. LE MÉMOIRE : ORGANISATION INTERNE

1. Le plan adopté

Le plan retenu est un plan relativement simple organisé en fonction de la démarche réelle du travail effectué.

La première partie (chap. II à V) concerne la Transversale de référence regroupant la Transversale de Wairoa et la Transversale complémentaire de Napier, sur lesquelles l'essentiel des prélèvements et des analyses a été effectué. Cette première partie comprend la description détaillée d'Ouest en Est des différentes coupes et séries significatives du domaine avant-arc (chap. II à IV).

La deuxième partie (chap. VI et VII) correspond à la synthèse de certaines données acquises sur la Transversale de référence (Wairoa et Napier) avec :

- un chapitre consacré à l'analyse pétrographique des différents types de sédiments observés (chap. VI) ;
- un chapitre consacré la quantification des mouvements du soubassement anté-miocène (chap. VII).










La troisième partie (chap. VIII) regroupe les études faites sur les deux transversales complémentaires plus méridionales : Transversale de "Southern Hawke's Bay" et "Transversale de Wairarapa". Ces études comprennent essentiellement la description des coupes significatives de ce secteur.

Enfin, la dernière partie du corps principal (chap. IX) est classiquement consacrée à la synthèse des données : interprétation géodynamique d'ensemble, notion de Bassin Avant-Arc et facteurs liés à la géodynamique interne ou externe intervenant dans la sédimentation sur une marge active.














A ces différents chapitres s'ajoutent des annexes créées pour alléger le texte dans lesquelles figurent :

- Annexe 1 : les données micropaléontologiques détaillées obtenues en collaboration avec M. Crundwell de l'IGNS (Nouvelle-Zélande) ;
- Annexe 2 : les données minéralogiques d'après les analyses effectuées au laboratoire de Lille 1 ;
- Annexe 3 : le programme Sublog réalisé en collaboration avec Michel Dubois de l'Université de Lille 1.

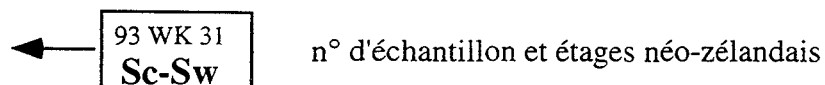
Lithologies :

 Tufs	 Silts arénitiques
 Calcaires	 Silts carbonatés
 Calcaires gréseux	 Silts argileux
 Arénites bioclastiques	 Niveaux à galets
 Arénites	

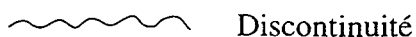
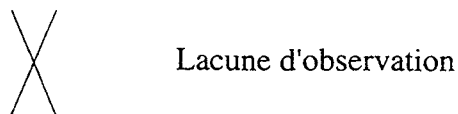
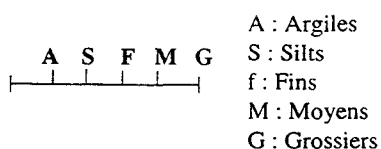
Figures sédimentaires :

 Eminations planes	 Bryozoaires	 Base de banc érosive
 Laminations obliques	 Matière organique	 Cicatrices d'érosion
 Rides de houle	 Nodules	 Glissement bancs sur bancs
 Obliques en auge	 Blocs	 Niveaux slumpés
 Bioturbations		

Colonnes lithostratigraphiques :



Echelle granulométrique :



≈ 15,5 - 15 Ma : Age supposé des formations

Fig. I-14 : Légende générale adoptée dans le mémoire (copie jointe sur une planche)

2. Illustration

Il s'agit fondamentalement de figures qui sont numérotées par chapitre (I à IX) et par numéro d'ordre dans le chapitre (1 à x).

Les colonnes lithologiques ont été réalisées en s'appuyant sur quelques règles habituellement retenues en Sédimentologie :

- les colonnes sont proportionnelles aux épaisseurs observées.
- les largeurs des formations lithologiques représentées sont proportionnelles à leur classe granulométrique (argiles, silts, grès fins, moyens, grossiers). Cette "échelle" est utilisée pour les sédiments silicoclastiques ;
- la nature lithologique et quelques structures sédimentaires ont été reportées sur les colonnes lorsque cela s'avérait possible.

Une légende commune à toutes les colonnes figure dans le mémoire (fig. I-14). Un double de cette légende existe également en feuille volante.

La lecture des étages est normalement possible sur chaque figure mais un tableau d'équivalence des échelles internationale et néo-zélandaise a été intégré au Mémoire.

Les autres figures possèdent des légendes autonomes reportées sur chacune d'elles, ou sont explicitées dans le texte.

2. Bibliographie

Les seuls problèmes rencontrés au niveau de l'obtention d'informations réside dans la multiplicité des thèses non publiées (Unpublished data) très souvent utilisées par les auteurs et malheureusement difficilement accessibles et donc difficilement vérifiables voire invérifiables.

CHAPITRE II :
LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE	39
II. LE SOUBASSEMENT	40
A. Description générale	41
B. Pétrographie	41
1. Les arénites	41
2. Les niveaux pélitiques	42
C. Age des séries	42
III. LA SÉRIE MIOCÈNE DU FLANC OCCIDENTAL DU SYNCLINAL	
DE WAIROA : LA COUPE DE WAIKAREMOANA	43
A. La base de la série : une sédimentation grossière (unités 1 et 2).....	43
1. Les faciès fins de base (unité 1).....	43
2. Les faciès coquilliers (unité 2).....	47
B. Développement d'une sédimentation turbiditique (unités 3 à 7)	48
1. Les silts à turbidites fines de l'unité 3	48
2. Les turbidites de l'unité 4	49
3. Les turbidites grossières de l'unité 5	50
4. Les turbidites de l'unité 6	51
5. Les silts à turbidites fines de l'unité 7	51
C. Développement de silts massifs dominants (unités 8 et 9)	51
1. Les silts massifs de base de l'unité 8	54
2. Les faciès gréseux de l'unité 9	54
3. Les silts massifs et turbidites fines de l'unité 10.....	57
D. Conclusion	59
IV. LES SÉDIMENTS DU PLIOCÈNE.....	59
A. Les arénites bioclastiques de base	59
B. Les séries pélitiques supérieures.....	61
C. Conclusion	63
V. BILAN ET CONCLUSIONS	63

CHAPITRE II

LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE

La coupe dite de Waikaremoana se situe le long d'une route qui relie la zone volcanique de Taupo à Frasertown à travers la chaîne axiale. Les abords du lac Waikaremoana offrent de très bons affleurements de la série néogène sur le flanc Ouest du synclinal de Wairoa (fig.II-1 et II-2). La chaîne axiale (Huiarau Range), présentant les séries du soubassement, culmine à l'Ouest à plus de 1000 m avec des reliefs acérés qui contrastent avec les collines situées plus à l'Est où affleurent les séries néogènes.

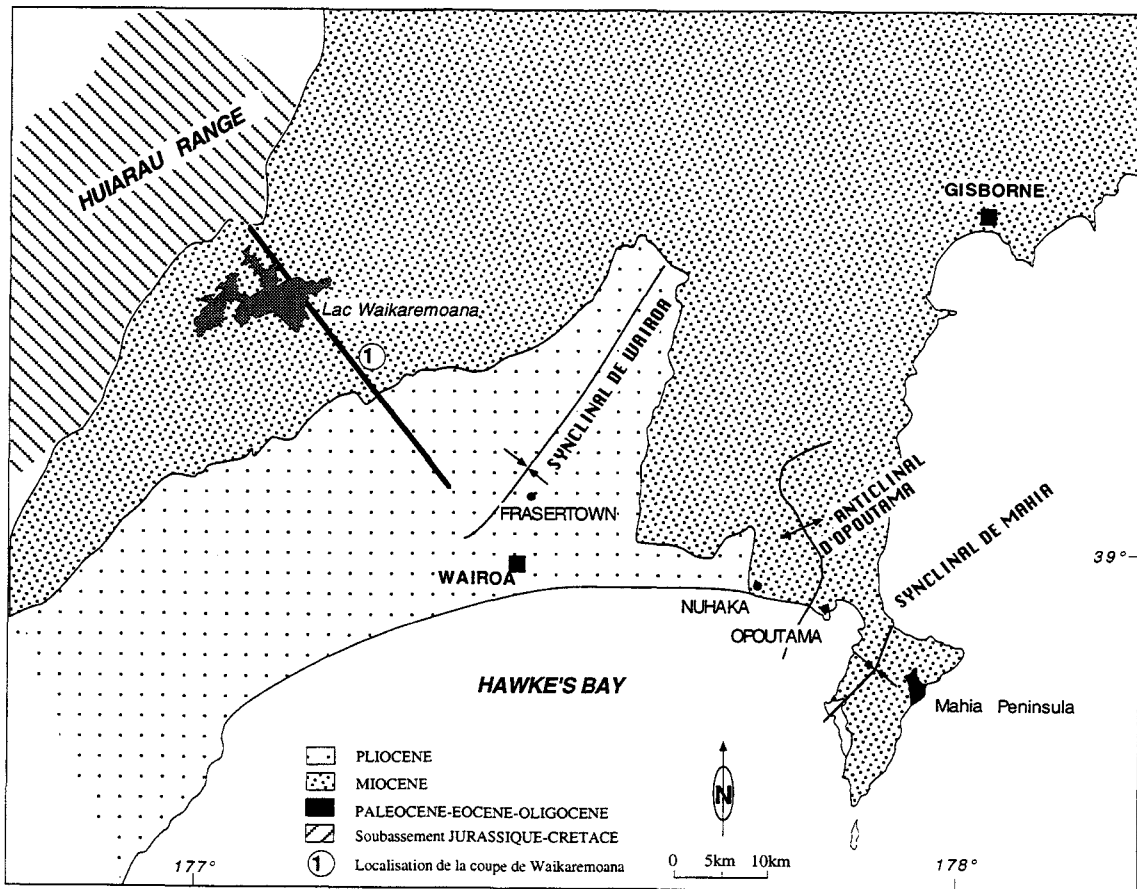


Fig. II-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Nord et localisation de la coupe de "Waikaremoana" (modifiée d'après Suggate, 1972).

Les coupes, levées principalement le long de la route menant du lac à Wairoa et le long de vallées avoisinantes, permettent d'observer d'Ouest en Est le Miocène et le Pliocène (fig. II-1 et II-2). La série observée sur une distance horizontale d'environ 60 km a été assimilée à une colonne verticale représentative de la bordure occidentale du synclinal. Cette assimilation correspond naturellement à une approximation.

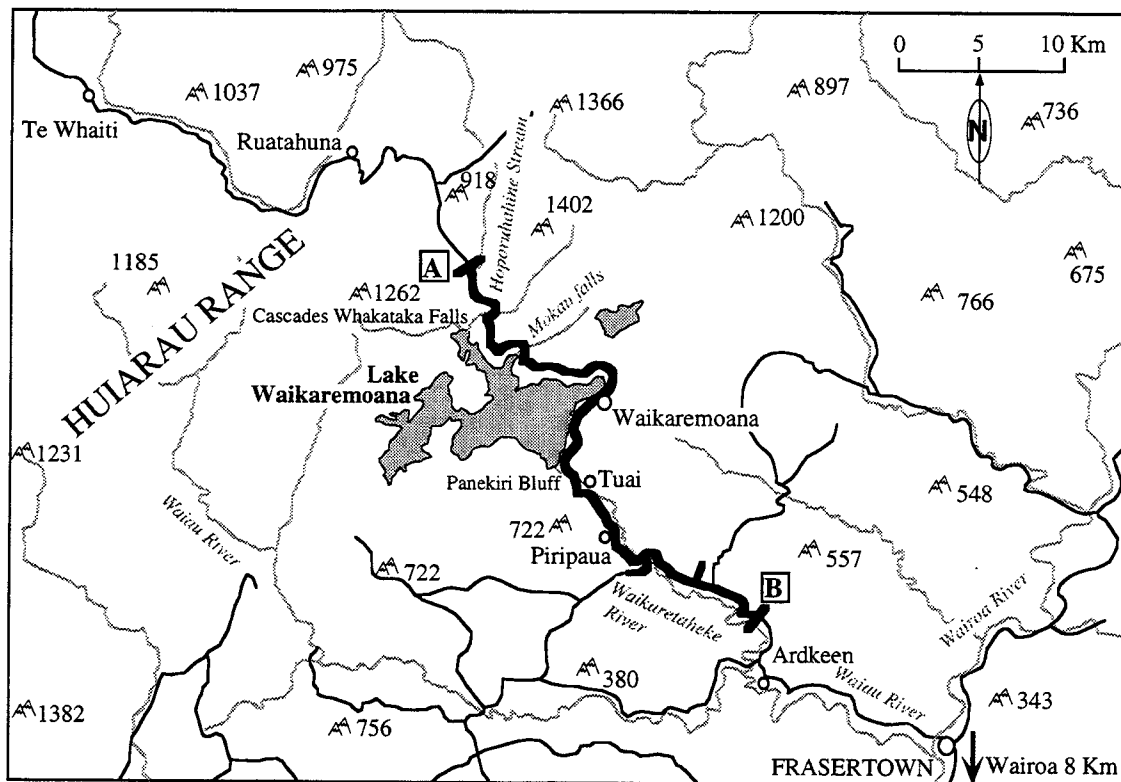


Fig. II-2 : Localisation des affleurements de la coupe du Lac de Waikaremoana

Cette série du flanc occidental du synclinal de Wairoa est la plus complète de celles rencontrées sur l'ensemble de la marge puisque tout le mio-pliocène, période postérieure à la reprise de la subduction, affleure ici. Hornibrook (1984) attribue à cette série complète, à laquelle il inclut les formations quaternaires qui affleurent plus au Sud (*cf.* Chapitre V), une puissance supérieure à 7000 m. La coupe levée dans la région de Waikaremoana représente plus de 4000 m de séries, du Miocène inférieur terminal au Pliocène supérieur.

II. LE SOUBASSEMENT

Les sédiments du soubassement appartiennent à un ensemble appelé "Torlesse Supergroup". Le Torlesse est considéré comme un "terrane" accolé au continent néo-zélandais au cours du

Mésozoïque (Spörli, 1978 ; Howell, 1980 ; Bradshaw, 1989). Il correspond à un énorme éventail sédimentaire sous-marin d'âge Permien à Crétacé inférieur (290 à 100 Ma environ) porté par la plaque océanique Phoenix et accrété au cours du Jurassique - Crétacé inférieur lors de la subduction de cette plaque océanique (Bradshaw, 1989). Le Torlesse correspond ainsi à un "Méga Prisme d'Accrétion" associé à la marge active Mésozoïque durant l'orogénèse Rangitata (Bradshaw *et al.*, 1980 ; Ferrière, 1987). Cet ensemble constitue plus de la moitié du socle de la Nouvelle-Zélande. Il affleure principalement dans l'Ile du Sud et, dans l'Ile Nord, il constitue la majeure partie du socle qui affleure surtout dans la Chaîne Axiale.

Dans l'Ile Sud, ce socle est souvent métamorphisé et est recouvert par un ensemble Crétacé supérieur non métamorphique (Bradshaw *et al.*, 1980). Dans l'Ile Nord, notamment à l'Est, la discordance des sédiments d'âge Crétacé supérieur - Paléogène est souvent moins marquée que dans l'Ile Sud. La limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur (environ 100 Ma) correspond à un arrêt de la subduction sous la Nouvelle-Zélande probablement associé à l'enfoncement de la dorsale Pacifique - Phoenix dans la zone de subduction (Bradshaw, 1989 ; Chanier 1991).

A. DESCRIPTION GÉNÉRALE

Les séries grésopélitiques du socle Torlesse affleurent au Nord du lac Waikaremoana, à environ 2 km au Nord du pont des "Cascades Falls" (fig.II-2). Cet ensemble apparaît très déformé et plissé. A proximité du lac, la série est globalement inclinée vers l'Ouest avec des pendages forts, souvent supérieurs à 45°.

Les sédiments sont constitués essentiellement d'alternances de pélites en bancs décimétriques et d'arénites en bancs pluricentimétriques. La granulométrie de ces arénites est moyenne. Quelques bancs de grès plus épais, verdâtres, riches en glauconie, alternent parfois avec des argiles rougeâtres oxydées.

B. PÉTROGRAPHIE

1. Les arénites

La connaissance de la composition pétrographique des arénites du soubassement Torlesse est importante dans la mesure où cet ensemble peut constituer une source pour la sédimentation détritique du Néogène.

Des études ont été réalisées sur la pétrographie des arénites de l'ensemble Torlesse (Fig.II-3), principalement dans l'île Sud et sur quelques sites de la Chaîne Axiale (Dickinson, 1971), mais aussi dans quelques pointements de ce socle dans la Chaîne Côtière (Chanier, 1991). Elles ont montré que les arénites se situent clairement dans le domaine arkosique. Ces arkoses évoluent vers un pôle plus gréseux dans les séries plus récentes du Crétacé inférieur (Chanier, 1991).

L'observation pétrographique en lame mince d'échantillons prélevés dans le secteur du lac Waikaremoana a montré que ces sédiments sont très riches en grains de quartz mono- ou

polycristallins, de feldspaths alcalins, de plagioclases, d'éléments lithiques volcaniques et plus rarement de débris lithiques sédimentaires. Leur matrice est de nature silto-argileuse.

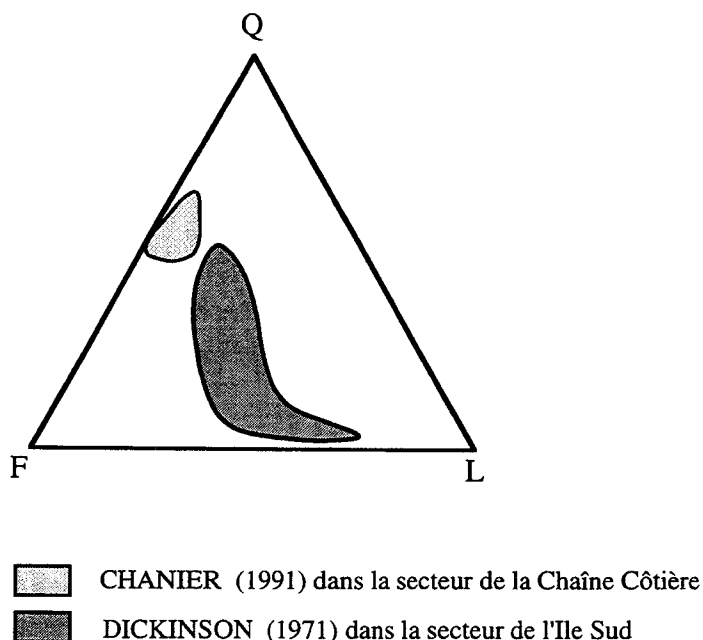


Fig.II-3 : Diagramme QFL (Quartz-Feldspaths-Lithiques) relatif à la composition des arénites du sous-bassement Torlesse d'après les travaux de Dickinson (1971) et de Chanier (1991).

2. Les niveaux pélitiques

L'analyse granulométrique de la fraction fine (granulomètre laser "Malvern") a montré que les pélites correspondent à des silts argileux, à faible pourcentage d'argiles (moins de 20% de la fraction volumique). Les échantillons analysés montrent une composition minéralogique homogène pour la fraction inférieure à 2 μm : 30 % de "smectites" (interstratifiés illite-smectite à teneurs en smectites supérieures à 80 %), 35 % d'illites, 35 % de chlorite et kaolinite (*cf.* chapitre VI).

C. AGE DES SÉRIES

Dans le secteur étudié, l'âge de ce sous-bassement Torlesse a longtemps été attribué au Jurassique (Speden, 1972). De nouvelles données biostratigraphiques relatives aux Dinoflagellées (Moore *et al.*, 1988 ; Wilson et Moore, 1988 ; Isaac *et al.*, 1991) indiquent qu'il est pour partie d'âge Crétacé inférieur (Néocomien). Un peu plus à l'Est, à proximité de Ruatahuna (fig.II-2), une quinzaine de mètres d'argiles lacustres surmontées de plus de 400 mètres de grès riches en Inocérames ont été datées selon les mêmes auteurs du Crétacé supérieur. Cet ensemble supérieur

correspond en âge à la couverture du socle Torlesse, postérieure à l'arrêt de la subduction Permo-Crétacé inférieur.

III. LA SÉRIE MIOCÈNE DU FLANC OCCIDENTAL DU SYNCLINAL DE WAIROA : LA COUPE DE WAIKAREMOANA

Les formations mio-pliocènes constituent un large synclinal, le synclinal de Wairoa, dont l'axe est orienté environ NE-SO. La série miocène est transgressive sur le soubassement Jurassique-Crétacé qui a été à nouveau déformé au Miocène basal lors de la reprise de la subduction Hikurangi, vers 24 - 25 Ma (Chanier, 1991 ; Rait *et al.*, 1991). Elle est constituée de sédiments essentiellement silicoclastiques dont la puissance totale atteint environ 4000 mètres. Les premiers sédiments rencontrés à l'affleurement reposent sur les séries du Crétacé inférieur de la formation Torlesse avec un pendage vers le Sud-Est.

La base de la série affleure aux "Cascades Falls", au Nord du lac, et on peut suivre la succession lithostratigraphique en continu le long de la route et dans les vallées avoisinantes jusqu'à la sortie du lac, vers Tuai (fig. II-2).

Cet ensemble Miocène s'étend depuis au moins la base du Miocène moyen jusqu'au sommet du Miocène supérieur. La base de la série peut néanmoins représenter la partie terminale du Miocène inférieur (probablement Altonian : 18,5 - 16,5 Ma, d'après Hornibrook, 1984). Aucune lacune stratigraphique majeure n'a été reconnue dans cet ensemble miocène.

A. LA BASE DE LA SÉRIE : UNE SÉDIMENTATION GROSSIÈRE (UNITÉS 1 ET 2)

La coupe a été levée au niveau du pont de "Hoporuahine Stream", à l'entrée nord du lac (Fig II-2). Les sédiments miocènes, inclinés vers le Sud-Est d'environ 30°, montrent une discordance angulaire nette avec les séries du Crétacé fortement inclinées vers le Nord-Ouest. Le contact n'est pas visible et Hornibrook (1984) a envisagé l'existence d'une faille au niveau de ce contact.

Deux unités lithologiques ont été distinguées au sein de cette partie basale caractérisée par une sédimentation grossière (figure II-4). Le contenu paléontologique et micropaléontologique, pourtant localement abondant, n'a pas permis de déterminer avec certitude l'âge de cet ensemble. Ces deux unités peuvent représenter la fin du Miocène inférieur d'après Hornibrook (1984).

1. Les faciès fins de base (unité 1)

La base du Miocène moyen est constituée d'une série de 30 à 50 m d'arénites fines, en séquences décimétriques granodécroissantes, rythmiques. Si le contact stratigraphique avec le soubassement est effectivement décalé par une faille (Hornibrook, 1984), il peut manquer une partie de la base de cette série.

Les bancs sont composés d'une base massive, grossière, surmontée d'un niveau à laminations parallèles. Le sommet des bancs présente de nombreuses figures d'échappements de fluides ("Dishes" et "Pillars").

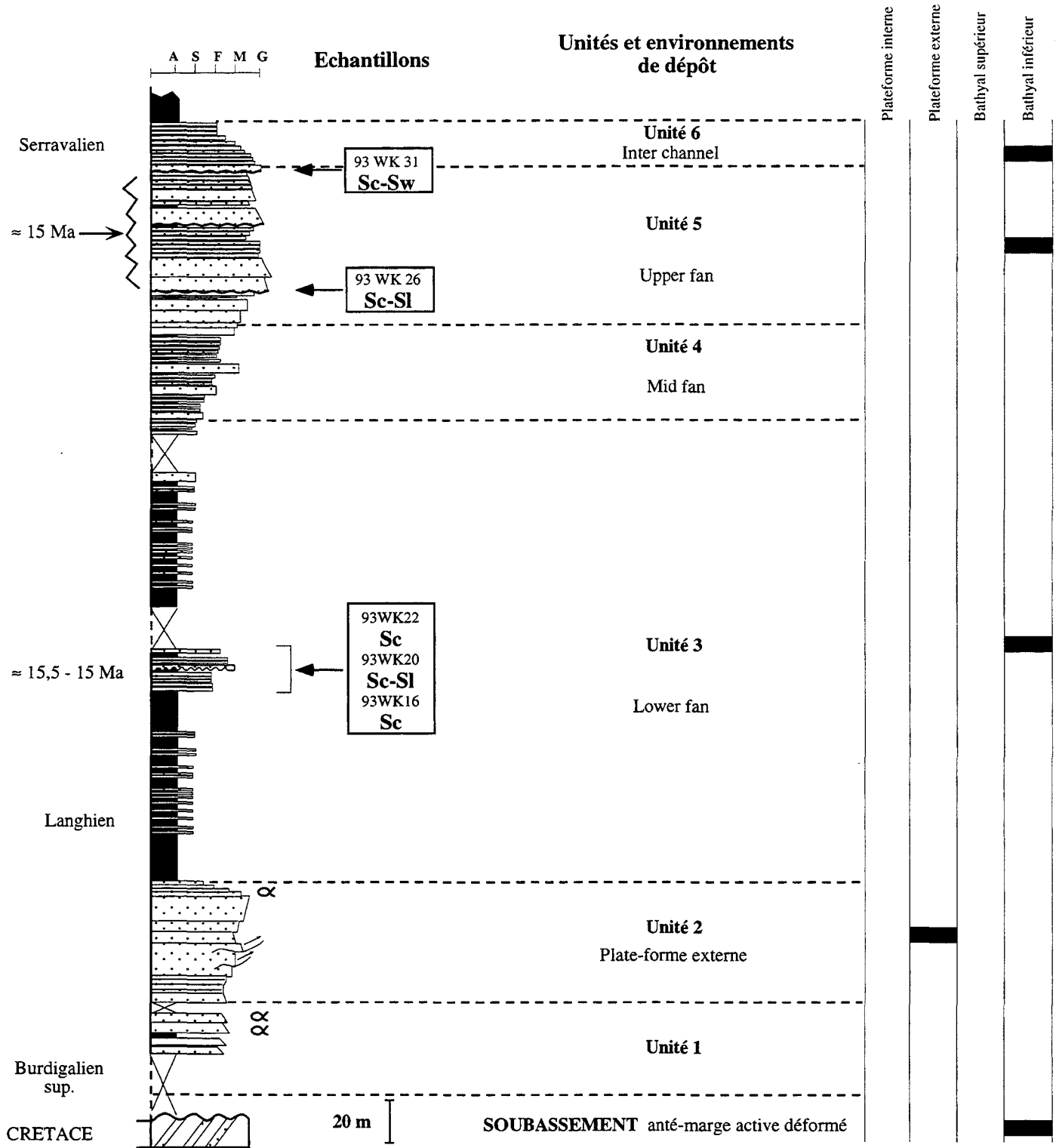


Fig. II-4a : Colonne lithostratigraphique de la base de la série Miocène de Waikaremoana présentant les unités lithologiques 1 à 6.

Echantillons Unités et environnements de dépôt

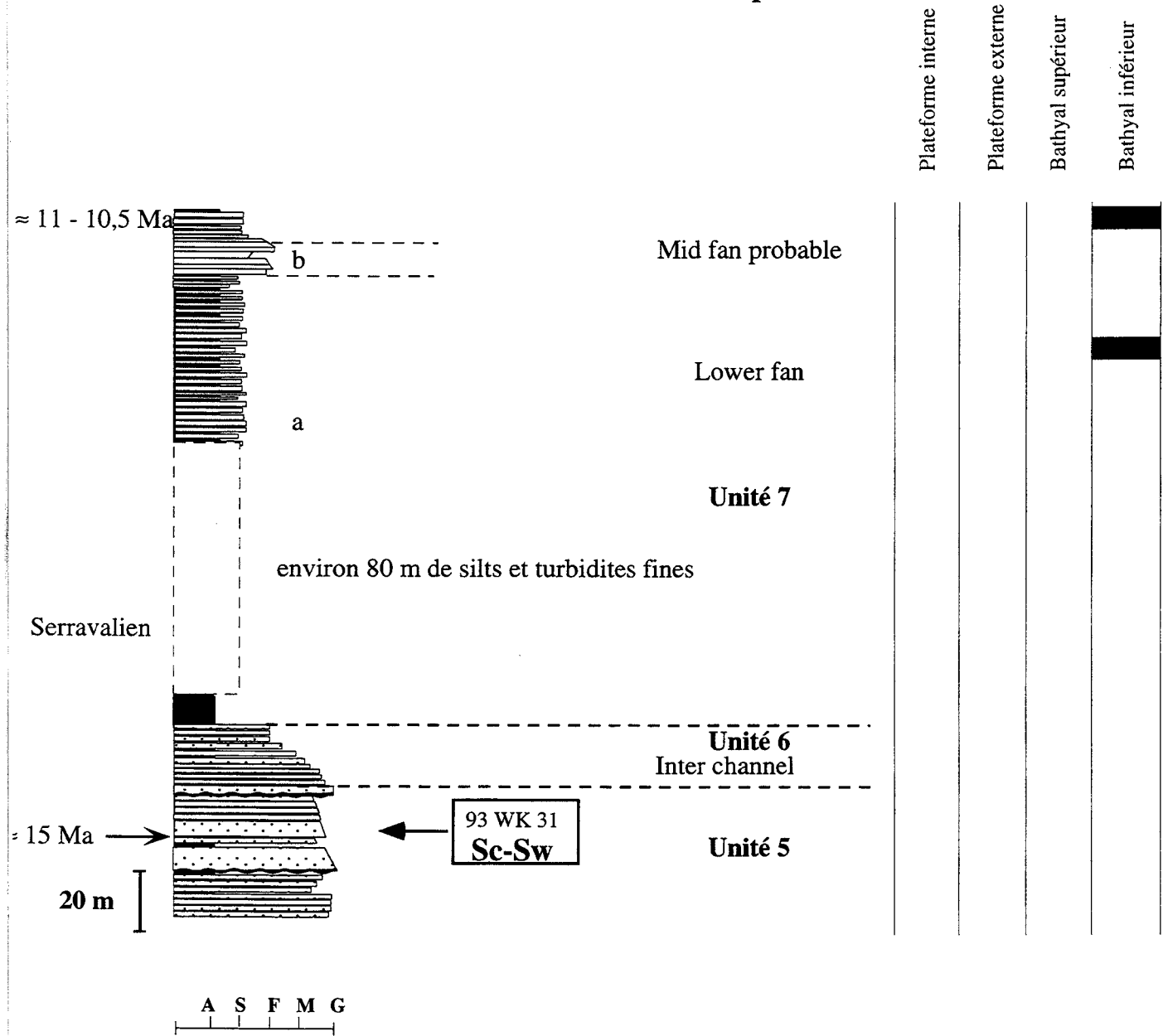


Fig. II-4b : Transition entre les unités 6 et 7 (cf. fig. II-4a et II-7)

Des colorations sélectives (Rhodizonate de Potassium et Cobaltinitrite de Sodium, cf Chapitre VI) ont été faites afin d'effectuer l'analyse modale de ces grès et notamment la différenciation Quartz/Feldspaths. La coloration jaune dominante sur ces lames montre une richesse en Feldspaths alcalins. La granulométrie souvent trop fine de ces sédiments a rendu les comptages très difficiles; néanmoins, on peut montrer que ces arénites se situent nettement vers le pôle arkosique (Fig. II-5).

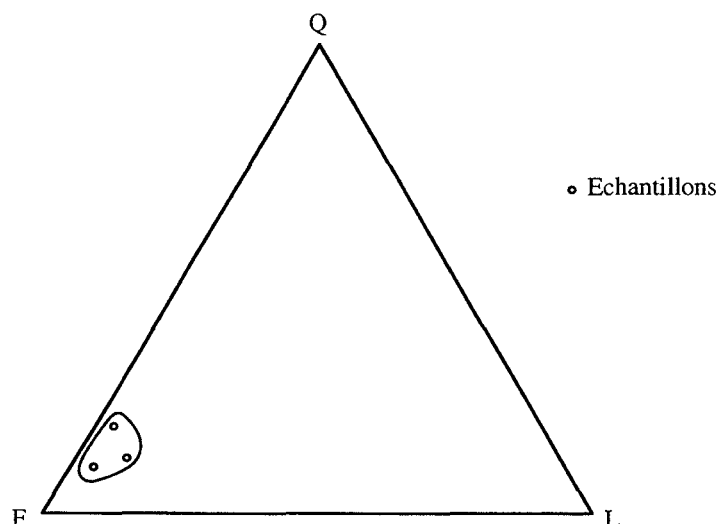


Fig. II-5 : Diagramme QFL (Quartz-Feldspaths-Lithiques) relatif aux arénites de la base de la série miocène.

Ces arénites apparaissent donc très peu matures, proches du pôle Feldspath sur le diagramme QFL (fig. II-5). Ceci est surprenant car on s'attend à ce que les séries du soubassement représentent une source importante des apports détritiques, or celles-ci sont moins riches en feldspaths. L'étude des lames minces montre la présence de nombreux plagioclases automorphes et zonés (cf. Chapitre VI). Cette observation démontre l'existence d'une source de nature volcanique, compatible avec l'existence d'un arc volcanique actif qui fonctionne déjà depuis le Miocène basal, vers 24-25 Ma (Ballance, 1976, 1988). L'arrivée dans le bassin de ces feldspaths d'origine volcanique (cristaux automorphes de Plagioclases zonés) permet, au moins en partie, d'expliquer la position de ces arkoses très proches du pôle feldspathique.

Ces arkoses ont une matrice argileuse et carbonatée alors que le soubassement se caractérise par des arkoses à matrice uniquement silto-argileuse ou à ciment siliceux. Quelques niveaux sont riches en débris de matière organique. Des cimentations secondaires calcitiques marquent une circulation de fluides postérieurement au dépôt des sédiments.

• Environnements de dépôt

Cette formation se caractérise par une alternance de bancs gréseux épais qui évoquent de forts taux de sédimentation. Les sédiments sont mal classés et témoignent d'une énergie non suffisante pour vanter les grains. Le sommet de ces bancs montre parfois de nombreuses bioturbations dont

des terriers verticaux qui témoignent de diminutions du taux de sédimentation permettant aux organismes de se développer.

Ces sédiments correspondent à un environnement de plate-forme silicoclastique ouverte sur un milieu marin franc. Les faciès caractéristiques d'un milieu d'assez faible énergie n'évoquent pas des sédiments directement transgressifs sur le socle préalablement émergé. Ceci tend à confirmer que la base de la série est probablement tronquée par une faille qui n'a cependant pas pu être directement observée.

2. Les faciès coquilliers (unité 2)

Cette unité constitue dans le paysage une barre topographiquement bien définie. Elle est représentée par cinquante à soixante mètres d'arénites de granulométrie moyenne, bien classées, en bancs plurimétriques à rythmes décimétriques. Ces niveaux sont très riches en bioclastes et les joints inter-rythmes sont microbioclastiques.

Ce sont des arénites monogéniques bioclastiques de type floatstone à rudstone (Dunham, 1961 ; Embry et Klovan, 1971). Les bioclastes sont essentiellement des lamellibranches généralement entiers (coquilles dont le diamètre atteint parfois 10 cm) mais aussi des gastéropodes et de rares bryozoaires. Des rudiments de bioconstructions, avec quelques biohermes non brisés, apparaissent localement.

La base de cette unité est constituée d'une dizaine de mètres de bancs plus fins, microconglomératiques à leur base (sole des bancs granulaires) à caractère érosif.

Les bancs d'arénites présentent un caractère strato-croissant à la base puis strato-décroissant à granulométrie plus fine vers le sommet. L'unité 2 se termine par des siltstones et grès fins riches en bois flotté (Fig. II-4).

L'étude en lames minces des arénites a montré leur caractère feldspathique, riches en plagioclases. Elles contiennent de nombreux éléments lithiques, volcaniques et sédimentaires (galets mous d'argiles), avec comme minéraux accessoires des zircons, épidotes et rares grains de glauconie.

En dehors de leur abondance en fossiles, ces sédiments ont une lithologie assez proche de celle des arénites de l'unité 1.

• *Environnements de dépôt*

Ces sédiments sont issus de milieux de forte productivité biologique (coquilles de lamellibranches, algues, coraux, bryozoaires...). Ces organismes ont été transportés vers des milieux marins plus ouverts (nombreux foraminifères planctoniques, bioconstructions arrachées de leur substratum...).

On peut attribuer cette unité à des dépôts de plate-forme ouverte sur un milieu marin franc (nombreux foraminifères planctoniques). Des faciès comparables en tous points, d'âge équivalent,

peut-être légèrement plus récents (base du Langhien), ont été observés une centaine de km plus au Sud et ont été attribués à des dépôts de plate-forme externe à bathyal supérieur (Cutten, 1994).

B. DÉVELOPPEMENT D'UN SÉDIMENTATION TURBIDITIQUE (UNITÉS 3 À 7)

Après la sédimentation gréseuse de base, cette partie du bassin connaît le développement progressif d'une sédimentation turbiditique qui débute par un ensemble à dominante pélitique (unité 3) s'enrichissant progressivement en turbidites de plus en plus épaisses et nombreuses (unités 4 et 5). Ces dernières unités, épaisses d'environ 100 m, forment une nouvelle barre morphologique dans le paysage. Les unités 6 et 7 correspondent à un retour vers des turbidites plus fines et moins abondantes.

1. Les silts à turbidites fines de l'unité 3

L'unité 3, épaisse d'environ 200 mètres, se caractérise par une sédimentation pélitique dominante avec des passées de turbidites fines. D'après les observations de terrain, on peut la subdiviser en deux ensembles turbiditiques strato-croissants superposés, épais chacun d'une centaine de mètres :

- la base du premier ensemble est mal contrainte du point de vue lithologique car les affleurements sont rares. Les quelques observations ponctuelles montrent des sédiments silteux et marneux dominants avec quelques rares niveaux de turbidites. Elle forme les 80 à 100 premiers mètres de l'unité. Le sommet de cet ensemble, épais d'environ 25 à 30 mètres montre une nette augmentation des niveaux turbiditiques. Ce sont encore des turbidites fines (5 à 20 cm d'épaisseur) qui alternent avec des niveaux silteux d'épaisseur décimétrique. Le rapport arénites-pélites est proche de 1:1 et cet ensemble présente un faciès de type C.2 d'après la classification de Pickering (1989, cf. Chapitre 1).
- le second ensemble, épais d'environ 100 mètres est globalement plus pauvre en turbidites. Le rapport arénites-pélites est proche de 1:4 mais la fréquence de ces turbidites augmente à nouveau vers le sommet et on retrouve un rapport arénites-pélites proche de 1:1. Les turbidites du sommet se caractérisent par un accroissement de la fraction carbonatée dû à un enrichissement en bioclastes, présents sous la forme de petits débris de coquilles.

• Age

Trois échantillons prélevés dans la partie médiane de cette unité (93WK16, 93WK20 et 93WK22) permettent de la dater du Langhien. La présence en particulier de *Globorotalia praemenardii* dans l'un des échantillons montre que l'on se trouve ici dans la partie terminale du Langhien. L'ensemble de l'unité pourrait se situer dans l'intervalle Langhien supérieur - Serravalien inférieur.

• *Environnements de dépôts*

Les turbidites observées sont toujours fines (épaisseur maximum de 20 cm, généralement de 5 à 15 cm) et sont souvent incomplètes, de type T(b)cde. Elles présentent souvent des niveaux à laminations planes et des rides de courant. Elles sont comparables aux faciès de turbidites C.2 (Pickering, 1989) et ont tous les caractères des turbidites distales de type "Lower fan", donc plutôt caractéristiques de domaines profonds, en pied de pente (Stow, 1982 ; Walker, 1984 ; Pickering, 1989).

2. Les turbidites de l'unité 4

La base de l'unité 4 se différencie du sommet de l'unité 3 par les caractéristiques des turbidites qu'elle présente.

A la base, les séquences turbiditiques sont d'environ 20 cm, avec des interlits silteux de 10 à 20 cm (Fig. II-6 a). Le rapport arénites-pélites est encore de l'ordre de 1:1 et s'accroît rapidement vers le haut.

Puis les turbidites montrent des laminations planes dominantes et l'apparition du terme grossier des séquences (T_a). Leur base et leur toit sont généralement plans, avec néanmoins quelques gouttières d'érosion à la base de certains bancs. Les bancs s'épaississent vers le sommet de l'unité et constituent des séquences turbiditiques pluriévènementielles (Fig. II-6b). Chaque banc, épais de 0,5 à 1,5 m, est alors constitué de plusieurs séquences turbiditiques successives (type T_{abc}bc...).

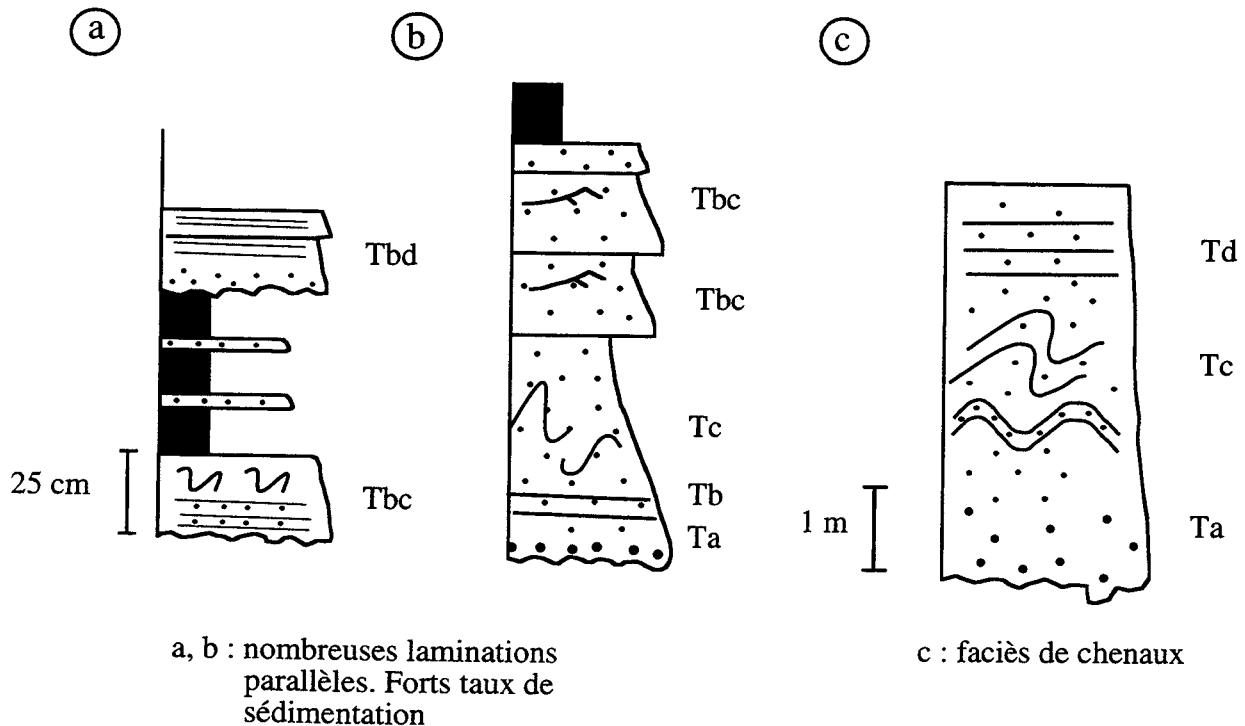


Fig. II-6 : Types de turbidites des unités 3 à 6 de la série miocène de Waikaremoana.

- *Environnements de dépôt*

L'apparition dans cette unité de rides linguoïdes, indique une augmentation de la vitesse des courants et une diminution probable de la profondeur. Cette unité strato-croissante peut être mise en relation avec une alimentation devenant plus proximale, plus grossière, associée à des systèmes distributaires que l'on trouve dans des environnements de type "mid fan".

- *Alimentation du bassin*

Des mesures de courants sur les rides linguoïdes indiquent une direction moyenne N 100 et un sens d'Ouest en Est. D'autres types de linéations de courants indiquent une direction N 075, depuis le NNO vers le SSE. Ces mesures, bien que trop peu nombreuses pour être vraiment significatives, semblent indiquer une alimentation du bassin du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

3. Les turbidites grossières de l'unité 5

Cette unité turbiditique (environ 60 m) essentiellement arénitique se distingue lithologiquement de l'unité 4 par la présence de bancs massifs plurimétriques, fortement érosifs à leur base (nombreuses figures de charge) à interjoints silteux dont les épaisseurs sont inférieures à 5 cm (fig. II-6 c). Ce type de succession de séquences est comparable au faciès C.2.1 décrit par Pickering (1989).

Les arénites sont de même type que celles rencontrées dans les unités précédentes avec, pour les échantillons les plus grossiers, un ciment carbonaté abondant (jusqu'à 28 % de la roche totale). Des laminations entrecroisées et des traces d'helminthoïdes sont abondantes.

- *Age*

Un échantillon en base de cette unité a livré une faune d'âge Langhien-Serravalien (93WK26, Clifdenian-Lillburnian : 16,5 - 11,5 Ma), les associations de foraminifères évoquant plutôt la partie terminale du Langhien. Un second échantillon, au sommet, a fourni une microfaune mal préservée qui évoque aussi un âge Langhien-Serravalien (93WK31, Clifdenian-Waiuan : 16,5 - 10,5 Ma). Les données biostratigraphiques obtenues ne sont pas en désaccord avec celles de Hornibrook (1984) qui place la limite Langhien-Serravalien (15 Ma) au milieu de cette unité.

- *Environnements de dépôts*

Les figures sédimentaires observées (figures de charge, rides de courants) ainsi que les horizons T_a systématiquement présents et T_c bien développés, indiquent un milieu de dépôt de type chenaux d'"Upper fan". L'épaisseur des bancs et le caractère grossier des arénites confirme la position proximale de cette unité par rapport à un éventuel éventail sous-marin.

Le caractère strato-croissant à la base de cette unité indique la possibilité d'une progradation d'un système de lobes proximaux. La strato-décroissance du sommet pourrait être liée à sa rétrogradation (Walker, 1984).

4. Les turbidites de l'unité 6

L'unité 6 est formée d'une vingtaine de mètres d'une série strato-décroissante. Les bancs turbiditiques sont d'épaisseur pluricentimétrique, à interjoints de même épaisseur (Fig. II-6 a). Le rapport arénites-pélites est proche de 1:1 et ces alternances évoquent le faciès C.2. de Pickering (1989). Les turbidites de cette unité sont comparables à celles observées à la base de l'unité 4. Des figures de charge sont fréquentes à la base des bancs, et leur toit est plan. La base de certains bancs peut parfois éroder les turbidites sous-jacentes et marquer la migration des corps dans l'espace.

• Environnements de dépôt

Les faciès observés dans cette unité sont en continuité avec ceux observés dans la précédente, mais les arénites sont de plus en plus fines et les bancs strato-décroissants. Ils sont moins érosifs vers le sommet de l'unité et marquent un comblement possible des chenaux. Des faciès équivalents ont été observés dans des environnements de lobes d'éventails turbiditiques entre les distributaires ("interchannels" : Stow, 1982 ; Walker, 1984 ; Pickering, 1989).

• Alimentation du bassin

Les linéations de courant indiquent ici des directions N 150 du Nord-Ouest vers le Sud-Est ; les linguoïdes indiquent quant à elles une direction N 100 d'Ouest en Est. Ces directions d'alimentation sont conformes à la géométrie actuelle de la marge avec une source provenant principalement du domaine de la Chaîne Axiale situé ou d'un domaine encore plus occidental.

5. Les silts à turbidites fines de l'unité 7

Cette unité, épaisse d'environ 500 m (Fig. II-7) contient des séries du Miocène moyen, voire supérieur qui affleurent de façon discontinue. Elle est principalement constituée d'alternances de silts et d'arénites en bancs peu épais, centimétriques à décimétriques.

La base de cette unité affleure mal. Elle est composée d'environ 120 mètres d'un ensemble de sédiments fins, silteux, dans lesquels on peut observer quelques passées turbiditiques fines (fig. VIII-7 a).

Dans la partie médiane de cet ensemble (fig. II-7 b), les séquences turbiditiques s'épaississent et deviennent stratocroissantes puis stratodécroissantes sur une quinzaine de mètres. Les bancs les plus épais présentent des turbidites complètes, de type $T_{abc(d)e}$ (fig. II-8 a).

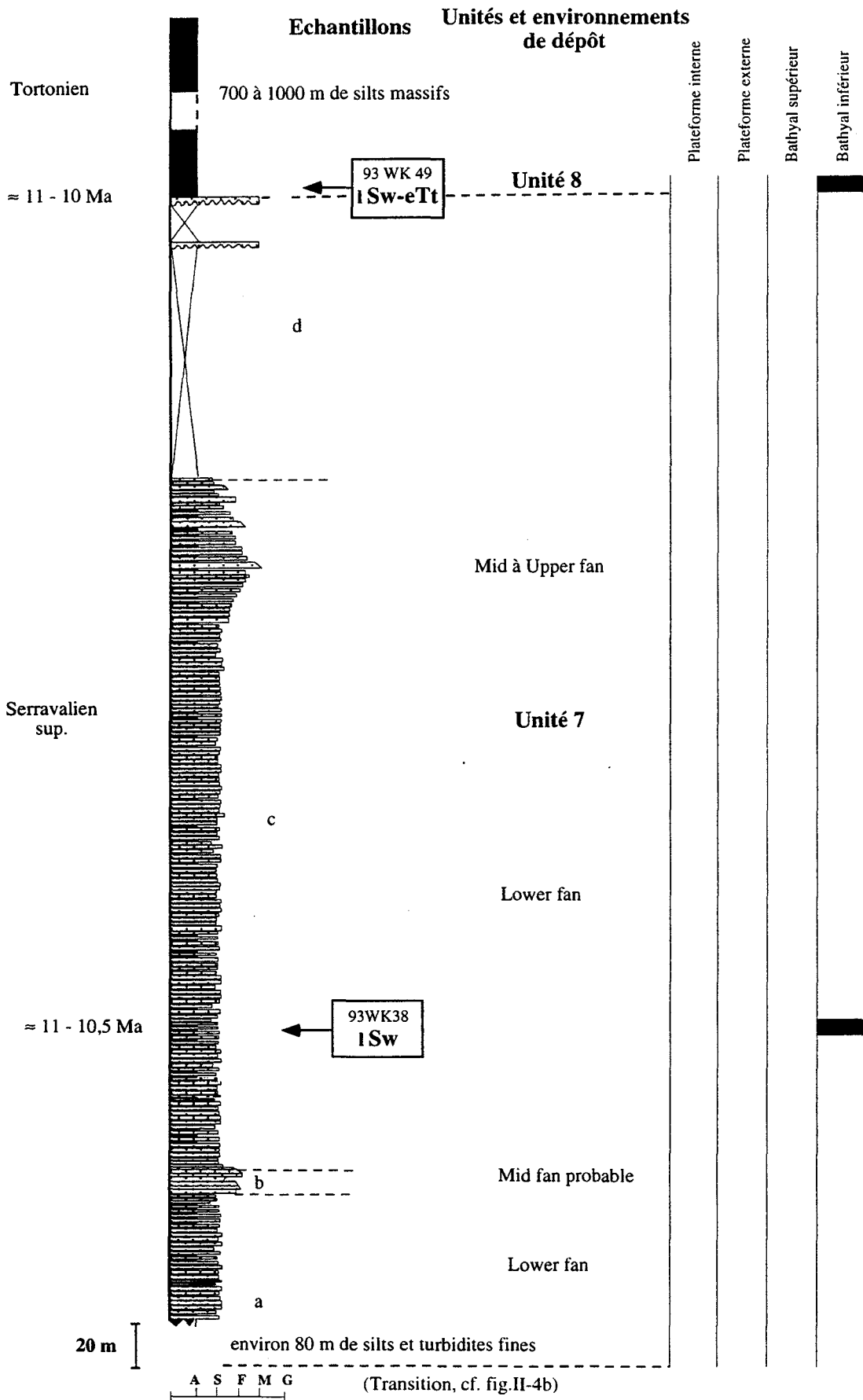


Fig. II-7 : Colonne lithostratigraphique de l'Unité 7 de la coupe de Waikaremoana.

Le terme c disparaît dans les turbidites plus fines qui sont alors de type T_{abe} dont l'épaisseur est d'une quarantaine de centimètres et de type T_{be} (fig. II-8 b et c) pour des turbidites épaisses d'une dizaine de centimètres.

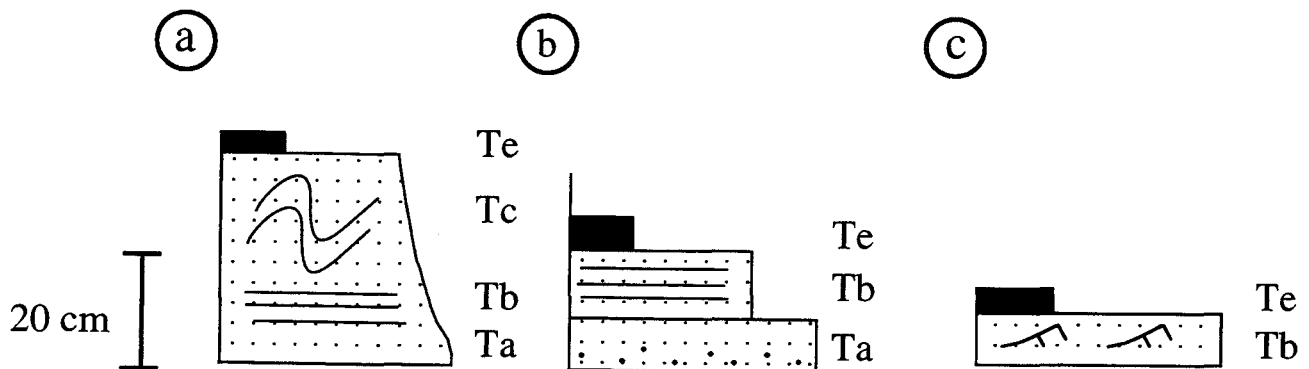


Fig. II-8 : Séquences turbiditiques des sédiments du Miocène moyen à supérieur de l'unité 7 de Waikaremoana.

Une série turbiditique fine d'épaisseur d'environ 200 à 300 mètres surmonte l'ensemble précédent (Fig. II-7 c). Cette série turbiditique affleure mal mais sa partie supérieure est bien visible aux chutes de Mokau (Fig. II-2). Les séquences turbiditiques sont généralement de type T_{be} (fig. VII-8 c).

Le sommet de cette unité est constitué d'environ 150 m de série montrant deux séquences globalement strato-croissantes. La première séquence est nettement plus épaisse (environ 100 mètres) que la seconde.

- Age

Un échantillon prélevé dans la partie médiane de l'unité a livré une faune datée de la fin Serravalien (93WK38, fin Waiauan, environ 11 - 10,5 Ma) avec notamment la présence de deux spécimens de *Globorotalia scitula* caractéristiques de la fin du Waiauan.

- Environnements de dépôt

Les environnements de dépôt de ces séries sont de type "lower fan", équivalents à ceux rencontrés dans l'unité 3. Durant cette période de la fin Miocène moyen, les conditions hydrodynamiques semblent calmes et les milieux de dépôts sont de caractère distal.

C. DÉVELOPPEMENT DE SILTS MASSIFS DOMINANTS (UNITÉS 8 ET 9)

Des sédiments pélitiques massifs d'âge Miocène affleurent au Sud des chutes de Mokau et ce jusqu'à environ 5 km au Sud de Piripaua (fig. II-2). On note donc un changement net de la sédimentation : les turbidites font place à un ensemble dominé par des siltstones massifs gris bleuté.

La puissance de cette série à dominante silteuse dépasse 2000 m. Les logs récapitulatifs de la coupe le long de la route sont présentés sur les figures II-7, II-9 et II-10.

1. Les silts massifs de base de l'unité 8

La base de la série est marquée par une dépression topographique au Sud des Chutes de Mokau. Elle est constituée de 700 m à 1000 m de silstones massifs gris bleuté homogènes. Ce faciès est caractéristique du Miocène supérieur sur la majeure partie de la marge active.

• Age

Un échantillon en base de cette série (93WK49, fig. II-7) a livré une faune fini-Miocène moyen à début du Miocène supérieur. Un second, prélevé 800 m plus haut, (93WK52, fig. II-9) a livré une microfaune caractéristique de la base du Miocène supérieur. La limite Miocène moyen - Miocène supérieur se situe donc probablement au sein de cette unité 8, plus précisément entre le sommet de l'unité 7 et la partie moyenne de l'unité 8.

• Environnements de dépôt

La lithologie homogène de ces silts massifs contraste avec les ensembles carbonatés ou turbiditiques décrits précédemment. Cela plaide en faveur d'environnements de dépôt calmes et profonds. Les associations de microfaune indiquent en effet des paléotranches d'eau comprises entre 600 et 1000 mètres.

2. Les faciès gréseux de l'unité 9

Cette unité est marquée dans le paysage par une crête que l'on peut suivre sur une dizaine de kilomètres de part et d'autre du lac. Au niveau du Panekiri Bluff, une barre dont la puissance est supérieure à 250 mètres marque l'entrée du lac (fig. II-2). La chute d'énormes blocs issus de cette barre est à l'origine de la formation du lac. Une forêt submergée par les eaux a été datée à 2200 ans B.P. (Hornibrook, 1984).

Deux sous-unités ont été reconnues dans cette unité 9 (fig. II-9, a et b) d'après les deux grands types de lithologie rencontrées : la première est constituée d'une puissante série turbiditique, la seconde d'un ensemble d'arénites plus massives.

Il n'a pas été possible de préciser la position exacte (à la base ou au sommet du "Panekiri Bluff" ?) du second sous-ensemble lithologique gréseux (fig. II-9, b). Néanmoins, la position particulière des blocs observés à l'entrée du lac suggère qu'ils se sont vraisemblablement détachés du sommet de la falaise.

a) La première sous-unité :

Elle représente la partie principale de la barre du "Panekiri bluff" avec plus de 200 mètres de puissance (fig. II-9 a). Cette sous-unité est constituée d'alternances d'arénites et de pélites. Les arénites sont de granulométrie moyenne et sont bien classées. Les interlits silteux intercalés sont généralement d'épaisseur centimétrique. Les faciès les plus grossiers sont des turbidites bioclastiques carbonatées en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur.

b) La seconde sous-unité :

Cette partie supérieure de la barre n'est pas accessible et les observations de faciès ont été effectuées sur des blocs pluridécamétriques éboulés.

Cette sous-unité est constituée d'une barre d'environ 25 mètres d'épaisseur (fig. II-9, b). Ce sont des grès massifs à matrice silto-argileuse, riches en débris coquilliers. Les figures sédimentaires sont souvent soulignées par les coquilles. Ce sont principalement des stratifications entrecroisées, grandes obliques et rides de courant. L'observation en lames minces des arénites montre que ces sédiments sont riches en Quartz dont certains montrent des golfes de corrosion et en Feldspaths généralement très altérés. Les débris lithiques sédimentaires sont très nombreux (galets silto-argileux à grains fins de quartz et feldspaths).

c) Age de l'unité 9

L'unité 9 n'a pu être datée directement mais seulement par encadrement. Un premier échantillon (93WK62) a été prélevé dans les silts de la partie sommitale de l'unité 8 sous-jacente. Son contenu faunistique le situe dans la partie inférieure du Miocène supérieur (environ 10,5 - 9 Ma). Un second échantillon (93WK67) situé à la base de l'unité 10 a livré un assemblage de foraminifères le situant à la fin du Miocène supérieur (environ 8 - 5,5 Ma).

d) Environnements de dépôt

La première sous-unité marque un retour à une sédimentation de type turbiditique. Les bases de bancs sont gréseuses et très bioclastiques; elles sont érosives, ondulées à plan. Ce caractère érosif des bancs situe cet ensemble turbiditique dans des environnements de type "Mid à Upper fan" probables.

L'accès au sommet de la falaise n'étant pas possible, un lever continu de l'ensemble de l'unité 9 n'a pu être effectué. Les environnements de dépôt de la seconde sous-unité sont donc mal contraints et deux hypothèses peuvent être envisagées en fonction des observations effectuées :

- la première hypothèse situe ces sédiments dans des environnements de dépôt très peu profonds. Les figures sédimentaires observées (stratifications obliques et rides de courant unidirectionnelles) ont été décrites dans des environnements de plages (shore face supérieur). Les sets d'obliques dans

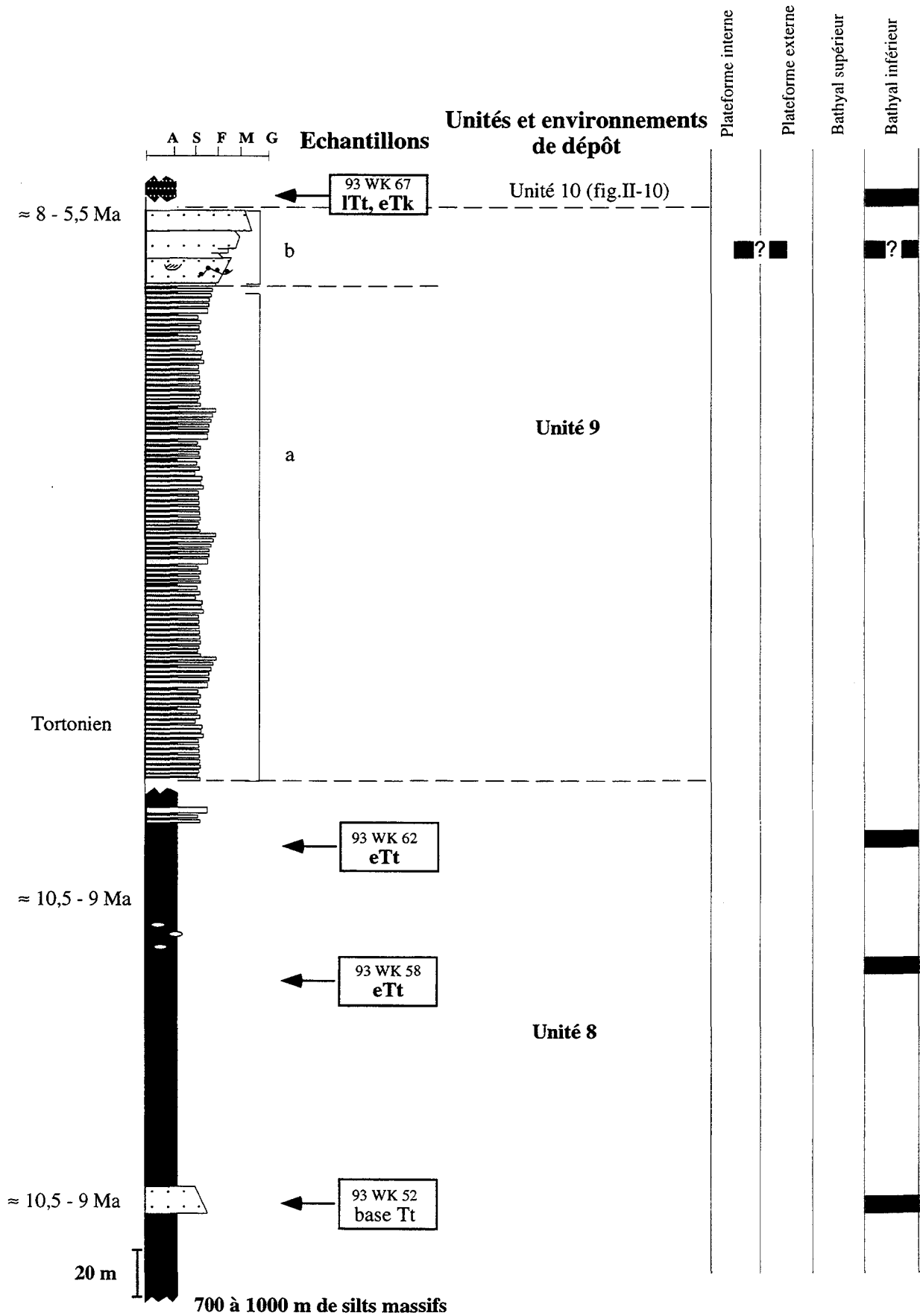


Fig. II-9 : colonne lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur de la coupe de Waikaremoana (unités 8 et 9)

les bancs massifs pourraient indiquer quant à eux des environnements de type deltaïque, toujours peu profonds.

- la seconde hypothèse envisagée est très différente. En effet, des figures sédimentaires comparables à celles rencontrées dans cette formation ont aussi été décrites dans des environnements de dépôt profonds, correspondant à des chenaux d'alimentation de systèmes turbiditiques (Bravo et Robbles, 1996).

Si on considère la première hypothèse d'environnements de dépôt peu profonds, une diminution remarquable des tranches d'eau serait donc enregistrée avec cette décharge détritique grossière au milieu du Miocène supérieur. Un comblement du bassin ou une surrection brutale de sa bordure occidentale serait alors nécessaire puisqu'aucune chute eustatique du niveau marin n'est enregistrée au cours de cette période (Haq *et al.*, 1988).

La seconde hypothèse envisage des milieux de dépôts de type turbiditique profonds. Après un épisode calme de sédimentation dans le bassin marqué par les faciès silteux de l'unité 8, un nouveau système turbiditique (unité 9) s'installerait durant cette période du Miocène supérieur (à environ 9 - 8 Ma). Cette hypothèse qui n'imposerait pas de diminution trop brutale de la tranche d'eau paraît plus crédible que la première.

De plus, les assemblages faunistiques des deux échantillons prélevés en dessous et au dessus de l'unité 9 indiquent des environnements de dépôt profonds, correspondant à des paléotranches d'eau comprises entre 600 et 1000 mètres.

3. Les silts massifs et turbidites fines de l'unité 10

L'unité 10 comprend trois lithofaciès principaux (fig. II-9 et II-10) :

- le premier est constitué d'environ 800 mètres de silts argileux massifs qui reposent sur l'unité précédente. Ces silts homogènes contiennent de rares passées gréseuses;
- le second est constitué par environ 400 m de turbidites fines dont les bancs sont inférieurs à 10 cm, à interlits silteux d'épaisseur équivalente ;
- le dernier ensemble, épais d'environ 300 mètres, affleure bien au Sud de Piripaua, sur la route de Waiki (fig. II-2). Ce sont des silstones massifs, argileux à la base, de plus en plus gréseux vers le sommet. Ils contiennent de nombreux niveaux de concrétions métriques à plurimétriques. L'observation en lames minces de ces concrétions montrent qu'elles sont de nature silto-argileuses.

• Age

Trois échantillons (93 WK 67 à la base, 93 WK 77 et 93 WK 80 au sommet de cette unité) ont livré des associations faunistiques de la fin du Tortonien au début du Messinien sans de meilleure précision (environ 7 - 5,5 Ma). Hornibrook (1984) signale sur cette coupe la présence d'environ 200 à 300 m de sédiments du Messinien (6 - 5 Ma) sans lacune majeure.

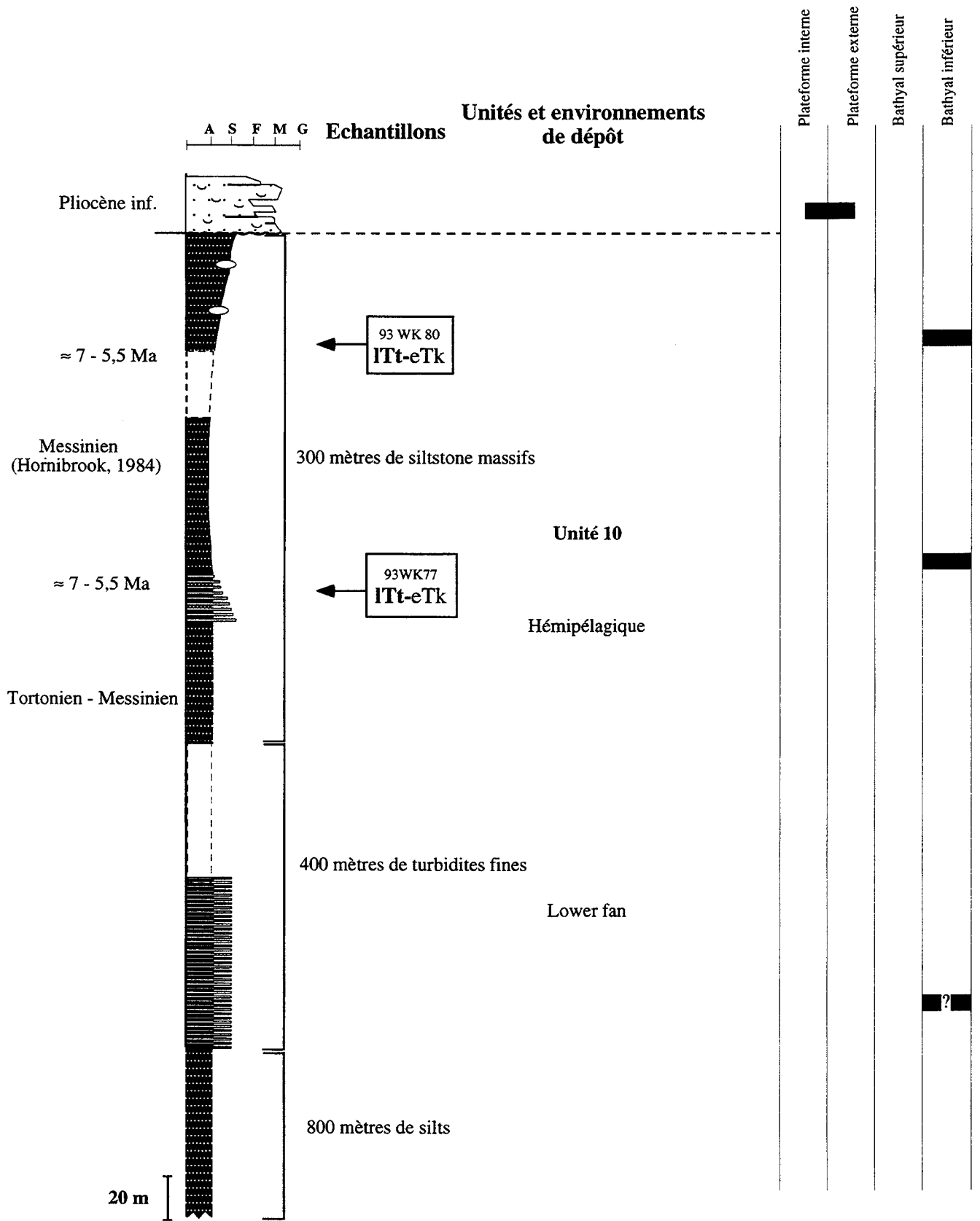


Fig. II-10 : colonne lithostratigraphique de la fin du Miocène supérieur (unité 10) de la coupe de Waikaremoana.

• *Environnements de dépôts*

Les associations faunistiques extraites des échantillons de cette unité donnent des indications de paléotranche d'eau comprises entre 600 et 1000 mètres. Ces données sont compatibles avec les faciès profonds observés, de type "Lower fan" pour les turbidites et hémipélagiques pour les sédiments plus fins.

D. CONCLUSION

Cette coupe permet d'observer les caractéristiques de la transgression miocène inférieur à moyen sur la marge au cours de la subduction qui débute au Miocène basal. Les séries du soubassement étaient probablement émergées dans cette zone au Miocène inférieur.

La période Miocène peut être subdivisée en trois grandes phases de sédimentation en fonction des environnements de dépôts successifs que nous avons pu reconnaître :

1. la mise en place de faciès gréseux bioclastiques de plate-forme externe au Burdigalien supérieur (?) - Langhien. Cette phase est représentée par les unités 1 et 2 ;
2. l'installation d'une sédimentation turbiditique avec la succession de deux grands systèmes turbiditiques superposés (unités 3 à 6 pour le premier, unité 7 pour le second) ;
3. l'établissement de faciès profonds peut-être dès la fin du Miocène moyen (?) mais surtout au Miocène supérieur (unités 8 et 10). Au sein de cette période marquée par des environnements de dépôt profonds, il reste un épisode remarquable au milieu du Miocène supérieur marqué par une décharge détritique massive (unité 9).

IV. LES SÉDIMENTS DU PLIOCÈNE

La transition Mio-Pliocène est ici marquée par une discontinuité sédimentologique majeure. Aucune lacune stratigraphique n'a été prouvée sur cette coupe par les associations faunistiques, mais aucun échantillon n'a livré de faune typique du Miocène supérieur terminal (*Globorotalia conomiozea* ou *G. sphericomiozea*).

Les colonnes récapitulatives de la coupe levée de Piripaua à Ardkeen jusqu'au coeur du synclinal de Wairoa (fig. II-2) sont présentées sur les figures II-11 et II-12.

A. LES ARÉNITES BIOCLASTIQUES DE BASE

Les sédiments du Pliocène inférieur sont constitués d'une quarantaine de mètres d'arénites bioclastiques très indurées et bien cimentées. Les observations en lame mince de ces sédiments montrent, outre les nombreux fragments de bioclastes, des grains détritiques principalement constitués de feldspaths, de quartz (en grains anguleux ou arrondis), et grains de glauconie parfois

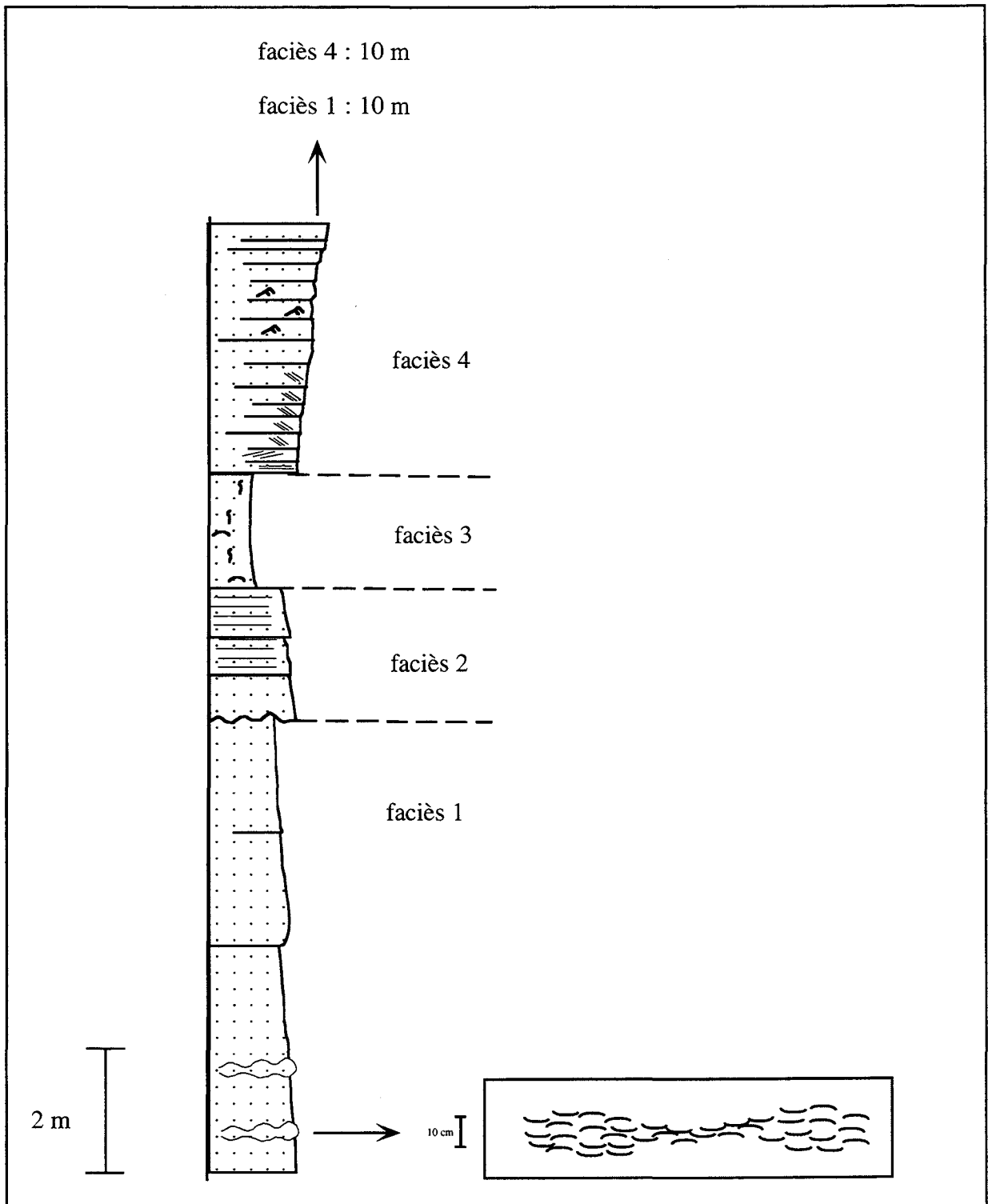


Fig. II-11 : colonne lithologique des sédiments de la base du Pliocène (base de l'Opoitian, 5-4 Ma) de la coupe de Waikaremoana

assez nombreux. La matrice de ces sédiments bioclastiques est de nature pélitique et homogène. Les éléments biogènes dominants sont des fins débris coquilliers avec de plus gros fragments de lamellibranches et de gastéropodes ainsi que des foraminifères essentiellement planctoniques.

Ces "calcaires" ont été datés grâce aux macrofossiles (*Towaipecten ongleyi*) de la base du Pliocène inférieur (Opoitian, environ 5 - 4 Ma, Beu 1992).

Quatre faciès lithologiques ont été reconnus au sein de cet ensemble et se présentent selon la succession suivante (fig. II-11) :

- la base est constituée d'environ 4 m d'un faciès de grès fins microbioclastiques, riches en gastéropodes et lamellibranches brisés (fig. II-11, faciès 1). De nombreuses passées riches en débris de coquilles et coquilles fines entières se présentent sous la forme de "concrétions" alignées, plus indurées (détail fig. II-11). Ces niveaux sont très bioturbés. Le sommet de ce faciès est constitué par un banc massif d'environ 2 m, très induré, riche en fossiles au toit du banc (gros lamellibranches) ;
- le faciès 2 est constitué de 2 mètres de calcaires plus grossiers, microbioclastiques à bioclastiques, riches en laminations horizontales. Ils sont riches en débris lithiques sédimentaires (galets d'argiles) et en débris de matière organique. La base est érosive ;
- le faciès 3 apparaît sous la forme d'une "vire sableuse" d'environ 1,5 m d'arénites fines, très bioclastiques, à nombreuses coquilles de lamellibranches entières. Ces arénites sont riches en quartz, feldspaths et éléments de débris lithiques principalement de nature sédimentaire. Ils sont homogènes et très bioturbés dans la masse ;
- le faciès 4 est plus massif que le précédent. Ce sont environ 6 m de grès grossiers organisés en bancs d'épaisseur décimétrique, riches en fossiles (bryozoaires, spicules d'éponges, lamellibranches...). La base des bancs est érosive, riche en galets noirs d'arkoses provenant du soubassement Torlesse. De nombreuses figures sédimentaires, laminations horizontales et rides de courant en particulier, marquent la forte dynamique de ce milieu.

Le faciès 1 puis le faciès 4 se développent à nouveau sur une dizaine de mètres chacun, mais ils sont peu accessibles.

Les environnements de dépôt de ces sédiments sont de forte énergie (figures sédimentaires nombreuses) comparables à des milieux de type plate-forme interne.

B. LES SÉRIES PÉLITIQUES SUPÉRIEURES

La barre de calcaires bioclastiques de la base du Pliocène (Opoitian inf. : environ 5 - 4 Ma) est surmontée par une puissante série silteuse à argileuse dont l'épaisseur est supérieure à 600 mètres (fig II-12). Des niveaux tufacés apparaissent fréquemment, avec notamment un banc de 10 m de tufs (une centaine de mètres au-dessus des calcaires) repéré dans le paysage sur plusieurs kilomètres. Ce dernier est homogène, fin et aucune figure sédimentaire n'y est reconnaissable. Il s'agit d'un matériel très fin et l'observation des lames minces montre qu'il est constitué uniquement de particules vitreuses, isotropes. Ce matériel serait donc issu de retombées directes de cendres volcaniques dans le bassin.

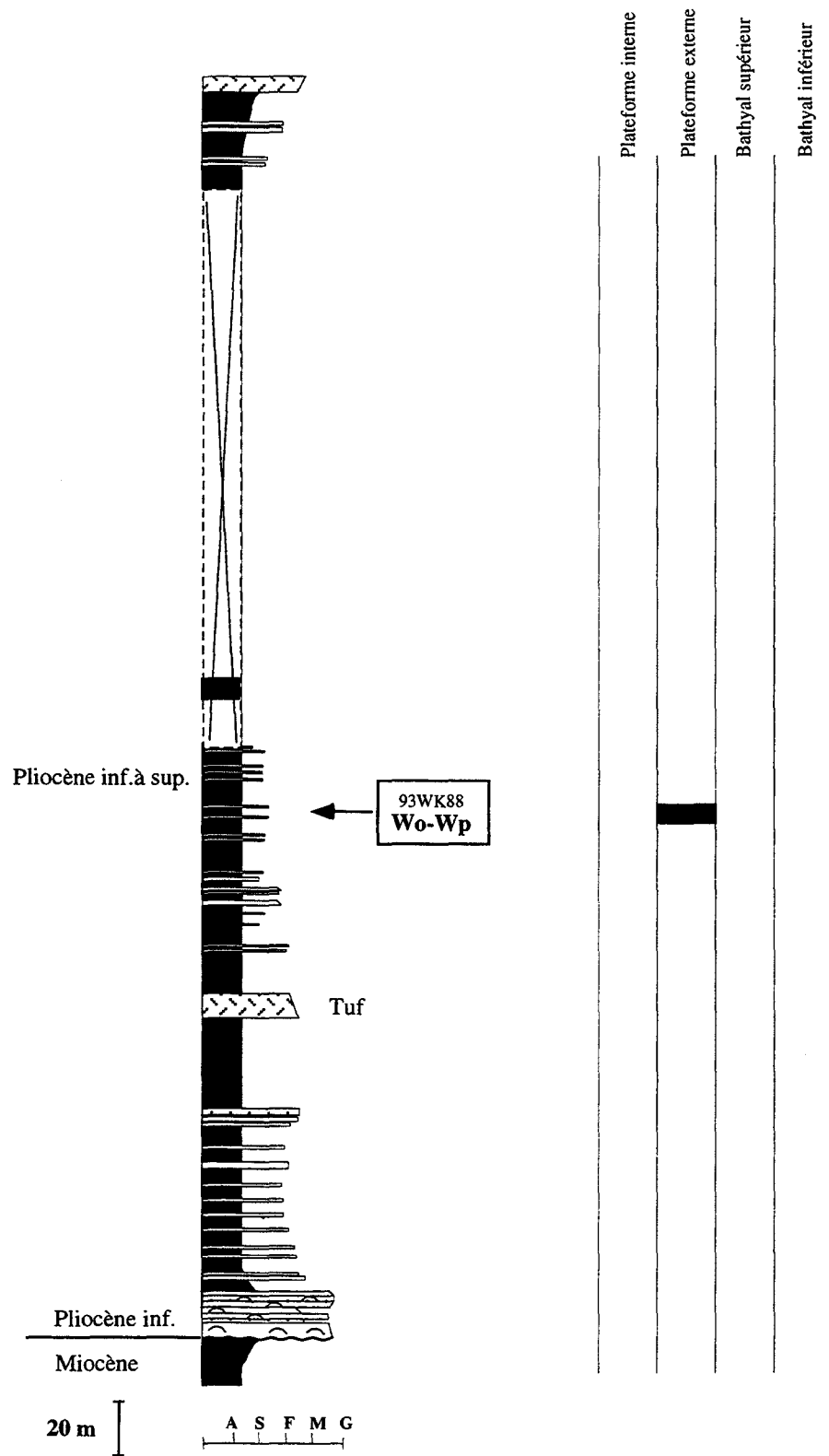


Fig. II-12 : colonne lithostratigraphique du Pliocène inférieur et supérieur de la coupe de Waikaremoana (unité 11)

Un échantillon (93WK88) situé dans la partie médiane de cette unité silteuse a livré un assemblage faunistique indiquant un âge Pliocène inférieur à supérieur indifférencié (Opoitian-Waipipian : 5 - 3,1 Ma). Ces séries silteuses ont été datées un peu plus précisément par Hornibrook (1984) qui lui attribue un âge Opoitian supérieur à Waipipian (environ 4,5 à 3,1 Ma).

Les paléotranches d'eau déduite des assemblages faunistiques sont relativement faibles pour cet ensemble, comprises entre 200 et 400 mètres.

C. CONCLUSION

Deux épisodes peuvent être distingués pour la période Pliocène:

- l'un, représenté par les niveaux carbonatés bioclastiques de la base, se caractérise par des milieux de grande énergie, à forte production biologique, et de faible profondeur ;
- l'autre, plus calme, est représenté par des silts argileux déposés en milieu plus profond (200 à 400 m).

V. BILAN ET CONCLUSIONS

Le log récapitulatif de la coupe effectuée sur la bordure occidentale du synclinal de Wairoa est présenté sur la figure II-13. Les grands traits de l'évolution de cette bordure du bassin sont caractérisés par des épisodes de sédimentation bien distincts.

Une première période couvrant le Burdigalien supérieur (?) et la base du Miocène moyen (environ 18,5 - 15 Ma) est représentée par des sédiments transgressifs sur la marge émergée. Les grès coquilliers sont ici indicateurs d'un milieu de forte énergie, à forte productivité organique, typique de plate-forme dont les paléotranches d'eau sont faibles.

La période Miocène moyen à supérieur (environ 15 - 5 Ma) est marquée par un approfondissement du bassin. L'installation des systèmes d'alimentation turbiditiques de plus en plus distaux est suivie par une période de sédimentation plus pélagique au Miocène supérieur, avec des paléotranches d'eau de plus en plus importantes, supérieures à 600 m.

L'un des faits marquants de cette période est l'épisode détritique du Miocène supérieur (unité 9, fig. V-13). Il met fin à une séquence miocène globalement positive. Dans l'hypothèse d'une sédimentation en domaine peu profond (deltaïque à "shore face"), on doit envisager une baisse très brutale des paléotranches d'eau à cette période pouvant être induite par un soulèvement de la bordure orientale du bassin (soulèvement de la Chaîne Axiale ?). Dans l'autre hypothèse d'une sédimentation en domaine profond, de type turbiditique, on doit simplement envisager un événement susceptible de provoquer une telle décharge détritique brutale dans ce secteur.

La période pliocène est marquée par l'installation de faciès carbonatés. Les associations faunistiques typiques de ces arénites bioclastiques pliocènes sont représentées par des bivalves, foraminifères,

coraux, brachiopodes, gastéropodes et quelques bryozoaires. Ces sédiments marquent

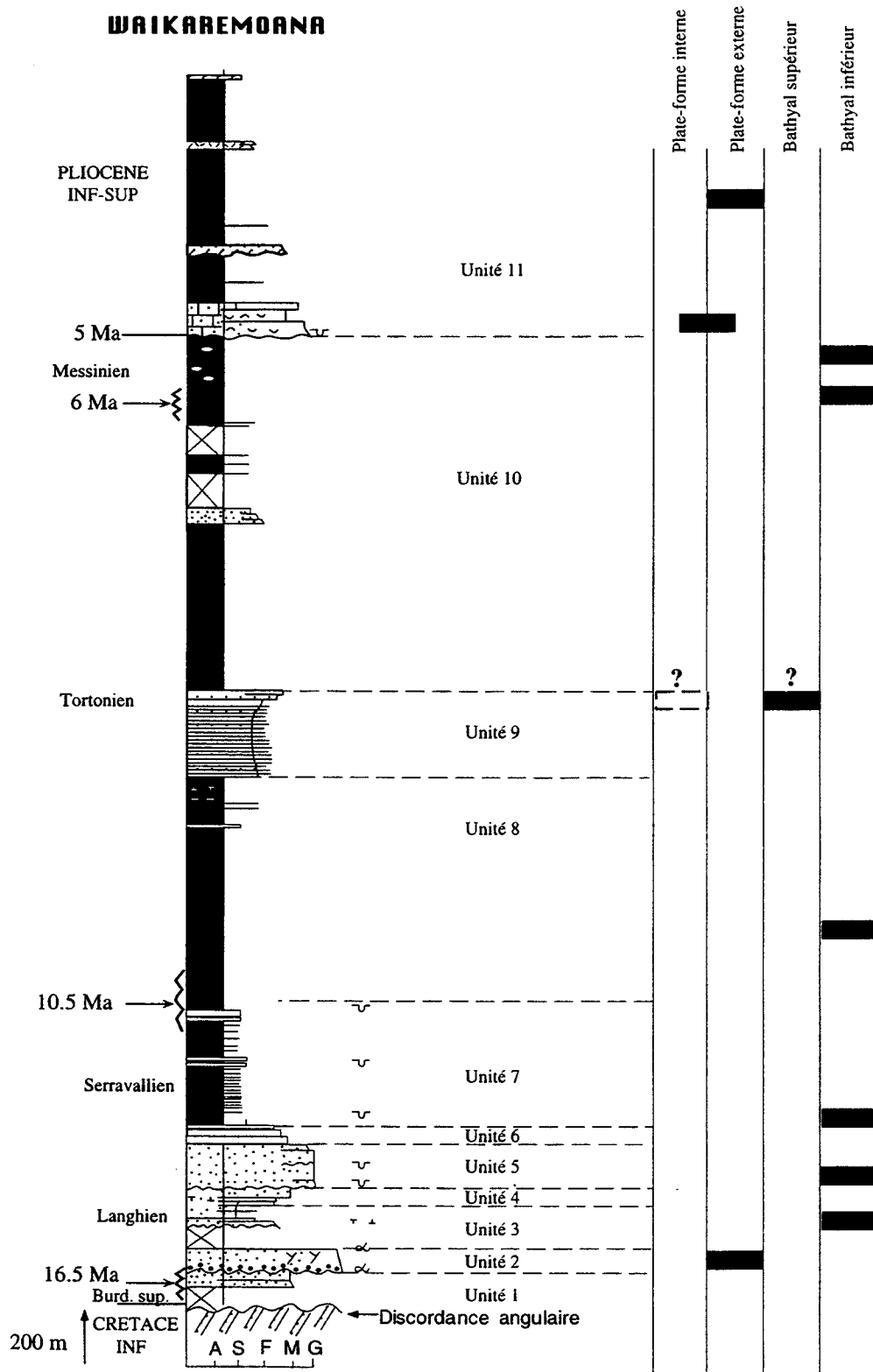


Fig. II-13 : colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Waikaremoana

des conditions plus favorables au développement intensif d'organismes et donc une diminution importante de la tranche d'eau.

Les variations eustatiques connues sont trop faibles pour expliquer une telle diminution de la tranche d'eau, le Pliocène correspondant d'ailleurs à une période de transgression majeure (Haq *et al.*, 1988). *On doit donc envisager une surrection de cette zone à partir de la base du Pliocène après une longue période de subsidence miocène.*

L'épisode carbonaté est suivi d'une période de sédimentation fine silteuse de milieux plus profonds, indiquant une probable reprise de la subsidence au cours du Pliocène (*cf.* Chapitre VII). Aucun sédiment postérieur au début du Pliocène supérieur (Waipipian, 3,6 - 3,1 Ma) n'est connu dans la région.

CHAPITRE III :
LE SECTEUR MÉDIAN DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LE FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE WAIROA :

LA COUPE DE FRASERTOWN	69
A. Introduction	69
B. Les séries sédimentaires du Miocène	70
1. Les sédiments silteux massifs (unité 1)	71
2. Les turbidites (unité 2)	73
3. Les silts du Miocène terminal (base de l'unité 3)	85
C. Les sédiments silteux et carbonatés du Pliocène inférieur	76
1. Les faciès silteux de base (unité 3 p.p.)	76
2. Les niveaux carbonatés de base : "Opoiti Limestone" (unité 4)	78
3. La sédimentation silteuse du Pliocène inférieur (unité 5)	80
4. Les faciès coquilliers des "Wakapunake Limestone" (unité 6)	81
5. Les calcaires "Tahaenui limestone" du Pliocène supérieur (unité 7)	82
D. Conclusions	84

II. LA SERIE DE NUHAKA

LA SERIE DE NUHAKA	85
A. Localisation	85
B. La succession lithostratigraphique	86
1. Les formations turbiditiques du Miocène moyen (unité 1)	86
2. Les silts massifs (unité 2)	88
3. Les calcaires du Pliocène supérieur (unité 3)	88
C. Conclusions	89

III. LA SERIE DE MORERE

LA SERIE DE MORERE	90
A. Introduction	90
B. Les séries	91
1. Les formations du Miocène	91
2. Les calcaires bioclastiques	95
C. Conclusion	95

IV. SYNTHESE

SYNTHESE	96
-----------------------	-----------

CHAPITRE III

LE SECTEUR MEDIAN DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LE FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE WAIROA : LA COUPE DE FRASERTOWN

A. INTRODUCTION

Les coupes levées dans la région de Frasertown se situent sur le flanc oriental du grand synclinal de Wairoa (fig. III-1, coupe n°2) dont la coupe précédente représente le flanc occidental ("Waikaremoana", cf. Chapitre II).

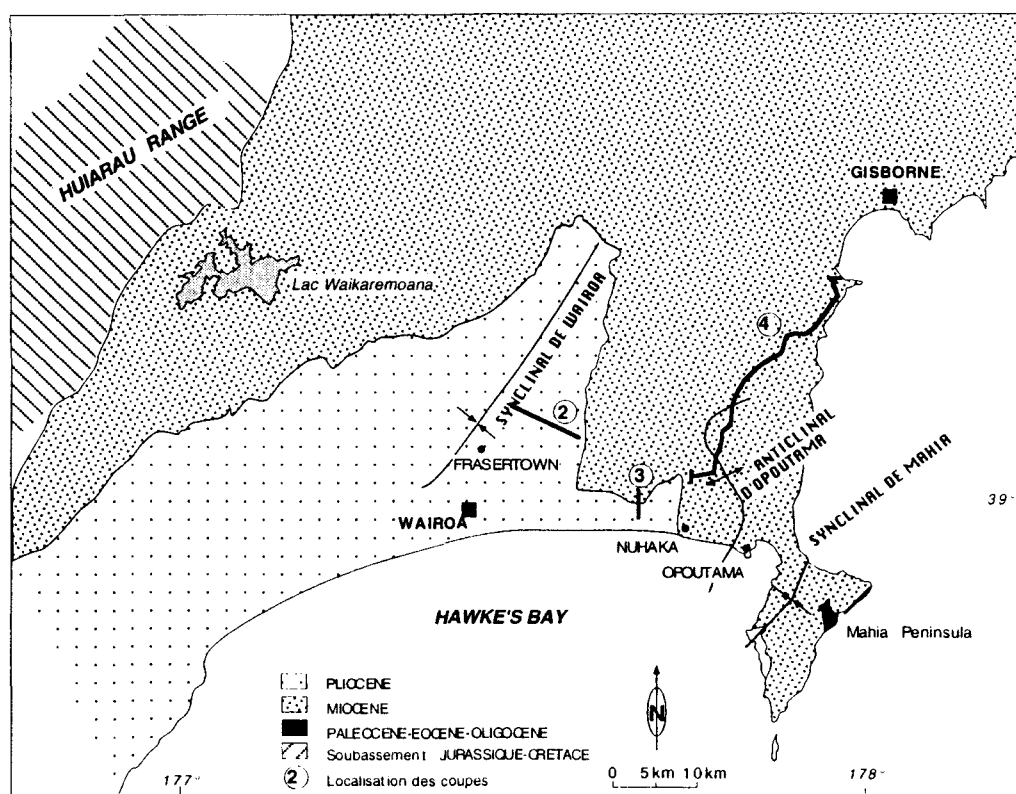


Fig. III-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Nord : localisation des coupes de Frasertown (2), Nuhaka (3) et Morere (4) (modifiée d'après Sugate, 1972).

Les coupes décrites ici ont été levées depuis une trentaine de kilomètres à l'Est de Frasertown, le long des vallées de "Mangapoike river" et "Makaretu Stream" (fig. III- 2). Les séries néogènes affleurent bien dans cette vallée encaissée. Les séries rencontrées couvrent une période de temps

allant du Miocène moyen jusqu'au Pliocène moyen dans le coeur du synclinal de Wairoa. La période Miocène supérieur et le Pliocène ont fait l'objet d'une attention particulière, en raison de la qualité des affleurements. Les séries du Miocène moyen qui affleurent plus à l'Est (fig. III-1) ne sont pas accessibles dans ce secteur.

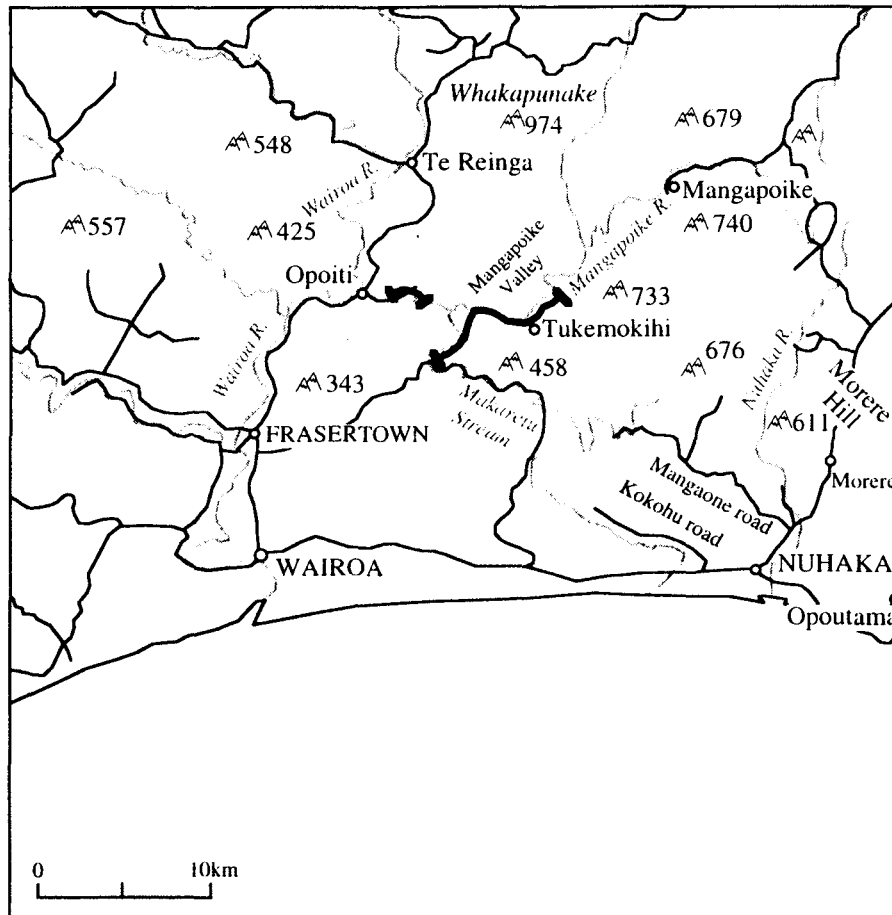


Fig. III-2 : Carte de localisation de la coupe de Frasertown

B. LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES DU MIOCÈNE

La route de Mangapoike est d'accès difficile, avec de nombreux éboulis au pied de falaises dont certaines ont une hauteur supérieure à 150 m. La "Mangapoike river" a entaillé de profondes gorges dans les sédiments fins (silteux) ou plus grossiers (calcaires et arénites bioclastiques). C'est dans cette région de Frasertown que s'exprime le mieux la puissance des séries silteuses du Miocène supérieur et du Pliocène dont l'épaisseur atteint 2700 mètres.

Les séries plus anciennes que le Miocène supérieur affleurent de manière discontinue quelques kilomètres plus à l'Est, elles n'ont donc pas été analysées sur cette coupe. Les séries anté-Miocène supérieur de ce secteur ont été cependant observées sur d'autres coupes (coupes de "Nuhaka" et de "Morere", *cf. infra*). Dans ce secteur, la série miocène discordante sur le soubassement débute dès la fin du Miocène inférieur (environ 18 - 17 Ma) et couvre ensuite l'ensemble du Miocène moyen. La sédimentation est nettement dominée par des turbidites plutôt grossières et épaisses à la base et plus fines vers le sommet du Miocène moyen.

1. Les sédiments silteux massifs (unité 1)

Les séries du Miocène supérieur correspondent à une puissante formation d'épaisseur supérieure à 1200 m, principalement constituée de silts plus ou moins argileux gris bleuté. Les analyses granulométriques effectuées sur ces sédiments montrent toutes environ 15 % d'argiles pour 80 % à 85 % de silts. Des particules plus grossières (sables fins) apparaissent dans tous les échantillons mais ne représentent jamais plus de 5 % du sédiment.

Cette formation silteuse massive est peu carbonatée. La plupart des échantillons analysés par calcimétrie ont une teneur en CaCO_3 inférieure à 10 % (7 échantillons sur 8 analysés).

Les assemblages minéralogiques de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ sont homogènes dans l'ensemble de la série silteuse. Les minéraux argileux dominants sont les smectites (50 à 70 %) ; l'illite (15 à 25 %) et l'ensemble "Chlorite+Kaolinite" (15 à 25 %) complètent le cortège argileux en proportions équivalentes dans chacun des échantillons analysés.

Quelques bancs de turbidites, d'épaisseur décimétrique à métrique, recoupent cette puissante série silteuse. Ce sont des arénites fines tufacées à matrice carbonatée, très riches en débris lithiques volcaniques (ponces et échardes de verre). Elles correspondent à des turbidites de cendres associées au volcanisme calco-alcalin actif (*cf.* Chapitre VI).

On note aussi la présence d'une passée d'arénites bioclastiques, épaisse d'environ un mètre, formant un niveau plus induré dans la partie inférieure de la coupe (fig. III-3). Il s'agit d'un niveau d'arkoses de granulométrie fine, riches en débris coquilliers et coquilles fines entières ou brisées.

• Age

Trois échantillons de cette série silteuse ont donné des indications biostratigraphiques de part leurs assemblages de foraminifères :

- le premier (93FRA10), situé à la base de cette coupe (fig. III-3) a livré un assemblage faunistique datant la base de l'unité 1 de la fin du Serravallien à début du Tortonien (Lillburnian supérieur - Tongaporutuan inférieur, environ 13 - 9 Ma) ;
- le second (93FRA07), situé dans la partie médiane (fig. III-3), indique un âge de la fin du Tortonien à début du Messinien (fin Tongaporutuan à début Kapitean, environ 8 - 5,5 Ma) ;
- le dernier (93FRA15) situé dans la partie sommitale de cette unité (fig. III-4) a livré un assemblage de foraminifères lui attribuant un âge de la fin du Tortonien (environ 8 - 6 Ma).

D'après ces résultats, cette unité couvre une période allant de la partie supérieure du Miocène moyen au Miocène supérieur (13 à 6 Ma). Des études magnétostratigraphiques ont permis de dater le sommet de cette unité à 6,86 Ma (Wright et Vella, 1988). De plus, les formations sous-jacentes ont été attribuées à la partie terminale du Miocène moyen (Suggate, 1972). Ces indications nous conduisent à adopter, pour cette unité, un âge compris entre 11 Ma (Miocène moyen terminal) et 7 Ma (partie inférieure et moyenne du Tortonien).

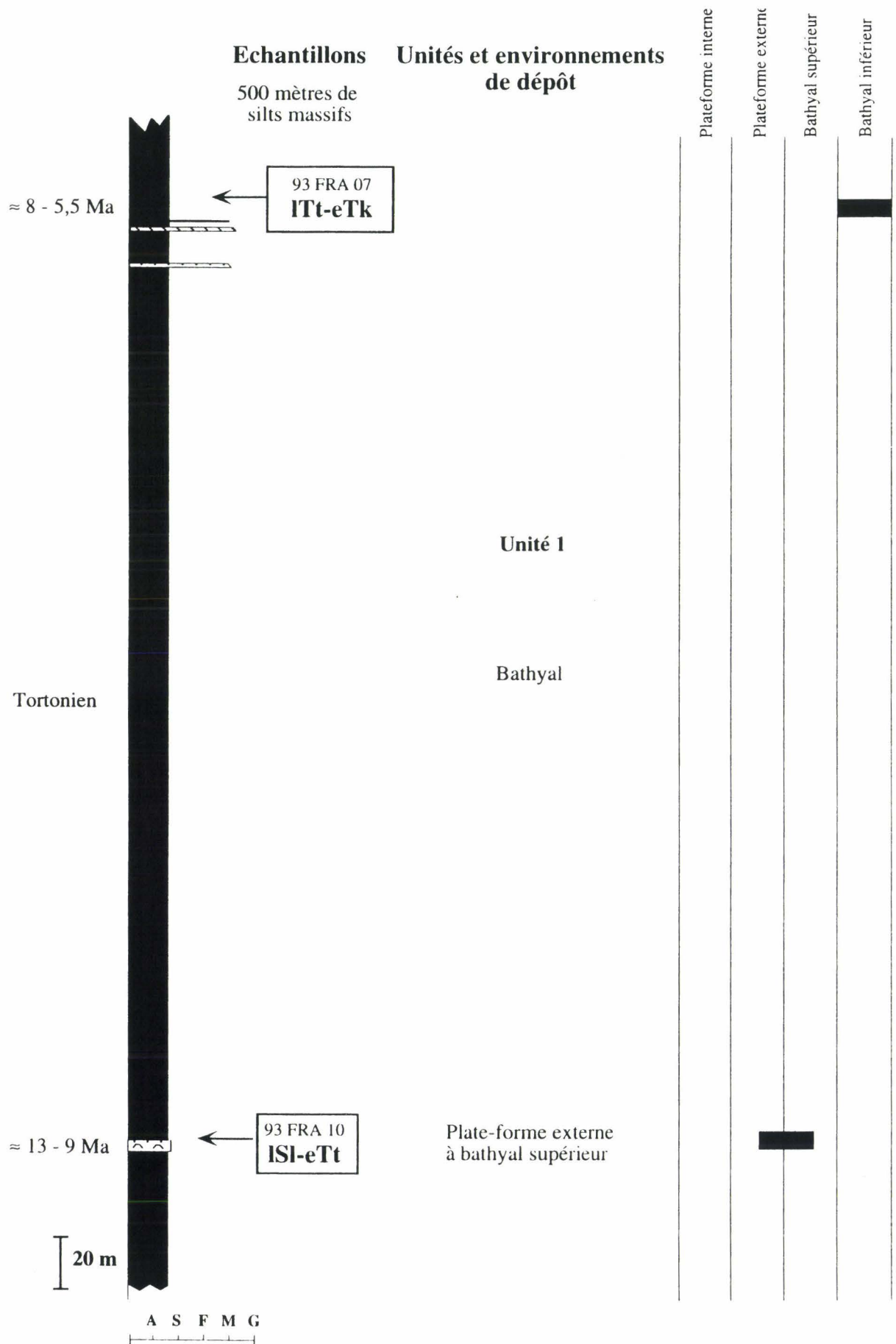


Fig. III-3 : log lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur de la base de la coupe de Frasertown

- *Environnements de dépôt*

A la base de la série, les silts prélevés sous le banc d'arénites bioclastiques (93FRA10) montrent des associations faunistiques indiquant une paléotranche d'eau probablement supérieure à 200 m. Ces niveaux correspondraient donc à des dépôts dans un domaine de type bathyal supérieur.

Les deux autres échantillons (93FRA07 et 93FRA15), plus haut dans la série, indiquent des milieux de dépôts plus profonds, situés entre 600 et 1000 m de tranche d'eau. Ils correspondent à un domaine de type bathyal moyen.

2. Les turbidites (unité 2)

La période Miocène supérieur est marquée dans sa partie terminale par l'établissement d'une formation turbiditique épaisse d'environ 50 m constituée de turbidites grossières, parfois très épaisses (fig. III-4).

La base de cette formation est constituée d'alternances de bancs d'arénites d'épaisseur décimétrique à plurimétrique et de silts dont l'épaisseur est décimétrique à métrique. Les bancs d'arénites correspondent à des séquences turbiditiques complètes, de type T_{abcde} . Ces bancs ont un caractère érosif marqué, montré par la présence de nombreuses gouttières d'érosion à leur base. La composition de ces arénites se caractérise par une abondance de feldspaths, plus ou moins altérés. Les grains de quartz et débris lithiques (d'origine principalement sédimentaire, accessoirement volcanique) sont moins nombreux. Certains bancs sont particulièrement riches en biotite, plus ou moins oxydée, qui provient probablement de la source volcanique (arc de Coromandel actif au Miocène). Les niveaux silteux intercalés sont très bioturbés dans la masse, et présentent localement des niveaux d'oxydation.

Vers le sommet, les turbidites sont moins épaisses (quelques centimètres) et sont essentiellement des turbidites de cendres volcaniques. Elles sont composées principalement d'échardes de verres et de particules vésiculées (débris de ponce), associées à des grains de feldspaths et de rares grains de quartz. Dans cette partie supérieure, les interlits argileux deviennent plus épais (métriques) et les niveaux oxydés sont plus fréquents.

Le sommet de cet ensemble est composé d'une dizaine de mètres de silts massifs, moins bioturbés.

- *Age*

Un échantillon situé dans la partie supérieure de cette unité (93FRA17) a livré un assemblage faunistique lui attribuant un âge de la fin du Tortonien - début du Messinien (fin Tongaporutuan à début Kapitean, environ 7 - 5,5 Ma).

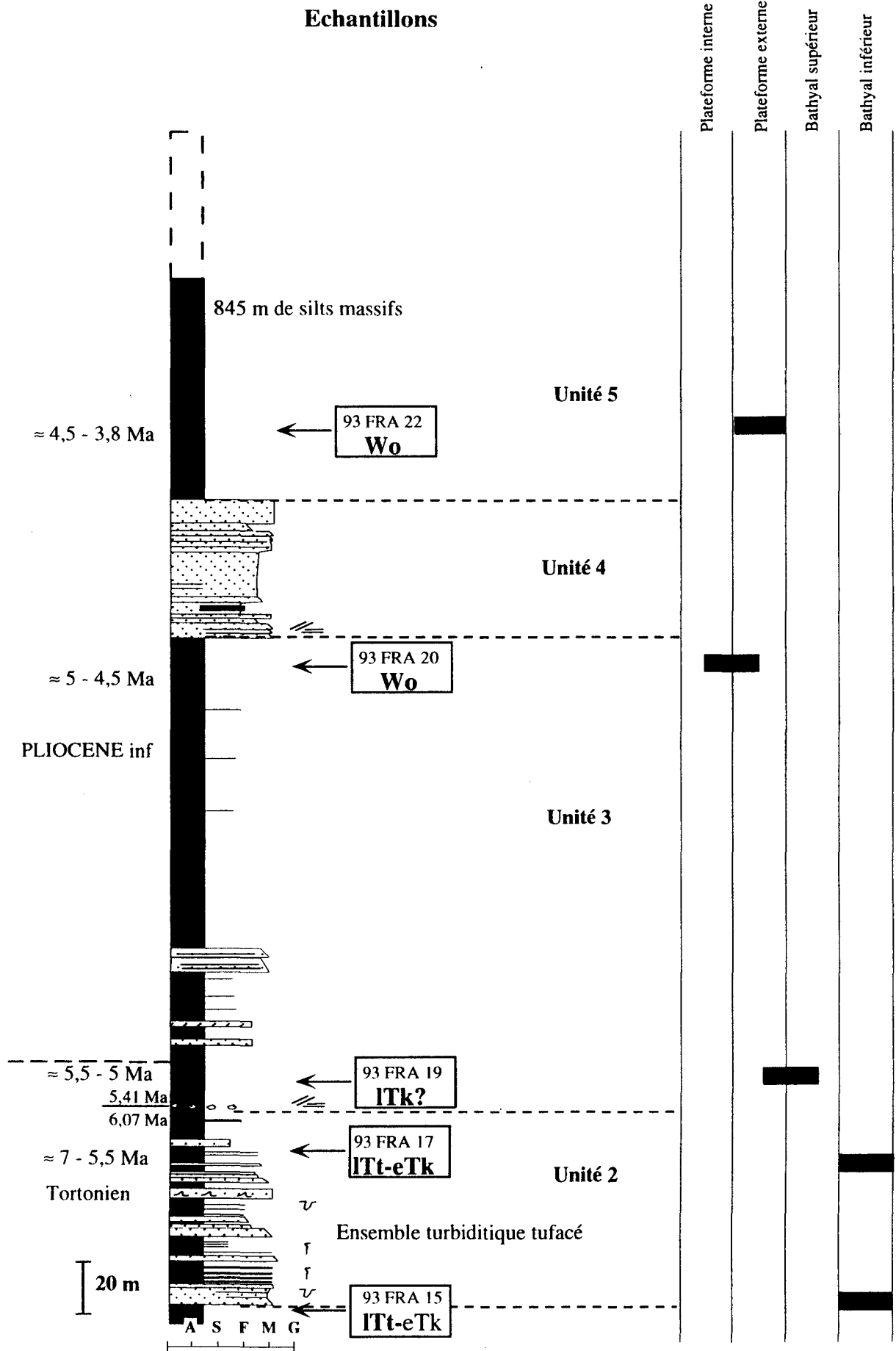


Fig. III-4 : log lithostratigraphique Mio-Pliocène de la coupe de Frasertown

D'après les études magnétostratigraphiques entreprises sur cette coupe (Wright et Vella, 1988) l'ensemble de cette unité 2 correspondrait à l'intervalle 6,42 - 6,07 Ma. Ces auteurs décrivent ainsi une lacune stratigraphique entre ces turbidites et les silts sous-jacents qui représente environ 0,4 Ma.

Les résultats biostratigraphiques et magnétostratigraphiques nous conduisent à adopter un âge compris entre 6,5 et 6 Ma pour l'ensemble des turbidites de l'unité 2.

- *Environnements de dépôts*

Le caractère érosif des turbidites de base et les nombreuses figures sédimentaires observés (rides de courant, laminations planes à ondulées) indiquent que cet ensemble pourrait correspondre à un environnement de dépôt de type "Upper Fan", au débouché de chenaux.

Les niveaux d'oxydation de la partie sommitale de cet ensemble pourraient marquer des niveaux de condensation, voire des interruptions de sédimentation.

Un échantillon (93FRA17) a livré des assemblages faunistiques correspondant à des milieux profonds, sous des paléotranches d'eau comprises entre 600 et 800 m.

3. Les silts du Miocène terminal (base de l'unité 3)

A environ 5 km à l'Ouest de Tukemokihi (fig. III-2), on peut observer une discordance angulaire d'environ 5° entre les turbidites et silts de l'unité 2 et des silts massifs à la base de l'unité 3 (fig. III-5). Cette discontinuité est soulignée par un niveau glauconieux. Il correspond à un niveau silteux contenant de nombreux galets centimétriques à décimétriques enrobés de glauconie. Ces galets sont des silts carbonatés indurés contenant parfois de petits galets de glauconie (0,5 à 1 cm de diamètre). Localement, ce niveau à galets passe latéralement à un niveau d'arénites grossières.

Le niveau soulignant la discontinuité est surmonté par des silts massifs riches en débris de coquilles et coquilles entières de lamellibranches.

- *Age*

Un échantillon (93FRA19) prélevé dans les sédiments silteux qui surmontent la discontinuité a livré un assemblage faunistique qui date ces silts de la fin du Messinien (présence de *Globorotalia shericomiozea*, fin Kapitean : environ 5,5 - 5 Ma). La partie supérieure de cet ensemble silteux est datée du Pliocène inférieur ; seul les 15 premiers mètres de cette unité 3 sont attribués au Miocène supérieur. L'unité 3 se prolonge donc dans le Pliocène (*cf.* § C.).

Les études magnétostratigraphiques confirment l'âge Messinien supérieur des silts surmontant la discontinuité (5,41 Ma ; Wright et Vella, 1988). Ces auteurs ont ainsi estimé la durée de la lacune à environ 0,6 Ma (entre 6,07 et 5,41 Ma).

La discordance angulaire se traduit donc par une lacune peu importante, uniquement de la partie inférieure de l'étage Messinien.

• *Environnements de dépôt*

Les paléotranches d'eau indiquées par les associations de foraminifères (éch. 93FRA19) indiquent des profondeurs de dépôts de type bathyal supérieur, entre 200 et 400 m. Nous avons vu que les dépôts sous-jacents sont de milieu bien plus profond (600 à 1000 m). La discontinuité de base de l'unité 3 marque donc une nette diminution de la tranche d'eau au cours du Miocène terminal (entre 6 et 5,5 Ma) qui est au minimum supérieure à 200 m.

Les discontinuités biostratigraphiques et magnétostratigraphiques reconnues lors des études antérieures associées à la diminution de la tranche d'eau ont été attribuées à des variations glacio-eustatiques (Wright et Vella, 1988). Nous verrons que cette hypothèse est insuffisante pour expliquer l'ensemble des phénomènes observés (*cf.* chapitre VII).

C. LES SÉDIMENTS SILTEUX ET CARBONATÉS DU PLIOCÈNE INFÉRIEUR

Les séries du Pliocène inférieur sont bien développées sur le flanc oriental du synclinal de Wairoa et leur épaisseur dans le secteur de la "Mangapoike river" atteint 1500 m.

1. Les faciès silteux de base (unité 3 *p.p.*)

La base de la série du Pliocène inférieur (Opoitian, 5 - 3,6 Ma) est constituée d'environ 160 m d'un ensemble dominé par des silts argileux fins qui reposent en continuité sur les sédiments silteux de la fin du Miocène terminal (base de l'unité 3, *cf.* § B).

Des bancs de tufs volcanoclastiques blancs sont intercalés dans cet ensemble silteux. Ils sont très fins, homogènes et montrent parfois des laminations horizontales. Ils correspondent probablement à des retombées directes de cendres volcaniques en liaison avec l'activité de l'arc calco-alcalin.

L'un de ces bancs de tuf, épais d'environ 1 m, apparaît 20 m au dessus de la discontinuité de base de l'unité 3 et se repère facilement dans le paysage (fig. III-5). 25 m au-dessus de ce banc de tuf, une barre épaisse d'environ 16 m brise à nouveau la monotonie des silts massifs. Cette barre est en fait constituée de deux bancs épais de 10 m pour le premier, de 6 m pour le second ; ces deux bancs montrent un litage décimétrique fruste. Il s'agit d'arénites grossières, hétérogranulaires, et très mal classées avec une matrice argileuse. Elles sont riches en coquilles (térébratules et lamellibranches), débris coquilliers, et contiennent d'abondants grains de glauconie. On observe dans ces arénites de nombreux terriers verticaux et horizontaux. Ces types de dépôt ont été décrits dans des processus de type "mass flow" (Einsele *et al.*, 1991) qui pourraient être ici pluriévènementiels (deux événements).

Le sommet de cette barre, très induré et très bioturbé, pourrait constituer un niveau condensé : les bioturbations en "boxwork" (remplissage de terriers en trois dimensions nécessitant un temps suffisant à l'organisme fouisseur pour fabriquer de telles structures) indiquent un taux de sédimentation faible.

Au dessus de ces bancs d'arénites, environ 120 m de silts, argileux à la base, de plus en plus sableux vers le sommet, bioturbés dans la masse, précèdent l'arrivée des faciès carbonatés du Pliocène basal (fig. III-4).

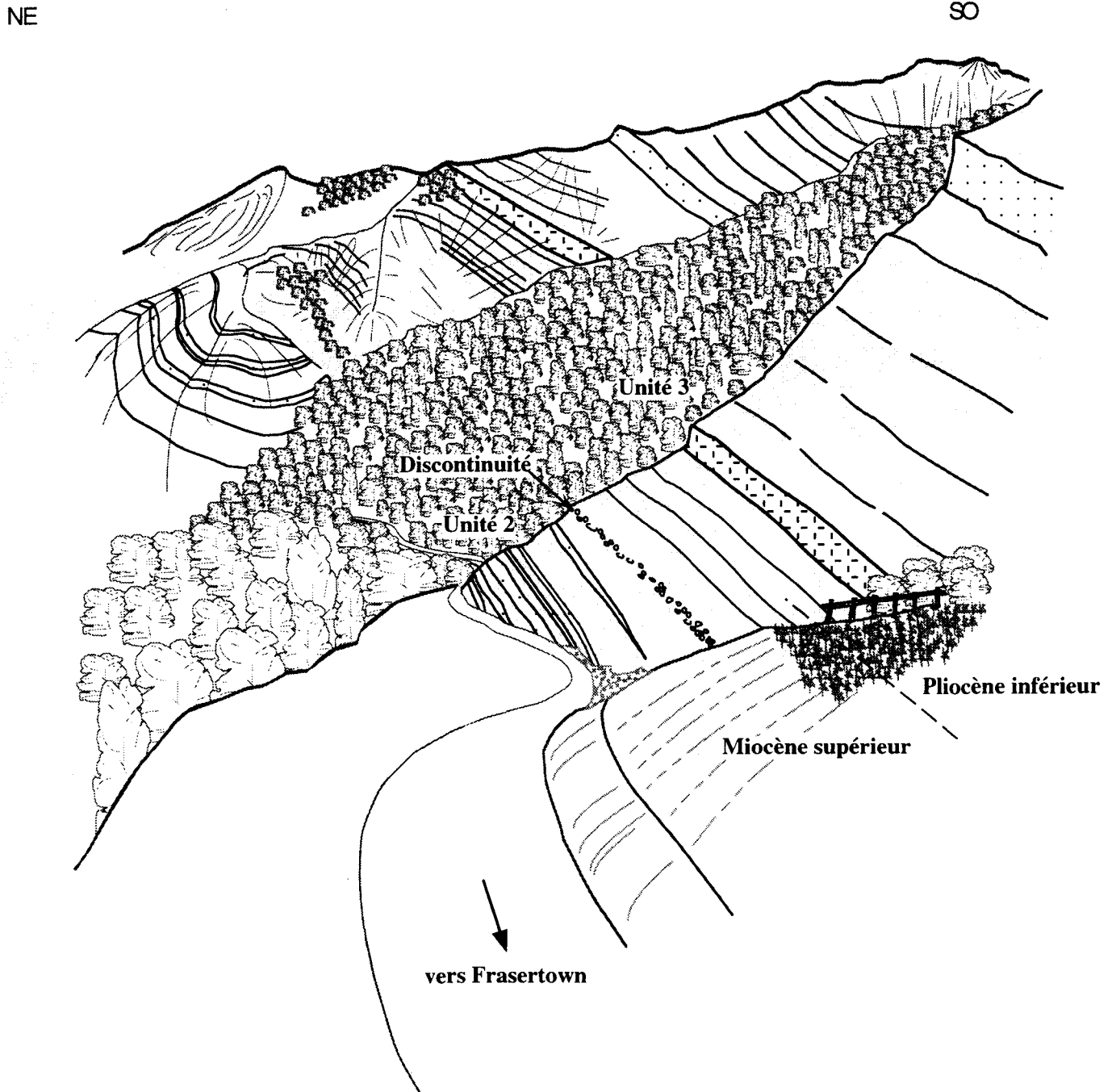


Fig. III-5 : paysage dans la région de Frasertown montrant les séries du Miocène (unité 2 et base de l'unité 3) et de la base du Pliocène (unité 3)

- *Age*

Un échantillon situé dans la partie supérieure de cette unité (93FRA20) indique un âge du Pliocène inférieur (Opoitian, 5 - 3,6 Ma). Les silts situés sous le premier banc de tufs ont été attribués à la base du Pliocène d'après des données biostratigraphiques (Beu, 1992). Les carbonates sus-jacents sont quant à eux datés du Pliocène inférieur (Opoitian inférieur, environ 5-4 Ma). On peut considérer que l'ensemble de cette unité 3 (à l'exception des 15 premiers mètres appartenant au Miocène terminal) constitue le Pliocène basal (5 Ma à 4,5 Ma).

- *Environnements de dépôt*

Les associations faunistiques indiquent des environnements de dépôt se situant à la limite entre la plate-forme externe et le domaine bathyal supérieur (100 à 400 m de tranche d'eau). Ces indications confirment la transition nette entre des sédiments de forte profondeur dans l'unité 2 (600 à 1000 m) vers des plus faibles paléotranches d'eau (100 à 400 m) dans l'unité 3, à partir de la partie terminale du Miocène supérieur.

2. Les niveaux carbonatés de base : "Opoiti Limestone" (unité 4)

La série silteuse du Pliocène inférieur est surmontée par des carbonates formant une barre morphologique bien nette. Cette barre apparaît au sommet de la falaise (fig. III-5), presque 200 m au dessus de la discontinuité angulaire de base de l'unité 3, les affleurements de cette barre ne sont cependant pas accessibles ici. Elle peut être observée dans le détail à environ 1 km plus à l'Ouest. On observe alors, de bas en haut, la succession suivante (fig. III-6) :

- (1) environ 6 m de calcaire coquilliers moyens à grossiers, riches en débris de fossiles et coquilles entières de lamellibranches. L'analyse des lames minces montre qu'ils contiennent aussi de nombreux grains terrigènes (quartz, feldspaths et débris lithiques sédimentaires). Les différents éléments sont scellés par un ciment carbonaté ;
- (2) 1 m de silts massifs gris bleuté ;
- (3) environ 3 m d'arénites avec, à la base, trois bancs décimétrique de grès riches en petits galets mous d'argiles et galets d'arkose avec de nombreux fossiles (Térébratules, Pecten...). Les bases des bancs sont plus conglomératiques, contenant surtout des galets d'arkose. Au dessus de ces trois bancs, on observe des tufs massifs laminés ;
- (4) 4 à 5 m d'arénites microconglomératiques en bancs décimétriques à métriques, riches en clastes millimétriques de glauconie et contenant quelques coquilles de lamellibranches ;
- (5) environ 8 m constitués à la base d'un banc (épais d'environ 1 m) de tufs massifs laminés. On passe ensuite à une succession d'arénites tufacées à laminations planes. Les bancs sont de plus en

plus nombreux et épais vers le sommet. Les niveaux supérieurs montrent des rides chevauchantes ainsi que des laminations onduleuses soulignées par de petits galets de ponces ;

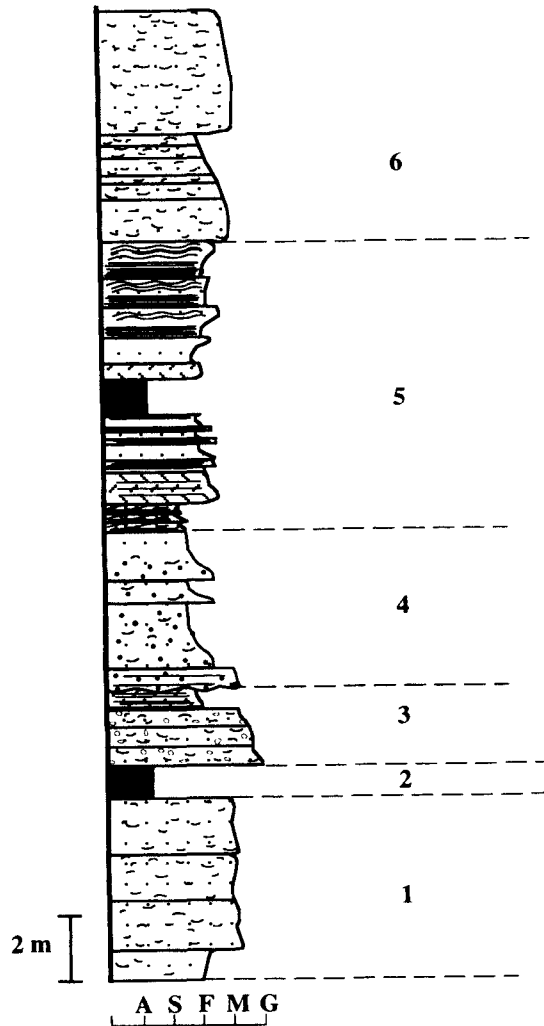


Fig. III-6 : Colonne lithologique des calcaires du Pliocène inférieur de la coupe de Frasertown.

(6) environ 8 m constitués de deux barres d'arénites bioclastiques massives à lamines planes. La base de ces bancs est plus grossière, les lamines sont plus nettes dans la partie supérieure, plus fine.

• Age

C'est dans le secteur de la "Mangapoike river" qu'a été défini le lithotype des calcaires "Opoiti Limestone" par Beu (1980, 1992). Ils ont été décrits par cet auteur comme des calcarénites de couleur brunâtre riches en coquilles de *Pecten*. La présence de *Towaipecten ongleyi* a permis de les attribuer à la base du Pliocène inférieur (environ 5 - 4 Ma).

• *Environnements de dépôt*

Les environnements de dépôts des faciès 3 et 4 de cette unité 4 sont de type "debris flows". Ils peuvent correspondre à des débouchés de distributaires qui emportent les organismes arrachés à une plate-forme vers des environnements plus distaux (depuis la plate-forme interne jusque la plate-forme externe, voire jusqu'à la pente continentale). Des pentes de l'ordre de 1° suffisent à mettre en place ces types de dépôts (Stow, 1985). Les autres faciès, plus riches en rides de courants et laminations, mieux classés, correspondent à des environnements dominés par les courants (probablement plus internes).

Les conditions nécessaires au développement d'une telle production carbonatée sont une baisse locale des tranches d'eau et une diminution des apports détritiques. Les paléotranches d'eau associées à ces dépôts semblent osciller entre la plate-forme interne, où les énergies sont suffisantes pour générer des figures de courant, et la plate-forme externe où les pentes sont suffisantes pour générer des dépôts de types "debris flow".

3. La sédimentation silteuse du Pliocène inférieur (unité 5)

La barre calcaire des "Opoiti Limestones" est surmontée par une puissante série pélitique, épaisse de 850 m (fig. III-4). Les analyses granulométriques effectuées sur cinq échantillons montrent toutes que la fraction argileuse (fraction inférieure à 4 µm) représente moins de 20% de ces sédiments, qui correspondent donc à des silts argileux. Les analyses de diffraction X, effectuées sur la fraction inférieure à 2 µm, montrent un assemblage minéralogique homogène composé en moyenne de 50% de Smectites, 30% d'illite et 20% de Chlorite et Kaolinite.

• *Age*

Les échantillons prélevés à la base (93FRA22) et au sommet de cette formation (93FRA24) ont livrés des associations faunistiques permettant d'attribuer à cet ensemble un âge Pliocène inférieur (Opoitian, 5 -3,6 Ma). On note par ailleurs que les deux unités sous-jacentes sont aussi essentiellement d'âge Pliocène inférieur (160 m de silts et arénites constituant l'essentiel de l'Unité 3 ainsi que les 30 m de calcaires bioclastiques de l'Unité 2). De plus, les calcaires bioclastiques sus-jacents (unité 6) sont encore attribués au Pliocène inférieur. On peut donc estimer que cette formation silteuse de l'unité 5 appartient essentiellement à l'intervalle 4,5 Ma - 3,8 Ma, correspondant à la partie moyenne du Pliocène inférieur.

• *Environnements de dépôts*

Les échantillons, à la base comme au sommet de l'unité, ont livré des associations de foraminifères qui indiquent des paléotranches d'eau comprises entre 200 et 400 m. Ces dépôts correspondent donc à des domaines de type bathyal supérieur, voire de plate-forme externe.

4. Les faciès coquilliers des "Wakapunake Limestone" (unité 6)

Les calcaires pliocènes marquent ici le paysage par une double barre carbonatée qui est profondément entaillée par la "Mangapoike river" au niveau des gorges d'Hauptanga.

L'épaisseur de la première barre bioclastique (unité 6) est d'environ 470 m (Beu, 1992). Elle affleure dans des gorges qui ne sont pas accessibles. La partie sommitale de cet ensemble représentant environ une quarantaine de mètres a été observée au débouché de ces gorges. Deux faciès différents peuvent être observés, en alternance, dans cette partie de la barre carbonatée (fig. III-7) :

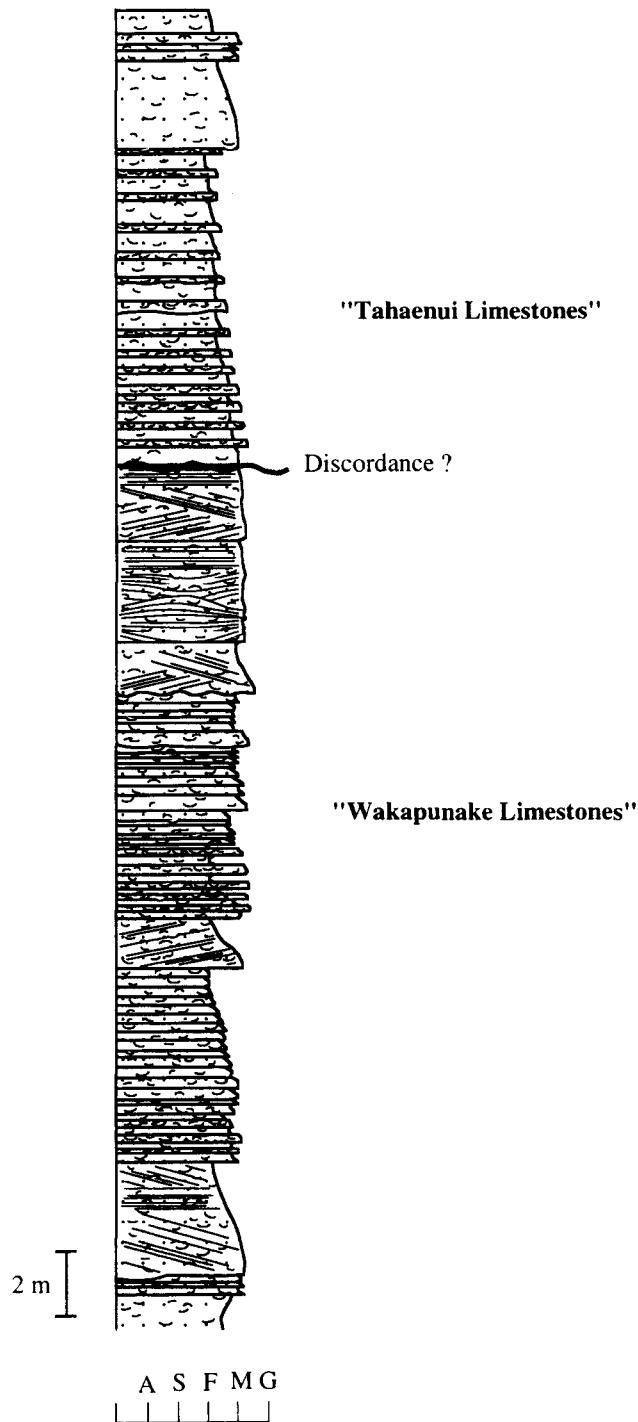


Fig. III-7 : colonne lithologique de la partie supérieure des calcaires du Pliocène inférieur à supérieur de la coupe de Frasertown.

- des bancs massifs (épaisseur de 2 à 4 m) d'arénites bioclastiques à grosses coquilles de lamellibranches et huîtres. La base des bancs, souvent érosive, contient de nombreux galets millimétriques à centimétriques d'arkoses et de galets mous argileux. On y observe des grands sets d'obliques d'échelle métrique marquant leur caractère progradant. Certains bancs présentent un caractère chenalisé bien marqué ;
- des passées d'environ 10 m d'alternances de bancs massifs d'épaisseur pluricentimétriques riches en grosses coquilles de *Pecten* (*Phialopecten marwicki*, Beu, 1992) ou d'huîtres et de niveaux d'arénites microbioclastiques centimétriques, riches en grains de glauconie.

Le sommet de cette barre est marqué par une zone d'arénites bioclastiques à grands sets d'obliques présentant localement des pendages importants répartis de manière hétérogène (zone chaotique avec dislocations de blocs ?), ceci sur une épaisseur d'environ 6 m. Cette zone perturbée marque le passage entre les deux barres carbonatées (unités 6 et 7) qui sont ici localement accolées.

• Age

Ces calcaires ont longtemps été attribués au Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma ; Ongley et Mc Inner, 1964 ; Beu, 1980). Des données biostratigraphiques plus récentes (Beu, 1992) issues de cet ensemble lithologique indiquent pour ces "Wakapunake Limestones" un âge un peu plus ancien, correspondant à la partie terminale du Pliocène inférieur (fin Opoitian : environ 4 - 3,6 Ma).

• Environnements de dépôts

Ces accumulations bioclastiques riches en grandes obliques indiquent des dépôts représentatifs d'environnements de très haute énergie. Ceci est confirmé par le caractère chenalisant de certains bancs. Les faciès observés au sommet de cette unité 6 correspondent donc à une sédimentation de plate-forme de haute énergie.

5. Les calcaires "Tahaenui limestone" du Pliocène supérieur (unité 7)

Les calcaires "Tahaenui limestone" constituent la deuxième barre observée dans le paysage. Elle est épaisse d'environ 15 m et elle est parfois séparée de la précédente par un ensemble silteux d'épaisseur variable (0 à 20 m environ). Les calcaires bioclastiques de cette unité 7 ont été levés au débouché des gorges de la "Mangapoike river", où ils reposent directement sur les calcaires bioclastiques de l'unité 6. Le passage entre les deux unités est marqué par une zone relativement chaotique décrite au sommet de l'unité 6. Une discordance angulaire de 16° a été envisagée sur cette coupe entre ces deux unités (Beu, 1992) ; l'angle observé semble plutôt correspondre à la superposition de niveaux à laminations planes horizontales de l'unité 7 sur des sets de très grandes obliques au sommet de l'unité 6.

FRASERTOWN

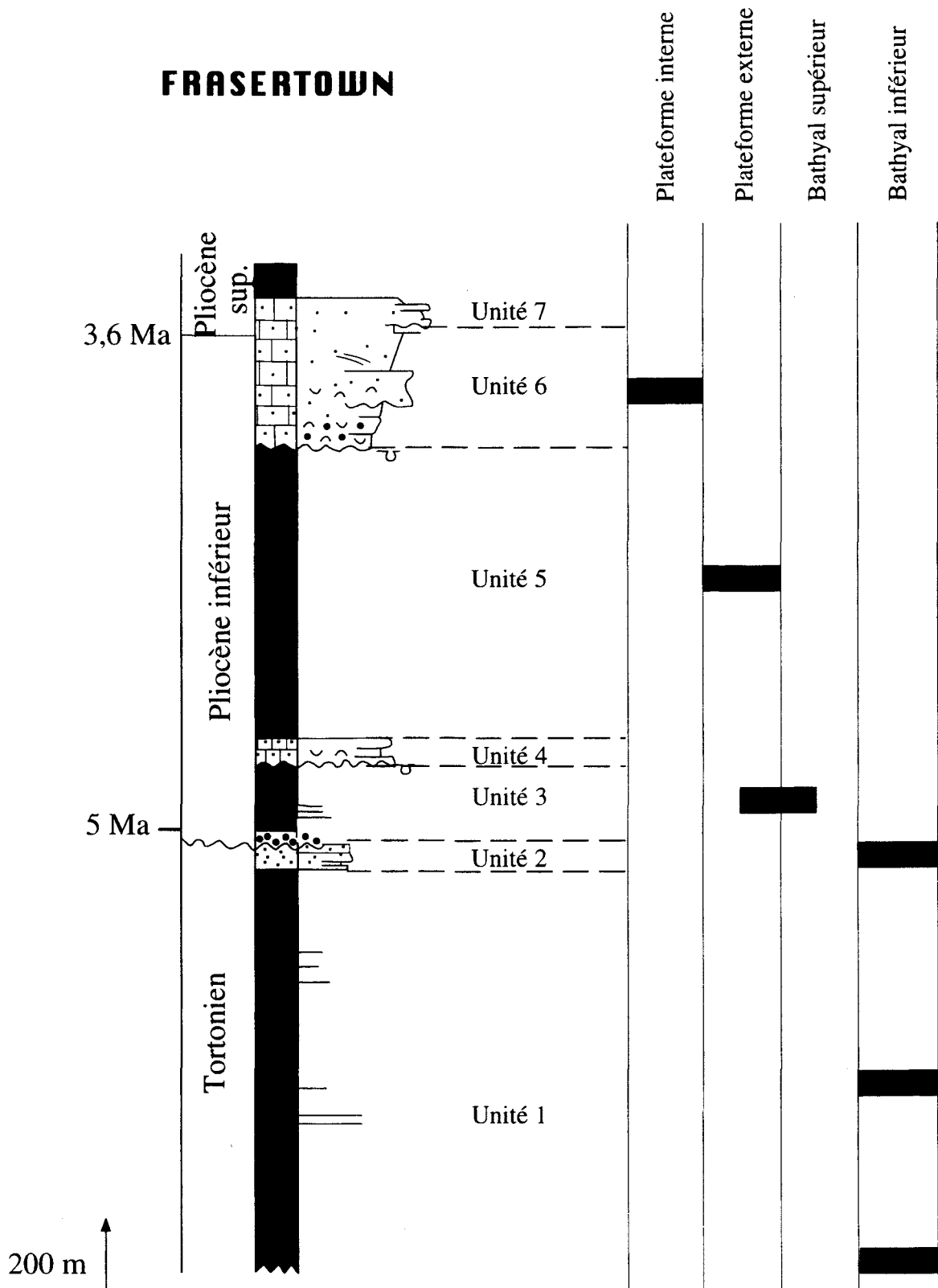


Fig. III-8 : colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Frasertown

La série de cette unité 7 est composée de bancs massifs d'épaisseur pluricentimétriques à pluridécimétriques, riches en grosses coquilles, alternant avec des niveaux d'arénites microbioclastiques centimétriques. Ce faciès est comparable au second type de faciès décrit dans la formation sous-jacente, avec cependant une nette augmentation en grandes coquilles de *Pecten* et en balanes.

- *Age*

Les calcaires "Tahaenui limestone" ont été datés de la base du Pliocène supérieur par une macrofaune à *Phialopecten marwicki* et *Mesopeplum crawfordi* (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma).

- *Environnements de dépôts*

La disparition rapide des grands sets d'obliques entre les unités 6 et 7 indique une évolution vers des milieux à dynamique sédimentaire plus faible. Les carbonates de l'unité 7 pourraient se déposer sous une tranche d'eau comparable à ceux de l'unité 6, mais en dehors de systèmes d'alimentation de chenaux, donc dans des zones de plus faible énergie.

D. CONCLUSIONS

Le log récapitulatif de la coupe de Frasertown (fig. III-8) permet de dégager les grandes étapes de l'histoire du bassin dans cette partie de la marge.

Le Miocène supérieur (Tortonien : environ 10,5 - 6 Ma) est caractérisé par une période de sédimentation fine avec des paléotranches d'eau importantes (600 - 1000 m). Dans sa partie sommitale, la décharge détritique turbiditique observée révèle une alimentation plus grossière. Une courte lacune entre les silts (6,86 Ma) et les turbidites sus-jacentes (6,42 Ma) a été attribuée à une chute du niveau marin (Wright et Vella, 1988 ; Roberts et al., 1994) que ces auteurs ont corrélé à l'événement à 6,7 Ma de bas niveau marin global (Vail et Hardenbol, 1979). On peut alors estimer que la décharge détritique du Tortonien supérieur est liée à cet épisode. Les turbidites du sommet, étant essentiellement volcanoclastiques, sont quant à elles liées aux modalités d'enregistrement de l'activité de l'arc volcanique. Dans son ensemble, le Miocène supérieur reste marqué par une phase de subsidence du bassin dans ce secteur, comparable à celle observée d'après l'étude des séries du flanc occidental de ce synclinal (*cf.* chapitre II).

La fin du Miocène supérieur et le début du Pliocène sont marqués par une diminution des paléotranches d'eau et une lacune d'une partie du Messinien (environ 6,1 à 5,4 Ma). Les dépôts passent brusquement d'environnements de types bathyaux (600-1000 m) à la fin du Tortonien (anté - 6,1 Ma) à des domaines de plate-forme externe à bathyal supérieur (100 - 400 m) à la fin du Miocène (5,4 - 5 Ma).

Ces faciès silteux se poursuivent à la base du Pliocène, avant l'apparition de faciès carbonatés bioclastiques. Ces derniers sont comparables à ceux décrits plus à l'Ouest dès la base du Pliocène

(cf. Chapitre II). Ces niveaux carbonatés sont surmontés d'une puissante formation silteuse déposée sous des tranches d'eau comprises entre 200 et 400 m.

On rencontre ensuite un second épisode carbonaté bioclastique correspondant à la fin du Pliocène inférieur (environ 4 - 3,6 Ma) et au début du Pliocène supérieur (3,6 - 3,1 Ma). Ils indiquent une nouvelle diminution des paléotranches d'eau et l'établissement de faciès de moyenne à très haute énergie.

II. LA SERIE DE NUHAKA

A. LOCALISATION

La coupe levée dans le secteur de Nuhaka se situe à l'Est du grand synclinal de Wairoa. Les séries du Miocène et du Pliocène supérieur affleurent sur les flancs d'un synclinal plus serré ("Nuhaka Syncline") dont l'axe est orienté NNE-SSO (fig. III-1).

La coupe décrite ici a été levée le long de la vallée de "Tahaenui River" (fig. III-9). Cette coupe correspond à la localité-type de la formation carbonatée de "Tahaenui limestone" (Edward, 1988 ; Beu, 1992) d'âge Pliocène supérieur.

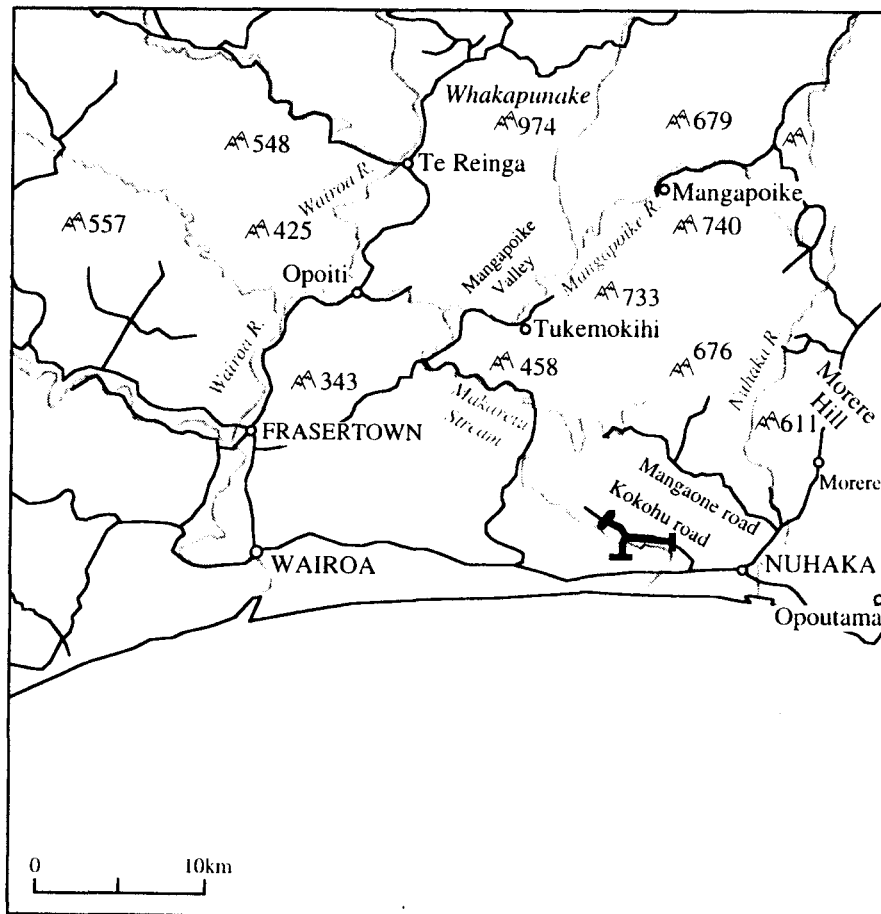


Fig. III-9 : carte de localisation de la coupe de Nuhaka

B. LA SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les formations sédimentaires qui affleurent dans ce secteur correspondent à la partie supérieure de la série néogène. L'épaisseur totale du Néogène n'est pas connue car le contact avec le soubassement n'apparaît pas à l'affleurement. Le Miocène moyen, dont seule la partie sommitale est décrite ici, représente une épaisseur probablement supérieure à 1500 m, d'après l'analyse cartographique (Kingma, 1971, Francis, 1993).

1. Les formations turbiditiques du Miocène moyen (unité 1)

Les sédiments les plus anciens qui apparaissent le long de cette coupe correspondent à des alternances rythmiques d'arénites et de pélites. On observe l'arrangement vertical suivant sur une quarantaine de mètres (fig. III-10, unité 1):

(A) une formation d'environ 30 m d'épaisseur d'alternances de silts et de turbidites. On distingue la succession de deux ensembles successifs se caractérisant chacun par un caractère strato-croissant. Les turbidites, de type $T_{(a)bcde}$, sont généralement d'épaisseur centimétrique à la base, puis décimétriques. Les bancs deviennent très massifs dans la partie sommitale de chaque ensemble et les termes fins (T_{de}) disparaissent progressivement. Le caractère érosif de ces turbidites est marqué par des bases de bancs onduleuses.

(B) environ 10 m d'un nouvel ensemble strato-croissant, mais constitué de matériel plus fin que les deux précédents. A la base, on rencontre des silts gris-bleuté riches en débris de lamellibranches et petits lamellibranches entiers de diamètre millimétrique. Vers le sommet, on observe un enrichissement progressif en turbidites finement litées de type T_{bcde} , à base et toit plans. De nombreuses bioturbations horizontales marquent souvent les bases de bancs. Certains niveaux de turbidites, pluriévènementielles, montrent des petits galets noirs argileux en toit de banc (levées de distributaires ?).

- *Age*

Un échantillon prélevé à la base de cette unité (93MOR41) a livré un assemblage faunistique caractéristique du Serravallien (fin Lillburnian : environ 13 - 12 Ma).

- *Environnements de dépôt*

Les associations de foraminifères de cet échantillon indiquent des paléotranches d'eau au minimum supérieures à 600 m, voire supérieures à 1000 m. Les agencements des séquences turbiditiques indiquent une évolution vers des milieux de plus en plus distaux, avec des successions de type "mid à upper fan" à la base de la série, jusqu'à des dépôts de type "lower fan" vers le sommet.

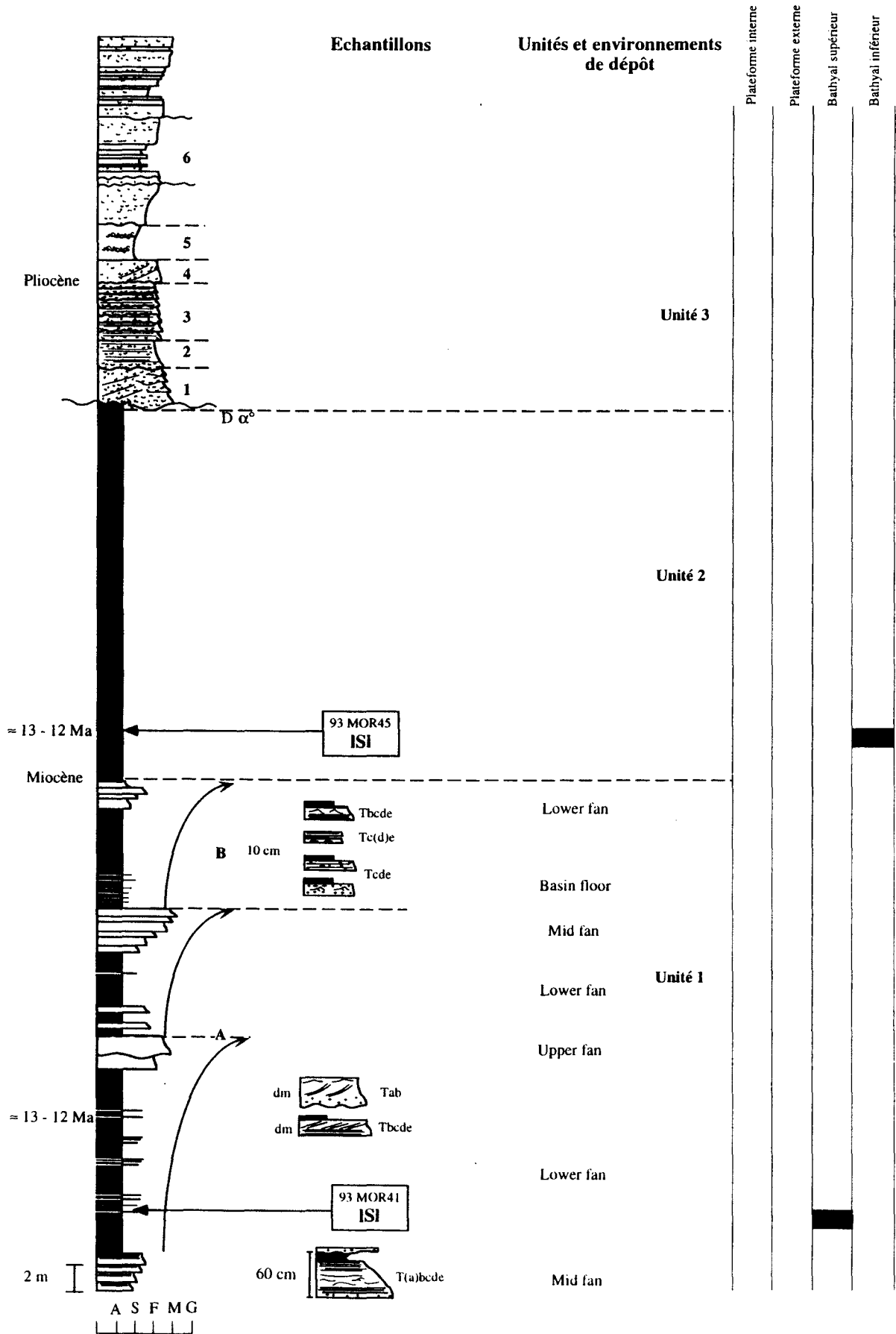


Fig. III-10 : colonne lithostratigraphique de la coupe de Nuhaka

2. Les silts massifs (unité 2)

Les alternances de turbidites sont surmontées d'une trentaine de mètres de silts argileux massifs homogènes. Quelques rares passées de turbidites très fines ont été observées au sein de cet ensemble.

• Age et environnements de dépôt

Seulement un échantillon, issu de la partie inférieure de cet ensemble (93MOR45, fig. III-10), a livré une faune suffisamment bien préservée. Il a pu être daté du Serravallien (fin Lillburnian, environ 13 - 12 Ma) et montre ainsi qu'au moins la partie inférieure de ces silts massifs appartient encore au Miocène moyen.

Les paléotranches d'eau indiquées par les associations de foraminifères sont supérieures à 600 m, comme pour l'unité turbiditique sous-jacente.

3. Les calcaires du Pliocène supérieur (unité 3)

Les calcaires "Tahaenui" d'âge Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma) reposent ici en discordance sur les sédiments silteux massifs de l'unité 2. L'angle est ici faible (de l'ordre de 5°) mais peut atteindre localement environ 15° sur le flanc Est du synclinal de Nuhaka (Francis, 1993). Les dix premiers mètres de base de cette barre, dont l'épaisseur totale est d'environ 30 m, ont pu être analysés, le sommet étant inaccessible.

On observe depuis la base vers le sommet la succession suivante (fig. III-10) :

- (1) 2,5 m de grès bioclastiques grossiers en bancs décimétriques granodécroissants. La base des bancs est hétérogranulaire, riche en coquilles de Pecten et en balanes. Le sommet des bancs présente des coquilles plus souvent brisées et de grandes lamines obliques (dynamique plus importante ?). La base de cet ensemble est érosive, chenalisante et les figures de courant indiquent des directions d'alimentation N 165 en moyenne, avec un sens de progradation vers le Nord.
- (2) 1,5 m de grès bioclastiques, comparables au faciès précédent, mais plus riches en grandes coquilles de Pecten. La base des bancs est riche en lamines horizontales. Elle est érosive, chenalisante.
- (3) 3 m d'une succession de bancs décimétriques de grès bioclastiques. La base des bancs est grossière, très riche en débris de coquilles et le sommet est laminé plus fin.
- (4) 1,5 m de grès bioclastiques à grosses coquilles d'huîtres et quelques balanes. La matrice de ces sédiments est plus fine, signifiant une chute de la compétence des courants (approfondissement

du milieu de dépôt ?). Quelques bases de bancs présentent des figures d'érosion et de chenalisation.

(5) environ 2 m de sables très bioclastiques peu indurés, à matrice fine silto-argileuse, riches en coquilles d'huîtres.

D'après les observations effectuées depuis la base de la falaise, la partie supérieure de la barre (fig. III-10, ensemble (6) de l'unité 3) est formée par une vingtaine de mètres où apparaissent essentiellement une succession de faciès comparables aux ensembles (2) et (3)

• Environnements de dépôt

Les environnements de dépôt de ces calcaires correspondent à des milieux de forte énergie (grands sets d'obliques) avec des chenaux de type très proximaux dans des zones peu profondes. Ce sont des dépôts probablement liés à l'influence de puissants courants tidaux qui forment des chenaux entaillant des zones à plus forte production carbonatée. Il est difficile dans ces faciès de préciser des profondeurs de dépôts, les chenaux pouvant arracher à la plate-forme les organismes et les transporter au débouché d'un éventail sédimentaire plus profond (Kamp *et al.*, 1988 ; Beu, 1992).

C. CONCLUSIONS

La colonne récapitulative de la coupe de Nuhaka (fig. III-10) montre nettement deux grandes périodes de sédimentation bien distinctes :

- la première, d'âge Miocène moyen (à base du Miocène supérieur ?), caractérisée par une sédimentation profonde (supérieure à 600 m) turbiditique s'affinant vers le haut jusqu'à des silts massifs ;
- la seconde, d'âge Pliocène supérieur, caractérisée par une sédimentation carbonatée bioclastique de milieux très proximaux, peu profonds, de plate-forme probablement interne.

Cette discontinuité sédimentologique correspond aussi à une discontinuité structurale car le second ensemble repose en discordance sur le premier (discordance angulaire d'au moins 5°).

Le Miocène supérieur est soit très réduit (moins de 20 m d'épaisseur), soit plus probablement totalement absent sur cette colonne. En effet, les derniers 20 m de silts massifs non datés appartiennent probablement encore à la partie supérieure du Miocène moyen (l'échantillon situé 20 m sous la base des calcaires pliocènes appartient à l'intervalle 13-12 Ma). De plus, on note l'absence de dépôts d'âge Pliocène inférieur. La discordance angulaire entre les deux ensembles représente donc nécessairement une lacune majeure, de l'ordre de 8 Ma (entre 12-11 Ma et 3,6 Ma).

Dans les secteurs avoisinants, la série Miocène supérieur - Pliocène inférieur représente plus de 2000 m de sédiments principalement silteux (*cf.* coupes de "Waikaremoana" et de "Frasertown"). Sur ces autres coupes, nous avons pu démontrer qu'il existait une discontinuité majeure vers la

limite Mio-Pliocène. Cette discontinuité est toujours marquée par des dépôts de plate-forme reposant sur des silts massifs de milieu profond. Elle est parfois soulignée par une discordance angulaire (*cf.* coupe de "Frasertown"). On peut donc admettre que le Miocène supérieur silteux s'est déposé dans le secteur de Nuhaka et qu'il a été ensuite érodé au cours du Pliocène inférieur. Cette phase d'érosion majeure à Nuhaka peut par ailleurs représenter une source possible de l'importante sédimentation silteuse observée dans la région de Frasertown (10 à 20 km au Nord-Ouest de Nuhaka) au cours du Pliocène inférieur.

III. LA SERIE DE MORERE

A. INTRODUCTION

La coupe de Morere (fig. III-1, coupe n°3) a été levée le long de la "Highway 2" reliant Gisborne à Nuhaka (fig. III-11). Elle traverse les séries du Miocène inférieur terminal et du Miocène moyen (Burdigalien supérieur à fin du Serravallien ; Kingma, 1964) à la faveur d'un anticlinal nommé l'anticlinal d'Opoutama-Morere (fig. III-1). Les séries du Miocène supérieur sus-jacentes affleurent bien dans l'une des vallées situées à l'Ouest du village de Morere.

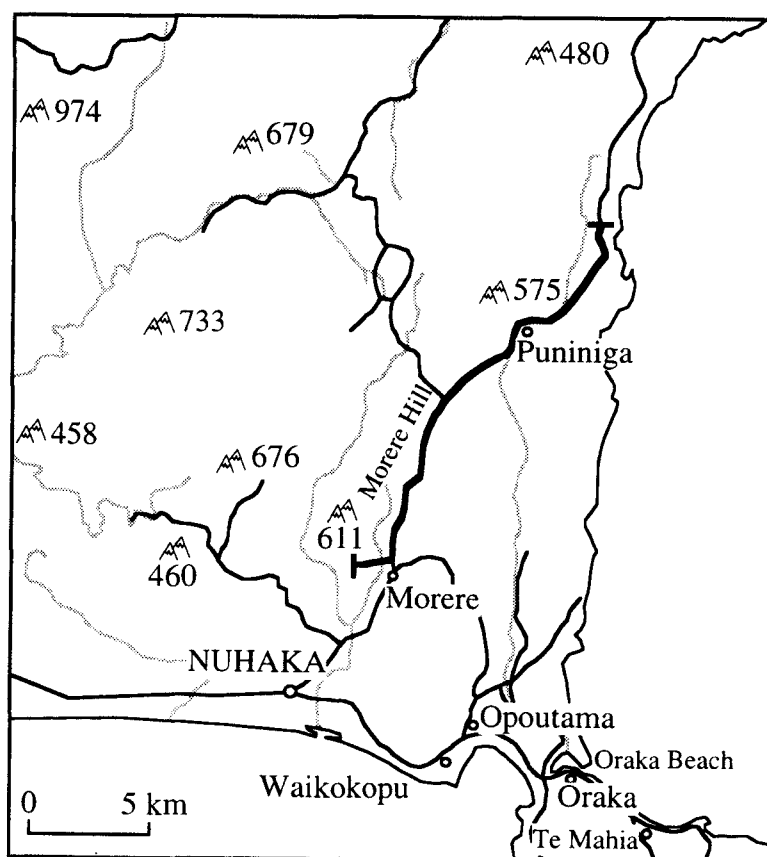


Fig. III-11 : Carte de localisation de la coupe de Morere

La coupe de ce secteur présente de nombreuses lacunes d'observation mais permet cependant de comparer les grands ensembles lithologiques du Miocène inférieur terminal et du Miocène moyen avec la série décrite plus à l'Ouest (coupe de "Waikaremoana", Chapitre II). Les données du forage pétrolier d'Opoutama, qui a traversé une partie du Miocène moyen ainsi que les formations plus anciennes, ne permet pas une analyse sédimentologique fine (forage non carotté, analyse de "cuttings") mais permet une bonne estimation de l'épaisseur des séries de la base.

Le Miocène supérieur et le passage au Pliocène a été observé le long de la vallée de "Mangaraukai Stream", à l'Ouest de Morere.

B. LES SÉRIES

1. Les formations du Miocène

a) Les faciès turbiditiques de base (Miocène inférieur - moyen)

Les séries les plus anciennes rencontrées dans la région de Morere d'âge Miocène inférieur à moyen affleurent au Nord de Puninga (fig. III-11). Environ 70 m de séries ont été observées dans ce secteur avec la succession suivante (unité 1, fig. III-12).

La base est constituée d'environ 20 m de bancs pluridécimétriques de turbidites de type T_{bcd} , riches en débris de coquilles. Ces turbidites épaisses sont séparées par des niveaux silteux centimétriques.

Au dessus, sur environ 50 m, on observe des bancs de turbidites en bancs d'épaisseur inférieure à 20 cm, de plus en plus fins vers le sommet, en alternance avec des silts argileux d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Deux échantillons prélevés dans cet ensemble daté de la fin du Miocène inférieur au début du Miocène moyen (Altonian - Clifdenian : 19 - 15 Ma, Kingma, 1971) n'ont pas permis d'obtenir d'information plus précise concernant l'âge de ces sédiments.

Les séries du forage d'Opoutama indiquent la présence de séries du Miocène inférieur terminal (Altonian, 19 - 16,5 Ma) dans ce secteur. Elles reposent sur le soubassement paléogène et représentent une épaisseur d'environ 500 m.

b) Les turbidites et silts du Miocène moyen

Les affleurements de cet ensemble sont peu nombreux. Ils correspondent globalement à des sédiments dominés par des silts argileux plus ou moins riches en turbidites fines (unité 2, fig. III-12).

La partie inférieure de cet ensemble, sur environ 200 m d'épaisseur, montre une succession de nombreuses turbidites fines en banc centimétriques alternant avec des silts d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

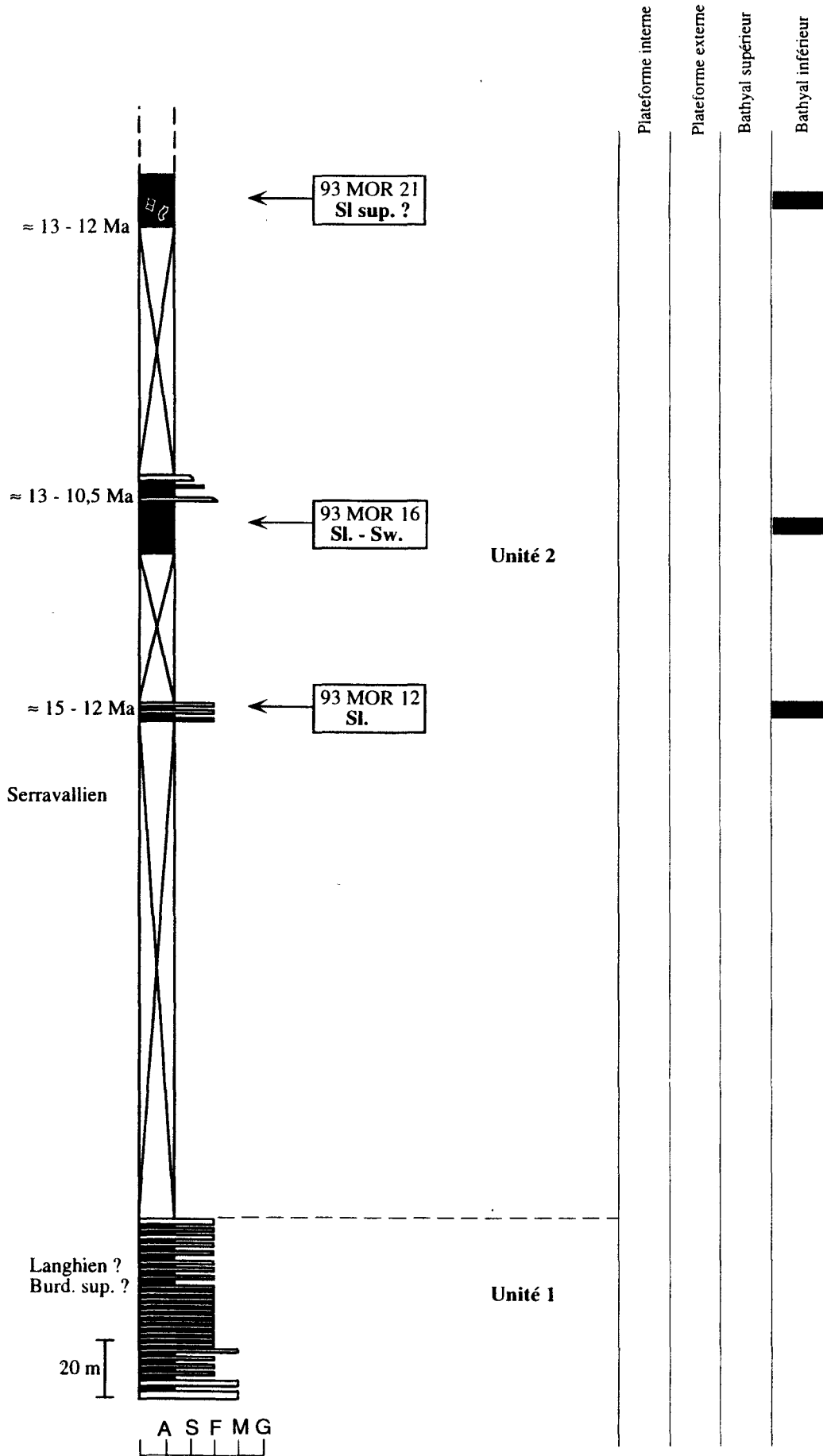


Fig. III-12 : colonne lithostratigraphique de la base de la coupe de Morere (Miocène moyen)

La partie supérieure, sur environ 200 m d'épaisseur, est dominée par des silts argileux massifs avec des passées locales de turbidites. Ces turbidites sont souvent très fines et atteignent rarement 20 cm d'épaisseur. Les passées silteuses massives sont généralement très bioturbées dans la masse. On rencontre parfois des niveaux centimétriques d'argiles noires plastiques (90 à 95% de smectites) correspondant probablement à des produits d'altération de cendres volcaniques très fines.

Dans la partie supérieure de cet ensemble, des structures tubulaires verticales traversent les silts argileux massifs. Ces tubes montrent une longueur minimale d'environ 3 m pour un diamètre de 10 à 20 cm. Ils sont constitués de plusieurs enveloppes concentriques : une gangue périphérique constituée de calcite recristallisée riche en impuretés (particules argileuses et silts) et une partie axiale (1 à 5 cm de diamètre) comblée, partiellement ou entièrement, par de grands cristaux de calcite pure. La paroi limitant ces deux constituants est tapissée de petits cristaux en forme de tablettes correspondant à des zéolites, déterminées d'après les analyses effectuées par microsonde. Ces structures particulières correspondent à des conduits d'échappement de fluides, probablement comparables à des cheminées d'alimentation de volcans de boue.

- *Age*

Trois échantillons prélevés dans cet ensemble ont donné des indications biostratigraphiques. Les associations faunistiques du premier échantillon (93MOR12) situé dans la partie médiane de cette unité indiquent un âge Serravallien inférieur (Lillburnian : 15 - 12 Ma). Environ 60 mètres plus haut, un échantillon (93MOR16, fig. III-12) a livré un assemblage faunistique de la partie moyenne à supérieure du Serravallien (fin Lillburnian - Waiuan, environ 13 - 10,5 Ma). Le troisième échantillon, prélevé au sommet de cet ensemble, serait probablement de la partie moyenne du Serravallien (probablement fin Lillburnian, soit environ 13 - 12 Ma). Ce dernier âge est cependant mal contraint car les assemblages de foraminifères sont mal préservés.

L'ensemble de cette unité peut donc être attribuée au Miocène moyen, probablement restreinte au Serravallien inférieur et moyen (environ 15 - 12 Ma).

- *Environnements de dépôts*

D'après les associations de foraminifères des trois échantillons, les sédiments de cette unité se seraient déposés sous des tranches d'eau supérieures à 600 m. Ce secteur correspond donc à un domaine de sédimentation relativement profonds au cours du Miocène moyen.

c) La partie supérieure de la série miocène : des silts argileux dominants

A l'Ouest de Morere, dans la vallée de "Mangarukai Stream" située à environ 2 km au Sud du Mont "Moumoukai", nous pouvons recouper la partie supérieure de la série miocène. Les séries affleurent de manière quasiment continue jusqu'aux calcaires bioclastiques du Pliocène qui forment une crête qui se prolonge jusqu'au Mont Moumoukai".

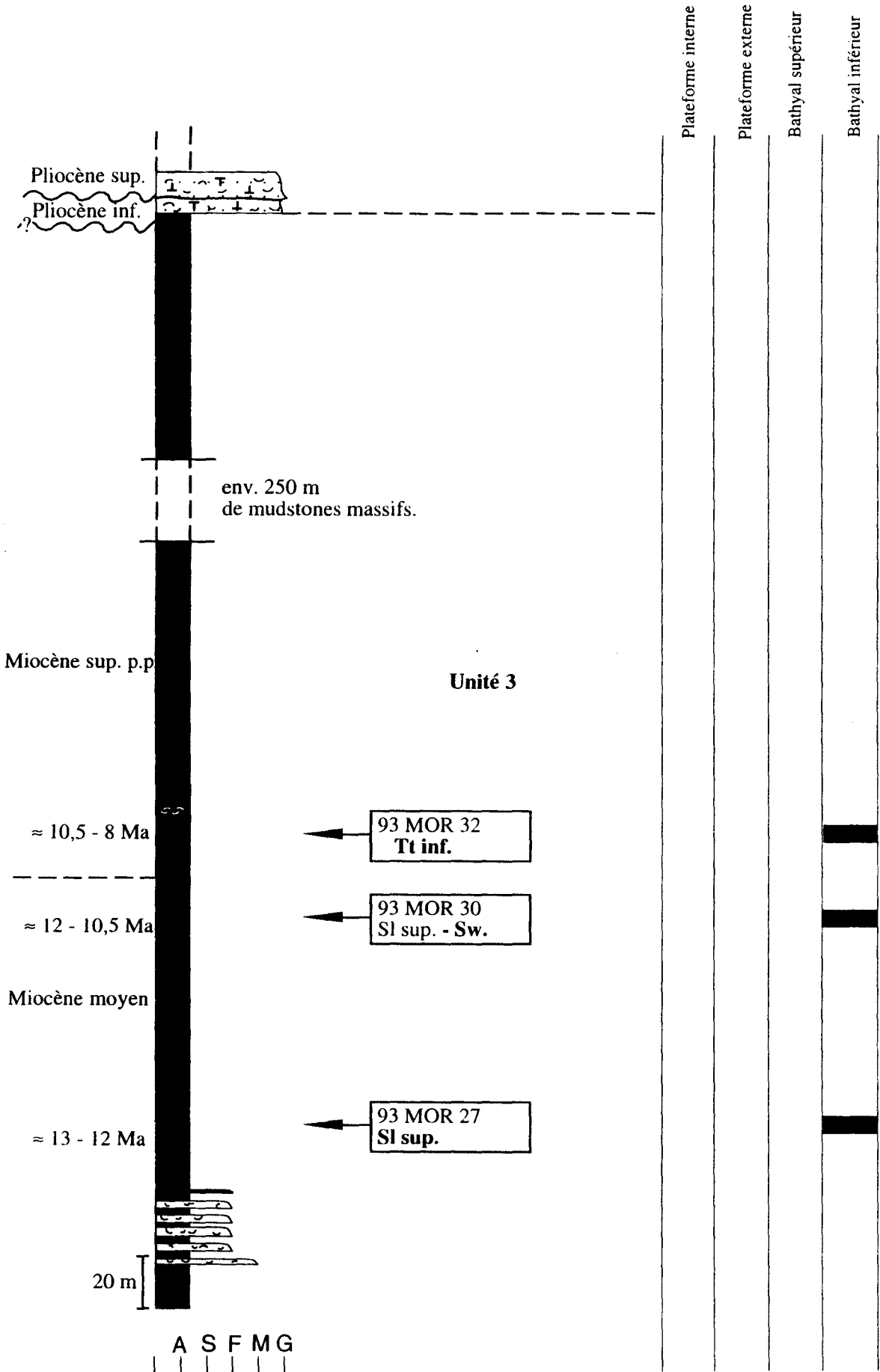


Fig. III-13 : colonne lithostratigraphique du sommet de la coupe de Morere (Mio-Pliocène)

- Le log récapitulatif de la coupe permet d'observer la succession suivante (unité 3, fig. III-13) :
- une base épaisse d'environ 30 m, constituée d'alternances d'arénites et de pélites. Les bancs d'arénites, épais de 10 à 20 cm, correspondent à des turbidites dont la base est souvent grossière et riche en fins débris de coquilles. Ces niveaux turbiditiques sont séparés par des niveaux métriques de silts argileux ;
 - puis une puissante série silteuse massive homogène, épaisse de plus de 500 m, dans laquelle on observe quelques rares niveaux centimétriques de turbidites fines.

• *Age*

Un échantillon prélevé à la base de cette série (93MOR27) silteuse indique un âge de la fin du Serravallien (fin Lillburnian, environ 13 - 12 Ma).

Deux autres échantillons (93MOR30 et 93MOR32, fig. III-13) prélevés dans la partie inférieure des séries silteuses de cet ensemble ont livré des assemblages faunistiques de la fin du Serravallien pour le premier (fin Lillburnian à Waiau plus probable : environ 13?-12 Ma à 10,5 Ma) et début Tortonien pour le second (début Tongaporutuan : 10,5 Ma à environ 8 Ma). On peut donc considérer que les 200 m de base de cet ensemble correspondent à la partie supérieure du Miocène moyen, le reste de cette série silteuse appartenant au Miocène supérieur (fig. III-13).

Si les séries du Miocène supérieur (environ 8 -5 Ma) existent dans ce secteur, leur épaisseur est très réduite, inférieure à 250 m (fig. III 13).

• *Environnements de dépôts*

D'après les faunes, les environnements de dépôt se situent sous des paléotranches d'eau supérieures à 600 m. Le milieu de dépôt est donc profond durant toute la période Miocène observée.

2. Les calcaires bioclastiques

La série silteuse massive du Miocène supérieur est surmontée par des calcaires bioclastiques. Ces calcaires, non détaillés sur cette coupe, comportent deux ensembles superposés (Beu, 1992). Le premier, épais de quelques mètres seulement et daté du Pliocène inférieur, est surmonté par un second ensemble daté du Pliocène supérieur. Ce dernier ensemble est comparable en âge et en faciès aux calcaires bioclastiques décrits dans le secteur de Nuhaka.

C. CONCLUSION

Les grandes périodes de la sédimentation mio-pliocène dans le secteur de Morere sont comparables à celles qui ont été reconnues dans les secteurs de Frasertown et de Nuhaka.

La base du Miocène moyen (et sommet du Miocène inférieur ?) est caractérisée par une période de sédimentation à dominance turbiditique, devenant progressivement plus silteuse. Les environnements de dépôt sont profonds durant cette période, de type bathyal (supérieurs à 600 m).

La période couvrant la fin du Miocène moyen et le Miocène supérieur est marquée par le dépôt de sédiments plus fins, toujours correspondant à des milieux profonds (supérieurs à 600 m). Les séries du Miocène supérieur sont ici peu développées (350 m au maximum). La série peut être plus condensée ; cependant, par comparaison avec la série de Nuhaka (*cf.* § II), on peut envisager que la série du Miocène supérieur a été partiellement érodée avant le dépôt des carbonates bioclastiques du Pliocène

Les calcaires du Pliocène inférieur ("Opoiti Limestones", 5 - 3,6 Ma) apparaissent sur cette coupe mais sont très restreints en épaisseur. Ils sont directement surmontés par des carbonates du Pliocène supérieur (3,6 - 3,1 Ma), ce qui peut être comparable à ce qui a été observé sur la coupe de Frasertown (*cf.* § 1). Cependant, la série Miocène supérieur et Pliocène inférieur est bien moins épaisse que sur cette coupe de Frasertown. Le Néogène supérieur de Morere semble intermédiaire entre les séries de Frasertown et de Nuhaka. L'érosion du Miocène serait ainsi moins prononcée que sur la série de Nuhaka et la sédimentation de carbonates bioclastiques au Pliocène débiterait quant à elle un peu plus tôt.

IV. SYNTHÈSE

Les coupes levées dans ce secteur oriental de la marge (fig. III-8, III-10 et III-13) ont mis en évidence des périodes de sédimentation caractéristiques séparées par des discontinuités majeures.

La période Miocène est caractérisée dans ce secteur médian de la transversale de Wairoa par une sédimentation silico-clastique turbiditique au Miocène moyen, plus silteuse au cours du Miocène supérieur. Les environnements de dépôt sont profonds durant toute cette période, supérieurs à 600 mètres.

Une discontinuité majeure a été reconnue et elle s'accompagne d'une lacune sédimentaire dont l'extension dans le temps est très variable :

- sur le flanc oriental du synclinal de Wairoa (Frasertown), la discontinuité la plus importante représente une petite lacune des dépôts de la période fini-Miocène supérieur (environ 6,1 - 5,4 Ma). Il s'agit d'une discontinuité majeure dans la mesure où elle correspond aussi à une discordance angulaire et à un changement brutal du milieu de dépôt (bathyal à plate-forme) ;
- dans le secteur de Nuhaka, cette discontinuité angulaire est marquée par une lacune très étendue, avec l'absence de l'essentiel, voire de la totalité des sédiments du Miocène supérieur ainsi que la totalité du Pliocène inférieur (lacune de 12-10 Ma à 3,6 Ma) ;
- plus au nord-est, dans le secteur de Morere, on retrouve cette même discontinuité mais son caractère angulaire n'a pas pu y être démontré. Les calcaires du Pliocène inférieur (probablement de la fin du Pliocène inférieur) reposent sur une série réduite du Miocène supérieur, une partie du

Miocène supérieur étant probablement absente (ou fortement condensée ?). Elle représente probablement une lacune d'environ 3 à 4 Ma (approximativement depuis 7-8 Ma jusque 4 Ma).

Le développement d'une sédimentation de plus faibles profondeurs marque la période Pliocène. Le début du Pliocène inférieur correspond à une sédimentation carbonatée dans le secteur de Frasertown tandis qu'une zone située plus à l'Est (Nuhaka et Morere) connaît une période de non dépôt ou d'érosion. Par la suite, toujours au cours du Pliocène inférieur, une puissante série silteuse se dépose dans le secteur de Frasertown tandis que les secteurs orientaux sont toujours soumis à l'érosion. On peut alors envisager que les puissantes séries silteuses du Miocène supérieur érodées de la zone de "Nuhaka-Morere" alimentent pour partie la zone située plus à l'Ouest (Frasertown).

Les calcaires bioclastiques du Pliocène supérieur recouvrent ensuite la totalité de ce secteur (Frasertown-Nuhaka-Morere), qui constitue alors un domaine de plate-forme relativement homogène.

CHAPITRE IV :
LE SECTEUR ORIENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA -
LA PENINSULE DE MAHIA



I. PRESENTATION GENERALE.....	101
II. LE SOUBASSEMENT : APERCU SUCCINCT	102
A. Le Crétacé.....	102
B. Les séries paléogènes.....	102
C. Conclusion	103
III. LES SÉRIES DU MIOCÈNE : IMPORTANCE DES SEDIMENTS	
VOLCANOCLASTIQUES.....	103
A. La base de la série.....	103
1. Description.....	103
2. L'âge de la série	106
3. Environnements de dépôt	106
B. Les sédiments volcanoclastiques du Miocène moyen - supérieur	107
1. Les principaux faciès rencontrés	107
2. Les séries bien litées de silts et turbidites (unité 2)	108
3. Les séries dominées par les ensembles chaotiques (Unité 3)	111
4. Particularités sédimentologiques de cette série	112
C. Le Miocène supérieur	116
1. Les silts massifs de base (unité 4).....	116
2. Des turbidites et des marqueurs d'instabilités gravitaires (unité 5)	118
3. Le Miocène supérieur terminal (l'unité 6)	119
D. Conclusions	121
IV LES SERIES DU PLIOCENE : DEVELOPPEMENT D'UNE SEDIMENTATION	
CARBONATEE	121
A. Les formations carbonatées de la fin du Pliocène inférieur	121
1. Description des carbonates bioclastiques	121
2. Age.....	122
3. Environnements de dépôt	124
B. Les sédiments silteux du Pliocène supérieur	124
IV. BILAN DES OBSERVATIONS	124

CHAPITRE IV

LE SECTEUR ORIENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA - LA PENINSULE DE MAHIA

I. PRESENTATION GENERALE

Les affleurements étudiés dans la péninsule de Mahia représentent les témoins les plus orientaux du domaine avant-arc actuel émergé. La situation géographique et structurale de cette Péninsule est privilégiée puisque les auteurs la considèrent comme appartenant à la partie émergée du prisme d'accrétion actif "Hikurangi" (Ballance, 1993 ; Ferrière et Chanier, 1993 ; Lewis et Pettinga, 1993). Cette presqu'île est reliée à la région de Morere-Opoutama par des dunes sableuses constituant un tombolo double.

L'évolution structurale et sédimentaire de la marge est enregistrée dans ce secteur depuis le Crétacé moyen (Webb, 1979 ; Ballance 1986 ; Francis, 1993), mais la majeure partie des sédiments affleurant dans la péninsule est d'âge néogène, période qui nous intéresse ici. Les sédiments anté-subduction n'affleurent qu'à la faveur de deux pointements à l'Est et au Sud-Est de Mahia (fig. IV-1).

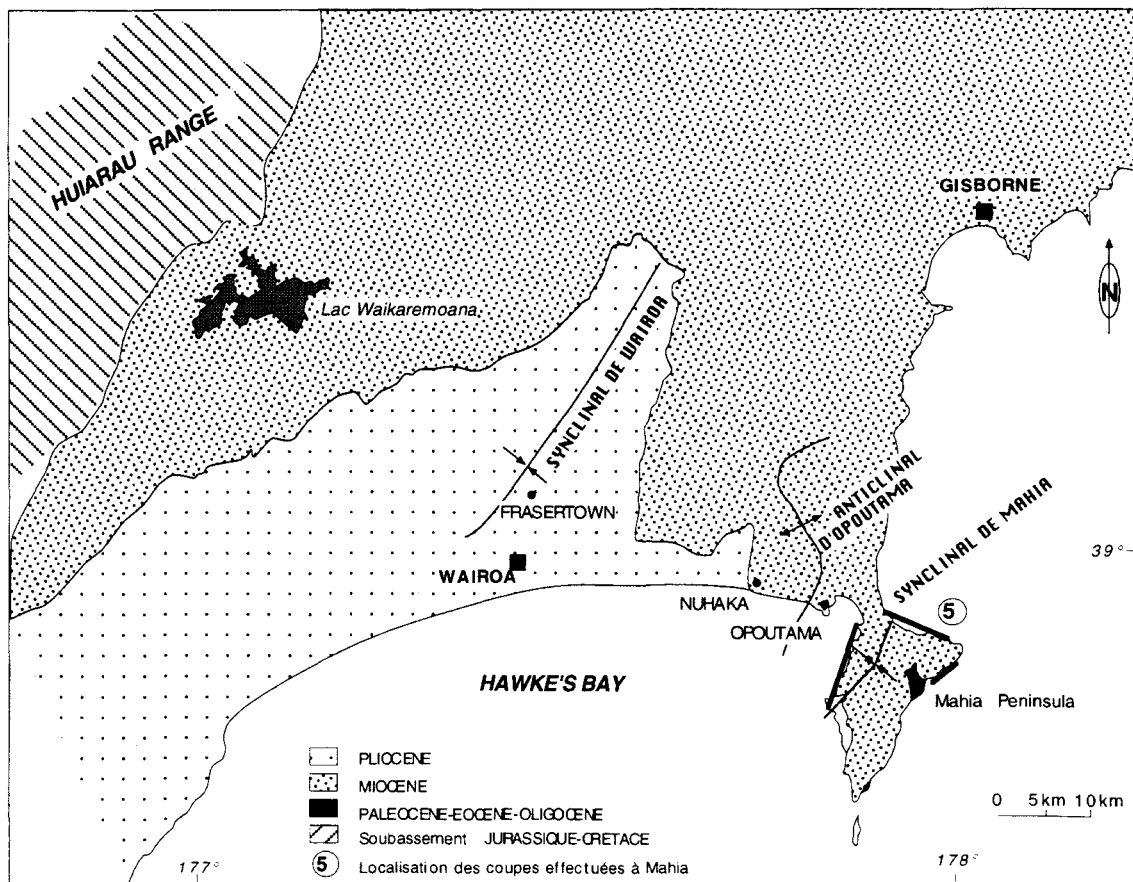


Fig. IV-1 : Carte géologique simplifiée du secteur de Wairoa et localisation de la coupe de Mahia

La base de la série néogène (Miocène inférieur, sédiments du Burdigalien supérieur) affleure principalement sur la côte Est de la péninsule ; le Miocène moyen peut être observé sur l'estran de la côte Nord. La côte Ouest est difficile d'accès mais les sédiments du Miocène supérieur et Pliocène affleurent de façon continue. Néanmoins, des observations faites depuis la mer ont permis de mieux comprendre la forme particulière de ce vaste synclinal à coeur pliocène dont l'axe plonge en mer vers le SW ; elles ont aussi permis de mieux comprendre l'agencement des séries du Miocène supérieur fortement perturbées par des instabilités gravitaires (grands slumps, roll-over).

II. LE SOUBASSEMENT : APERCU SUCCINCT

Une description des séries anté-miocènes est présentée ici d'après les travaux de Webb (1979) et Francis (1993) ; leur présence dans cette partie orientale de la marge est importante à noter puisque de tels sédiments anté-subduction n'affleurent qu'au Nord, près de Gisborne, et à 100 km plus au Sud, près de Waimarama (secteur de la Chaîne Côtière). Des sédiments d'âge Crétacé supérieur - Paléogène ont aussi été traversés par le forage d'Opoutama, situé immédiatement à l'Ouest de la Péninsule de Mahia.

A. LE CRÉTACÉ

Les sédiments les plus anciens qui affleurent dans la Péninsule sont des roches datées du Crétacé inférieur à supérieur (Albien - Cénomaniens, Webb, 1979 ; Francis, 1993).

Les séries anciennes sont présentes sous forme de blocs isolés de diamètre décimétrique de basaltes et cherts très altérés, bréchifiés, à nombreuses veines de quartz. L'âge de ces blocs à Mahia serait Albien (Urutawan-Motuan, environ 110 - 100 Ma), mais les datations ont été effectuées sur des séries supposées équivalentes situées à plus de 100 km au Sud, à "Red Island" (Moore *et al.*, 1987).

Les sédiments sus-jacents constituent une puissante série grésopélimitique constituée d'alternances de grès en bancs métriques à décimétriques et d'interjoints fins d'argiles sombres. Les grès sont riches en glauconie. Les argiles s'enrichissent vers le sommet de la série en carbonates. La puissance de cette série est supérieure à 350 m. La présence d'*Inoceramus rangatira* indique un âge cénomaniens.

La partie sommitale de cette série est constituée d'alternances de grès gris glauconieux et de marnes massives. Moore (1988) attribue un âge Maastrichtien - Paléocène inférieur à cette formation ("Whangai formation"). Ces séries sont très déformées sur la péninsule de Mahia.

B. LES SÉRIES PALÉOGÈNES

Les marnes et grès de la fin du Crétacé (voire de la base du Paléocène) sont surmontés par un ensemble caractérisé par leur abondance en niveaux d'argiles noires. Ces argiles noires du

Paléocène ont été très étudiées par les compagnies pétrolières pour ses qualités de source potentielle d'hydrocarbures (forts taux de carbone organique). Cette formation est constituée par une alternance de grès bruns à verdâtres, très glauconieux, et d'argiles noires à brunes ("chocolate-coloured"). Sur la péninsule de Mahia, ces argiles noires ont été observées sous la forme de blocs et copeaux à l'échappement de l'un des trois volcans de boue actifs de la péninsule (Francis, 1993). L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 30-50 m (Webb, 1979).

Les formations "bentonitiques" d'âge Paléocène à Eocène ("Wanstead formation") sont essentiellement constituées d'argiles smectitiques carbonatées. Cette formation, dont l'épaisseur pourrait atteindre 500 m (Francis, 1993) présente à sa base des grès glauconieux avec des niveaux de concrétionnement alternant avec des argiles brun foncé. La partie médiane est formée d'argiles gris sombre peu calcaires et la partie supérieure de silts calcaires. Cette formation principalement argileuse constitue le niveau de décollement des nappes mises en place au Miocène basal (Chanier et Ferrière, 1989 ; Chanier, 1991).

Les faciès argileux et gréseux sommitaux ont été attribués à la base du Miocène inférieur par Webb (1979). Francis (1993) montre qu'ils sont en contact stratigraphique sur la formation précédente et leur attribue un âge éocène terminal - oligocène. Cette formation épaisse d'environ 150 m consiste en une alternance de silts très carbonatés en bancs centimétriques et de sables carbonatés à argiles blanchâtres.

C. CONCLUSION

On note une grande diversité de types de sédiments depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'Eocène terminal, qui contraste avec les puissantes séries silicoclastiques plus homogènes du Miocène. Cette grande diversité de faciès est à mettre en relation avec une période de calme relatif de ce domaine qui correspond alors à une "marge inactive" entre 100 et 25 Ma, entre deux périodes de subduction sous la marge orientale de Nouvelle-Zélande (Chanier, 1991 ; Chanier et Ferrière, 1993).

Le contact entre le soubassement et les sédiments du Miocène n'a pas été observé dans le secteur de Mahia, mais il est décrit comme faillé et souligné par des niveaux de "bentonites" (Webb, 1979 ; Francis, 1993).

III. LES SÉRIES DU MIOCÈNE : IMPORTANCE DES SÉDIMENTS VOLCANOCLASTIQUES

A. LA BASE DE LA SÉRIE

1. Description

La base du Miocène affleure sur l'estran de la côte Nord-Est de la péninsule, au Nord d'Okepuha (fig. IV-2). Cette série, dont le contact avec le soubassement n'est pas visible, se

distingue dans la mesure où elle correspond à un ensemble de sédiments silicoclastiques très fins peu déformés, contrastant avec les séries fortement plissées sous-jacentes.

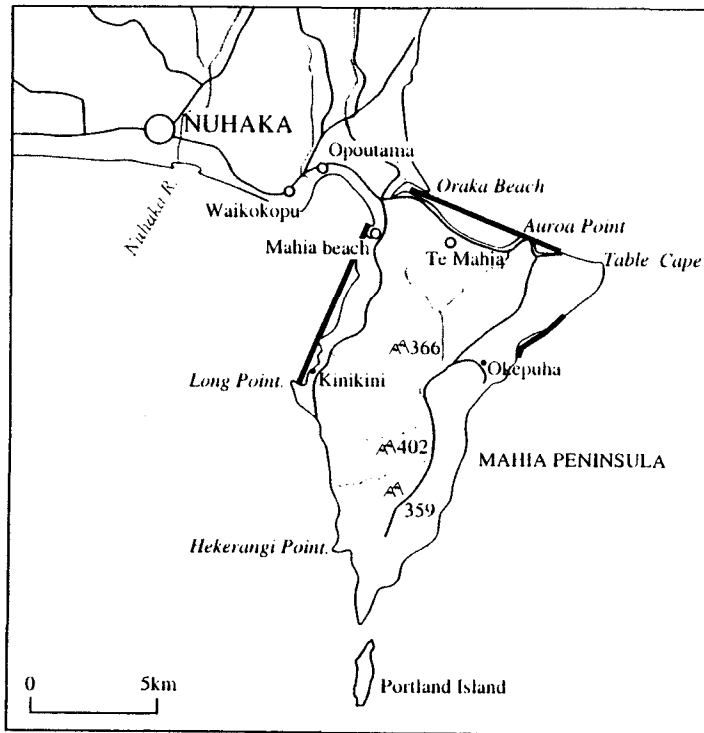


Fig. IV-2 : Carte de localisation des coupes effectuées sur la Peninsule de Mahia.

Le premier niveau visible à la base de cette première unité (unité 1, fig. IV-3) correspond à un banc de tuf volcanique dont l'épaisseur est supérieure à 5 m. L'analyse minéralogique de la fraction inférieure à 2 μm indique un fort pourcentage de smectites (supérieur à 75%) dans ce niveau volcanoclastique. La fraction grossière est constituée essentiellement de débris de ponces et de verres volcaniques acides. Ce banc présente des niveaux grossiers granoclassés à la base, puis des fines lamines horizontales et ensuite de grandes convolutes dans les niveaux plus fins. Il correspond en fait à une épaisse turbidite de cendres volcaniques issues de l'activité de l'arc calco-alcalin actif depuis le Miocène inférieur (24-22 Ma ; Ballance, 1988).

Environ 120 m de silts argileux massifs surmontent ce banc. Ils sont finement lités à la base, plus massifs vers le sommet, et généralement bioturbés dans la masse. Ce sont des silts carbonatés (environ 10% de CaCO_3) contenant 10 à 20% de particules d'argiles. Les analyses par Diffraction X montrent une composition minéralogique argileuse homogène pour la fraction inférieure à 2 μm ,

avec un cortège essentiellement composé de smectites (40 à 50%), d'illite (20 à 30%) et de chlorite/kaolinite indifférenciées (10 à 20%).

Au-dessus de ces silts, on peut observer une quarantaine de mètres d'alternances grésopélitiques fines. Les bancs d'arénites sont d'épaisseur décimétrique à métrique à la base de cet ensemble et les interlits silteux sont épais de 1 à 3 m. Vers le sommet, les bancs d'arénites et de silts

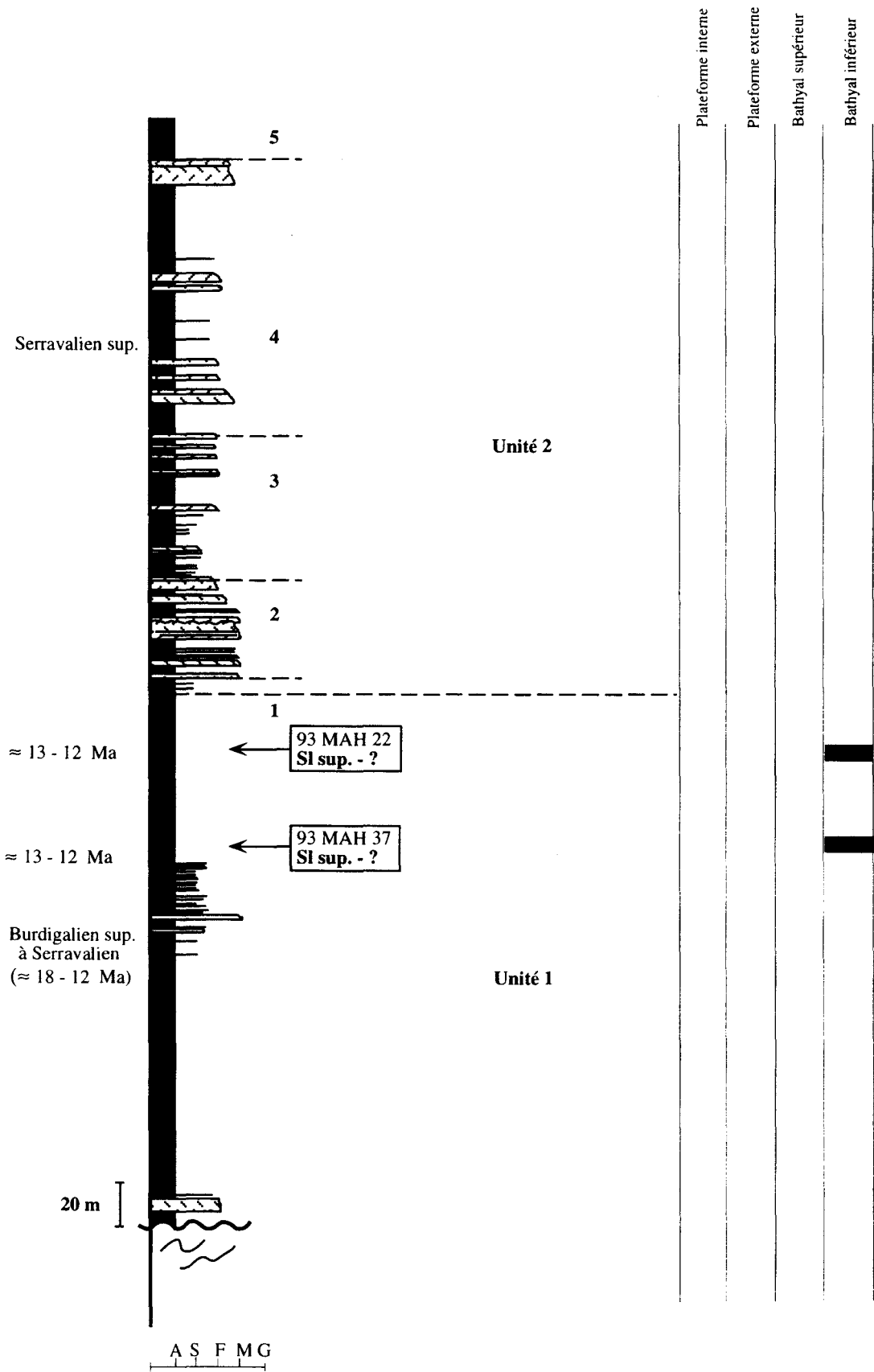


Fig. IV-3 : Colonne lithostratigraphique du Miocène supérieur terminal et de la base du Miocène moyen (unités 1 et 2) de la péninsule de Mahia.

sont moins épais (quelques centimètres). La granulométrie de ces arénites est fine et les bancs présentent un granoclassement à la base, puis sont constitués de lamines planes. Ce sont des turbidites de type $T_{ab(c)d}$. Des passées centimétriques d'arénites de granulométrie moyenne et homogène, sans figures sédimentaires et riches en débris coquilliers, sont intercalées dans cet ensemble de turbidites. L'analyse des lames minces montre que ces passées sont surtout riches en feldspaths (50 à 60%), quartz (20 à 30%) et débris de coquilles (10 à 20%) ainsi que des grains arrondis de glauconie dans un ciment carbonaté.

Le sommet de cette unité est constituée d'environ 80 m de silts argileux massifs, homogènes de même type que la série précédente, sous les quelques niveaux de turbidites. Ils comportent aussi 10 à 20% d'argiles mais sont un peu plus carbonatés (environ 20% de $CaCO_3$).

Cette unité de base est donc caractérisée par une sédimentation largement dominée par les silts et argiles sur une épaisseur totale d'environ 250 m.

2. L'âge de la série

Les échantillons de base de cette unité n'ont pas livré de faune bien préservée. Les données biostratigraphiques de Webb (1979) et Francis (1993) permettent de lui attribuer un âge Burdigalien (Otaian à Altonian, 22 - 16,5 Ma), donc de la partie supérieure du Miocène inférieur. Ces auteurs se sont essentiellement basés sur la présence de *Globorotalia miozea miozea* ; cependant, la révision des biozones à *Globorotalia miozea* par Hornibrook (1989) montre que cette espèce n'apparaît qu'au milieu du Burdigalien (base de l'Altonian), vers 18 Ma, et s'étend jusqu'à la fin du Serravallien (12 Ma). Il est probable que la série miocène, discordante sur le soubassement déformé, débute uniquement à partir du Burdigalien supérieur.

Deux échantillons prélevés dans la partie supérieure de cette unité (93MAH37 et 93MAH22) ont fournis une microfaune abondante permettant de déterminer un âge fin Serravallien (fin Lillburnian : environ 13 - 12 Ma).

Aucune faune typique de la base du Miocène moyen (Clifdenian, 16,5 - 15 Ma) n'a été reconnue sur la péninsule de Mahia. Cette absence de biozone a été interprétée par les auteurs (Webb, 1979 ; Francis, 1993) comme une lacune de la base du Miocène moyen (ou un horizon fortement condensé).

En résumé, nous pouvons estimer que l'ensemble de l'unité 1 appartient essentiellement à l'intervalle Burdigalien supérieur - Serravallien (18 - 12 Ma), avec une lacune possible de la base du Miocène moyen (Clifdenian : 16,5 - 15 Ma).

3. Environnements de dépôt

Les échantillons de la partie sommitale de cet ensemble contiennent des associations faunistiques qui indiquent des environnements de dépôt sous des paléotranches d'eau supérieures à 600 m (bathyal). Ces indications, ainsi que le caractère pélagique de la sédimentation, montre que

cette partie orientale du domaine avant-arc semble donc être une zone de sédimentation profonde dès la fin du Miocène inférieur.

B. LES SÉDIMENTS VOLCANOCLASTIQUES DU MIOCÈNE MOYEN - SUPÉRIEUR

Une coupe complète de la série Miocène moyen a été effectuée sur l'estran de la côte Nord de la péninsule, depuis "Oraka beach" à environ 2 km à l'Ouest de "Table Cape", jusque "Te Mahia" plus à l'Ouest (fig. IV-2). Les couches présentent des pendages vers l'Ouest, forts (environ 40°) dans la partie orientale, à la base de cet ensemble, puis de plus en plus faible vers Te Mahia (jusque 10 à 15°).

L'estran, à marée basse, présente ici une coupe quasiment continue qui débute par les silts massifs du sommet de l'unité 1. Ces silts massifs sont surmontés par des formations qui se caractérisent par l'abondance de niveaux volcanoclastiques dans une puissante série de silts et turbidites fines (unités 2 et 3, fig. IV-3 et fig. IV-6).

Deux grands ensembles lithologiques ont été distingués ici : l'un, à la base (unité 2, fig. IV-3 et IV-6), est constitués de couches bien litées ; le second (unité 3, fig. IV-6) se caractérise par une abondance d'épais niveaux chaotiques correspondant à des ensembles déformés par de grands glissements gravitaires (slumps).

1. Les principaux faciès rencontrés

Quatre grands types de faciès ont été reconnus dans ces deux ensembles (unités 2 et 3). Ces faciès apparaissent aussi bien dans la série non déformée (en dehors des slumps) que sous la forme de blocs, lentilles, ou morceaux de bancs disloqués et très plissés dans les zones de slumps (unité 3 *p.p.*).

Ces quatre principaux faciès sont les suivants :

- des silts argileux alternant avec de fin niveaux d'arénites ;
- des turbidites de cendres volcaniques ;
- des niveaux d'argiles plastiques à patine noire ;
- des niveaux argileux fortement carbonatés.

a) Les silts argileux et arénites fines

Il s'agit du faciès dominant constituant la sédimentation "de fond" de ce secteur au Miocène moyen. Ce sont des silts argileux parfois massifs, alternant généralement avec des arénites en bancs peu épais (quelques centimètres). Les silts contiennent 10 à 20% de particules argileuses (particules inférieures à 4 μm) et montrent des teneurs en CaCO_3 variant entre 10 et 15%. Les niveaux d'arénites, essentiellement feldspathiques, sont parfois riches en débris de matière organique et en grains épars de glauconie.

Les passées silteuses massives sont souvent épaisses de plusieurs dizaines de mètres avec de rares passées de turbidites fines distales ou de contourites probables. Ces séries ont un caractère distal bien prononcé.

b) Les turbidites de cendres

De nombreuses turbidites observées le long de cette coupe, dont toutes les turbidites épaisses, ont la particularité d'être principalement constituées de matériel volcanoclastique. Ces turbidites volcanoclastiques représentent 20 à 30 % de la totalité de la série miocène moyen.

Les niveaux grossiers de base (granoclassés ou laminés plans, horizon T_a et T_b) comportent de nombreux minéraux issus du volcanisme (feldspaths automorphes souvent zonés, quartz rhyolitiques, biotites automorphes, ...) ainsi que des débris de ponce. Les niveaux plus fins, à rides de courant, convolutes et figures d'échappement de fluides, sont presque exclusivement constitués de fines échardes de verres et débris de ponces.

La morphologie des grains, très anguleux et leur aspect très peu altéré indique que le transport s'effectue sur de courtes distances. L'état d'altération faible de ce matériel volcanoclastique montre que le temps écoulé entre l'éruption volcanique et le dépôt est très court.

Gosson (1986) a étudié la fréquence de dépôt de ce matériel particulier. Il y aurait 492 bancs déposés en 1 Ma le long de la côte Nord, entre "Table cape" et "Auroa point" (fig. IV-2), soit en moyenne une éruption tous les 2 000 ans. A titre de comparaison, l'arc volcanique de Taupo connaît une éruption violente tous les 1 700 ans environ (Latter, 1985).

c) Les lits argileux noirs

Des niveaux d'argiles plastiques à patine noire sont intercalés dans la série. Leur épaisseur dépasse rarement quelques centimètres. L'analyse aux rayons X montre un cortège minéralogique à 90 % de smectites (ce sont des interstratifiés Illite-Smectite à teneur en smectites d'environ 90 %) qui pourrait provenir ici de l'altération de niveaux volcanoclastiques fins. De plus, vers le sommet de la série, on peut observer l'un de ces niveaux en continuité latérale avec un bancs de tufs fins.

d) Les niveaux carbonatés

Des niveaux centimétriques de matériel fin, de couleur grise pâle, se distinguent des silts massifs par leur caractère plus clair et plus induré. Il s'agit de niveaux argileux et carbonatés (environ 30% de CaCO₃) très bioturbés. Ces niveaux correspondent probablement à des période d'inondation maximale comparables à des MFS ("Maximum Flooding Surface").

2. Les séries bien litées de silts et turbidites (unité 2)

Cette unité, épaisse de plus de 300 m, présente de la base au sommet la succession suivante (cf. fig. IV-3 et IV-6) :

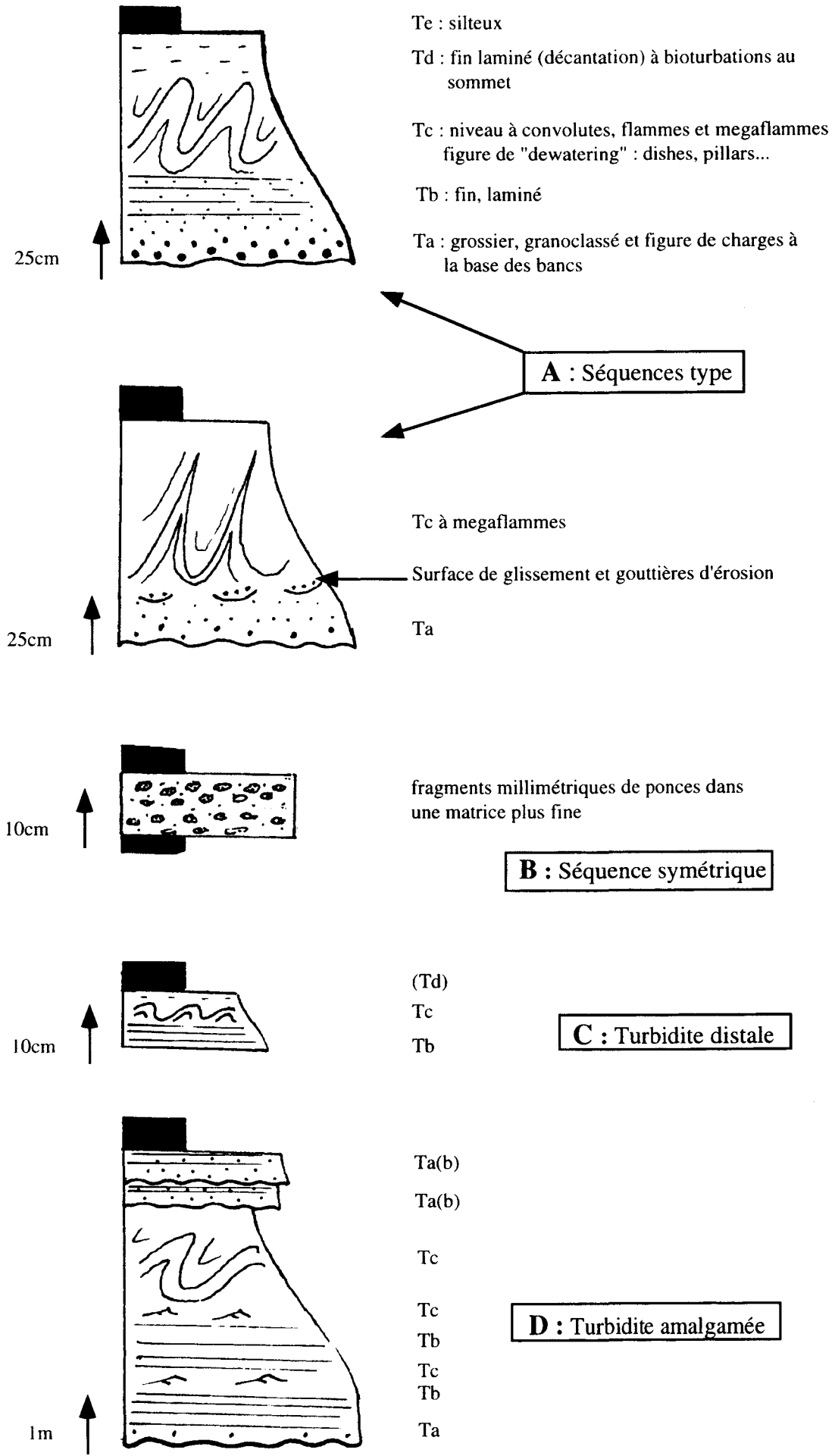


Fig. IV-4 : Différents types de turbidites observées dans les séries du Miocène moyen. de la coupe de Mahia.

- (1) environ 50 m de silts argileux contenant quelques rares passées d'arénites centimétriques à décimétriques. Ce sont des arénites riches en Feldspaths, pauvres en Quartz, à matière organique et grains de glauconie. Leur ciment est de nature carbonatée ;
- (2) environ 40 m d'alternances stratodécroissantes de turbidites fines de type $T_{b(c)}$ centimétriques à interlits silteux d'épaisseur métrique. Huit bancs de turbidites de cendres de type $T_{(a)bcd}$, dont un épais de 10 m constitué de turbidites amalgamées (fig. IV-4 D), constituent les passées les plus grossières de cet ensemble. Les turbidites sont ici tufacées, à grain moyen, riches en ponces et échardes de verre. Elles sont pauvres en Quartz et riches en Feldspaths plagioclases automorphes, souvent zonés. Leur ciment est généralement calcitique (sparite à microsparite), les horizons les plus grossiers présentant parfois une matrice argileuse ;
- (3) environ 80 m de série plus fine constituée de turbidites distales, de type $T_{b(c)}$ à horizons "T_c" rares. On peut décomposer cet ensemble en six petites séquences stratocroissantes, dont chacune est composée de la base au sommet par la succession suivante (fig. IV-5) :

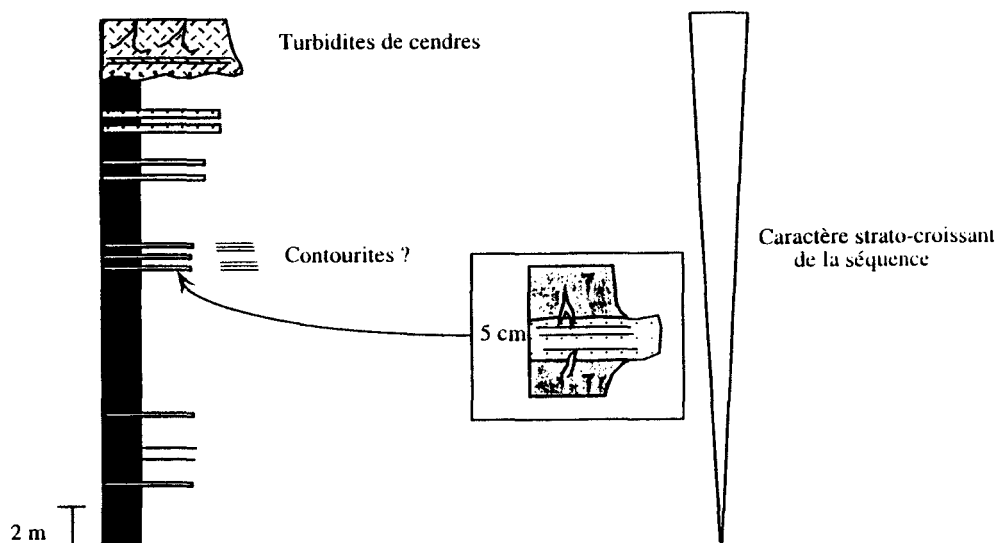


Fig. IV-5 : Agencement des séquences turbiditiques de l'unité 2 de la coupe de Mahia.

- . des niveaux centimétriques carbonatés très bioturbés, parfois riches en Matière Organique, pouvant constituer un niveau de condensation possible lors de périodes d'inondation maximum (MFS : "maximum flooding Surface") ;
- . des niveaux silteux comprenant des passées fines d'arénites laminées entrecoupées par des bioturbations (*cf.* détail, fig. IV-5), pouvant être des turbidites très distales ou des contourites. Le toit des bancs est rarement plan, ce qui est plutôt un caractère associé aux contourites (Stow et Faugère, 1993). Quoi qu'il en soit, ces dépôts sont de type distal par rapport à un système turbiditique ;
- . quelques passées d'arénites un peu plus épaisses (quelques cm à 10 cm), alternant avec des niveaux silteux d'épaisseur métrique ;

. des turbidites tufacées épaisses de plusieurs mètres de type T_{abcd} , avec un horizon T_c très développé à convolutes et mégaconvolutes, flammes et mégaflammes (figures d'échappement des fluides et/ou déformation syn-sédimentaire, fig. IV-4 D).

Ces derniers niveaux, de nature volcanoclastique, sont probablement indépendants de l'évolution verticale de ces séquences, surtout si elles sont directement associées à des éruptions volcaniques et non pas à l'érosion des volcans. Cependant, uniquement dans cette unité, elles apparaissent au le sommet de chacune des séquences.

- (4) 140 m d'une série de plus en plus distale, très silteuse, entrecoupée par des bancs épais (certains sont décamétriques) de turbidites de cendres dont le caractère plus distal est marqué par un horizon T_a qui a tendance à disparaître, laissant place à des turbidites de type T_{bcd} au sommet. De nombreux niveaux fins sont intercalés dans les silts ;
- (5) environ 120 m de silts argileux massifs avec quelques rares passées de turbidites tufacées d'épaisseur métrique.

• Age

Les échantillons provenant de cette unité n'ont pas livré de bons indices biostratigraphiques. Le sommet de l'unité sous-jacente a été daté du Serravallien inférieur (Lillburnian supérieur, environ 13 - 12 Ma) alors que l'unité supérieure est entièrement comprise dans l'intervalle Serravallien supérieur - Tortonien inférieur. On peut donc estimer, par encadrement, que l'unité 2 correspond essentiellement au Serravallien (dans l'intervalle 13 - 11 Ma).

• Environnements de dépôts

Cette série présente des séquences grossières à la base qui évoluent progressivement vers des séries plus fines qui peuvent être attribuées à des dépôts de type "Lower fan", voire de fond de bassin. Les paléotranches d'eau indiquées par les faunes de foraminifères sont supérieures à 600 m, correspondant à un milieu de type bathyal, ce qui est conforme aux observations sédimentologiques.

3. Les séries dominées par les ensembles chaotiques (Unité 3)

Cet ensemble lithologique (fig. IV-6), épais d'environ 550 à 600 m, présente les mêmes faciès silto-argileux et turbiditiques (principalement des turbidites de cendres) que ceux décrits dans l'unité 2. Les turbidites de cendres amalgamées, pluriévènementielles (fig. IV-5 D) sont cependant un peu plus fréquentes. L'unité 3 se caractérise surtout par les nombreuses passées silteuses à blocs, épaisses de 10 à 30 m, qui s'intercalent dans la série.

Ces passées chaotiques comportent des blocs et galets mous dispersés dans un ensemble silto-argileux massif généralement sans structures sédimentaires, néanmoins on observe quelquefois de fines laminations entourant certains blocs.

Parmi les clastes, on reconnaît les principaux faciès constitutifs de la série des unités 1 et 2. Ce sont des galets et blocs de turbidites fines arkosiques, des blocs de turbidites de cendres fines à grossières, des galets assez anguleux de calcaire argileux, ainsi que des galets mous de silts argileux moins carbonatés.

Les premiers mètres, à la base de chacune de ces passées chaotiques, présentent des lambeaux de bancs turbiditiques très fortement plissés. Les plis affectant les bancs disloqués ne montrent pas d'orientation préférentielle. Au dessus de ces niveaux, la série devient totalement chaotique avec des blocs épars de matériel turbiditique. Ces ensembles peuvent donc être interprétés comme le résultat de glissements gravitaires, les bancs disloqués et plissés à la base constituant des semelles de glissement.

• *Age*

Trois échantillons prélevés à la base (93MAH40), dans la partie médiane (93MAH48) et au sommet (93MAH62) de cette unité ont tous livrés des assemblages faunistiques caractéristiques du Serravallien supérieur à début du Tortonien possible (Waiauan à base du Tongaporutuan possible, environ 12 - 9 ? Ma).

D'après d'autres données biostratigraphiques, Webb (1979) à estimé que l'ensemble des séries observées sur cette partie de la côte Nord de Mahia appartient au Miocène moyen. On peut donc considérer que l'unité 3 correspond principalement aux dépôts de la fin du Serravallien (environ 12 - 10,5 Ma).

• *Environnements de dépôt*

Les paléotranches d'eau indiquées par les associations faunistiques indiquent toujours des milieux profonds, de type bathyaux, sous des paléotranches d'eau supérieures à 600 m.

4. Particularités sédimentologiques de cette série

L'ensemble des unités 2 et 3 constituant l'essentiel du Miocène moyen montrent de nombreuses figures sédimentaires particulièrement bien exprimées dans le matériel volcanoclastique. Certaines de ces figures peuvent être associées aux instabilités de pente (glissements gravitaires), d'autres sont à mettre en relation avec l'expulsion des fluides suite à une charge sédimentaire.

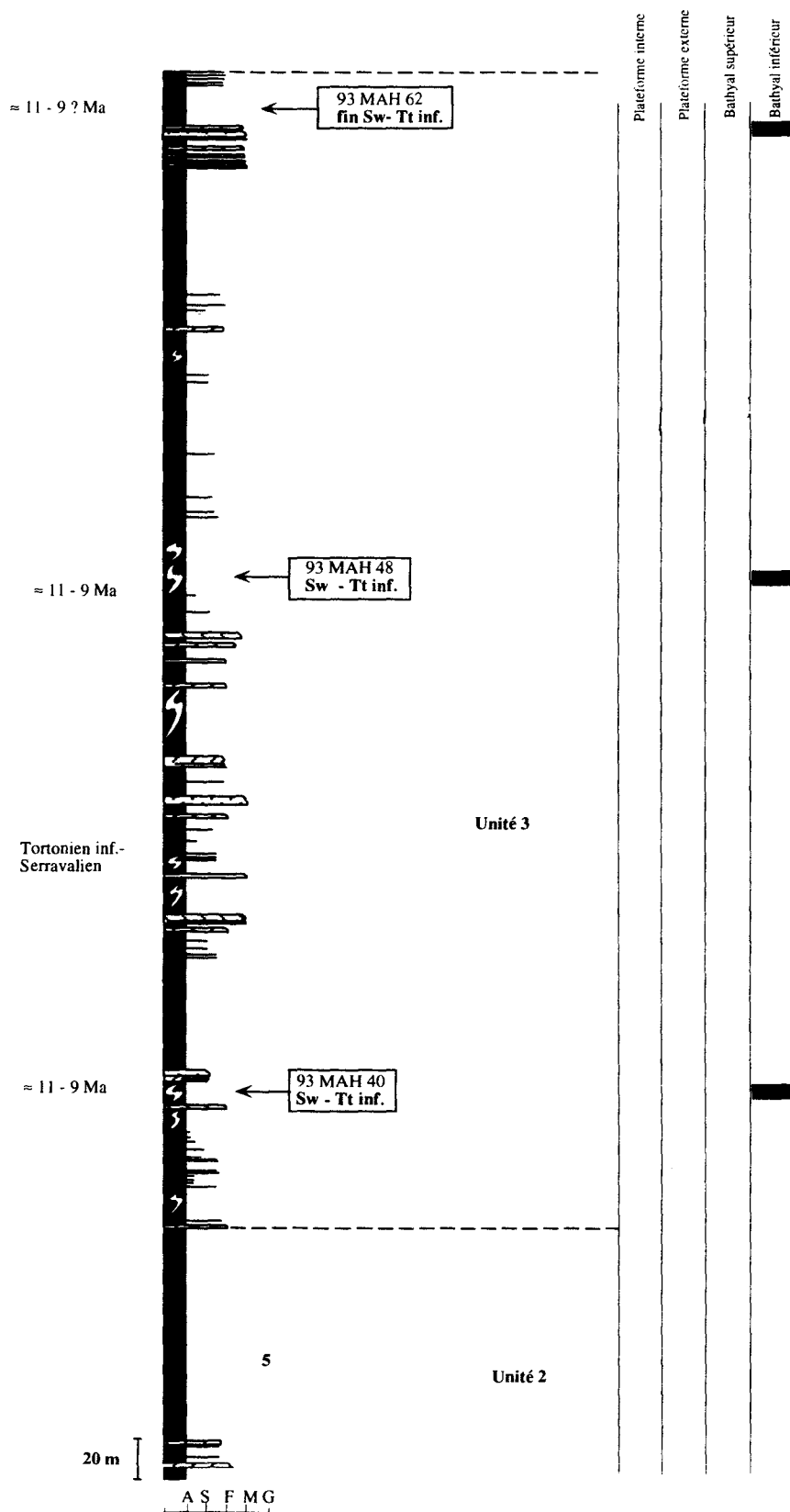


Fig. IV-6 : Colonne lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur (fin de l'unité 2 et unité 3) de la coupe de Mahia.

a) Les figures sédimentaires liées à la charge

Les horizons T_c des turbidites montrent systématiquement de nombreuses convolutes, déformant parfois des horizons à rides de courant encore visibles. Ces convolutes sont attribuées à l'effet d'une charge sédimentaire.

Lorsque les horizon T_c des turbidites de cendres sont très épais (0,5 à 1 m), les convolutes peuvent former des plis très serrés correspondant alors à des "flattes" et "mégaflattes" (fig. IV-4, A). Ces flattes, habituellement décrites en base de bancs turbiditiques (Collinson, 1989), se développent ici au dessus des horizons T_a et T_b . La position de ces structures au sein des séquences turbiditiques peut être due au fait que ce matériel volcanoclastique se différencie des turbidites classiques par sa rhéologie et sa porosité.

Il existe aussi des figures d'échappement de fluide formant des colonnes verticales qui traversent les horizons T_c (et parfois T_d) des turbidites épaisses ("Pillars"). A la limite entre les horizons T_c et T_d on observe fréquemment des structures en forme de coupelles centimétriques à concavité dirigée vers le haut ("Dishes"). Les dishes et pillars sont des structures typiques de phénomènes d'expulsion de fluide sous une charge sédimentaire (Lowe et Lopiccolo, 1974).

L'ensemble de ces figures sédimentaires correspond à des déformations de sédiments non indurés, gorgés d'eau, en relation avec la charge des sédiments sus-jacents. Leur formation ne nécessite pas forcément une surcharge importante, elles peuvent donc être très précoces et se former peu après le dépôt du matériel volcanoclastique.

b) Les structures liées aux phénomènes gravitaires

On observe deux types de structures que l'on peut mettre en relation avec des déplacements gravitaires du matériel sédimentaire. Certaines sont à l'échelle des bancs de turbidites (slumps s.s.), les autres correspondent aux ensembles chaotiques observés dans l'unité 3.

Les slumps s.s.

Ce terme est réservé ici aux déformations affectant un banc ou plusieurs bancs de manière cohérente (non chaotique). Ces slumps apparaissent souvent à proximité de la base des zones chaotiques mais sont parfois observés sur des bancs épais de turbidites de cendres dans des zones de dépôt "calme" de l'unité 2. Certains affectent l'ensemble du banc turbiditique et s'amortissent dans les horizons hémipélagiques sus-jacents (horizons T_e). D'autres affectent uniquement les horizons T_c et T_d des turbidites, alors décollés de leur base (T_{ab}), et s'amortissent aussi dans l'horizon T_e .

Ces niveaux de slumps se caractérisent chacun par des plis serrés déversés avec des axes sub-parallèles et un sens de déversement homogène. Des mesures d'axes de plis et de plans axiaux ont permis d'identifier les directions de transports pour un certain nombre de ces bancs (fig. IV-7).

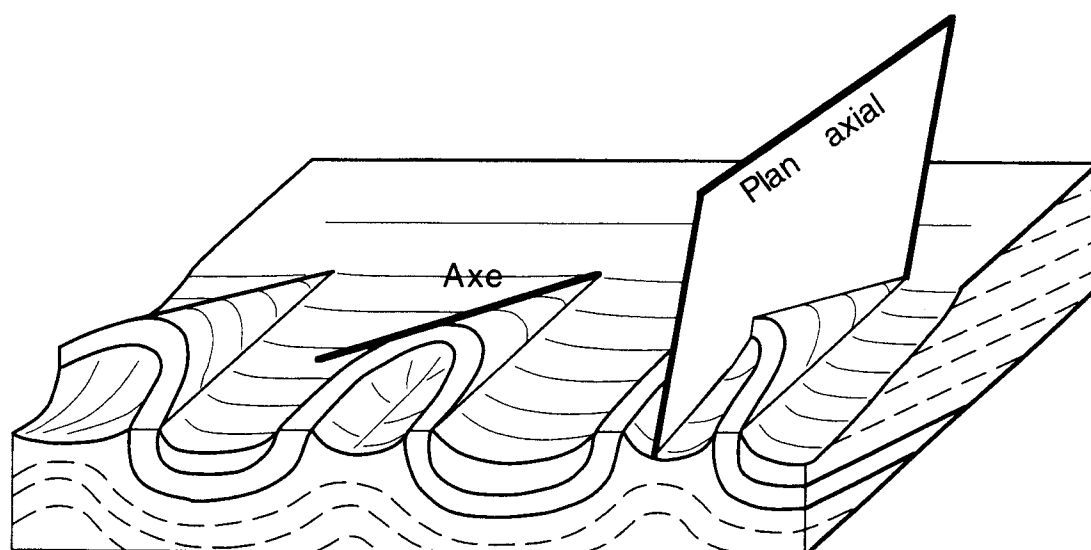


Fig. IV-7 : Déformation sédimentaire affectant des bancs de turbidites sur lesquelles ont été effectuées des mesures d'axes de plis et plans axiaux.

Les mesures (Tableau IV-1) ont été effectuées dans deux zones distinctes à l'Ouest (zone 1) et à l'Est (Zone 2) de "Auroa Point" (localisation fig. IV-2). Le pendage moyen de la série est de 15° W pour la zone 1 ; il est plus fort (30°W) dans la zone 2.

ZONE 1 (stratification : N063 - 15 W)

ZONE 2 (stratification : N050 - 30 W)

Axes de plis	Plans axiaux	Axes de plis	Plans axiaux
N 000 - 12 N	N 005 - 76 W	N 013 - 10 N	N 003 - 22 E
N 145 - 05 N	N 143 - 80 W	N 173 - 72 N	N 173 - 84 E
N 140 - 05 N	N 143 - 60 W	N 123 - 55 W	N 123 - 70 N
N 028 - 20 N	N 028 - 55 W	N 163 - 44 N	N 177 - 84 W
N 159 - 18 N	N 167 - 74 W	N 155 - 35 N	N 168 - 70 W
N 178 - 22 N	N 160 - 50 W		

Tableau IV-1 : Résultats des mesures d'axes de plis et de plans axiaux dans les zones de slumps du Miocène moyen.

Les niveaux turbiditiques à grands slumps étant souvent proches de la base des ensembles chaotiques à blocs (quelques mètres en dessous), les déformations plicatives sont probablement postérieures au dépôt des turbidites et liées à la mise en place des coulées à blocs sus-jacentes. Cependant, certaines de ces déformations semblent quasiment synchrones de la mise en place des turbidites de cendres, en particuliers pour les slumps affectant uniquement les horizons fins et décollés de leur substratum grossier. Dans les deux cas, ces déformations peuvent être associées à la direction d'alimentation du bassin en matériel grossier. Dans la zone 1, ces apports proviendraient donc essentiellement de l'Ouest ou du Sud-Ouest. Dans la série plus anciennes de la zone 2, l'orientation des apports apparaît plus variable (Est, Nord-Est, ou Ouest).

Les ensembles chaotiques à blocs

Ces ensembles chaotiques, décrits dans l'unité 3 (§ 3), sont des formations de silts et argiles à blocs. Les blocs sont de nature comparable aux bancs de l'encaissant et ces ensembles montrent des évidences de glissement (bancs disloqués et plissés à la base de chaque ensemble). Ces observations montrent qu'ils correspondent à des glissements gravitaires en masse.

Le caractère totalement désorganisé des blocs épars dans une matrice silto-argileuse sans structures sédimentaires indique un mode de dépôt qui s'apparente probablement à des coulées de turbidité de très haute densité.

Les mesures de plans axiaux dans les niveaux de slumps situés sous ces zones chaotiques (*cf. supra*, zone 1 *p.p.*) peuvent être associés à ces glissements gravitaires. En admettant cette hypothèse, les glissements gravitaires se seraient effectués le long d'une pente inclinée vers l'Est ou le Nord-Est.

Ces ensembles, formant presque 50% de l'unité 3, révèlent donc l'existence de fortes instabilités gravitaires dans ce domaine de Mahia pour la partie supérieure du Miocène moyen.

C. LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR

La base de la série du Miocène supérieur a été observée en continuité avec les séries du Miocène moyen sur la côte Nord, à "Oraka beach" (fig. IV-2). La majeure partie des sédiments du Miocène supérieur affleure sur la côte occidentale de la péninsule entre "Mahia beach" et "Long Point", plus au Sud (fig. IV-2).

Sur la côte Nord, des silts argileux massifs contenant de rares niveaux fins de turbidites reposent sur les séries du Serravallien supérieur de l'unité 3, plus riches en turbidites. La coupe a été levée ensuite sur la côte occidentale et peut donc comporter une lacune d'observation d'une partie de la base du Miocène supérieur. D'après l'analyse cartographique de la répartition des pendages, cette lacune d'observation est probablement peu importante. Sur la côte occidentale, la série débute par des silts à arénites grossières passant rapidement à des silts argileux massifs contenant des lits de tufs, moins nombreux et moins épais qu'au cours de la période du Miocène moyen.

1. Les silts massifs de base (unité 4)

Sur la côte Nord, des silts argileux massifs reposent sur les séries de l'unité 3 d'âge Serravallien supérieur (au moins pour l'essentiel, le sommet de l'unité 3 pouvant déjà appartenir à la base du Miocène supérieur).

L'unité 4 est constituée d'environ 300 m d'une série largement dominée par des silts argileux faiblement carbonatés (5 à 10% de CaCO_3). Elle contraste avec l'unité précédente par l'absence d'ensembles chaotiques et le faible nombre de bancs turbiditiques (fig. IV-8). Ces rares niveaux de turbidites sont peu épais, généralement moins de 5 cm. Il existe quelques bancs plus épais

correspondant à des turbidites de cendres. L'enregistrement du volcanisme calco-alcalin est donc ici beaucoup moins marqué durant cette période.

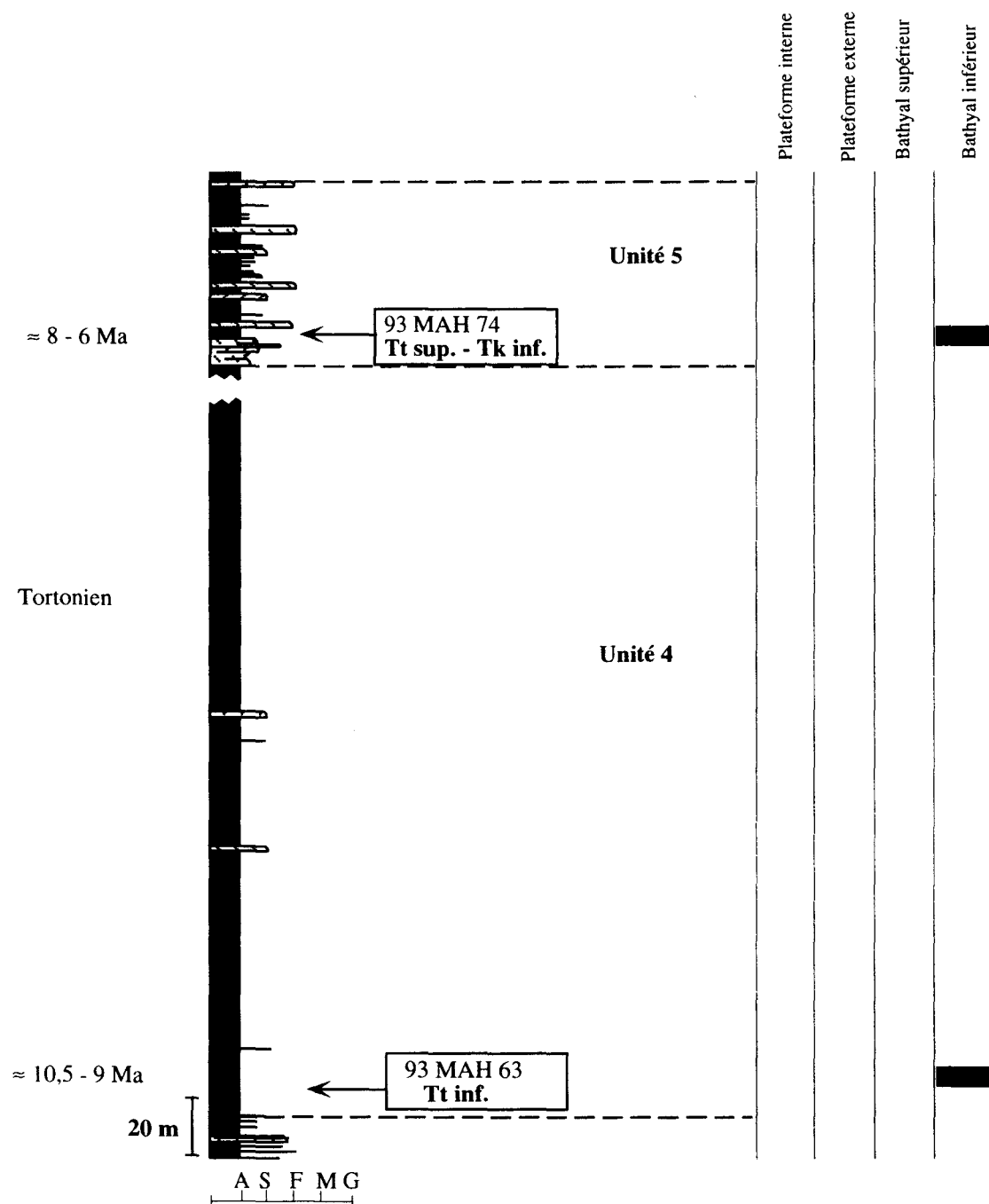


Fig. IV-8 : Colonne lithostratigraphique du Miocène supérieur (unités 4 et 5) de la coupe de Mahia.

Un seul niveau décimétrique d'argiles plastiques à patine noire, riches en smectites, a été observé vers la base de cette unité.

• *Age et environnements de dépôt*

Un échantillon prélevé à la base de l'unité 4 (93MAH63) a livré un assemblage de foraminifères caractéristique de la base du Tortonien (début Tongaporutuan : 10,5 à environ 9 Ma).

D'après les assemblages faunistiques provenant de cet échantillon, les paléotranches d'eau sont supérieures à 600 m. Ils indiquent donc un milieu de dépôt de type bathyal.

2. Des turbidites et des marqueurs d'instabilités gravitaires (unité 5)

La côte occidentale de Mahia montre d'abord environ 10 m de silts argileux massifs que l'on attribue au sommet de l'unité 4. Ils sont surmontés par un ensemble épais d'environ 60 m où alternent des turbidites grossières et des niveaux de tufs fins dans une série toujours silteuse.

Les silts argileux sont plus carbonatés (environ 20% de CaCO_3). La base de cette unité comporte quelques bancs métriques d'arénites grossières, granoclassées à la base et évoluant vers des horizons à lamines planes horizontales. Ces bancs sont surmontés par des niveaux décimétriques à convolutes et correspondent à des turbidites épaisses dont les horizons de base (T_{ab}) sont très développés. Un de ces bancs montre de fortes variations latérales d'épaisseur et il atteint localement plus de 4 m. Sa base comporte alors de nombreux petits galets mous centimétriques de silts argileux. Ce banc grossier, très épais, correspond probablement à un chenal d'alimentation de turbidites. Les éléments constitutifs de ces bancs d'arénites sont largement dominés par des grains d'origine volcanique (feldspaths souvent automorphes, débris lithiques volcaniques, ...).

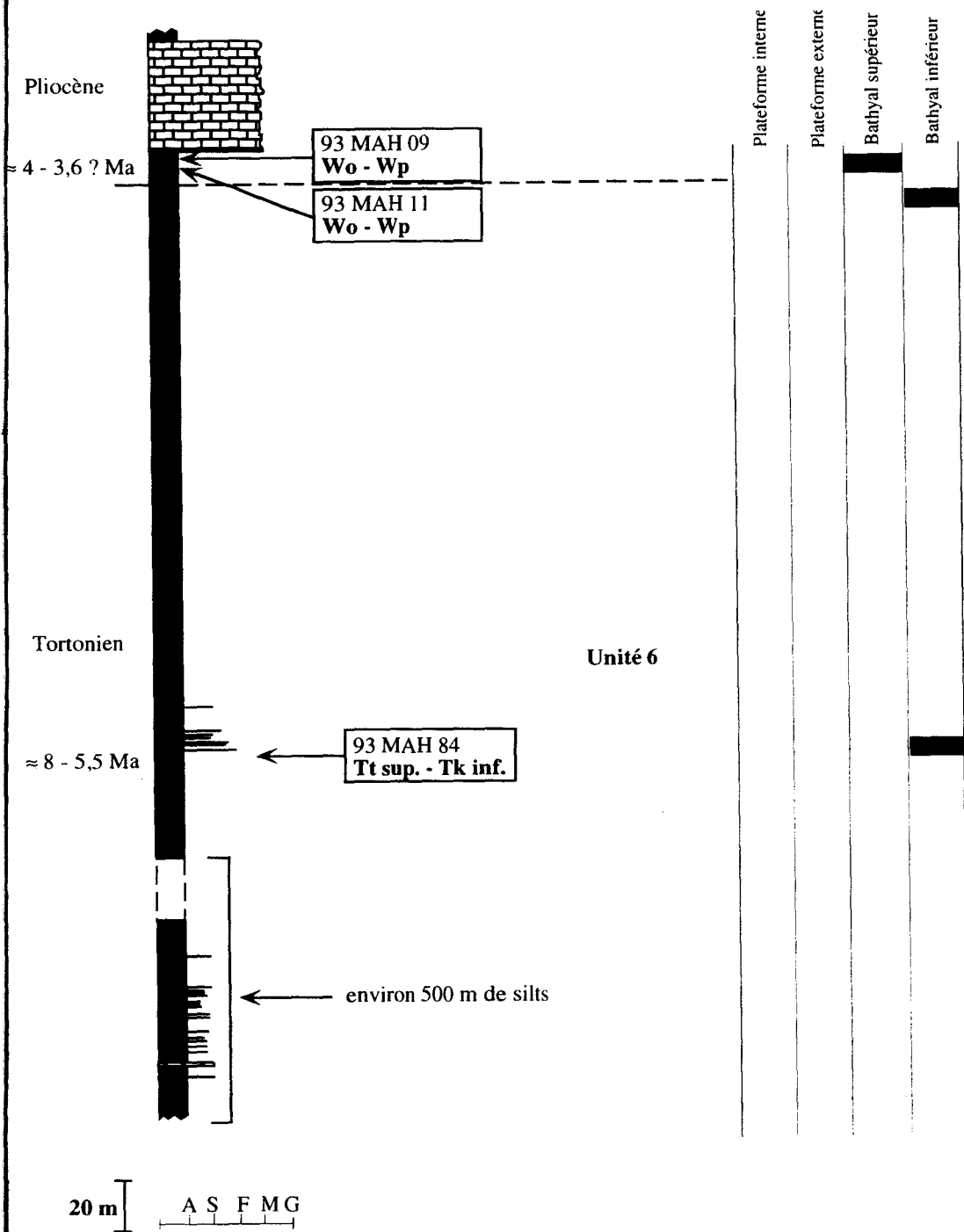
Au dessus de cet ensemble, les niveaux d'arénites intercalés dans la série sont essentiellement des niveaux décimétriques de cendres volcaniques très fines. Ils apparaissent de manière assez régulière, tous les 50 cm à 1 m.

Cet ensemble supérieur, silto-argileux et riche en tufs fins, est affecté par des déformations associées à des instabilités gravitaires. Ces structures qui affectent 30 à 40 m de la série apparaissent en coupe sur les falaises. L'une de ces structures correspond à un roll-over se formant le long d'une faille listrique qui se prolonge horizontalement sous le roll-over à l'interface entre les turbidites grossières et la série à tufs fins (fig. IV-9).

Ce niveau d'instabilités est visible jusqu'à l'éperon suivant, plus au Sud. On observe alors des structures bien plus complexes, où les bancs sont d'abord plissés de manière incohérente, évoluant encore latéralement vers un ensemble silteux à blocs répartis de manière chaotique.

• *Age et environnements de dépôt*

Un échantillon (93MAH74) prélevé à la base du roll-over a livré un assemblage faunistique de la fin du Miocène supérieur (fin Tongaporutuan, environ 8 - 6 Ma). Les paléotranches d'eau indiquées par les associations de foraminifères sont supérieures à 600 m.



-10 : Colonne lithostratigraphique de la fin du Miocène supérieur (unité 6) et du Pliocène (unité 7) de la coupe Mahia

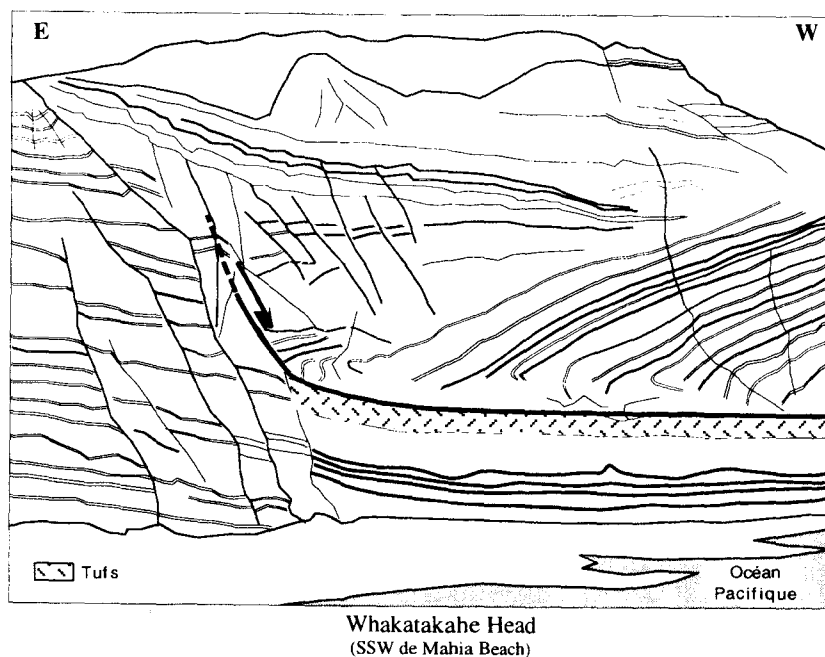


Fig. IV-9 : Roll-over observé dans l'unité 5 de la côte orientale de la péninsule de Mahia

3. Le Miocène supérieur terminal (l'unité 6)

Environ 800 à 900 mètres de séries silteuses massives (fig. IV-10) surmontées par un roll-over. Ce sont des silts argileux carbonatés (10 à 20% de CaCO_3) contenant des niveaux décimétriques de tufs fins. Les niveaux de tufs sont de plus en plus rares et fins vers le sommet.

• Age et environnements de dépôt

Un échantillon (93MAH84) prélevé dans la partie sommitale de cette unité du Miocène supérieur terminal (fin du Tongaporutuan à début du Kapitean, environ 10 Ma). Les paléotranches d'eau sont toujours profondes, comprises entre 600 et 1000 mètres.

D. CONCLUSIONS

L'ensemble de la série miocène de Mahia correspond à des dépôts de milieu bathyal, depuis la discordance sur les séries du soubassement jusqu'au sommet

La période Miocène est marquée dans ce secteur de Mahia, par la présence d'une grande quantité de matériel volcanoclastique, exprimée principalement dans des dépôts de type turbidites de cendres. Ce matériel d'origine volcanoclastique a une origine attribuée au fonctionnement de l'arc de Coromandel qui est actif depuis le Miocène inférieur jusqu'au Pliocène (Ballance, 1988, 1993). Il apparaît surprenant que ce secteur distal ait enregistré aussi nettement l'activité de l'arc alors que les secteurs plus proximaux (Waikaremoana, Frasertown, Morere, ...) ne montrent pas autant de marqueurs de cette activité. Le "message volcano-clastique" de l'activité de l'arc peut être plus dilué dans les séries plus proximales. On peut aussi envisager des modalités complexes de distribution du matériel volcanoclastique qui serait emmené vers les zones distales par des canyons traversant la marge. Cette variation latérale de faciès sur la transversale pourrait éventuellement être accentuée par des décalages tectoniques.

Une seconde caractéristique est l'importance des marqueurs d'instabilités gravitaires qui apparaissent à certains niveaux de la série miocène. Les deux périodes concernées par ces instabilités sont la fin du Miocène moyen (environ 12 - 10 Ma) et la partie intermédiaire du Miocène supérieur (environ 9 - 7 Ma).

IV LES SERIES DU PLIOCENE : DEVELOPPEMENT D'UNE SEDIMENTATION CARBONATEE

A. LES FORMATIONS CARBONATÉES DE LA FIN DU PLIOCÈNE INFÉRIEUR

Les faciès du Pliocène inférieur sont essentiellement carbonatés. Leur épaisseur pourrait atteindre plus de 200 mètres selon Francis (1993). Ils affleurent sur la route menant à la ferme de "Kinikini", en falaises à Long Point et plus au Sud à Black Reef (fig. IV-2).

Le contact entre les calcaires du Pliocène et les séries sous-jacentes du Miocène supérieur est souvent brutal et érosif. Sur le flanc Nord de "Long point" (fig. IV-2), on peut observer une légère discordance angulaire entre les deux ensembles.

Le long de la route de Kinikini, des silts sableux apparaissent sous les carbonates et le passage semble alors progressif. Ces silts (éch. 93MAH09 et 93MAH11) ont livré un assemblage faunistique du Pliocène inférieur à base du Pliocène supérieur (Opoitian à Waipipian : 5 à 3,1 Ma). Le contact avec les silts du Miocène supérieur n'a pas pu être observé le long de cette route.

1. Description des carbonates bioclastiques

Une coupe de la base des calcaires a été effectuée à environ 4 km au Sud de "Long Point" (fig. IV-2). Deux ensembles, représentant deux barres principales à l'intérieur de ces calcaires (unité 7, fig. IV-10), peuvent être distingués (fig. IV-11).

La première barre montrent la succession suivante :

- (1) 1,20 m d'arénites riches en débris coquilliers, à laminations parallèles à la base et à grandes obliques au sommet ;
- (2) 0,50 m de silts riches en débris de coquilles ;
- (3) 1,50 m d'arénites bioclastiques riches en coquilles entières de gros lamellibranches. Ils sont riches en grandes obliques et obliques en auges ;
- (4) 2,30 m d'une grande barre de calcaires coquilliers composée de trois bancs. Les deux premiers bancs présentent des sets d'obliques. Le troisième est composé de la succession de trois systèmes de mégarides de courant ;
- (5) 6 m composés de quatre bancs d'arénites bioclastiques riches en débris de coquilles et coquilles entières de lamellibranches, à grands sets d'obliques ; les sens de progradation des rides indiquent des directions vers l'Est.
- (6) 0,50 m d'une vire plus sableuse de sédiments tufacés, riches en grains de glauconie. Ils pourraient constituer un horizon plus condensé.

La seconde barre est épaisse d'environ 10 mètres. Cette barre, difficile d'accès, montre le même type d'organisation que la première (arénite et calcaires bioclastiques à grands sets d'obliques...) bien que la base des bancs soit plus érosive .

Deux échantillons, l'un à la base de ces calcaires, l'autre vers le sommet, montrent une évolution de la composition de ces calcaires.

Le premier (93MAH17) est un calcaire gréseux bioclastique dont les grains sont principalement des feldspaths et du quartz, avec quelques grains de glauconie. Les bioclastes sont des foraminifères planctoniques, des bryozoaires, des débris de lamellibranches et d'échinodermes. Ces sédiments ont été "vannés" puisqu'aucune trace de matrice micritique ne subsiste. Le ciment secondaire est microsparitique.

Le second échantillon (95MAH30) est un calcaire bioclastique à grains détritiques (ici moins nombreux que dans l'échantillon précédent) de quartz et de feldspaths. Un peu de matrice micritique subsiste et quelques galets mous (débris lithiques sédimentaires) ont été observés. On note l'absence de foraminifères planctoniques dans cet échantillon.

2. Age

Des silts à la base de ces calcaires (route de Kinikini), datés de l'intervalle Pliocène inférieur - base du Pliocène supérieur (Opoitian à Waipipian : 5 - 3,1 Ma), montrent que la sédimentation carbonatée ne commence qu'à partir du Pliocène.

Beu (1992) attribue aux calcaires un âge de la fin du Pliocène inférieur, considérant que *Mesopeplum crawfordi* n'est pas assez représenté ici et que des sédiments sus-jacents contiennent des spécimens de *Globorotalia margaritae* d'âge fin Pliocène inférieur. Ils seraient alors

équivalents aux "Wakapunake Limestones" observés plus à l'Ouest, à Frasertown (*cf.* chap.III). Francis (1993) considère que ces calcaires, débutant à la fin du Pliocène inférieur, pourraient s'étendre jusqu'au début du Pliocène supérieur (fin Opoitian jusqu'au début du Waipipian, environ 4 - 3,1 Ma).

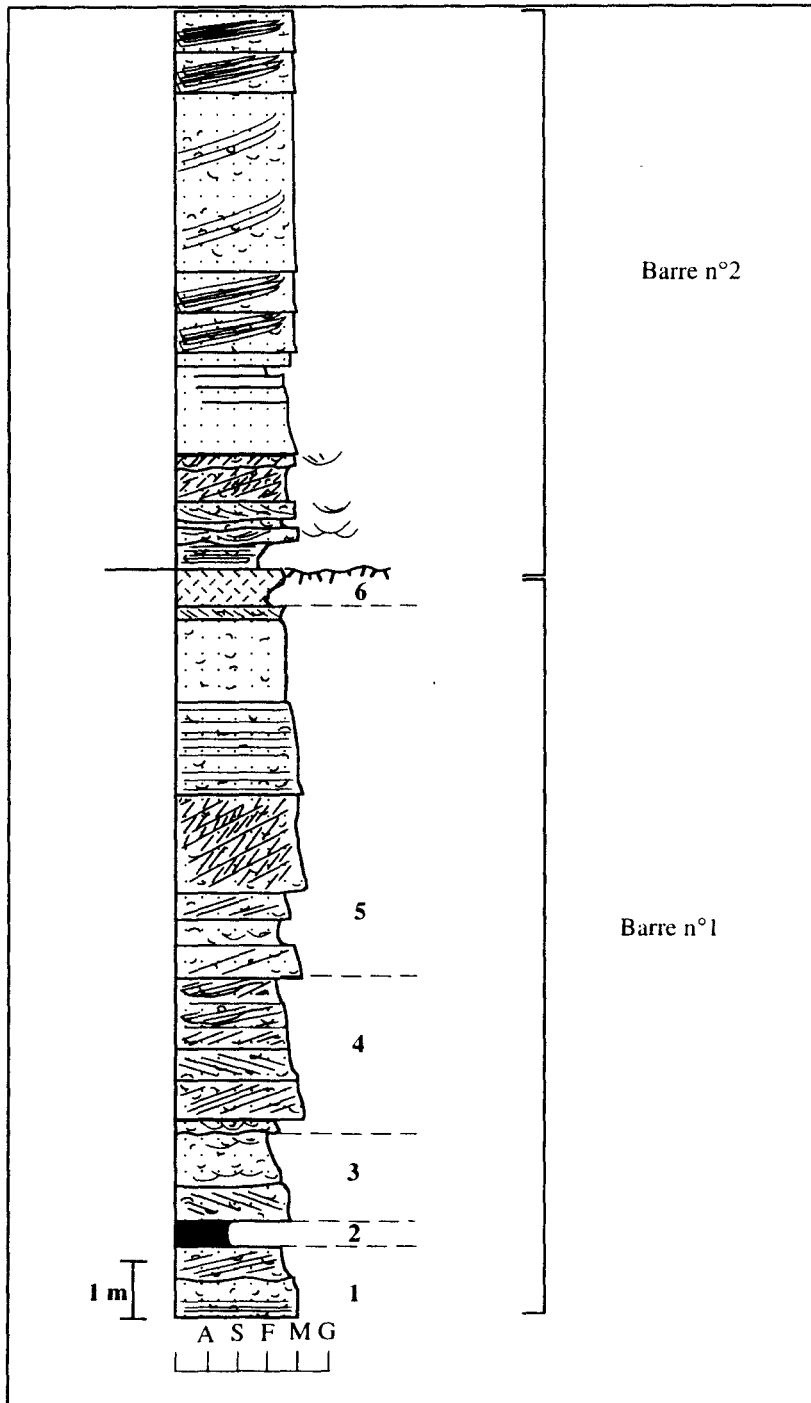


Fig. IV-11 : Colonne lithologique de la barre calcaire (unité 7) du Pliocène de la coupe de Mahia.

Une lacune des sédiments de la fin du Miocène supérieur (Kapitean, 6 - 5 Ma) et de la base de Pliocène inférieur (début Opoitian, environ 5 - 4 Ma) à été reconnue par les auteurs. Nos observations montrent que cette lacune est d'extension variable car les calcaires reposent parfois sur le Miocène supérieur, parfois en continuité sur des silts pliocènes (la lacune serait alors moins importante entre les silts miocènes et les silts pliocènes).

3. Environnements de dépôt

Les paléotranches d'eau indiquées par les associations faunistiques des deux échantillons de silts prélevés à la base de la série (93MAH09 et 93MAH11, fig. IV-10) sont peut-être supérieures à 600 m (environnements mal contraints) pour le plus ancien et situées entre 200 et 400 m pour le plus récent.

La présence de systèmes de grandes rides progradantes et de chenaux à forte dynamique au sein des niveaux carbonatés indiquent des environnements de dépôt de type plate-forme externe pour la première barre et probablement plus interne pour la seconde.

B. LES SÉDIMENTS SILTEUX DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR

Les séries surmontant les carbonates (unité 8, fig. IV-12) sont peu accessibles et n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée. Les sédiments du Pliocène surmontant les calcaires sont constitués d'environ 300 m de silts massifs contenant quelques passées tufacées.

L'âge de ces séries a été attribué au Pliocène supérieur (Waipipian à Mangapanian : 3,6 - 2,4 Ma ; Francis, 1993).

IV. BILAN DES OBSERVATIONS

La coupe levée dans la péninsule de Mahia, correspondant au secteur le plus oriental du domaine avant-arc émergé, montre une évolution marquée par des discontinuités majeures (fig. IV-12).

Une première discontinuité (D1, fig. IV-12), située à la base de la série, sépare les séries du Miocène inférieur terminal de celles impliquées dans les déformations liées à la reprise de la subduction vers 25 Ma. Les premiers sédiments de la fin du Miocène inférieur sont marqués par des milieux de dépôts déjà profonds dans ce secteur de la marge, plus distaux que ceux de même âge observés à "Waikaremoana" (chap.II).

Le Miocène moyen est une période de sédimentation en domaines profond. La particularité de la coupe levée ici est la richesse en turbidites de cendres. Le dépôt de matériel volcanoclastique semble avoir un caractère local puisqu'ils n'ont pas été observés dans les secteurs plus occidentaux. Leur état non altéré et la quantité déposée indiquent la proximité d'une source volcanique.

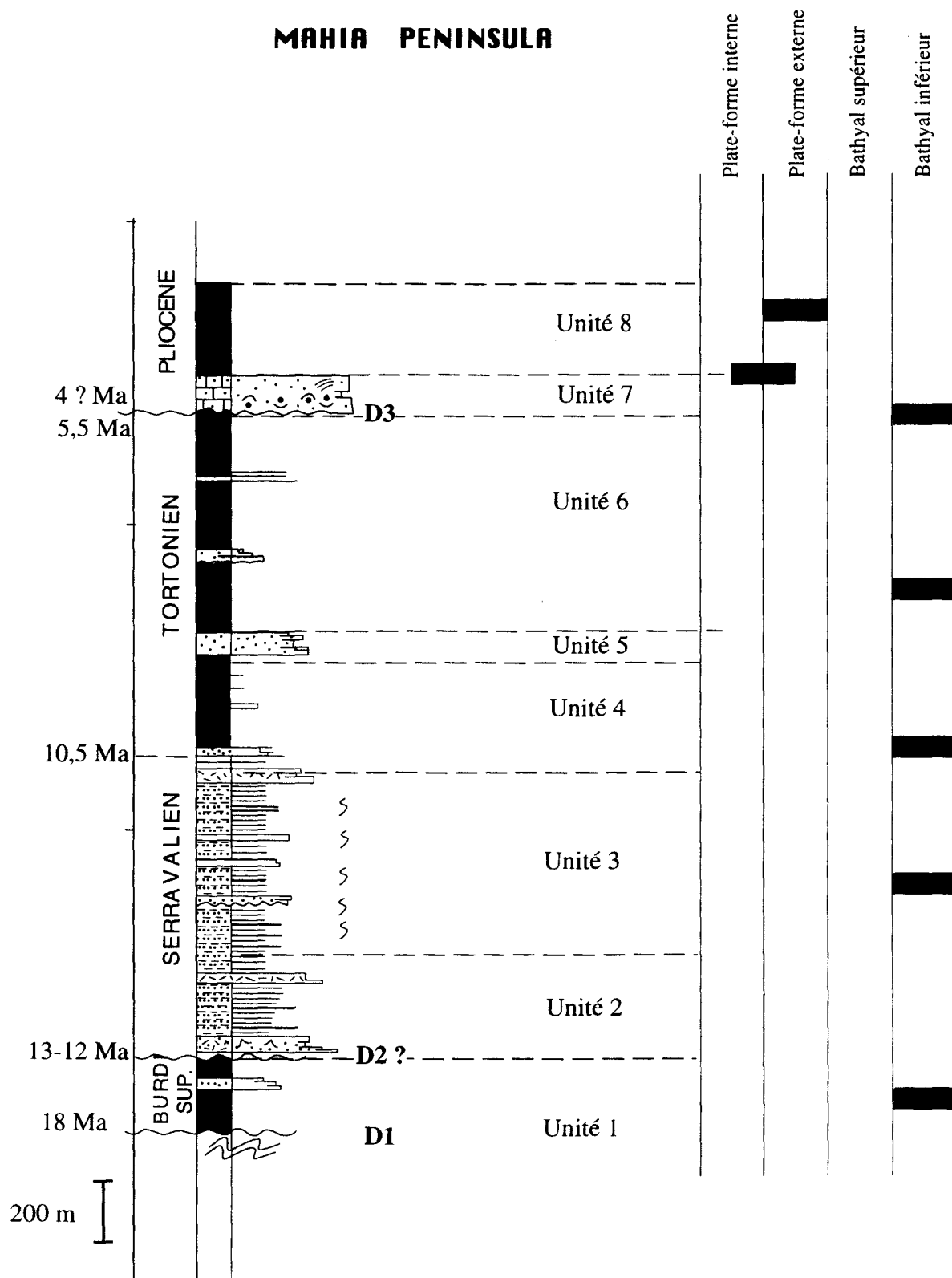


Fig. IV-12 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Mahia.

Ces sédiments sont très déformés, affectés par des déformations synsédimentaires et/ou tectoniques. Ce matériel volcanique a une origine attribuée au fonctionnement de l'arc de Coromandel durant le Mio-Pliocène (Ballance, 1988, 1992). Une discontinuité possible (D2, fig. IV-12) à la fin du Serravallien (avec une lacune possible des sédiments du Clifdenian, 16,5 - 15 Ma ?) ne correspond pas à une discontinuité observable sur la coupe de part l'étude des faciès sédimentaires.

Le Miocène supérieur présente des dépôts assez comparables à ceux que nous avons décrits sur les coupes plus occidentales. C'est une période de sédimentations fine, silteuse, marquée par des paléotranches d'eau importantes, comprises entre 600 et 1000m. Néanmoins, les sédiments du Miocène supérieur sont plus riches en matériel volcanoclastiques (turbidites de cendres essentiellement) que ceux observés jusqu'alors à cette période. De plus, on note au coeur du Miocène supérieur, la présence d'un niveau d'instabilités gravitaires avec un roll-over et d'autres structures plus complexes.

Une dernière discontinuité marque la transition Mio-Pliocène (D3, fig. IV-12). Une lacune d'une partie de la fin du Miocène supérieur et de la base du Pliocène inférieur (Kapitean et base de l'Opoitian, environ 5,5 - 4 Ma) peut être mise en évidence.

Les calcaires de la fin du Pliocène inférieur déposés en milieux peu profonds de plate-forme sont localement discordants sur les dépôts profonds du Miocène supérieur. Les silts du Pliocène inférieur, qui apparaissent localement sous les carbonates, indiquent les premiers signes de diminution des paléotranches d'eau (200 à 400 m). La transition Miocène - Pliocène est marquée par une phase de diminution des tranches d'eau dans cette partie de la marge active.

La fin du Pliocène supérieur est marquée par une sédimentation qui redevient plus fine, homogène, qui peut correspondre à nouvel approfondissement dans le bassin.

CHAPITRE V :
LA TRANSVERSALE DE NAPIER :
LES SÉRIES MIO-PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE	129
II LES SERIES MIOCENES	131
III. LES SERIES DU MIOCENE TERMINAL ET DU PLIOCENE	133
A. La transition Mio-Pliocène	133
1. La coupe de la "Pohokura road"	135
2. La coupe de la "Jeff Everett road"	136
3. Corrélation entre les deux coupes	137
4. Conclusion	137
B. Les sédiments du Pliocène	137
1. Description de la base	137
2. Les séries du Pliocène inférieur - supérieur (p.p.)	140
C. Conclusion	140
IV. LES SERIES DU PLIOCENE SUPERIEUR-PLEISTOCENE	141
A. Généralités	141
B. La série du Pliocène supérieur (3,1 - 2,4 Ma).....	142
1. Description	142
2. Age	144
3. Environnements de dépôts	144
4. Conclusion	144
C. La série fini-Pliocène du Tangoio block (2 - 1,8 Ma)	144
1. La coupe de Devils Elbow	145
2. La coupe de la Kaiwaka road.....	148
3. Age des séries	150
4. Conclusions.....	151
V. LE QUATERNAIRE RECENT DE CAPE KIDNAPPERS	151
A. Les sédiments infra - quaternaires	151
B. Le Quaternaire récent (1 - 0,3 ? MA): importance des tufs et des conglomérats ..	152
C. Conclusions.....	155
VI. BILAN - CONCLUSIONS	155

CHAPITRE V

LA TRANSVERSALE DE NAPIER : LES SERIES MIO-PLIOCENES ET QUATERNAIRES

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE

La région occidentale de Hawke's bay représente une seconde transversale dans le secteur Nord de la marge. Elle est située à une quarantaine de kilomètres au Sud de la transversale précédente de Wairoa (Chap. II, III et IV).

Les coupes du secteur de Napier ont été levées afin d'analyser les séries les plus récentes du Bassin Avant-Arc, notamment les séries du Plio-Quaternaire (coupe n°6, fig. V-1). Elles constituent donc un complément important de celles de la Transversale de Wairoa, dont les derniers sédiments présents à l'affleurement sont d'âge Pliocène supérieur (Waipipian, 3,6 - 3,1 Ma).

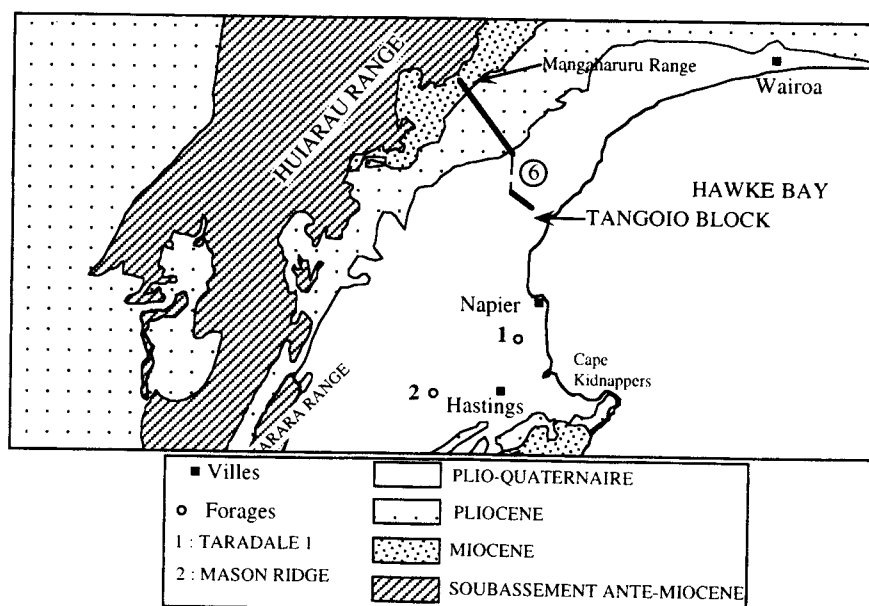


Fig. V-1 : carte géologique simplifiée (modifiée d'après Kingman, 1971) et localisation de la Transversale de Napier

Le domaine du bassin avant-arc émergé est ici étroit, avec environ 30 km de largeur entre la chaîne axiale "Huiarau Range" et le rentrant que constitue la dépression de Hawke bay. D'Ouest en Est, on peut observer trois ensembles morpho-structuraux distincts :

- la Chaîne Axiale qui culmine à plus de 1300 m (1382 m, fig. V-2), dont les reliefs sont bien marqués à l'Ouest des rivières de Mohaka et Te Hoe ;
- à l'Est, le paysage ressemble à celui de la région de Waikaremoana avec des collines et des barres marquant la topographie. Les reliefs culminent ici à plus de 1000 mètres (1094 m, fig. V-2) ;
- vers Napier se détache topographiquement un ensemble dont les altitudes se situent entre 200 et 600 m environ : c'est le Tangoio block (Haywick, 1990) qui montre des séries récentes à l'affleurement.

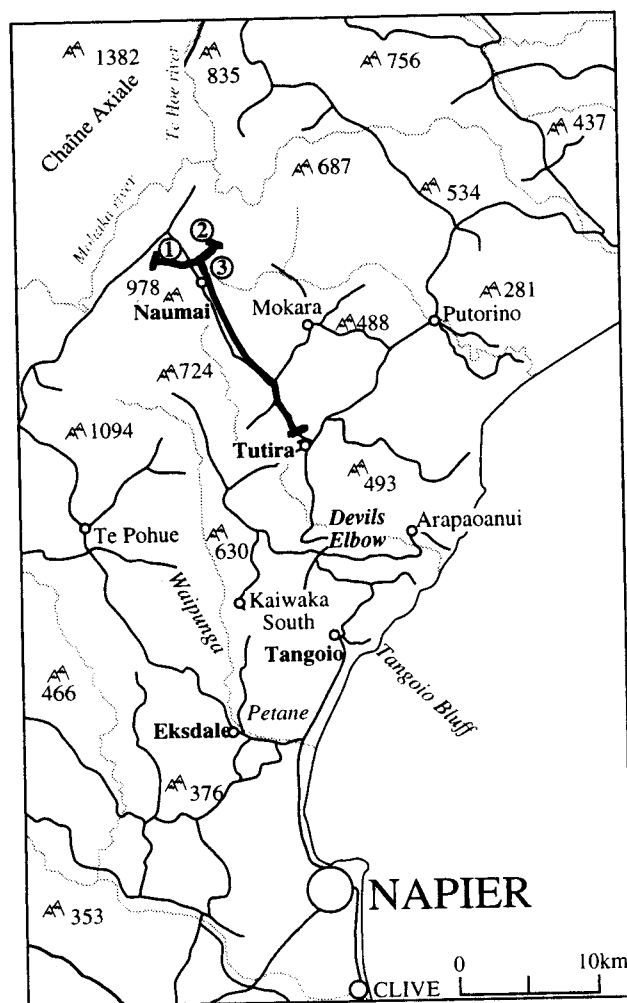


Fig. V-2 : Carte de localisation des coupes du Miocène terminal et du Pliocène inférieur dans le secteur de Napier

Cette série est située dans la partie méridionale du flanc occidental du synclinal de Wairoa. Elle présente une succession complète comprenant des séries anciennes antérieures à la reprise de la subduction (soubassement "Torlesse" Trias -Jurassique de la Chaîne Axiale et séries Paléogènes de

la "Te Hoe river") et des séries récentes contemporaines de la reprise de la subduction qui nous intéressent ici.

Nous avons focalisé notre étude sur les séries de la transition Mio-Pliocène et celles du Plio-Quaternaire, afin d'y étudier les grandes discontinuités reconnues sur la transversale Nord.

Les coupes dans les séries néogènes ont été levées depuis le secteur situé à quelques kilomètres à l'Ouest de "Naumai", le long de la route qui conduit de "Tutira" à la "Te Hoe river", jusqu'au secteur de Napier (fig.V-2, coupes 1, 2 et 3).

II LES SERIES MIOCENES

N'ayant pas effectué de levés très détaillés dans les séries miocènes de ce secteur, les indications exposées dans ce paragraphe ont été empruntées pour l'essentiel aux travaux de Cutten (1994).

Les séries néogènes reposent en discordance sur les séries du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur. Les séries de l'Eocène supérieur-Oligocène n'affleurent pas dans ce secteur (Cutten *et al.*, 1988 ; Scott *et al.*, 1990 ; Cutten, 1994). La base des séries néogènes est silteuse. Deux grandes séquences, composées chacune de trois membres, grossiers à la base et de plus en plus fins vers le sommet, ont été reconnues dans les séries du Miocène moyen à Miocène supérieur (unités 1 à 7, fig. V-3, Cutten, 1994). Une dernière séquence gréseuse constitue la partie supérieure du Miocène supérieur et la base du Pliocène (unité 8, fig. V-3, Cutten, 1994).

La base de cette série (unité 1, fig.V-3) est constituée d'une formation silteuse d'environ 250 m d'épaisseur qui est localement conglomératique à sa base (Cutten, 1994). Cette formation est datée du Miocène inférieur (fin Otaian à Altonian, environ 20 - 16,5 Ma, Scott *et al.*, 1990).

La première grande séquence, "Poamako formation" (Cutten, 1994), comprend les trois termes suivants (unités 2 à 4, fig. V-3) :

- les grès de base (fig. V-3, unité 2) dont l'épaisseur est supérieure à 150 m sont très bioclastiques. Leur faciès est identique aux grès de base de la coupe de "Waikaremoana" (chap.II). Ils sont riches en débris de coquilles ou en coquilles de lamellibranches et gastéropodes. Ces grès appartiennent à la base du Miocène moyen (Clifdenian, 16,5 - 15 Ma, Scott *et al.*, 1990).
- des alternances gréso-pélitiques surmontent ces arénites (fig. V-3, unité 3). Elles sont constituées de grès en bancs décimétriques à plurimétriques alternant avec des silts. L'épaisseur de cette formation est supérieure à 250 m (Cutten, 1994). Son âge est Miocène moyen (Lillburnian, 15,5 - 12 Ma (Scott, 1991).
- les silts gris-bleuté de la partie sommitale (unité 4, fig. V-3) constituent une formation massive, homogène, dont l'épaisseur atteint 250 m. Cette unité est de la fin du "Lillburnian" (environ 13 - 12 Ma, Scott *et al.*, 1990).

Une discontinuité est marquée par une lacune des sédiments de la fin du Serravallien (Sw 12 - 10,5 Ma, Cutten, 1994).

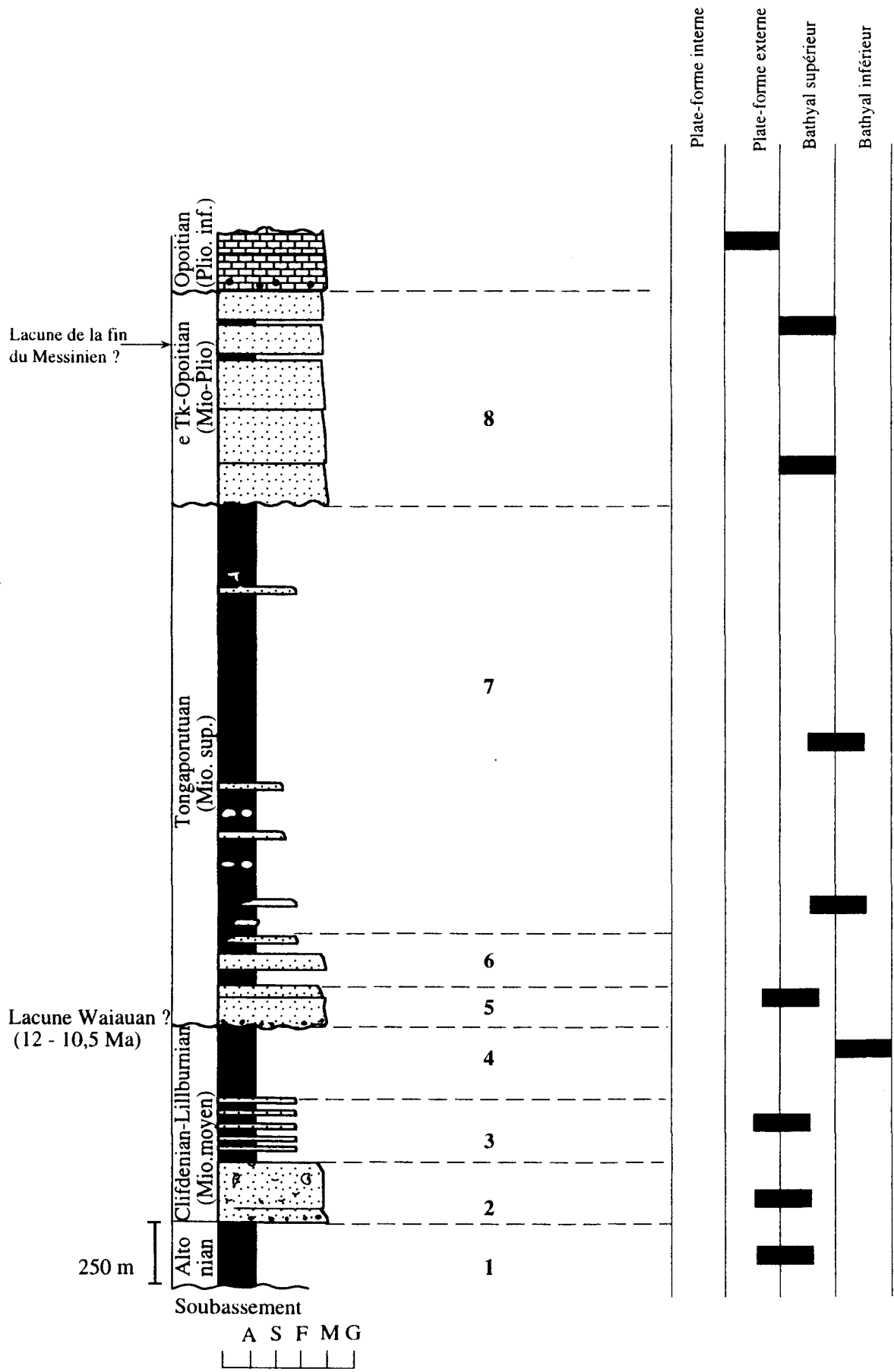


Fig. V-3 : log lithostratigraphique du Miocène dans le secteur de Napier (d'après Cutten, 1988)

La seconde séquence, "Waitere formation", inclut les sédiments du Miocène supérieur. Elle comprend de la base au sommet les unités suivantes (unités 5 à 7, fig. V-3) :

- les grès de base (unité 5, fig.V-3), dont l'épaisseur est en moyenne de 100 m mais peut localement atteindre plus de 600 m (Cutten, 1994). Ils constituent une unité massive de grès fins à moyens homogènes. La base de cette unité est localement conglomératique ou bioclastique (Cutten, 1994). L'âge de cette formation est du Miocène supérieur, une partie de la base de l'étage Tortonien pouvant être absente.
- une unité constituée d'alternances grésopélitiques d'environ 240 m d'épaisseur (unité 6, fig.V-3) qui surmonte l'unité précédente. Les niveaux de grès et de pélites ont une épaisseur variable comprise entre 5 cm et 5 m. Son âge est de la fin du Tortonien (environ 7 - 6 Ma).
- le sommet de la formation constituée de siltstones dont l'épaisseur est comprise entre 900 et 3000 m. Ce sont des silts massifs dans lesquels on observe des niveaux de concrétions dolomitiques (Cutten, 1994). Cette unité correspond à la fin du Tortonien et au début du Messinien (environ 6,5 - 5,5 Ma).

La dernière formation, "Mokonui formation" est essentiellement gréseuse (unité 8, fig.V-3). La coupe que j'ai levée à l'Ouest du lac Tutira débute à la base de cette troisième formation Mokonui. Une discontinuité majeure existe entre la formation "Mokonui" et les séries sous-jacentes (carte de Mohaka 1/50 000e ; Cutten, 1994). Elle n'est pas marquée par une lacune stratigraphique mais Cutten (1994) considère que les séries sous-jacentes sont plus déformées que les supérieures. Cette discontinuité n'apparaît pas clairement dans le secteur de Naumai.

III. LES SÉRIES DU MIOCÈNE TERMINAL ET DU PLIOCÈNE

Sur la transversale de Napier, nous avons porté notre attention sur la partie supérieure de la série, depuis le sommet du Miocène jusqu'au Quaternaire récent. Les séries Miocène terminal et Pliocène, décrites dans ce paragraphe ont été observées entre "Naumai" et "Tutira" (fig. V-2). L'épaisseur totale des séries pliocènes peut être estimée à plus de 2000 m.

A. LA TRANSITION MIO-PLIOCÈNE

La transition Mio-Pliocène constitue une période importante sur la Transversale de Wairoa située plus au Nord. Dans le secteur situé au Nord de Napier, une barre morphologique constitue la "Mangaharuru range" (fig.V-1) le long de laquelle on peut observer les séries du Miocène terminal et de la base du Pliocène.

Deux coupes ont été levées au Nord-Ouest de "Naumai". La première coupe a été observée sur la route menant de "Naumai" à la "Te Hoe River" ("Pohokura road", fig. V-2, n°1). Une seconde coupe située à proximité a été levée au Nord-Est de l'intersection de la "Pohokura road" et de la "Jeff Everett road" (fig. V-2, n°2).

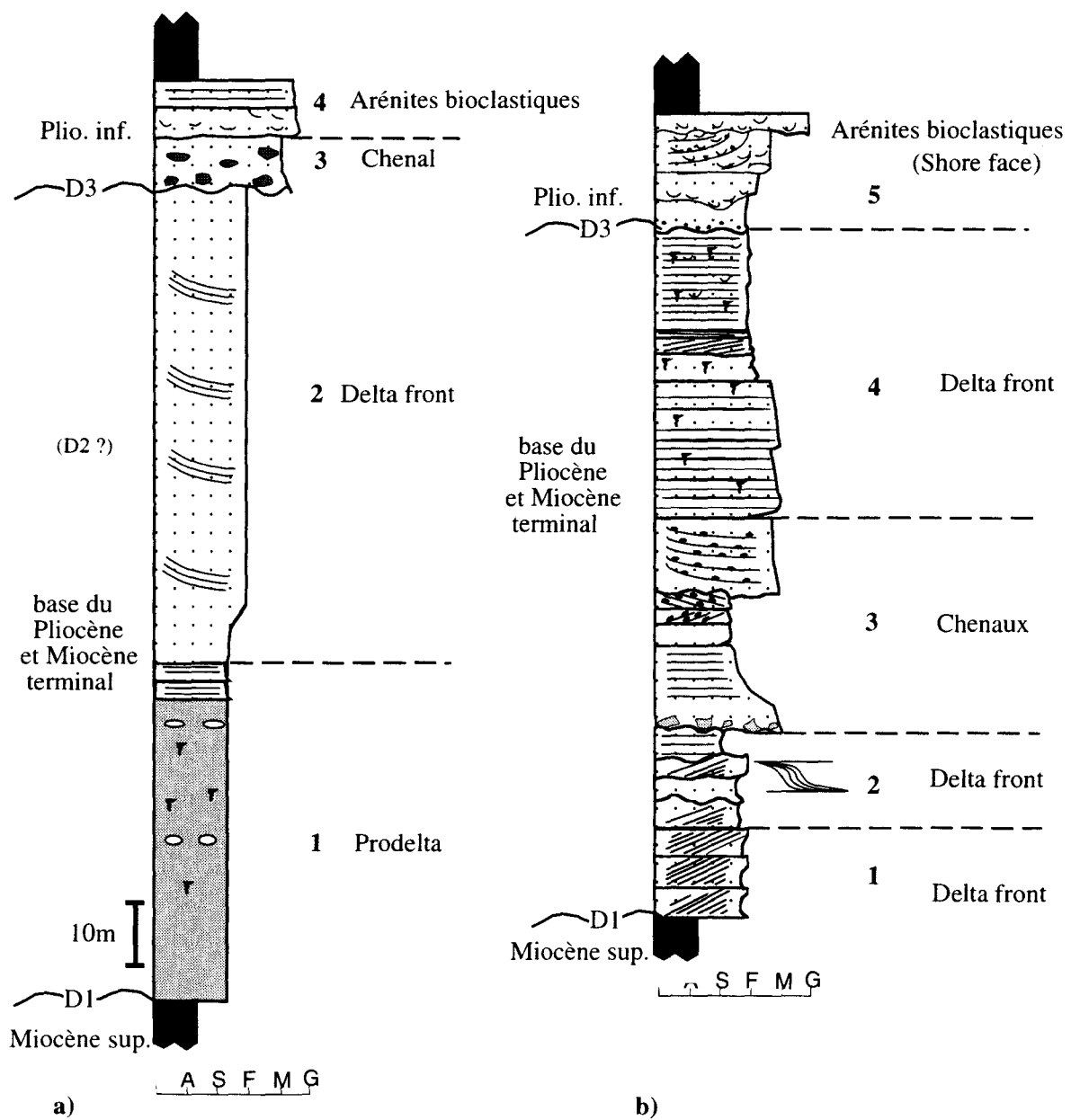


Fig. V-4 : colonnes lithostratigraphiques récapitulatif des coupes de la transition mio-pliocène près de Naumai.

a : coupe n° 1 de la fig. V-2 ; b ; coupe n° 2 de la fig. V-2

D1, D2 : discontinuités observées ; D3 : discontinuité possible

1. La coupe de la "Pohokura road"

De la base au sommet, on observe sur la coupe la succession suivante (fig. V-4, n°1) :

- (1) 50 à 60 m d'arénites fines ou de silts homogènes sans stratification apparente. A la base, on observe de rares bioclastes essentiellement constitués par de petits bivalves désarticulés. Cette formation est mieux stratifiée dans sa partie médiane ; on y observe quelques terriers verticaux à bancs noduleux. Vers le sommet, on note l'apparition de bancs massifs d'épaisseur métrique à laminations planes ;
- (2) 70 m de faciès d'arénites moyennes sans faune apparente à grandes laminations obliques décimétriques à centimétriques ;
- (3) 15 m d'un niveau à brèches constituant un ensemble très complexe. Cette unité dont l'épaisseur est latéralement variable (quelques mètres à une quinzaine de mètres) contient de nombreux blocs de diamètre centimétrique à décimétrique constitués de grès fins et de silts à laminations. La matrice est sableuse, plus ou moins bioclastique. Les blocs de galets sont imbriqués mais les mesures de courants n'indiquent pas de direction privilégiée ;
- (4) environ 10 m d'arénites bioclastiques (l'épaisseur est variable sur l'affleurement). La base de ce niveau (environ 5 m) est constituée d'arénites bioclastiques microconglomératiques qui sont "interdigitées" dans la formation précédente. Les niveaux supérieurs sont des arénites bioclastiques fines à moyennes à laminations planes, organisées en bancs d'épaisseurs décimétriques.

• Age

Les unités supérieures (unités 3 et 4) sont datées de la base du Pliocène (base de l'Opoitian, environ 5 - 4 Ma ; Cutten, 1994). La base de cette formation (unités 1 et 2) a été attribuée à la fin du Miocène supérieur à début du Pliocène (début du Kapitean à Opoitian, environ 6 - 4,5 Ma). Néanmoins, le sommet du Miocène supérieur (fin du Kapitean, environ 5,5 - 5 Ma) serait absent selon Cutten (1994).

• Environnements de dépôt

Les deux premières unités, silteuse pour la première et arénitique pour la seconde, sont marquées par l'absence de macrofaune et la présence de grands sets d'obliques. Elles peuvent marquer la progradation d'un ensemble comparable à ceux qui sont décrits dans des environnements de dépôt deltaïques (Walker, 1984 ; Einsele, 1992). La première unité peut correspondre à des environnements de "Prodelta", la seconde à un "Delta front" plus proximal.

L'unité 3 est très érosive à sa base. Elle est marquée par des apports massifs de type "debris flow" qui pourraient constituer un système d'alimentation de chenal.

L'unité 4 marque un retour à une sédimentation carbonatée de milieux caractérisés par une forte dynamique (grès miroconglomératiques, lamines planes de courant), comparables à ceux observés dans des environnements de type "Shore face".

2. La coupe de la "Jeff Everett road"

De la base au sommet de cette coupe, on observe la succession suivante (fig. V-4, coupe n°2) :

- (1) 15 m d'arénites fines à moyennes organisées en bancs massifs d'épaisseur métrique à grands sets d'obliques ;
- (2) 15 m d'arénites fines en bancs décimétriques présentant des grandes laminations en forme de sigmoïdes. Des interlits argileux d'épaisseur centimétrique sont intercalés ;
- (3) environ 30 m d'arénites moyennes à grossières microconglomératiques. La base de cet ensemble est érosive et contient des blocs de grès et de silts de diamètre décimétrique. Les bancs d'arénites contiennent de nombreux joints argileux qui sont continus à la base, discontinus vers le sommet de l'ensemble. On passe vers le sommet à des arénites plus grossières à grands sets d'obliques en auges mis en évidence par des galets mous et par des joints argileux ;
- (4) environ 50 m d'arénites fines à lamines planes et à sets d'obliques métriques en biseaux plans soulignés par des joints argileux ; des niveaux de bioturbations verticales sont de plus en plus nombreux vers le sommet de cette unité ;
- (5) environ 20 m d'arénites bioclastiques à galets millimétriques de silts argileux. Des grandes lamines en forme de sigmoïdes sont soulignées par les bioclastes et les galets. Ces niveaux sont interdigités avec des niveaux d'arénites moins riches en bioclastes. Une barre bioclastique microconglomératique plus indurée d'environ 2 m d'épaisseur surmonte cette unité. Elle semble en continuité, d'après nos observations de terrain, avec le niveau coquillier qui surmonte les brèches de la première coupe (fig. V-4 a, unité 4).

• Age

La majeure partie de cet ensemble est attribuée à la base du Pliocène (base de l'Opoitian, environ 5 - 4 Ma) par Cutten (1994).

• Environnements de dépôt

Les quatre unités de base sont très gréseuses, peu bioclastiques et présentent des assemblages comparables (figures sédimentaires, agencements des corps) à ceux qui ont été observés dans la partie supérieure de la coupe précédente. Leurs caractéristiques évoquent des dépôts connus dans des milieux deltaïques.

L'unité 5 est marquée par l'apparition des bioclastes et par des figures sédimentaires (grandes obliques) qui rappellent des milieux de sédimentation de type "Shore face".

3. Corrélation entre les deux coupes

Les deux coupes levées dans ce secteur mettent en évidence des variations brutales de faciès dans les séries datées de la transition Mio-Pliocène. Les chenaux observés au sommet de la première coupe (fig. V-4 a, unité 3) appartiennent aux séries de base du Pliocène (Cутten, 1994, *cf. infra*). Leur équivalent latéral sur la seconde coupe pourraient être les chenaux de l'unité 3 qui sont globalement de même âge d'après Cutten (1994).

Nos observations de terrain conduisent à envisager une corrélation différente : seule l'unité 5 de la seconde coupe correspondrait aux unités 3 et 4 de la première.

4. Conclusion

La transition Mio-Pliocène marque dans le secteur de Napier une diminution des tranches d'eau entre les sédiments profonds du Miocène supérieur (paléotranches d'eau comprises entre 600 et 1000 m) et les sédiments deltaïques observés sur cette coupe qui indiquent des paléotranches d'eau faibles de plate-forme externe (inférieures à 200 m).

B. LES SÉDIMENTS DU PLIOCÈNE

1. Description de la base

La coupe levée dans les séries de la base du Pliocène inférieur (fig. V-2, coupe n°3) est en continuité avec les coupes précédentes. Environ 20 m de silts qui affleurent mal sont intercalés entre les deux zones d'affleurement (fig. V-5). On observe la succession suivante :

- (1) 25 m d'arénites moyennes bien classées en bancs décimétriques, à laminations planes à ondulées (soulignées par des galets mous de silts) en rythmes centimétriques à décimétriques, à rides de courants et à convolutes. On note la présence de terriers millimétriques verticaux uniformément répartis dans cet ensemble. Ces niveaux d'arénites s'organisent en chenaux plats à sets en biseaux plans ;
- (2) 5 m d'arénites bioclastiques à débris d'organismes contenant de nombreux petits galets noirs d'arkoses. Cette unité passe à des arénites grossières hétérogranulaires (galets centimétriques à décimétriques) organisées en sets en biseaux plans. L'imbrication des galets indique une alimentation d'Ouest en Est.
- (3) 5 m d'une unité constituée d'arénites fines en bancs décimétriques à laminations planes comparables à celles observées dans l'unité 1 ;

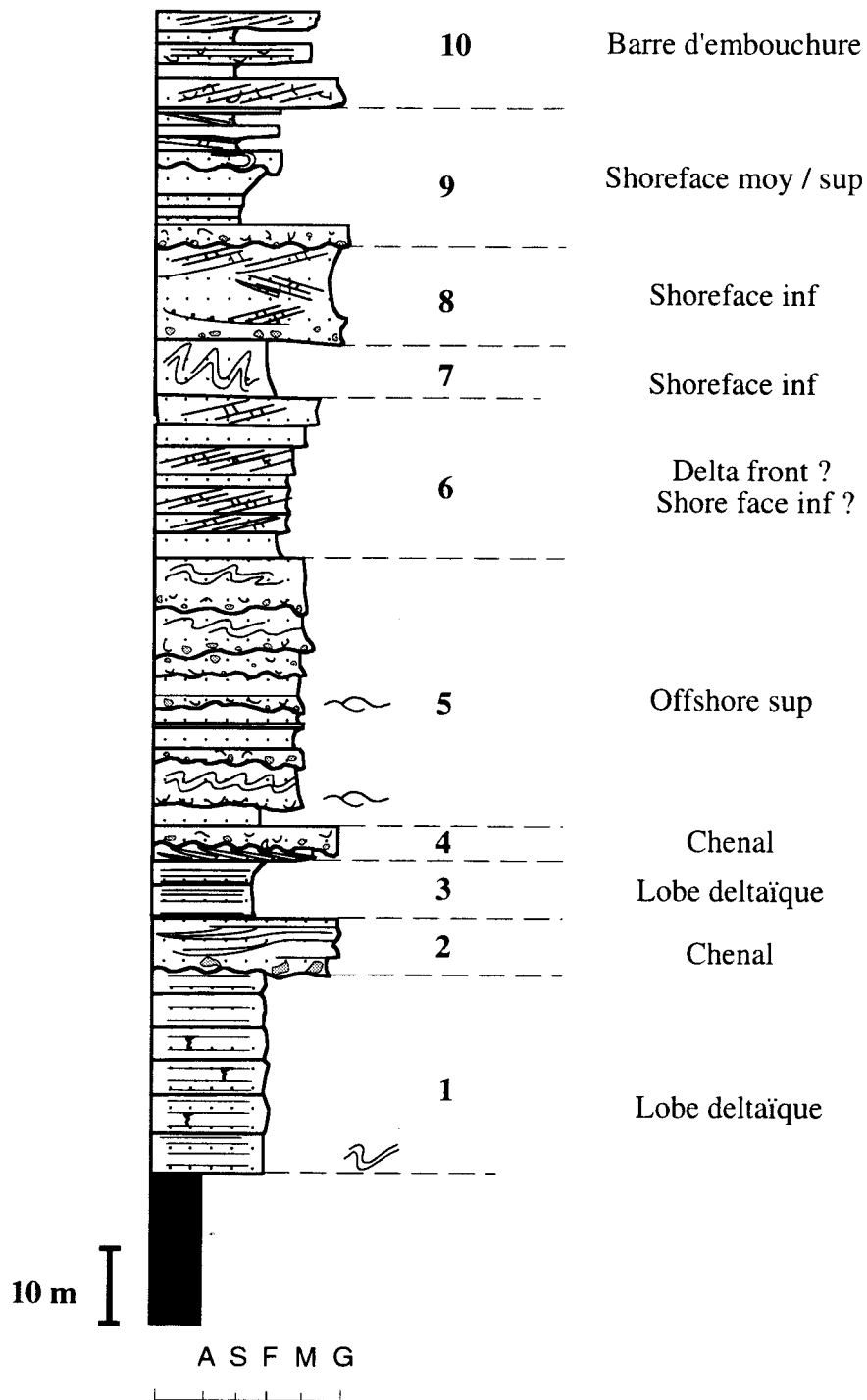


Fig. V-5 : Log lithostratigraphique de la base du Pliocène du secteur de Naumai (localisation fig. V-2, coupe n° 3)

- (4) environ 4 m d'une barre d'arénites bioclastiques riches en grosses coquilles d'huîtres et de Pecten, contenant quelques galets arrondis d'arkoses ;
- (5) environ 40 m d'une unité organisée en bancs décimétriques à métriques d'arénites moyennes à grossières bioclastiques. A la base de cette unité, les bases des bancs sont riches en galets d'arkoses de diamètre centimétrique et à laminations ondulées ; on passe à des turbidites de type Tbc(e) reprises par des rides de courants (fig. V-6). Le sommet de cet ensemble est de plus en

plus riche en rides de courant et de houle (laminations bi-directionnelles de type "Herring bone") ;

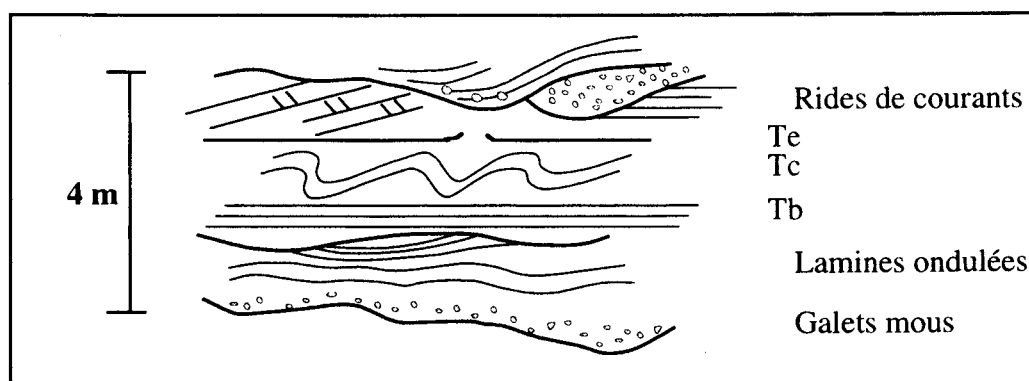


Fig. V-6 : figures de houle dans les turbidites de l'unité 5

- (6) 20 m d'arénites grossières bioclastiques à grands sets d'obliques et à rides chevauchantes. Des passées bioclastiques plus indurées ont été observées. Les niveaux supérieurs montrent des grandes convolutes. Cet ensemble présente un caractère strato-croissant.
- (7) environ 10 m de grès moyens à mégaconvolutes.
- (8) 15 m d'arénites moyennes organisées en sets de petites rides de courants. On peut noter la présence de lamines millimétriques dont l'extension latérale peut atteindre plusieurs mètres.
- (9) environ 15 m de bancs d'arénites d'épaisseur métrique, dont les plus épais sont plus grossiers, très bioclastiques et riches en galets mous à la base des bancs. Le caractère érosif de ce faciès (gouttières d'érosion en base de bancs) est prononcé. L'ensemble passe vers le sommet à des grès à laminations onduleuses et à grandes lamines planes à troncatures d'angle faible.
- (10) 15-20 m d'arénites bioclastiques grossières, hétérogranulaires, riches en galets d'arkoses et galets de ponce. Ces arénites s'organisent en bancs isolés à concavité vers le haut dans lesquels on observe de nombreuses obliques organisées en sets d'épaisseur décimétrique et des lamines planes.

• *Age*

La série décrite est attribuée à la base du Pliocène inférieur (début Opoitian, environ 5 - 4 Ma, Beu, 1992 ; Cutten, 1994). Elle surmonte quelques mètres de silts recouvrant les formations deltaïques situées à la transition Mio-Pliocène, dont le sommet appartient déjà à la base du Pliocène inférieur.

• *Environnements de dépôt*

Les environnements de dépôt marquent une faible tranche d'eau durant cette période. Les unités de base (1 à 4), très épaisses, peu bioclastiques et riches en grandes obliques sont

catactéristiques d'environnements de dépôt décrits dans des milieux deltaïques. Il pourrait s'agir de lobes deltaïques.

Les milieux de dépôt des unités 5 à 8, marqués par l'apparition des rides de courant et des lamines, pourraient correspondre à des environnements de type "Offshore supérieur" à "Shore face" inférieur.

L'unité 9 est caractérisée par des bases de bancs plus érosives et des figures sédimentaires que l'on observe dans des environnements de dépôt plus proximaux, de type shore face moyen à supérieur.

L'aspect très particulier des bancs (concavité des bancs souvent observée dans des milieux situés à l'interface eau de mer/eau douce) et les figures sédimentaires de l'unité 10 évoquent des milieux de dépôt proximaux situés à proximité du continent, plus particulièrement dans certains types de deltas ("Gilbert deltas", Walker, 1992 ; Einsele, 1992).

2. Les séries du Pliocène inférieur - supérieur (p.p.)

Les épaisses formations (environ 2000m) recouvrant l'ensemble décrit précédemment sont constituées de sédiments gréseux à silto-argileux contenant de nombreuses "lentilles" carbonatées. L'âge attribué à ces séries est Pliocène inférieur - supérieur *p.p.* (Opoitian à Waipipian, environ 5 - 3,1 Ma, Cutten, 1994).

Des observations ponctuelles montrent que les "lentilles" décrites par Cutten (1994) peuvent en fait être présentes sous la forme de puissantes barres dont l'épaisseur peut atteindre 70 mètres. Elles sont constituées de grès bioclastiques microconglomératiques riches en grosses coquilles de Pecten. Des grandes lamines organisées en faisceaux d'obliques métriques marquent leur caractère progradant. Des silts et des grès fins homogènes et très massifs sont intercalés entre ces barres. Nos observations confirment les conclusions de Cutten (1994) quant aux environnements de dépôt. Cette puissante formation est caractérisée par des influences tidales marquées.

C. CONCLUSION

Une première discontinuité (D1, fig.V-4) a été reconnue à la base des séries datées de la transition Mio-Pliocène. Elle correspond à une diminution importante des paléotranches d'eau entre les sédiments du Miocène supérieur déposés dans des milieux de type bathyal et ceux de la transition Mio-Pliocène de type plate-forme. Localement, cette discontinuité est marquée par des niveaux de brèches.

La période de transition entre le Miocène terminal et le Pliocène est marquée selon nos observations par une sédimentation en domaines peu profonds de type deltaïque. Une lacune probable des sédiments de la fin du Miocène (Tk supérieur, D2 ?, fig. V-4) est signalée dans ces séries (Cutten, 1994).

Une discontinuité sédimentologique mineure, marquée par des brèches et une surface érosive à la base des séries du Pliocène inférieur (D3, fig. V-4), a été reconnue mais elle ne semble

correspondre ni à une diminution de la tranche d'eau, ni à une lacune majeure des séries sous-jacentes.

IV. LES SERIES DU PLIOCENE SUPERIEUR-PLEISTOCENE

A. GÉNÉRALITÉS

En raison de la présence de sédiments de la fin du Pliocène et du Quaternaire, les coupes levées dans le secteur de Napier sont complémentaires de celles de la Transversale de Wairoa (Fig. V-1). Elles ont été levées au Nord du lac "Tutira" où les séries sont d'âge Mangapanian (3,1 - 2,4 Ma) et dans le bloc de "Tangoio" (fig. V-7) pour celles de la fin du Pliocène (fin Nukumaruan, environ 2 - 1,8 Ma, Haywick, 1990).

De nombreuses études effectuées sur ces formations, en particulier par Kingma (1971), Beu et Edwards (1984) et Haywick (1990, 1991, 1992) ont mis en évidence la cyclicité des dépôts d'âge Nukumaruan.

Je me suis aussi intéressé, par souci de corrélation avec les autres coupes, aux sédiments plus récents du Quaternaire (Castlecliffian, 1,2 - 0,4 Ma) qui affleurent à "Cape Kidnappers" (coupe n°4, fig. V-7).

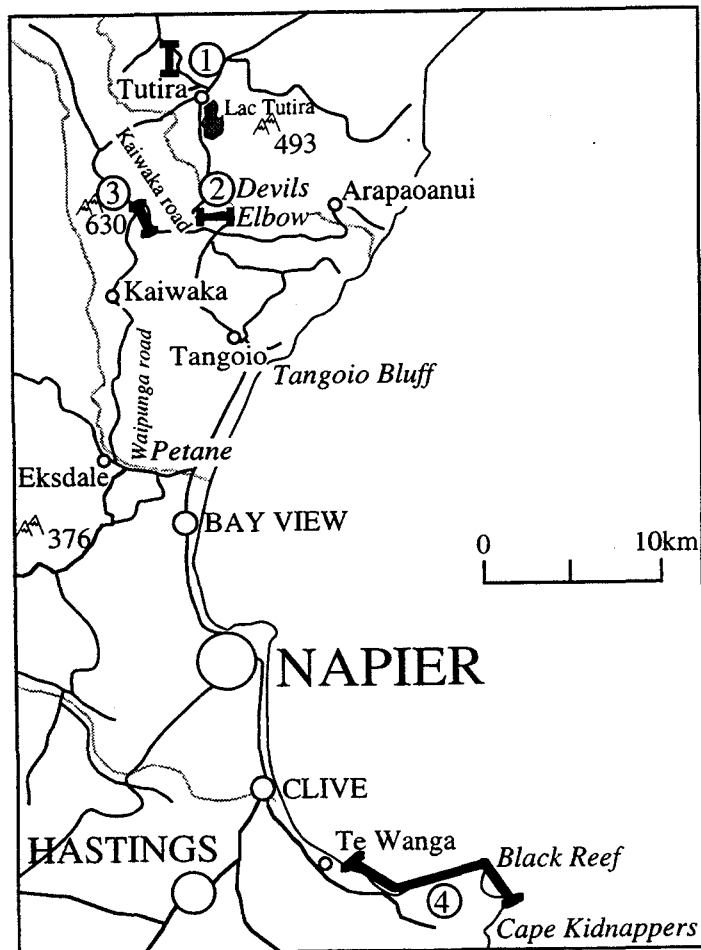


Fig. V-7 : carte de localisation des coupes dans les séries du Plio-Quaternaire dans le secteur de Napier

B. LA SÉRIE DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR (3,1 - 2,4 MA)

1. Description

La coupe a été levée à 3 km environ du lac Tutira (fig. V-7, n°1). Située sous la série Nukumaruan cette coupe est marquée par la présence de barres conglomératiques soulignant les reliefs (fig. V-8A).

Des affleurements de qualité existent entre le bord de la route et l'escarpement situé 150 m plus haut. On peut observer de la base au sommet (fig. V-8 B) :

- (1) environ 50 m d'une série d'arénites fines à moyennes homogènes, d'aspect massif. La base de cet ensemble présente de rares laminations planes à obliques. Les 30 derniers mètres de la partie supérieure montre une organisation en bancs décimétriques à métriques, de plus en plus épais vers le sommet. Des laminations centimétriques à décimétriques frustes sont parfois visibles ;
- (2) environ 12 m d'alternances d'arénites et de conglomérats. Les bases de bancs sont marquées par des gouttières d'érosion riches en galets dont le diamètre peut aller jusqu'à 15 cm. Elles marquent le caractère érosif de ces dépôts. Cet ensemble est de plus en plus conglomératique vers le sommet (fig. V-8B) ;
- (3) 12 m d'une première barre de conglomérats en bancs massifs plurimétriques strato-décroissants vers le sommet (*cf.* détail fig. V-8 B). A la base, on observe des grands sets d'obliques et vers le sommet, des lamines planes à ondulées très nombreuses à grande extension latérale ;
- (4) environ 30 m d'arénites silteuses massives qui affleurent mal. Des interlits argileux riches en matière organique et en coquilles très fines de bivalves sont intercalés dans ces sables. Les niveaux plus sableux montrent des lamines planes à ondulées et des convolutes ;
- (5) environ 10 m d'une seconde barre conglomératique (détail fig.V-8 B). La base est constituée de bancs de conglomérats dont le toit est plus sableux et riche en lamines planes. Dans la partie médiane, des niveaux de silts riches en débris végétaux s'intercalent dans ces conglomérats. Le sommet est constitué d'un banc massif de conglomérats à matrice sableuse qui présente une base érosive "chenalisante".

Une lacune d'observation d'environ 30 m forme une dépression dans la falaise qui marque la caractère plus fin des sédiments.

- (6) 12 à 15 m d'une troisième barre de conglomérats dont les galets sont très arrondis et ovoïdes (détail fig.V-8 B). La base de cette barre est sableuse, constituée d'arénites grossières à sets d'obliques qui surmontent des conglomérats (fig.V-9). La partie médiane (environ 4 m) est conglomératique avec des obliques métriques frustes. Le sommet (8 m) est très massif, constitué d'un banc de conglomérats homogènes à matrice gréseuse.

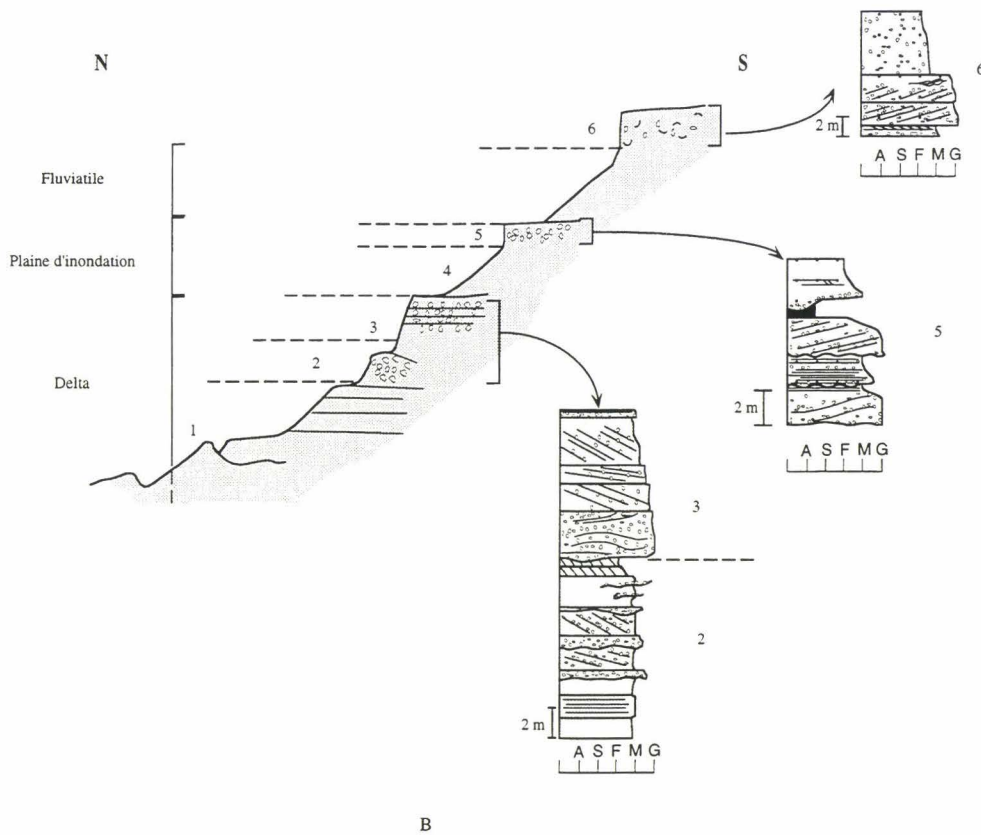
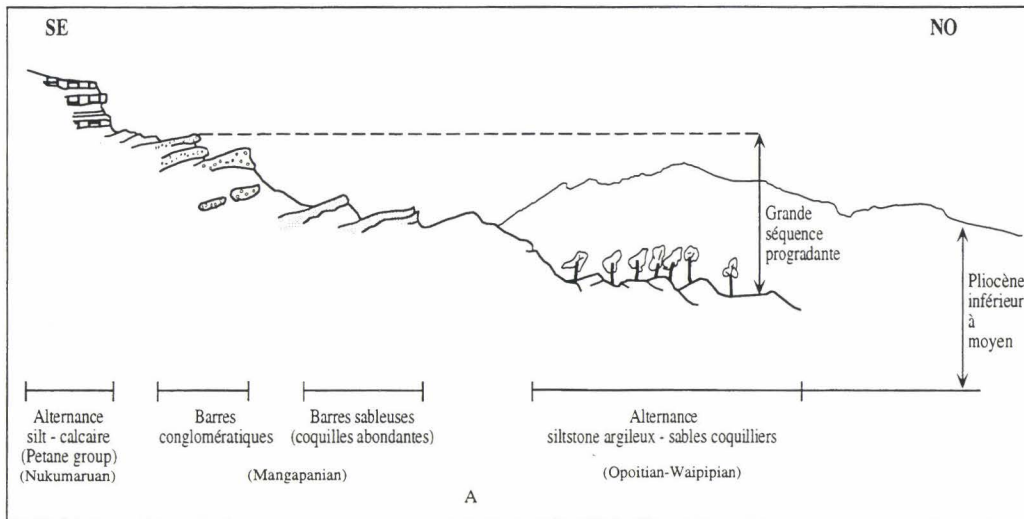


Fig. V-8 : A : paysage des séries du Pliocène supérieur et du Plio-Quaternaire du secteur de Napier ; B : coupe dans les séries d'âge mangapanian (3,1-2,4 Ma, fig. V-7, coupe n° 1)

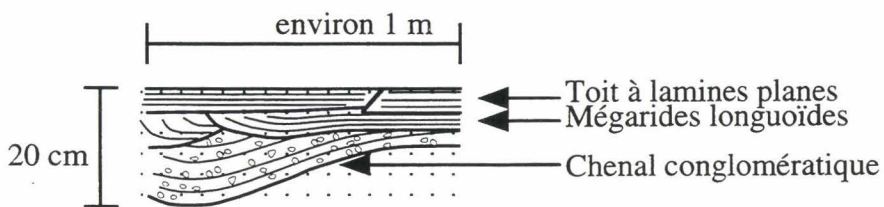


Fig. V-9 : figures sédimentaires dans les faciès conglomératiques chenalisés et les niveaux arénitiques riches en rides de courant (laminations parallèles et mégarides)

2. Age

Cet ensemble a été attribué au Pliocène supérieur (Mangapanian, 3,1 - 2,4 Ma, Cutten, 1994).

3. Environnements de dépôts

Les sédiments de la base de cet ensemble (1 à 3), arénitiques puis de plus en plus conglomératiques sont organisés en bancs massifs. Les figures sédimentaires, laminations et sets d'obliques se rencontrent dans des faciès que l'on observe généralement dans des environnements de type deltaïque.

Les unités 4 et 5 présentent des niveaux riches en matière organique (débris végétaux) alternant avec des conglomérats dont le toit des bancs, plus sableux, marque une baisse de la dynamique du milieu de dépôt. De tels faciès ont été décrits dans des environnements de dépôt de plaines d'inondations (matière organique) ou dans des systèmes d'alimentation de chenaux fluviaux de type anastomosé.

Le sommet est marqué par des milieux de dépôt dans lesquels s'interdigitent des sédiments fins et des sédiments plus grossiers dont les figures sédimentaires (mégarides linguoïdes, toit des bancs à lamines planes) marquent des milieux de forte énergie, comparables à ceux que l'on observe dans des systèmes fluviaux de type "braided" (en tresses, Walker, 1992).

On peut donc ici observer le passage d'une sédimentation de type deltaïque, en milieu marin, à une sédimentation fluviale en domaine continental.

4. Conclusion

Nos observations montrent que la période du Mangapanian (3,1 - 2,4 Ma) dans le secteur de Napier est caractérisée par la présence d'une puissante décharge conglomératique. Ces conglomérats marquent un changement brutal de type de sédimentation. Cet événement peut marquer une émergence de cette partie du bassin et une alimentation par la Chaîne Axiale dont on peut observer les premiers indices de surrection dans ce secteur. On note une cyclicité des dépôts avec une alternance de sédiments gréseux et de conglomérats.

C. LA SÉRIE FINI-PLIOCÈNE DU TANGOIO BLOCK (2 - 1,8 MA)

Les séries de la fin du Nukumaruan (2,0 - 1,8 Ma) appartiennent à la formation "Petane Group" définie par Mc Kay (1887). Cette formation affleure au Nord de Napier dans la région de Hawke's Bay (fig.V-7) où elle apparaît comme peu déformée, surélevée (d'où son nom de "block"), avec un faible pendage d'environ 10° vers l'Est.

Ce secteur a fait l'objet d'études biostratigraphiques et sédimentologiques détaillées, notamment par Haywick (1990, 1991, 1992).

Deux coupes parmi celles que j'ai levées dans ce secteur sont présentées ici afin de donner un aperçu de ces formations émergées exceptionnelles puisque très récentes et marines, mais largement surélevées.

La première (fig.V-7, n°2) a été levée le long de la route principale reliant Wairoa à Napier (Highway 2), au niveau du "Devils Elbow" ; une seconde (fig.V-7, n°3) a été levée le long de la Kaiwaka road.

1. La coupe de Devils Elbow

Depuis le bas du virage "Devils Elbow" jusqu'au sommet de la colline, on observe la répétition de barres en relief constituées de niveaux carbonatés durs et de niveaux plus tendres souvent silto-argileux. L'analyse de la cyclicité apparente de cet ensemble nécessite de décrire avec quelques détails cette coupe. De bas en haut, on observe la succession suivante (fig.V-10) :

- (1) 3 m de sables fins coquilliers à obliques planes ou ondulées, à grandes troncatures d'angle faible métriques. Les environnements de dépôt de ces sédiments sont marqués par des figures de courants que l'on observe dans des milieux de type "Shoreface moyen" ;
- (2) 8-10 m d'argiles silteuses gris-bleuté massives, riches en coquilles fines de bivalves. Ces sédiments sont bioturbés dans la masse (terriers verticaux). Aucune figure de courant ou de tempête n'est observée et des milieux de dépôts calmes dans des environnements de type "offshore inférieur" (Haywick, 1990) sont possibles ;
- (3) 20 m de sables bioclastiques, fins à la base et plus grossiers vers le haut de cette unité, riches en coquilles de bivalves (désarticulées) et de gastéropodes légèrement brisées. La partie inférieure de cette unité se caractérise par la présence d'accumulations bioclastiques formant des poches qui peuvent être liées à des bioturbations. Le sommet de cette unité est plus massif, organisé en bancs. On y observe des alternances de silts riches en lamines planes et de bancs plus sableux très bioturbés riches en coquilles ;
La diversité faunistique indique que ces sédiments correspondent à des niveaux situés dans la zone photique. Les laminations observées dans la partie supérieure indique une influence probable des courants. Les environnements de dépôt de cet ensemble évoquent des milieux de type "offshore supérieur à shoreface inférieur" ;
- (4) environ 15 m de silts argileux bleutés, massifs, à nombreuses coquilles de gastéropodes et de lamellibranches (*Crassostrea*). Cette série évolue vers des silts plus sableux contenant une macrofaune plus abondante. Les environnements de dépôt sont comparables à ceux de l'unité 2, de type "offshore inférieur" ;
- (5) 10 m de sables bioclastiques moyens à la base, plus grossiers vers le sommet. Des obliques d'angles faibles à troncatures d'angles faibles et des figures de courant bidirectionnelles ("Hering-bone") sont observées. Des slumps plurimétriques apparaissent au sommet de cet ensemble.

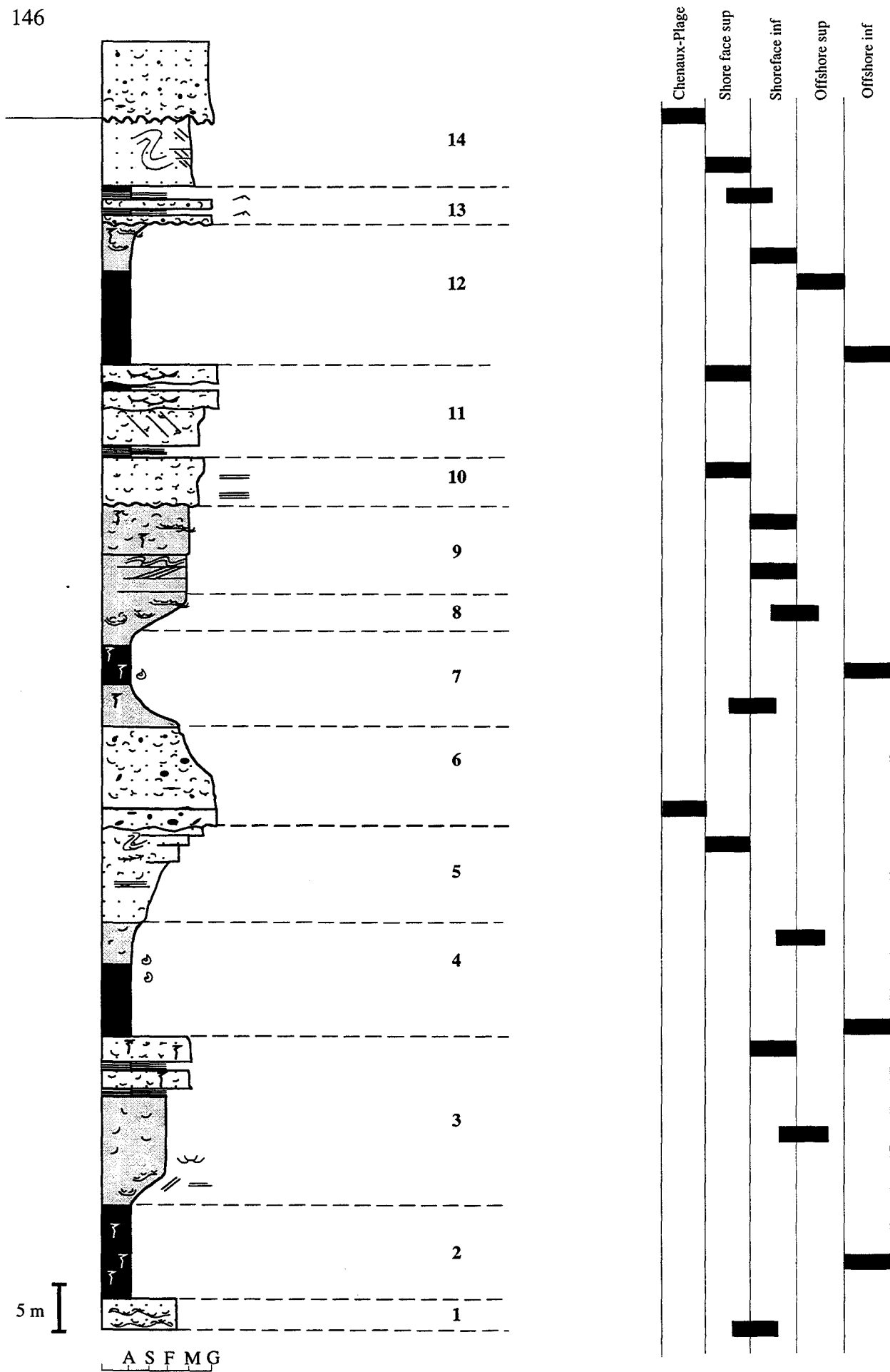


Fig. V-10 : log lithostratigraphique récapitulatif de la coupe du "Devils Elbow" (fig. V-7, n° 2)

Les environnements de dépôt de cette unité sont marqués par une grande dynamique du milieu (figures de courant, slumps) que l'on observe habituellement dans des environnements de type "Shoreface supérieur" sous une influence tidale (lamines bidirectionnelles).

- (6) environ 12 m de sables bioclastiques riches en galets d'arkoses de diamètre centimétrique. La partie inférieure de cette unité est constituée d'un banc massif (environ 2 m) dont la base est très érosive. La partie supérieure montre des alternances de niveaux gréseux massifs fins et de niveaux plus grossiers dans lesquels on observe des obliques en auges. Cet ensemble est de plus en plus fin vers le sommet.

Les sédiments sont plus grossiers que dans les unités précédentes. Ils indiquent une forte dynamique du milieu et une alimentation terrigène plus importante. Ces dépôts pourraient correspondre à ceux que l'on observe dans des environnements proximaux, probablement ici à l'embouchure d'un système d'alimentation (chenal ou estuaire ?).

- (7) 10 m de sables et de silts argileux gris-bleuté, riches en coquilles de gastéropodes et en coquilles d'huîtres. La transition avec l'unité précédente (6) est progressive. Les sédiments sont plus sableux à la base et passent à des silts massifs vers le sommet, cet ensemble est bioturbé dans la masse.

Les environnements de dépôt sont caractérisés par une faible dynamique du milieu (pas de figure sédimentaire, sédiments fins) de type "shoreface" à la base à "offshore inférieur" vers le sommet.

- (8) environ 4 m de silts de plus en plus sableux à coquilles désarticulées de bivalves, ostreidés, échinodermes, gastéropodes et pectinidés. D'abord organisées en poches isolées dans la matrice à la base de l'unité, ces accumulations bioclastiques se concentrent sur des cicatrices d'érosion d'angle faible à ondulées ;

Ces dépôts sont comparables à ceux de base de l'unité 3 et peuvent correspondre à des environnements de type "offshore supérieur" à "shoreface inférieur".

- (9) environ 12 m d'arénites bioclastiques organisées en bancs. Les bancs plus massifs de base contiennent des obliques de lamines plans ; les autres sont riches en laminites plus fines. Le sommet est constitué de sables moyens bioclastiques, à grandes coquilles entières désarticulées. L'aspect massif est lié aux bioturbations observées dans la masse et aux gouttières d'érosion ondulées.

L'environnement de dépôt est ici marqué par des figures d'érosion typiques du "shoreface inférieur".

- (10) 5 m de sables moyens bioclastiques riches en coquilles entières ou désarticulées de bivalves. L'aspect de cet ensemble est massif et on observe de grandes obliques et lamines planes. La base de cette unité est érosive.

Les figures sédimentaires sont ici nombreuses et les environnements de dépôt de cette série semblent plus proximaux que ceux de l'unité précédente (sédiments plus grossiers) de type "shoreface supérieur".

(11) 12 m d'une barre d'arénites bioclastiques riches en coquilles de lamellibranches. La base (environ 1 m) est constituée d'alternances centimétriques de sables homogènes et de lits coquilliers discontinus. La partie médiane est plus massive, homogène et plus bioclastique. La partie supérieure est constituée de deux barres d'épaisseur métrique de grès très bioclastiques dont la base des bancs est érosive. Ces arénites sont riches en grandes laminations obliques métriques à plurimétriques.

La dynamique du milieu est ici très grande avec une érosion bien marquée. Les environnements pourraient correspondre à des milieux comparables à ceux de l'unité 6, de type "chenal".

(12) environ 15 à 20 m de silts argileux à la base passant vers le sommet à des sédiments plus sableux. Les silts sont homogènes, bioturbés dans la masse. Les niveaux sableux de la partie supérieure sont riches en coquilles de gastéropodes et présentent de poches d'accumulations bioclastiques comparables à celles observées dans l'unité 8.

Les environnements de dépôt de cet ensemble passent de milieux calmes d'"offshore inférieur" à la base à des milieux de plus grande énergie "shoreface inférieur" vers le sommet.

(13) environ 5 m d'alternances de grès bioclastiques conglomératiques à galets centimétriques d'arkoses et de grès fins bioclastiques. Le banc de base de cet ensemble est très érosif. Les passées de grès bioclastiques sont riches en rides de courant tandis que les bancs conglomératiques sont plus massifs. Ces deux faciès s'interdigitent.

Les environnements de dépôt oscillent entre des milieux dominés par l'action des courants ("shoreface inférieur" probable) et des milieux plus énergétiques ("shoreface supérieur" probable).

La dernière séquence (14), épaisse d'environ 20 mètres n'est pas accessible à l'affleurement. La base semble dominée par des grès bioclastiques riches en figures de courant qui passeraient, vers le sommet, à des grès bioclastiques riches en galets d'arkoses.

2. La coupe de la Kaiwaka road

Cette coupe est située à l'Ouest de la coupe précédente (fig. V-7, coupe n°3). Elle permet de faire un bilan des observations faites sur la première, même si les environnements de dépôt n'ont pas fait l'objet d'une étude aussi détaillée. Des corrélations avec la coupe précédente sont indiquées sur la figure V-7. De bas en haut, on note la succession lithologique suivante (fig.V-11) :

(1) environ 80 m de grès micacés constituant la base de la formation du "Petane Group". Ce sont des grès mal indurés riches en paillettes de micas. On y observe des laminations planes et des laminations à tronçatures d'angles faibles.

(2) environ 100 de mètres de mudstones silteuses riches en débris de coquilles et coquilles entières passant verticalement à des sables fins à moyens lités à lamines horizontales.

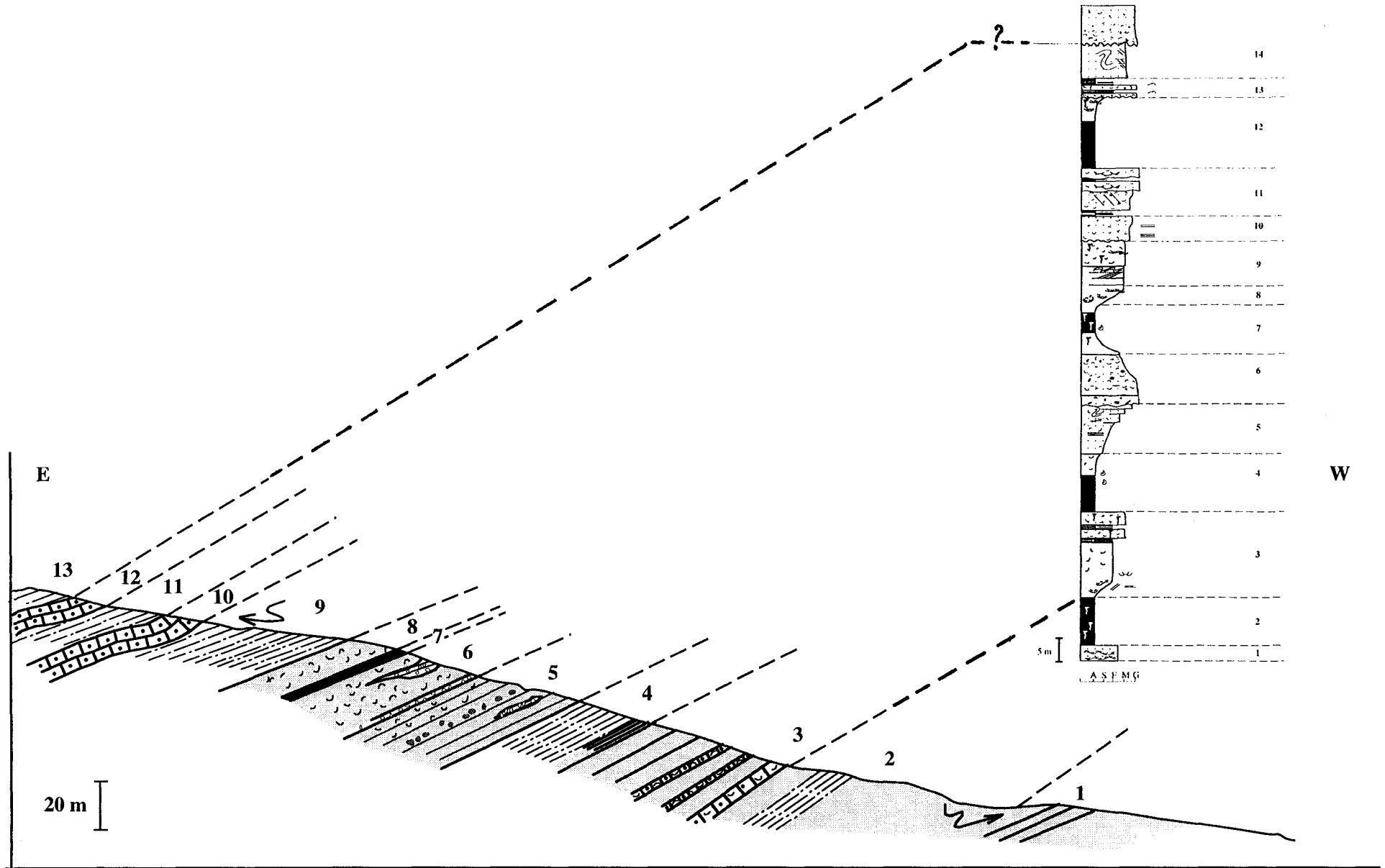


Fig.V-11 : coupe de la "Kaiwaka road" (cf. figV-7, coupe n°3) et corrélation avec la coupe du "Devils elbow" (cf. figV-7, coupe n°2)

- (3) environ 40 m constitués d'alternances de bancs de grès coquilliers riches en galets d'arkoses et de niveaux silto-sableux moins riches en faune et moins indurés.
- (4) environ 20 m de silts à la base qui passent à des sédiments plus argileux au sommet, plus riches en coquilles de lamellibranches. Le passage de la formation 3 à 4 est progressif.
- (5) environ 20 m de silts massifs gris-bleuté à la base, passant vers le sommet à des sables fins contenant quelques lentilles de conglomérats. Les faciès sont de plus en plus calcaires et chargés en coquilles vers le sommet. Quelques niveaux concrétionnés intermédiaires sont visibles. Ces grès présentent des laminations parallèles et des laminations entrecroisées.
- (6) 20 m de niveaux riches en galets d'arkoses de taille millimétrique à centimétrique et en coquilles de lamellibranches dans une matrice sableuse. Cet ensemble présente des structures chenalisées d'épaisseur environ 6 m. Ces structures alternent avec des niveaux sableux à argileux (argiles riches en matière organique). Les sables sont lités, à laminations parallèles.
- (7) 1,5 à 2 m d'argiles noires contenant quelques galets d'arkoses et galets mous d'argiles.
- (8) 10 m d'une barre sableuse très chargée en coquilles de lamellibranches et gastéropodes, à grandes obliques d'angle faible.
- (9) environ 30 m de silts argileux gris-bleuté à nombreuses coquilles, très bioturbés dans la masse.
- (10) 10 m de grès bioclastiques massifs (marqués par une barre dans le paysage), à nombreuses coquilles de lamellibranches et de gastéropodes. Ils contiennent peu de galets.
- (11) 10 m de silts grisâtres à la base, passant vers le sommet à des faciès plus sableux dans lesquels quelques débris de coquilles sont visibles.
- (12) 5 à 10 m de grès bioclastiques riches en débris de coquilles et coquilles entières de lamellibranches. Les stratifications entrecroisées sont nombreuses ; quelques graviers millimétriques sont présents dans cette formation.
- (13) environ 20m de silts à patine brunâtre, intercalés vers la sommet avec des niveaux plus grisâtres.

3. Age des séries

L'âge des séries décrites correspond globalement au Nukumaruan c'est-à-dire à la fin du Pliocène et au début du Pleistocène. Haywick (1990) leur attribue un âge compris entre 2 et 1,8 Ma environ : la base de la série correspond à la disparition de *Globorotalia crassiformis* (dextre) à 2 Ma (Hornibrook, 1981 ; Beu, 1987) et la limite Plio-Pleistocène se situerait vers le sommet de cet ensemble avec la disparition de *Pellicaria acuminata* et l'apparition de *Gephyrocapsa sinuosa* à 1,8 et 1,85 Ma respectivement (Beu et Edwards, 1984).

4. Conclusions

Les sédiments de la période Pliocène terminal-Pléistocène inférieur de ce secteur montre une cyclicité bien marquée de la sédimentation.

Quatre grands cycles ont été observés sur la première coupe (fig. V-10). Chacun d'entre eux correspond au dépôt d'un ensemble de calcaires (ou de conglomérats) déposés dans des environnements peu profonds de plate-forme interne (paléotranches d'eau inférieures à 50 m) qui est surmonté d'un ensemble silteux dont les paléotranches d'eau sont relativement profondes, de type plate-forme externe (entre 50 et 150 m). Un cinquième cycle peut être observé à la base de la seconde coupe (fig. V-11, unités 2 et 3).

Ces cycles consistent en une succession d'environnements de dépôt marins qui oscillent entre le domaine de plate-forme externe (offshore) et le domaine littoral (shoreface).

Pour Haywick (1990, 1991), cette série, puissante de 550 m effectivement constituée de cinq cycles se serait déposée en 200 000 ans. Il attribue de ce fait la cyclicité aux grandes variations glacio-eustatiques à 40 000 ans (paramètre astronomique d'obliquité). Le dernier cycle plus conglomératique pourrait être synchrone d'un début de surrection de la marge.

Etant donnée la rapidité des variations glacio-eustatiques, il n'est pas impossible que ces variations aient pu être enregistrées fidèlement en masquant le signal tectonique plus lent. Néanmoins, le dépôt de cette puissante série impose des taux de subsidence importants (*cf.* Chapitre VII) et des taux de sédimentation plus ou moins constants d'un cycle à l'autre pour enregistrer une telle cyclicité.

V. LE QUATERNAIRE RECENT DE CAPE KIDNAPPERS

Cette puissante série épaisse d'environ 600 m, essentiellement constituée d'alternances de bancs conglomératiques, de silts et de tufs affleure le long de la plage menant de Te Wanga au "Cape Kidnappers" (fig.V-7, coupe n°4). L'âge de cet ensemble est inférieur à 1 Ma d'après les datations par traces de fission sur les verres rhyolitiques (Seward, 1975, Kamp, 1990).

Ces séries qui présentent un pendage d'environ 10° vers le Nord-Ouest, reposent en légère discordance (environ 5°, Francis, 1993) sur les sédiments du Pliocène supérieur (Waipipian, 3,6 - 3,1 Ma) sous-jacents.

A. LES SÉDIMENTS INFRA - QUATERNAIRES

Les sédiments qui affleurent à l'Est et au Sud de la série quaternaire de Cape Kidnappers sont difficilement accessibles dans le secteur du Cap. On peut les observer sur la côte orientale quand les marées s'y prêtent, plus particulièrement près de "Black reef" (fig.V-7).

Les sédiments observés à l'Est de "Black reef" sont des siltstones massifs gris-bleuté riches en débris de coquilles (fines coquilles de lamellibranches et de gastéropodes) à niveaux de concrétions

de matériel plus grossier (arénites) de diamètre métrique. Ces silts, de plus en plus riches en sables, présentent un litage vers le sommet.

Un échantillon situé au sommet de cette formation (93KID36) a livré un assemblage faunistique qui indique un âge du Pliocène inférieur à supérieur indifférencié (Opoitian à Waipipian, environ 5 - 3,1 Ma). Pour Francis (1993), cette portion de série serait de la fin du Pliocène inférieur (environ 4 - 3,6 Ma)

Aux silts s'ajoutent ensuite des arénites grises riches en coquilles d'huîtres et des sables bioclastiques riches en coquilles d'huîtres et de Pecten. Cette dernière formation, épaisse de plus de 200 m à l'Ouest du Cap, a été attribuée au Waipipian c'est-à-dire au Pliocène supérieur (Francis, 1993).

Au niveau de la coupe, les sédiments du Quaternaire reposent en discordance et avec un contact érosif sur les sédiments du Pliocène supérieur. Une érosion de la partie supérieure de ces séries pliocènes est donc envisageable.

B. LE QUATERNAIRE RÉCENT (1 - 0,3 ? MA): IMPORTANCE DES TUFES ET DES CONGLOMÉRATS

La coupe des séries quaternaires a été levée sur la côte Nord du "Cape Kidnappers". Les marées et les effondrements très fréquents rendent difficile l'accès à la plage.

Les bancs de conglomérats, qui constituent des niveaux repères dans la coupe, ont été numérotés de 1 à 12. De Black reef à Te Wanga (fig.V-7, coupe n°4), on observe la succession suivante (fig.V-12) :

- (1) 5 à 10 m de tufs à éléments grossiers (débris de ponces). On y observe des laminations entrecroisées et de nombreux niveaux riches en matière organique d'aspect charbonneux ;
- (2) 25 m constitués d'un premier conglomérat (b1, fig.V-12). Ce premier niveau est composé de deux bancs de conglomérats de 15 m pour le premier et un peu moins de 10 m pour le second. Un niveau de tufs (d'environ 2 m d'épaisseur) riches en laminations parallèles s'y intercale. La base du premier banc est érosive et montre une géométrie de chenal (variation latérale d'épaisseur, sets d'obliques). Les galets, dont le diamètre est compris entre 1 et 8 cm, sont essentiellement de type Torlesse (arkoses et radiolarites principalement) ;
- (3) environ 5 m d'un banc de tufs à fines laminations horizontales. Ils sont surmontés d'un second banc (b2) de conglomérats contenant des galets grossiers (diamètre jusqu'à 10 cm). On y observe des grandes laminations obliques et des laminations entrecroisées ;
- (4) environ 20 m de tufs dans lesquels apparaît un banc conglomératique à structures chenalisées (b3) dont l'épaisseur varie latéralement de moins de 1 m à plus de 4 m. Ce banc passe latéralement à des silts sableux. Un âge de 0,47 Ma a été obtenu par traces de fission sur ces tufs (Seward, 1975) ;

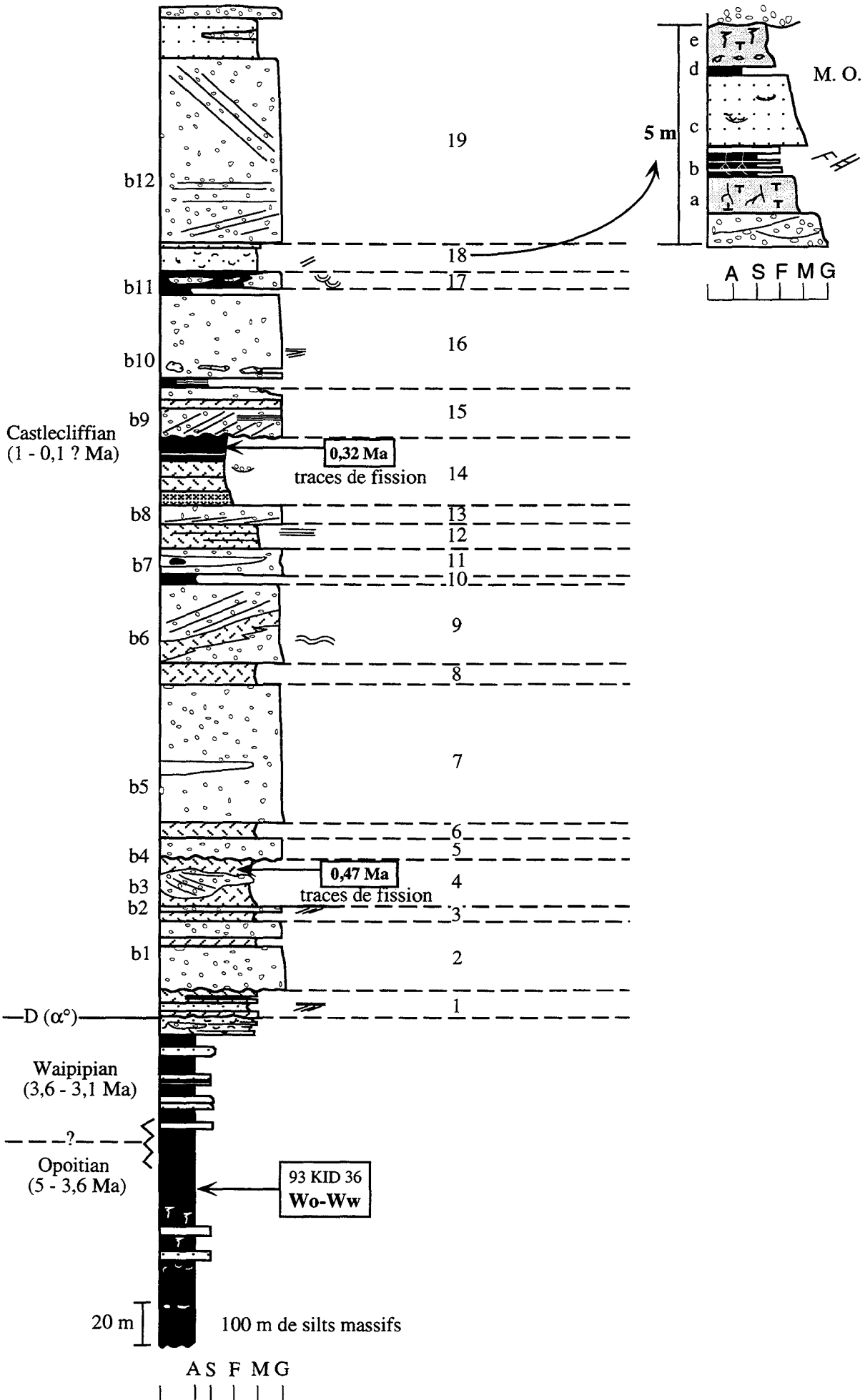


Fig. V-12 : log lithostratigraphique récapitulatif de la coupe des séries quaternaires de "Cape Kidnappers"

- (5) 7 à 8 m d'un banc conglomératique (b4) à galets dont la taille est comparable à ceux observés en b3. La base de ce banc est érosive ;
- (6) environ 7 m de tufs dont la base est plus argileuse ;
- (7) environ 60 m de conglomérats contenant des lentilles sableuses riches en laminations obliques. Les galets sont de diamètre décimétrique.
- (8) 8 m de tufs contenant des passées d'épaisseur décimétrique plus argileuses.
- (9) environ 25 m d'un ensemble essentiellement conglomératique (b6). Cet ensemble "composite" fait apparaître trois bancs à variations latérales de faciès et d'épaisseur importantes ; ils passent de conglomérats à des silts argileux ou des tufs dont l'épaisseur varie de 20 à 60 cm. De nombreuses figures sédimentaires sont visibles dans les niveaux fins ; ce sont des laminations ondulées et convolutes mises en évidence par des niveaux riches en matière organique (bois flottés). Le conglomérat supérieur montre de grandes obliques ;
- (10) 5 m de silts argileux homogènes à fines lamines planes ;
- (11) environ 8 à 10 m de conglomérats (b7) qui présentent des intercalations plus fines. Latéralement, les conglomérats passent à des sables contenant des galets de silts ;
- (12) 10 m de tufs et de sables remaniant des tufs (grès tufacés lités). Ce niveau est très riche en bois et matière organique ;
- (13) 8 à 10 m de conglomérats (b8) contenant de nombreux galets d'arkoses et quelques galets de silts (environ 10 cm de diamètre). Des stratifications entrecroisées sont nombreuses à la base de ce banc ;
- (14) environ 25 m constitués par une falaise de tufs à passées argileuses d'épaisseur métrique. De nombreuses intercalations de charbons sont contenues dans cet ensemble. Quelques poches de galets apparaissent. Des datations par traces de fission ont indiqué un âge de 0,32 Ma (Seward, 1975) ;
- (15) 15 à 20 m de conglomérats (b9) à grands sets d'obliques contenant des intercalations de tufs à laminations planes ;
- (16) 4 m d'argiles silteuses finement laminées à figures de courant (sets de rides de courant chevauchantes). Des débris de troncs d'arbres ont été observées dans cet ensemble. Le milieu semble réducteur, confiné (marécageux ?). Un banc conglomératique d'environ 30 m d'épaisseur présente des sets d'obliques décimétriques passant verticalement à de grands sets d'obliques métriques. Des blocs silto-tuffacés sont intercalés.
- (17) 4-5 m de silts argileux à débris charbonneux intercalés à la base surmontés d'un banc de conglomérats (b11) "composites" à variations latérales de faciès (les conglomérats passent à des sables lités). On peut observer des chenaux structurés dans cet ensemble ;
- (18) 5 m constitués par un ensemble silto-argileux complexe composé de la base au sommet par la succession suivante (cf. détail, fig.V-12) :

- a) une base silto-argileuse (environ 1 m), riche en racines de végétaux et troncs en place calcinés ;
- b) des argiles silteuses (80 cm) brun-bleu sombre, riches en sets de rides de courants nombreux. Quelques galets mous sont présents;
- c) des sables fins à moyens (2 m) à sets en auges décimétriques ;
- d) des argiles bleu-vert (20 cm) massives très plastiques riches en débris de végétaux dont l'odeur est fétide ;
- e) des marnes (1 m) à coquilles de bivalves monospécifiques entières et bioturbations nombreuses vers le sommet ; le milieu de dépôt de ces sédiments semble très confiné, voire anoxique pour les argiles vertes (milieux lacustres ?).

(19) environ 80 m d'un puissant conglomérat (b12) constituant les séries les plus récentes de cette formation quaternaire. Il est constitué de galets de type Torlesse, de ponces et contient quelques passées silteuses. Des systèmes de grandes obliques et de chenaux imbriqués ont été observés. Le milieu de sédimentation évoque des environnements de dépôt de type fluvial ("braided river", Walker, 1992). Cet ensemble est surmonté d'une dernière "séquence", difficilement accessible, constituée de silts sableux passant à des conglomérats au sommet.

C. CONCLUSIONS

Cette puissante série du Quaternaire récent est marquée par une cyclicité des dépôts. Les séquences observées montrent une succession de silts et de conglomérats dont on peut estimer le nombre à au moins douze.

Les environnements de dépôt de cet ensemble correspondent à des milieux continentaux (fluviaux pour les conglomérats) dans lesquels s'effectuent des incursions marines (Ballance, 1993). Les niveaux de conglomérats ont été attribués à des dépôts de bas niveau marin en période glaciaire tandis que les intercalations silteuses marines correspondraient à des périodes d'interglaciaires de haut niveau marin (Kamp, 1990).

Les niveaux tufacés intercalés dans cet ensemble indiquent une activité volcanique intense durant cette période, liée probablement au fonctionnement de l'arc volcanique de Taupo.

VI. BILAN - CONCLUSIONS

La colonne récapitulative des coupes levées (et des données bibliographiques antérieures en ce qui concerne les séries du Miocène) dans la région d'"Hawke's Bay" permet de dégager les grands traits de l'évolution de ce secteur durant la période Miocène à Quaternaire (fig. V-13).

- Les premiers sédiments rencontrés dans le secteur de Napier sont transgressifs et discordants sur des séries anté-Miocène, voire Miocène basal déformées. Cette période de transgression datée de la fin du Miocène inférieur - début du Miocène moyen (environ 18,5 - 15 Ma) est marquée par

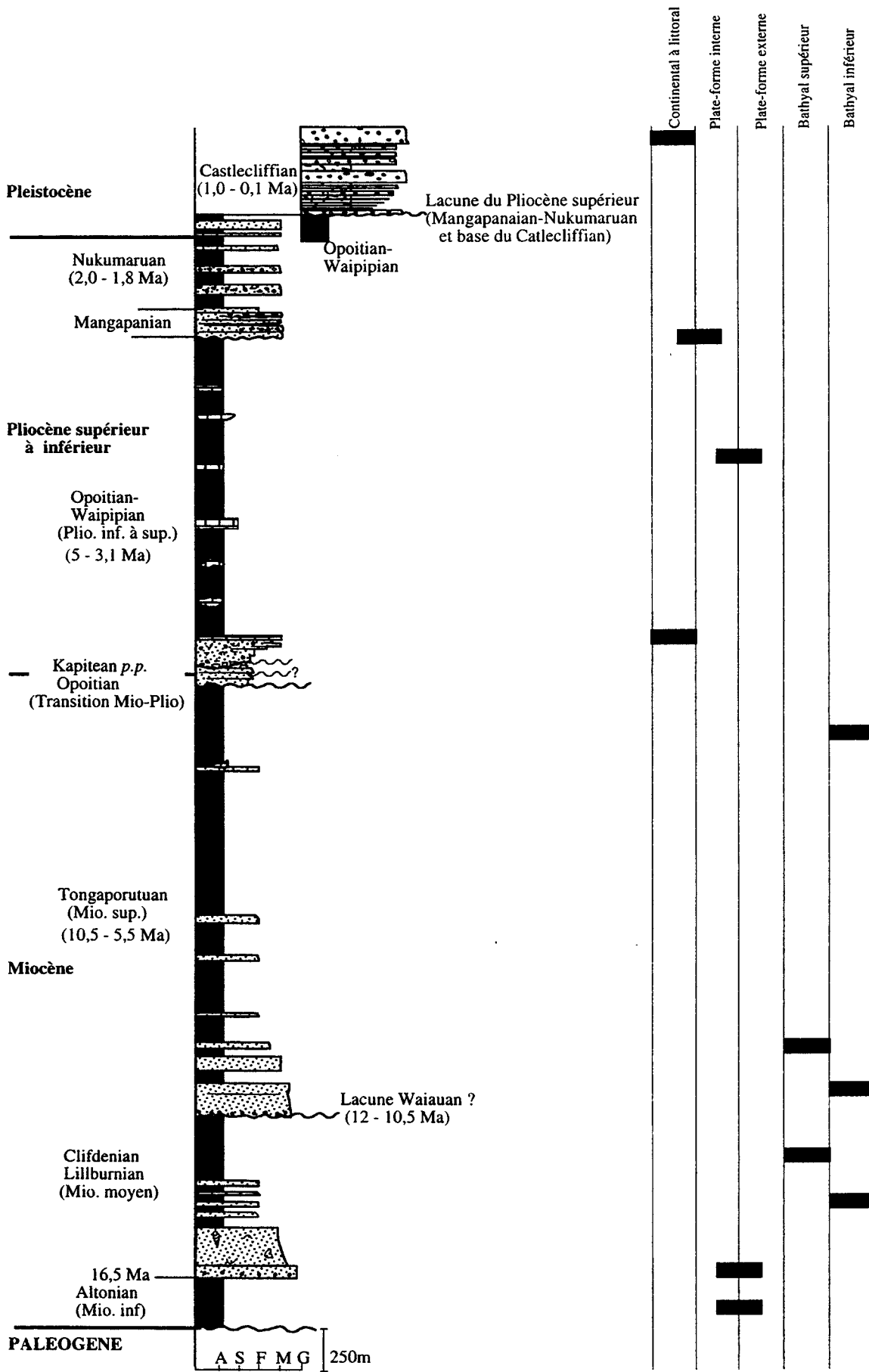


Fig. V-13 : colonne lithostratigraphique synthétique de la Transversale de Napier

une sédimentation dans des milieux marins peu profonds, se développant sur le soubassement anté-Miocène probablement émergé lors de la reprise de la subduction.

- La période Miocène (environ 15 - 6 Ma) est une période de sédimentation à dominance turbiditique au Miocène moyen, plus silteuse au Miocène supérieur, avec des environnements de dépôts profonds, dans des paléotranches d'eau supérieures à 600 m.

- La transition Mio-Pliocène (environ 6 - 5 Ma) est marquée par une diminution des paléotranches d'eau qui passent d'environnements de types bathyaux pour les sédiments sous-jacents du Miocène supérieur à des environnements deltaïques pour cette période. La lacune possible des sédiments de la fin du Messinien (environ 5,5 - 5 Ma) reconnue par les auteurs est probablement à mettre en relation avec cette diminution des paléotranches d'eau. Les variations eustatiques sont trop faibles pour expliquer une telle diminution de la tranche d'eau (Haq *et al.*, 1988). On doit donc envisager *une surrection de cette zone à partir de la base du Pliocène qui succède à une période de subsidence miocène.*

- Le Pliocène est une période de sédimentation dans des domaines peu profonds (influence tidale possible). Les sédiments de la partie inférieure et moyenne du Pliocène (Opoitian à Waipipian, environ 5 - 3,1 Ma) sont à dominance carbonatée et silteuse, comparables à ceux des secteurs situés plus au Nord (*cf.* Chap.II, III, IV).

- Une décharge détritique conglomératique est observée au Pliocène supérieur (Mangapanian, 3,1 - 2,4 Ma). La nature des galets rencontrés plaident en faveur d'une *surrection de la Chaîne Axiale* pour expliquer cette décharge. Cette période est aussi marquée par une émergence du secteur concerné (dépôts fluviaux) et une *cyclicité* marquée de la sédimentation.

- Les séries déposées durant une partie du Nukumaruan (entre 2 et 1,8 Ma environ) sont également marquées par la *cyclicité des dépôts* avec une sédimentation carbonatée (ou conglomératique) alternant avec des dépôts silteux. Les dépôts de calcaires ou de conglomérats ont été attribués à des périodes de sédimentation en bas niveau marin (période glaciaire), les silts se déposeraient en périodes de haut niveau (interglaciaires).

- La puissante série conglomératique quaternaire (environ 1 - 0,1 Ma) qui affleure à "Cape Kidnappers" est située sur le flanc oriental du grand synclinal de Wairoa. Les dépôts reposent ici en discordance sur les séries du Pliocène supérieur. La lacune majeure reconnue (environ 3,1 - 1 Ma) correspond à une érosion des séries très probablement liée à une émergence du domaine durant une partie de cette période.

La cyclicité des dépôts, attribuée aux variations glacio-eustatiques dans ce secteur (Kamp, 1990) ou dans les séries d'âge comparable du secteur de Wanganui (en position de bassin "arrière-

arc", Carter *et al.*, 1991 ; Abbott et Carter, 1994 ; Pillans *et al.*, 1994)., apparaît ici lors d'une phase de surrection majeure du secteur méridional de la marge néo-zélandaise (Hull, 1985 ; Cape *et al.*, 1990 ; Chanier, 1991). Le soulèvement des terrasses marines holocènes (0,125 Ma) dans le secteur de "Cape Kidnappers" indiquent des taux de soulèvement d'environ 1 mm/an (Pillans, 1986 ; Cashman et Kelsey, 1990 ; Cashman *et al.*, 1992) , en accord avec les taux observés dans le domaine méridional.

Les amplitudes des variations de tranche d'eau dues au glacio-eustatisme (environ 100 m pour des cycles de 100 ou 120 000 ans) et du soulèvement tectonique de la terrasse datée à 125 000 ans à "Cape Kidnappers" (environ 100 m) sont comparables. Cependant en général les effets du glacio-eustatisme sont caractérisés par des vitesses nettement plus rapides (5 à 10 mm/an, voire plus) que celles des soulèvements d'origine tectonique (de l'ordre de 1 mm/an).

Ceci peut expliquer que l'on puisse retrouver au niveau des sédiments la cyclicité d'origine glacio-eustatique, même si celle-ci peut être modulée par la tectonique.

CHAPITRE VI :
LES SÉRIES NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES
DU SECTEUR AU SUD DE HAWKE'S BAY

I. INTRODUCTION	161
A. Généralités	161
B. Objectifs	163
II. SOUTHERN HAWKE'S BAY	163
A. Les sédiments cénozoïques du bassin avant-arc actuel	164
1. Bordure occidentale du bassin : "Ohara depression"	164
2. Partie centrale de bassin avant-arc : les données des forages	166
3. Bordure orientale du bassin : secteur de "Te Onepu"	168
B. Les sédiments cénozoïques de la Chaîne Côtière	173
1. Le bassin de Makara	173
2. Le secteur de Blackhead	178
C. Synthèse	179
III. WAIRARAPA	179
A. Le bassin avant-arc	180
1. Bordure occidentale du bassin : le secteur d'Eketahuna	180
2. Bordure orientale du bassin : le secteur d'Alfredton	184
3. Apport des profils sismiques	185
4. Conclusions	186
B. La Chaîne Côtière	186
1. le secteur de Wainuioru	187
2. Le secteur de Martinborough	192
3. les synclinaux de Te Wharau et Whareama	196
C. Les données de la subsidence	198
D. Synthèse des données du secteur de Wairarapa	200

CHAPITRE VI

LES SERIES NEOGENES ET QUATERNAIRES DU SECTEUR AU SUD DE HAWKE'S BAY

I. INTRODUCTION

A. GÉNÉRALITÉS

La partie de la marge active située entre le Sud d'Hawke's Bay et Cape Palliser (fig.VI-1) présente des différences notables avec la partie Nord, notamment en ce qui concerne les grandes zones morpho-structurales. En effet, le bassin avant-arc actuel constitue ici une dépression allongée, parallèle à la marge, bien exprimée entre la Chaîne Côtière culminant entre 700 et 1000 m à l'Est et la Chaîne Axiale dépassant souvent 1500 m d'altitude à l'Ouest. La Chaîne Côtière (East Coast Deformed Belt ; Spörli, 1980 ; Pettinga, 1982) constitue la partie émergée du Prisme d'Accrétion qui se développe vers l'Est et montre des séries essentiellement marines depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire. La Chaîne axiale présente un ensemble fortement déformé de turbidites arkosiques, parfois interstratifiées avec des basaltes et radiolarites, constituant le soubassement Torlesse d'âge Trias - Jurassique - Crétacé inférieur.

Une autre particularité de cette zone est relative au fait que l'arc volcanique actif présent au Nord (la zone volcanique de Taupo) disparaît vers le Sud. Le bassin de Wanganui, dépression située en arrière de la Chaîne Axiale (vers l'Ouest), ne correspond donc pas à un bassin arrière-arc typique ; il a été interprété comme le résultat d'une flexure de la lithosphère associée aux variations de friction au niveau de l'interface Plaque Pacifique plongeante / Plaque Australienne (Holt et Stern, 1994).

Dans cette moitié Sud de l'île Nord, la dépression longitudinale en position de bassin avant-arc présente un remplissage essentiellement Plio - Quaternaire. Le Miocène supérieur est parfois présent sous le Pliocène en particulier dans la partie méridionale de ce domaine (Plaine du Wairarapa) où il peut présenter des épaisseurs importantes (500 à 1000 m). Ces séries sont discordantes sur un soubassement de type Torlesse. Les sédiments mio-pliocènes affleurent essentiellement sur la bordure orientale de ce bassin, sur les contreforts de la Chaîne Côtière. A l'Ouest, les sédiments plio-quaternaires du bassin sont généralement en contact direct avec les séries déformées de la Chaîne Axiale par l'intermédiaire de grandes failles décrochantes (Wellington Fault, Wairarapa Fault, ...).

La Chaîne Côtière, présente quant à elle des sédiments néogènes dès le Miocène inférieur. Ils affleurent à la faveur de grandes structures synclinales (larges de 5 à 10 km) contenant des séries

quasiment continues du Miocène inférieur à moyen au Pliocène. Dans la partie Nord de la Chaîne Côtière, certaines de ces structures ont été interprétées comme correspondant à des bassins de pente développés sur le prisme en formation ; ces bassins, originellement plus larges, auraient été réduits

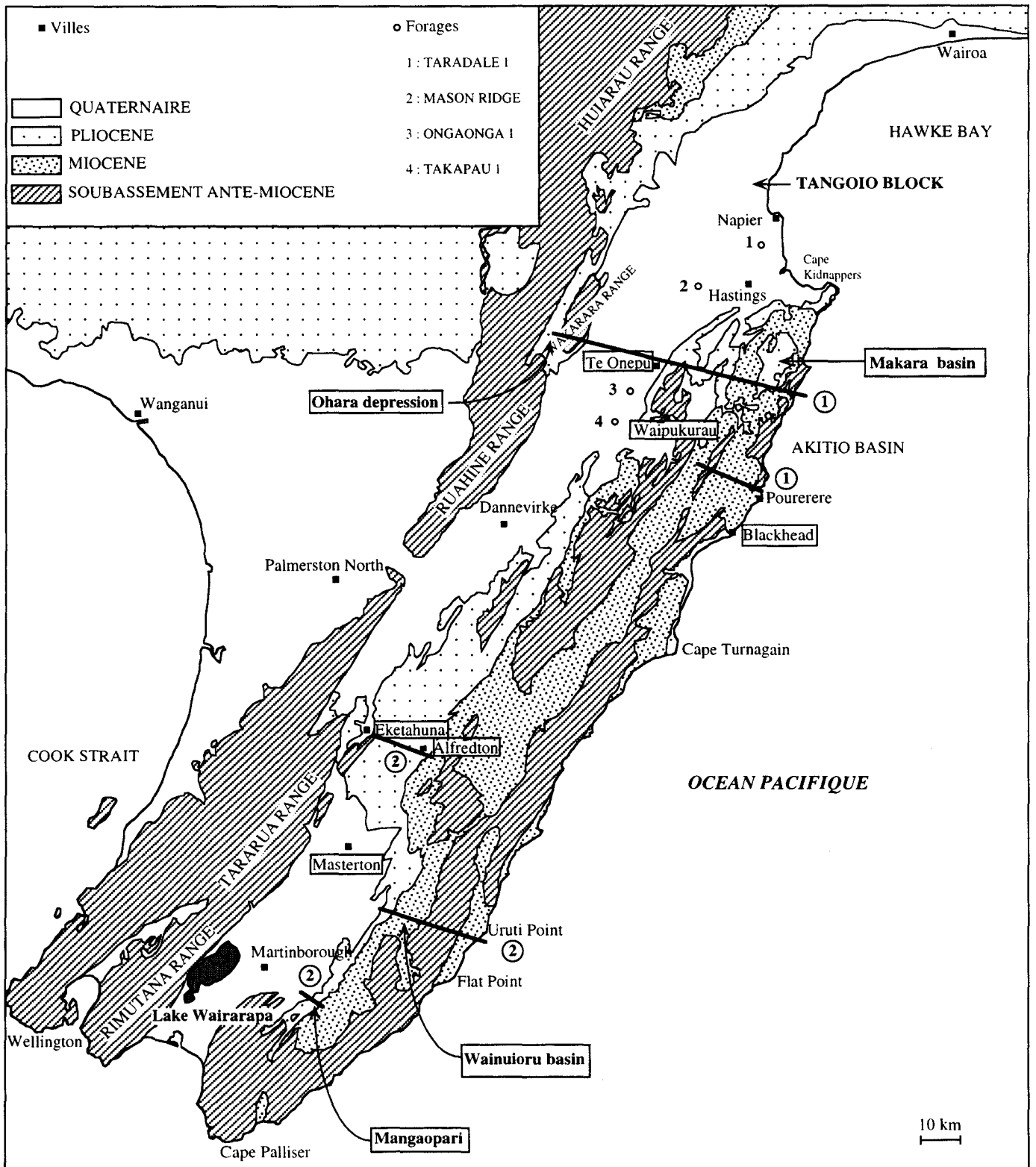


Fig. VI-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Sud de l'île Nord. Coupe n° 1 : Southern Hawke's Bay, coupe n°2 : Wairarapa

progressivement en raison de la tectonique compressive liée au fonctionnement de la marge active (van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982). Plus au Sud, l'étude des séries néogènes de la Chaîne Côtière a conduit à envisager l'existence d'un seul bassin ouvert sur l'océan pendant le Miocène, l'ensemble de ces séries ayant été plissées au cours d'une phase compressive paroxysmale au Quaternaire (Chanier, 1991).

C'est dans ce domaine Sud de la marge active que de nombreuses études ont été menées récemment et que les concepts modernes sur le fonctionnement de la subduction récente (25 Ma, Actuel) ont été développés (van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982 ; Cape *et al.*, 1990 ; Chanier, 1991 ; Beu, 1992 ; Chanier *et al.*, 1992 ; Ballance, 1993 ; Ferrière et Chanier, 1993 ; Lewis et Pettinga, 1993).

B. OBJECTIFS

L'objectif de ce chapitre est de comparer l'évolution sédimentaire durant la période Miocène à Quaternaire du ou des bassin(s) de cette région méridionale avec les données acquises dans le secteur Nord, sur la transversale de référence. Nous avons notamment étudié les modalités de la transgression néogène sur le domaine avant-arc.

Nous avons étudié un certain nombre de coupes parmi celles qui présentent les meilleures qualités d'affleurement afin de déterminer l'âge et la nature des principales discontinuités de la période Plio-Quaternaire. Ces observations permettront de hiérarchiser les discontinuités observées au Nord, à savoir si elles ont un caractère local ou régional.

Par ailleurs, nous nous sommes intéressés à l'évolution des paléotranches d'eau afin de repérer les périodes d'approfondissement maximal des différents éléments de la marge.

Parmi les zones étudiées, deux transects illustrant la sédimentation du domaine avant-arc sont présentés ici. Le premier ("Southern Hawke's Bay", coupe n°1, fig.VI-1) correspond à l'extrémité Nord de ce domaine ; il permet de présenter les séries de l'ensemble Chaîne Côtière - Bassin avant-arc immédiatement au Sud de la transversale de référence (*cf.* Chapitres II à VII). Le second ("Wairarapa", coupe n°2, fig.VI-1) correspond à la terminaison méridionale de la marge active néo-zélandaise et permettra des corrélations à l'échelle de l'ensemble de la marge.

II. SOUTHERN HAWKE'S BAY

Cette région a fait l'objet de nombreuses études récentes concernant l'analyse structurale (Pettinga, 1982 ; Cashman et Kelsey, 1990 ; Cashman *et al.*, 1992 ; Erdman et Kelsey, 1992 ; Kelsey *et al.*, 1993 ; Kelsey *et al.*, 1995) ainsi que la biostratigraphie du Néogène (Beu, 1980, 1992) et la sédimentologie des bassins de turbidites dans la Chaîne Côtière (van der Lingen et Pettinga, 1980).

Les sédiments du bassin avant-arc affleurent essentiellement sur ses bordures, au contact de la Chaîne axiale et de la Chaîne Côtière. Un certain nombre de forages ont été réalisés au coeur du bassin et nous renseignent sur son remplissage (fig.VI-1).

A. LES SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES DU BASSIN AVANT-ARC ACTUEL

Le contact du bassin avant-arc avec la Chaîne Axiale (à l'Ouest), est marqué par de grandes failles décrochantes dextres (Ruahine Fault, Mohaka Fault) séparant le socle "Torlesse" des séries plio-quaternaires. Vers la Chaîne Côtière (à l'Est), l'accentuation de la déformation compressive récente (larges plis et chevauchements) permet aussi la remontée du soubassement et de sa couverture cénozoïque.

1. Bordure occidentale du bassin : "Ohara depression"

La dépression "Ohara" se situe sur la bordure occidentale du bassin avant-arc (fig.VI-1 et fig.VI-2). Elle est constituée d'un petit bassin coincé entre deux éléments du socle de la Chaîne Axiale. Elle est soumise à des déformations complexes, globalement transpressives, depuis la fin du Néogène jusqu'à l'actuel (Erdman et Kelsey, 1992). La dépression, large de 3 km, est limitée par des grands décrochements dextres ("Ruahine Fault" à l'Ouest et "Mohaka Fault" à l'Est).

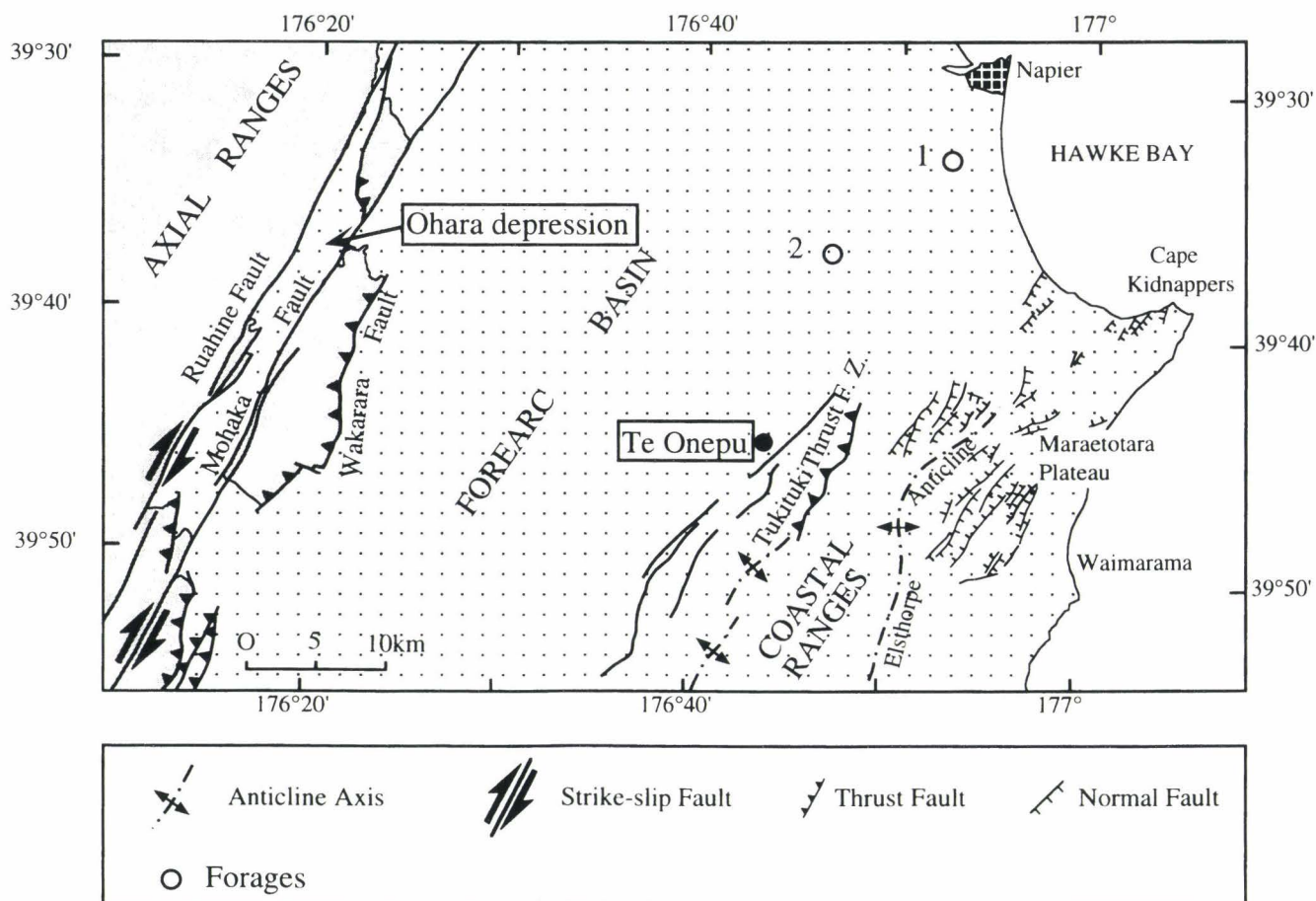


Fig. VI-2 : Carte de localisation des coupes du secteur de Southern Hawke's Bay (modifiée d'après Cashman *et al.*, 1992).

A l'extrémité Sud de la dépression, on observe la base de la série néogène qui repose en discordance sur les séries détritiques très déformées et légèrement métamorphiques du "Torlesse supergroup" (fig.VI-3). Les premiers sédiments discordants sont datés du Pliocène moyen (Waipipian : 3,6 à 3,1 Ma) et peuvent être localement un peu plus anciens, de la fin du Pliocène inférieur (fin Opoitian : environ 4 à 3,6 Ma) d'après leur contenu faunistique (Beu, 1992).

La série débute par une cinquantaine de mètres de grès coquilliers alternant avec des siltstones plus ou moins riches en débris de fossiles (fig.VI-3). Ces grès coquilliers de base sont très riches en débris d'huîtres et correspondent à des milieux de dépôts peu profonds, probablement de type plate-forme interne.

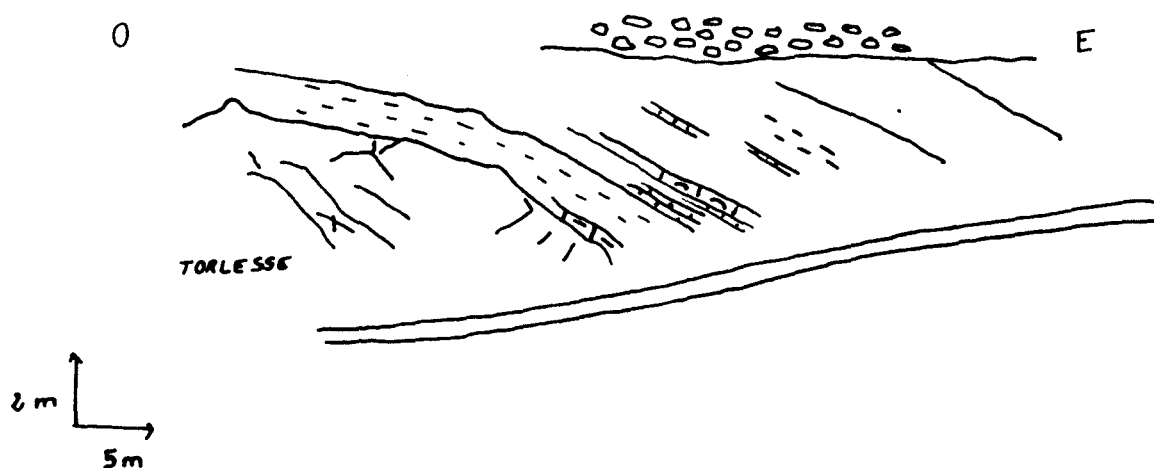


Fig. VI-3 : contact des séries pliocènes sous le soubassement Torlesse dans la région d'Ohara Depression

Quelques kilomètres plus au Nord, d'après les travaux d'Erdman et Kelsey (1992), les premiers dépôts sur le socle sont de même type lithologique, mais probablement un peu plus récents, datés du Pliocène supérieur (Mangapanian, 3,1-2,4 Ma). Cette formation à dominante gréseuse, pouvant atteindre plus de 300 m d'épaisseur, comporte aussi des niveaux de conglomérats qui remanient des galets provenant du soubassement Torlesse (fig.VI-4).

Au dessus de cet ensemble, on rencontre des calcaires coquilliers à balanes et pectinidés dont l'épaisseur atteint environ 20 m. Ces calcaires, parfois riches en galets de Torlesse, contiennent des faunes typiques d'eaux froides et caractéristiques d'un environnement de dépôt de type bathyal (Beu, 1992). Les associations de faunes indiquent un âge Pliocène supérieur pour ces calcaires (early Nukumaruan ; 2,4 Ma à environ 2 Ma) (Erdman et Kelsey, 1992).

Ces calcaires sont surmontés par 300 à 400 m de silts plus ou moins riches en grès fin datés du Pliocène terminal au Pléistocène inférieur (early to middle Nukumaruan, environ 2,2 Ma à moins de 1,4 Ma). Au dessus, les sédiments les plus récents de ce secteur correspondent à des calcaires coquilliers contenant des niveaux à *Ostrea*. Leur âge est estimé au Pléistocène inférieur (environ 1,8-1,4 Ma) (Erdman et Kelsey, 1992).

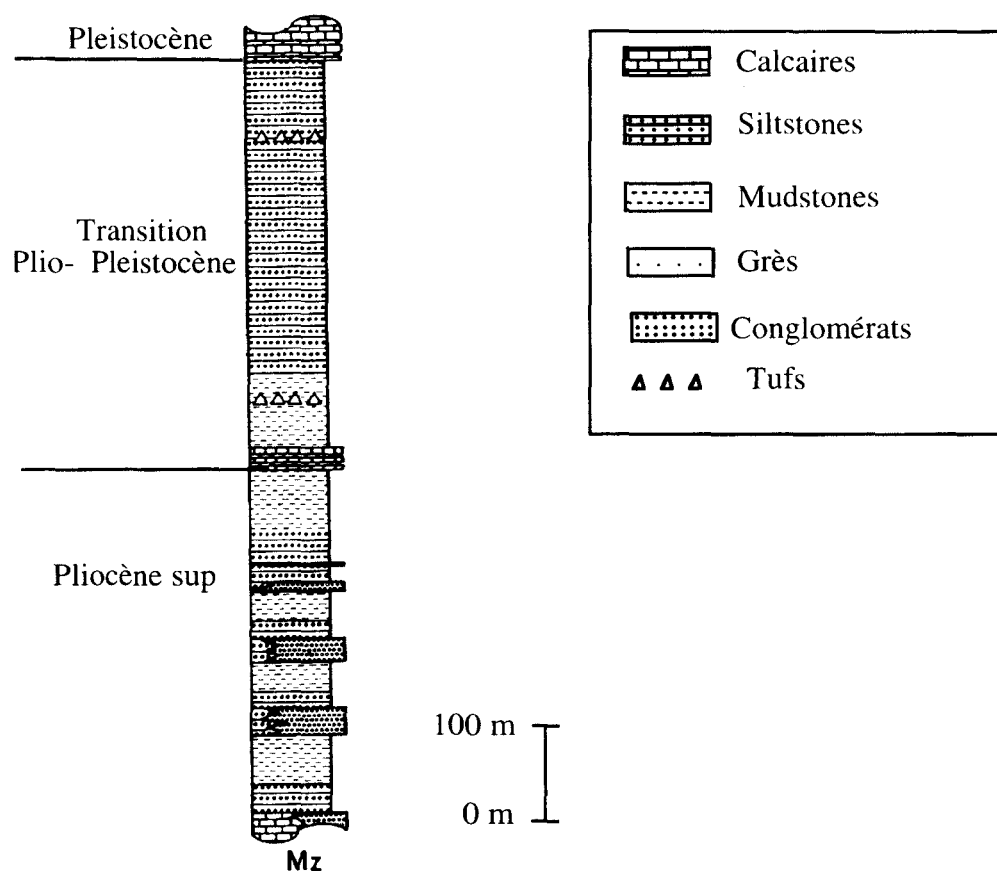


Fig. VI-4 : colonne récapitulative des séries de la dépression d'Ohara (d'après Erdman et Kelsey, 1992)

2. Partie centrale de bassin avant-arc : les données des forages

Nous avons eu accès aux données relatives aux quatre forages les plus profonds réalisés dans le Sud d'Hawke's Bay (fig.VI-1). Ils ont atteint 1200 à 1800 m de profondeur et traversent toute la série Plio-Quaternaire jusqu'au contact avec les séries anté-Pliocène. Ces forages ne sont pas carottés et les "cuttings" ne permettent pas une étude sédimentologique fine de ces séries ; ils permettent cependant une approche de l'âge et des épaisseurs des séries dans le coeur du bassin (fig.VI-5).

a) Description des séries traversées par les forages

Le forage le plus au Nord (Taradale 1, fig.VI-2 n°1) montre une discontinuité majeure marquée par la présence du Pliocène moyen (Waipipian, 3,6 - 3,1 Ma) reposant directement sur un soubassement daté du Paléogène. La série Pliocène - Pléistocène inférieur (environ 3,6 - 1,5 Ma), épaisse de 1000 m, est dominée par des sédiments silto-argileux avec occasionnellement

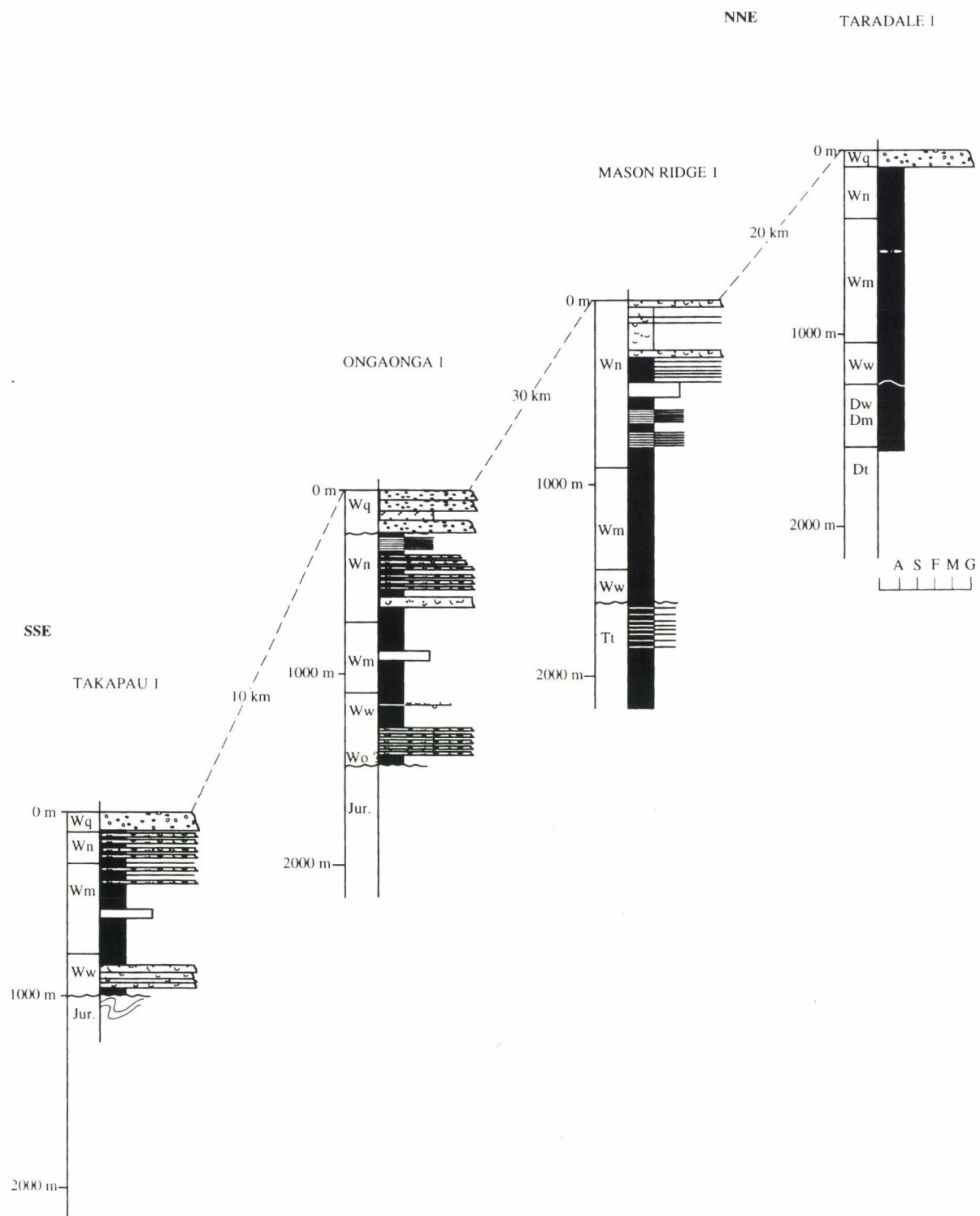


Fig. VI-5 : Colonnes récapitulatives des forages effectués dans la région d'Hawke's Bay (localisation fig. VI-1)

des passées plus sableuses ou riches en débris coquilliers. Ces dépôts sont recouverts par des alluvions récentes (Holocène).

Le forage "Mason Ridge 1" (fig.VI-2 n°2), 20 km au Sud-Ouest du précédent, montre aussi une discontinuité à la base du Pliocène supérieur. Celui-ci repose sur des alternances grès/pélites (turbidites?) du Miocène supérieur. Les sédiments du Pliocène supérieur correspondent à environ 700 m de pélites massives. Le Nukumaruan (2,4 - 1,2 Ma) voit l'apparition d'alternances de grès et de pélites puis de calcaires coquilliers alternant avec des niveaux plus argileux. Le sommet de cette unité affleure à l'emplacement du forage.

Les deux autres forages (Ongaonga 1 et Takapau 1) ont été réalisés respectivement à 30 et 40 km au SSO du précédent (fig.VI-1 n°3 et 4). A quelques faibles variations d'épaisseur près, ils présentent tous les deux une évolution sédimentaire comparable. La base du Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma, voire la fin du Pliocène inférieur ?) repose en discordance sur le soubassement jurassique du Torlesse. Il débute par 70 à 100 m de sables et d'argiles avec des passées riches en débris coquilliers. On rencontre ensuite 110 m de calcaires coquilliers alternant avec des passées de grès silteux. L'âge de ces calcaires est Waipipian (3,6 - 3,1 Ma). La série correspond ensuite à un ensemble homogène argileux à silteux, massif, épais de 600 à 800 m, depuis le Waipipian terminal jusqu'au Nukumaruan inférieur (3,2 à 2,2 Ma environ). Au-dessus, on retrouve à nouveau des calcaires coquilliers qui alternent avec des niveaux silteux sur une épaisseur de 230 à 250 m. Ils sont surmontés par 150 m de grès et silts toujours d'âge Nukumaruan (2,4 - 1,2 Ma) ceci uniquement pour le forage "Ongaonga". Cette série plio-pléistocène est recouverte par 60 à 100 m d'alluvions récentes (Holocène).

b) Synthèse des observations

Les informations essentielles obtenues de l'analyse de ces quatre forages sont les suivantes :

- l'existence d'une discontinuité à la base du Pliocène supérieur (Waipipian, 3,6 - 3,1 Ma) généralement marquée par le dépôt de calcaires coquilliers et de sables, souvent directement discordants sur le socle anté-Miocène ;
- la présence de calcaires coquilliers alternant avec des niveaux silteux vers la limite Plio-Pléistocène, à l'exception du forage le plus septentrional (Taradale 1).

3. Bordure orientale du bassin : secteur de "Te Onepu"

Sur la bordure orientale du bassin avant-arc actuel, les séries plio-quaternelles affleurent sur les contreforts de la Chaîne Côtière avec des pendages de l'ordre de 10 à 15° vers l'Ouest. Dans le secteur de Te Onepu (fig. VI-1 et VI-2), sur la même transversale que "Ohara Depression", une coupe a été levée dans ces séries du Plio-Quaternaire.

a) Description des séries

Les sédiments du Pliocène reposent directement sur les séries anté-Néogène (Paléocène ou Crétacé supérieur). L'ensemble du Miocène est donc absent dans cette partie du bassin, comme cela a été observé sur trois des quatre forages décrits dans le paragraphe précédent. Les séries immédiatement au dessus de cette discordance affleurent très mal et la coupe décrite ci-dessous débute un peu plus haut dans la série pliocène.

Les premiers sédiments en contact avec le soubassement sont des silts massifs plus ou moins sableux qui affleurent mal. Ils correspondent aux 100 premiers mètres d'une formation silto-gréseuse, d'environ 250 m d'épaisseur, décrite sommairement par Kelsey *et al.* (1993). Les associations faunistiques indiquent un âge Pliocène supérieur pour l'ensemble de cette formation ; plus précisément, ces faunes ont montré que la limite Waipipian - Mangapanian (3,1 Ma) se situe au sein de cet ensemble (Kelsey *et al.*, 1993).

La série étudiée ici débute par la description de la partie supérieure (150 derniers mètres) de cette formation (fig.VI-6, unités 1 à 4).

Les affleurements en bord de route ("Te Onepu Road" puis "Te Ranga Road") ainsi que les quelques carrières avoisinantes montrent la succession suivante :

(1) environ 30 à 40 m de silts gris-bleuté bioturbés dans la masse. La partie inférieure de cet ensemble se caractérise par la présence d'accumulations bioclastiques formant de nombreuses poches de l'ordre de 10 cm de diamètre. Ces accumulations sont riches en radioles d'oursins, petits bivalves, gastéropodes et débris de bryozoaires. Ces concentrations bioclastiques sont probablement associées à la bioturbation.

La diversité faunistique indique que ces sédiments correspondent à des dépôts situés dans la zone photique (sommet de l'offshore inférieur à base de l'offshore supérieur).

La série évolue progressivement vers des silts plus sableux (sables fins) vers le sommet. On observe par ailleurs la disparition des poches d'accumulations bioclastiques et une plus grande abondance de macrofaune répartie de façon plus homogène. La macrofaune est dominée par des gastéropodes de plus grande taille ainsi que de grands lamellibranches (Pina). Des organismes en position de vie ont été observés, montrant le caractère peu profond de ces dépôts.

(2) 45 m d'une unité silteuse qui s'enrichit en sable vers le haut.

Les 25 premiers mètres montrent un faciès fin silteux qui affleure relativement mal. Les silts argileux sont très fins, homogènes, à coquilles fines de bivalves.

Un banc de tuf de 1,2 m d'épaisseur apparaît au sommet de cette série silteuse.

La partie supérieure (environ 20 m) montre un net enrichissement en sable, depuis des silts sableux à des sables fins au sommet. On retrouve une grande diversité faunistique et des poches d'accumulations bioclastiques comme dans l'unité précédente.

L'ensemble de cette unité, depuis les silts argileux de base aux sables du sommet, présente un faciès similaire à celui de l'unité 1.

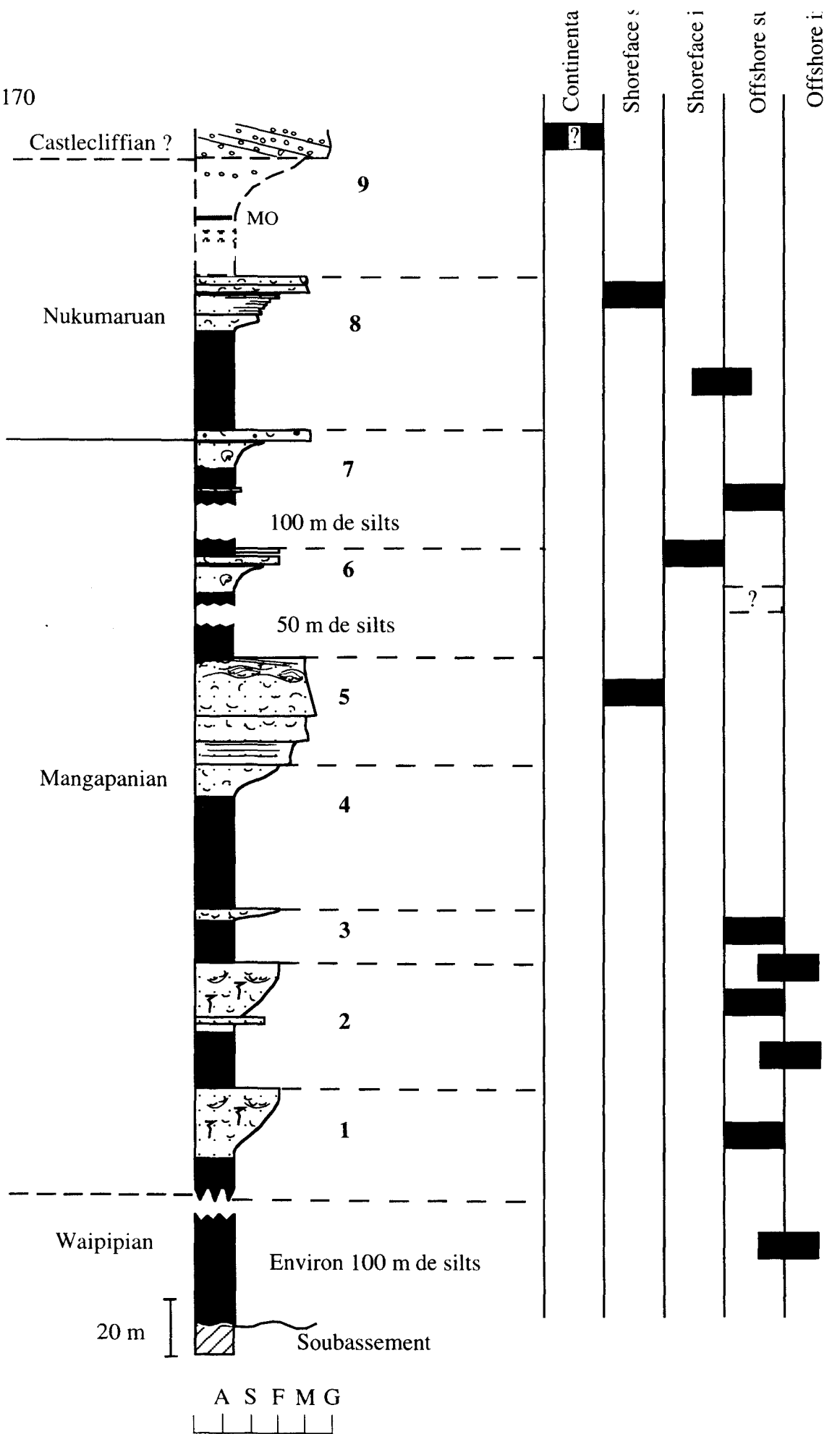


Fig. VI-6 : colonne lithostratigraphique de la coupe de Te Onepu

(3) environ 20 m d'une nouvelle séquence comparable à la précédente mais d'épaisseur plus réduite. Les 15 premiers mètres correspondent à la base silto-argileuse. Seuls les 5 m du sommet montrent une nette évolution jusqu'à des sables fins.

(4) environ 50 m d'une quatrième séquence avec les mêmes faciès. La partie sommitale, toujours de nature sableuse bioclastique, ne présente pas de poches d'accumulations bioclastiques et voit l'apparition de quelques rares balanes.

(5) 30 à 40 m d'une puissante barre bioclastique que l'on peut subdiviser en quatre faciès principaux :

- un banc, épais de 6 à 7 m, de sables bioclastiques riches en foraminifères et bryozoaires principalement. La granulométrie augmente vers le sommet et prend un caractère hétérogranulaire à nombreux intraclastes sub-anguleux. On observe un litage plan dans ce faciès ;
- une partie plus massive, épaisse de 6 à 8 m, dont le faciès rappelle celui du premier banc et se caractérise par l'apparition de nombreux organismes de grande taille. Ces organismes sont essentiellement des Pecten dont le diamètre est supérieur à 15 cm et des huîtres dont la coquille peut atteindre 10 cm de longueur ;
- une passée massive granoclassée épaisse d'environ 10 m. La base correspond à un calcaire coquillier à gros débris de lamellibranches et de bryozoaires. Le sommet est plus fin, microbioclastique. L'absence totale d'éléments terrigènes ainsi que les associations faunistiques (bryozoaires, foraminifères, pecten...) montrent que ce faciès correspond probablement au remaniement d'éléments de bioconstructions ;
- la partie sommitale de cette formation (environ 10 m) montre des niveaux à grandes obliques et laminations onduleuses mises en évidence par des niveaux coquilliers. Ce faciès de haute énergie correspond à des mégarides de déferlement comparables à celles que l'on observe dans des environnements de dépôt de type shoreface supérieur (Walker, 1984).

L'âge de cet ensemble carbonaté ("Te Onepu limestone") a été attribué au Pliocène supérieur (Mangapanian : 3,1 - 2,4 Ma ; Harmsen, 1985). 10 km plus au Sud (à proximité d'Otane), ils sont localement en contact direct sur le soubassement anté-Miocène (Kelsey *et al.*, 1993). L'ensemble de la série silto-sableuse de base (1 à 4) disparaît donc latéralement assez rapidement.

Au-dessus de cet ensemble, une dépression bien marquée ne montre pas d'affleurement. Les pendages homogènes de part et d'autre de cette zone permettent d'estimer à environ 50 m l'épaisseur de série qui n'a pu être observée. Il est probable que cette dépression au toit des calcaires bioclastiques (5) corresponde à la présence de sédiments à dominante silto-argileuse.

(6) 3 m de bancs à litage fruste constitués de sables coquilliers très indurés. Le caractère terrigène est ici plus marqué (grains de quartz) que pour les calcaires bioclastiques précédents (5). On y observe un litage décimétrique discontinu témoignant d'un milieu de dépôt de moins haute énergie, correspondant probablement au shoreface inférieur (à offshore supérieur).

(7) environ 120 m d'un ensemble de silts argileux et silts sableux affleurant mal. Ils forment une dépression longitudinale bien marquée. La partie supérieure de cet ensemble affleure à la base de la barre morphologique suivante. On observe d'abord 10 m de silts sableux, avec quelques coquilles entières de bivalves, et un niveau de tuf blanc d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. On passe ensuite à des sables bioclastiques qui représentent les derniers 5 m.

Cet ensemble est surmonté d'une barre bioclastique, fortement indurée, épaisse de 4 m. Les bioclastes dans une matrice sableuse forment l'essentiel du sédiment qui se caractérise en outre par une abondance de coquilles d'huîtres. Ce faciès est assez comparable au faciès de la barre précédente (6). On y observe un litage fruste et de rares obliques pouvant indiquer des milieux de dépôt à la limite Shoreface inférieur - Offshore supérieur. Ce calcaire bioclastique a été daté d'après la macrofaune de la partie sommitale du Pliocène supérieur (Early Nukumaruan : 2,4 Ma à environ 2 Ma ; Kelsey *et al.*, 1993)

(8) 60 à 70 m d'une séquence silteuse à la base passant à des sables coquilliers vers le sommet. On y rencontre la succession suivante :

- 30 à 50 m de silts tufacés homogènes qui affleurent de façon discontinue ;
- environ 10 m de grès bioclastiques très poreux, à aspect lité et noduleux, dont l'organisation des bancs est strato-croissante, passant de quelques centimètres à la base à plus de 20 cm vers le sommet ;
- un lit argileux de quelques centimètres ;
- deux barres massives, épaisses chacune de 3 m, constituées de grès très riches en débris coquilliers. Elles se caractérisent aussi par la présence de nombreuses coquilles entières de grands lamellibranches (huîtres, Pecten) et de grosses balanes (2 à 3 cm de diamètre).

Les calcaires du sommet de cette unité ont été attribués au Pléistocène inférieur (Nukumaruan moyen à supérieur : environ 1,8 Ma à 1,2 Ma ; Kelsey *et al.*, 1993).

(9) au dessus des calcaires bioclastiques, la série devient à dominante détritique terrigène. Cette unité, dont la base affleure mal, est épaisse de 70 m au minimum. Elle débute par des sables et silts tufacés avec des passées de grès grossiers et de conglomérats. On peut noter la présence de débris organiques (lignite et morceaux de troncs d'arbres) dans cet ensemble (Kelsey *et al.*, 1993). Dans la partie supérieure de cette unité, les conditions d'affleurement sont bien meilleures et permettent d'observer des silts à galets de ponces et des argiles tufacées surmontées par des argiles massives plastiques à lamines silteuses. Vers le sommet on passe rapidement à des microconglomérats à grandes laminations obliques ne contenant pas de faune. Leur faciès évoque une sédimentation fluviale.

La partie supérieure de cette unité n'a pas pu être datée (pas de fossiles). La partie inférieure a été attribuée à la fin du Nukumaruan (environ 1,6 Ma à 1,2 Ma).

b) Conclusion

Le Plio-Pléistocène de ce secteur montre une cyclicité bien marquée de la sédimentation. Les cycles observés correspondent à une succession d'environnements de dépôt marins qui oscillent

entre le domaine de plate-forme externe et le domaine littoral. Nous avons pu mettre en évidence un minimum de 7 cycles de ce type (unités 1 à 8) pour une période d'environ 1,7 Ma, considérant un âge de $3,2 \pm 0,1$ Ma pour la base du premier cycle et un âge de $1,5 \pm 0,1$ Ma pour le sommet du dernier cycle.

La sédimentation durant cette période est à dominante carbonatée et contraste avec la sédimentation détritique terrigène non carbonatée de la dernière unité aux environs de $1,5 \pm 0,1$ Ma. Cette transition brutale pourrait marquer l'émersion du secteur de Te Onepu à cette période.

B. LES SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES DE LA CHAÎNE CÔTIÈRE

Le secteur de la Chaîne Côtière a été soumis à des déformations compressives qui ont conduit à une remontée du soubassement et de sa couverture cénozoïque (Pettinga, 1982). Le bassin de Makara et la région située plus au Sud ("Blackhead") offrent de bons affleurements des séries néogènes (fig. VI-1).

1. Le bassin de Makara

a) Présentation générale

Le bassin de Makara est situé au Nord de la Chaîne Côtière (fig. VI-7). Ce petit bassin d'environ 20 km sur 30 km a été séparé en deux synclinaux par la formation récente (fin Pliocène - Pléistocène) d'un anticlinal, "Elsthorpe Anticline", chevauchant vers l'Est (van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982). Le remplissage sédimentaire de ce bassin est dominé par des séries détritiques (turbidites et siltstones essentiellement) pour la période Miocène, puis des séries essentiellement carbonatées au Pliocène. Les premiers sédiments néogènes de ce secteur sont des turbidites d'âge Miocène inférieur ; ceux-ci ont été impliqués dans des chevauchements anciens (phase de compression importante au Miocène inférieur). On considère que la sédimentation du bassin de Makara débute au Miocène moyen, dont les séries sont nettement discordantes sur ces déformations anciennes (Pettinga, 1982).

b) Le Miocène moyen et supérieur

Le Miocène moyen et supérieur se caractérise par une sédimentation détritique de type turbiditique avec des variations latérales de faciès assez rapides (van der Lingen et Pettinga, 1980). Les principaux faciès rencontrés sont :

- des successions de turbidites en bancs généralement épais de 10 à 20 cm jusqu'à 1 m. Certains faciès montrent occasionnellement des turbidites épaisses de plus de 5 m. Ces alternances de turbidites constituent le caractère dominant de la sédimentation dans ce bassin ;
- des passées de silts massifs carbonatés (10 à 20% de CaCO_3) localement riches en fins débris coquilliers ;

- des niveaux de grès fins à moyens en bancs massifs (4 à 15 m d'épaisseur) souvent sans structure sédimentaire ni granoclassement, se succédant parfois sur plus de 50 m ;
- des formations chaotiques apparaissent dans la série. Ce sont des niveaux de silts à galets (jusque 30 cm de diamètre) formant des dépôts de type "debris flow" et parfois des corps de géométrie irrégulière comportant des blocs atteignant plusieurs mètres qui sont associés à des glissements gravitaires (slumps).
- des niveaux de tufs remaniés (turbidites de cendres) pouvant atteindre plus de 4 m d'épaisseur sont répartis dans l'ensemble de la série.

Le coeur du bassin de Makara peut être observé sur les flancs de l'anticlinal d'Elsthorpe qui correspond à une structure tardive ayant permis la remontée des séries anciennes du bassin. Les sédiments de base du Miocène moyen ne montrent pas de succession complète car le contact de ces séries avec le soubassement se fait par l'intermédiaire de failles.

Sur le flanc occidental de l'anticlinal d'Elsthorpe (Fig.VI-7, éch. ETP 21), à l'intersection d'"Elsthorpe Road" et d'"Athua Road", une formation de silts gris-bleuté riches en débris fins de coquilles a livré un assemblage de foraminifères du Miocène moyen (Waiauan probable : 12-10,5 Ma). Ces associations de faunes indiquent une paléotranche d'eau supérieure à 600 m.

Sur le même flanc de cet anticlinal, à environ 10 km au Nord d'Elsthorpe (vallée de "Hawea stream"), les séries les plus anciennes du bassin de Makara montrent un empilement de turbidites fines. Ces alternances arénites-pélites sont constituées de turbidites en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur séparés par des niveaux silteux épais de 20 cm à 1 m. Un échantillon prélevé dans cette série (ETP 40, fig. VI-7) a livré une faune d'âge Serravallien à début Tortonien (Lillburnian supérieur à Tongaporutuan inférieur : 13 Ma à environ 9 Ma). Les paléotranches d'eau sont mal contraintes par cette association faunistique, au minimum nettement supérieures à 200 m (Crundwell, com. pers., 1995). Les sédiments du Miocène moyen à la périphérie du bassin sont des silts massifs, plus condensés, de caractère peu profond (van der Lingen et Pettinga, 1980). Cette période est caractérisée par des sédiments déposés sous de faibles tranches d'eau sur les bordures Nord, Est et Ouest du bassin (van der Lingen et Pettinga, 1980). Le coeur du bassin voit alors le dépôt de turbidites plus profondes.

Les séries du Miocène moyen sont surmontées par un puissant ensemble du Miocène supérieur. Les sédiments sont principalement des turbidites passant à des siltstones massifs vers le haut de la série du Miocène supérieur. La sédimentation reste turbiditique pour l'ensemble du Miocène supérieur uniquement sur le bord occidental du bassin de Makara. Les échantillons prélevés dans la partie orientale de ce domaine (échantillons OCE et ETP 01, fig. VI-7), à la base comme au sommet du Miocène supérieur (10 à 6 Ma), indiquent tous des paléotranches d'eau supérieures à 1000 m d'après les assemblages de foraminifères. Ces observations confirment le caractère plus profond de la sédimentation du Miocène supérieur par rapport au Miocène moyen, ce qui avait été envisagé par van der Lingen et Pettinga (1980) à partir de l'analyse des faciès.

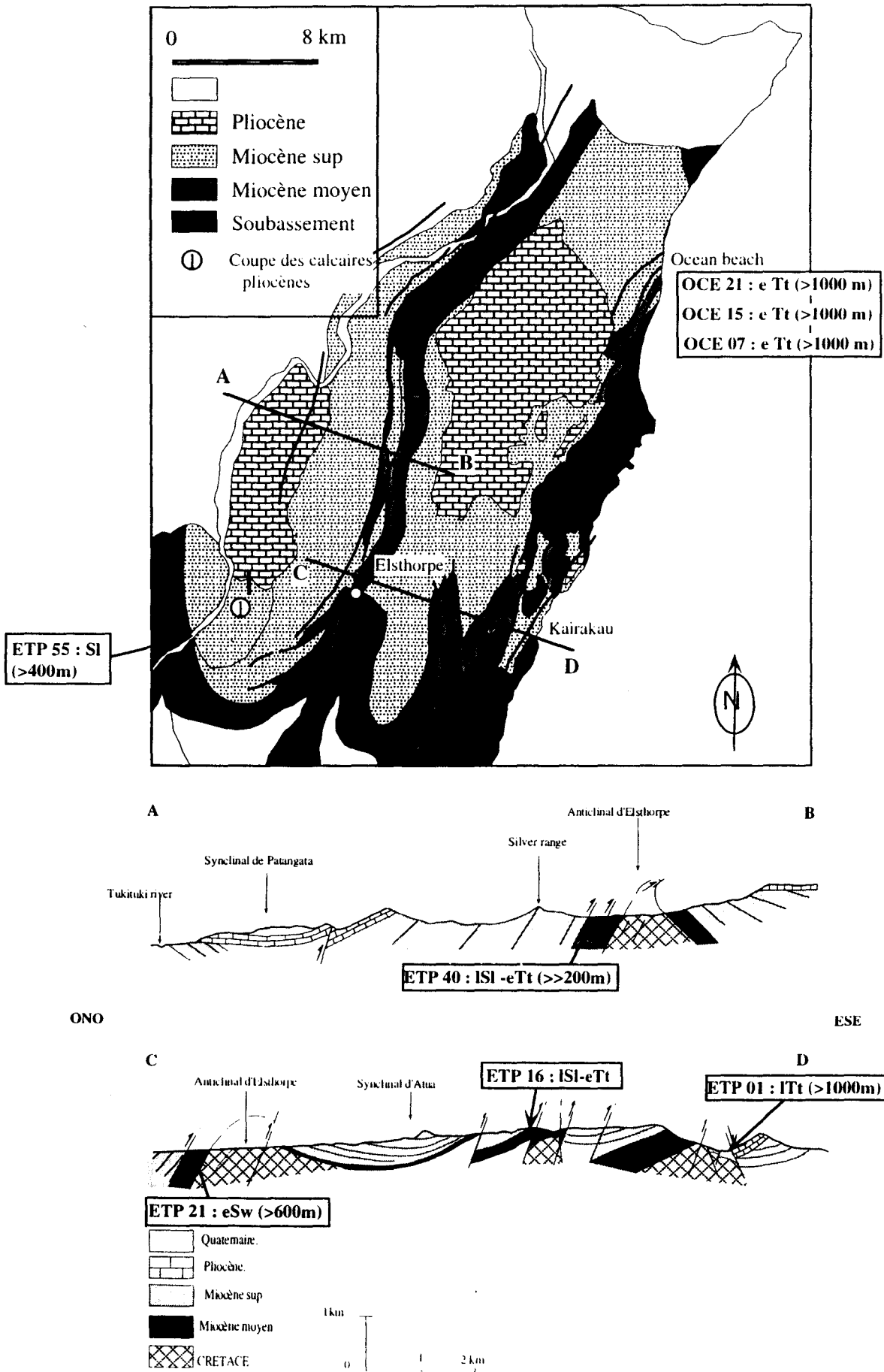


Fig. VI-7 : carte géologique simplifiée du secteur de Makara et coupes géologiques dans le domaine (les numéros d'échantillons sont localisés sur les coupes, >1000m bathymétries) (modifié d'après van der Lingen et Pettinga, 1980).

c) Le Pliocène

Au cours du Pliocène, la sédimentation dans ce domaine est essentiellement représentée par des carbonates et grès bioclastiques.

Sur la bordure orientale du bassin de Makara, ces dépôts pliocènes affleurent au niveau de "Kairakau beach" (fig.VI-7). Des grès bioclastiques et calcaires coquilliers reposent sur des siltstones massifs datés du Miocène supérieur (éch. ETP 01, Tongaporutuan supérieur : environ 7-6 Ma) formant une discordance angulaire de quelques degrés. Les grès bioclastiques de base sont datés de la fin du Pliocène inférieur (fin Opoitian : environ 4 à 3,6 Ma ; Beu, 1992) ; ils sont surmontés par des grès bioclastiques puis par des calcaires coquilliers du Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma ; Beu, 1992). Ces faciès coquilliers sont interprétés comme des dépôts de plate-forme, donc beaucoup moins profonds que les silts du Miocène supérieur immédiatement sous-jacente.

Une coupe détaillée a été levée dans la partie occidentale du bassin, à une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest d'Elsthorpe (coupe n°1 "St Laurence road", fig.VI-7). Les séries bioclastiques du Pliocène reposent encore sur des pélites massives du Miocène supérieur. La succession observée est la suivante (Fig.VI-8) :

- (1) le sommet d'un ensemble de siltstones gris-bleuté avec quelques passées de tufs volcanoclastiques datés du Miocène supérieur (Tongaporutuan supérieur : environ 8 - 6 Ma) ;
- (2) 3 à 4 m de grès bioclastiques dont la base érosive montre un contact brutal avec les siltstones du Miocène. Le caractère érosif de ce contact est marqué par la présence de galets mous de silts ainsi que des galets d'arkoses provenant probablement du soubassement "Torlesse". Ces galets apparaissent jusque environ 20 cm sous le contact. Les grès bioclastiques forment deux bancs massifs qui sont riches en coquilles de bivalves, débris de bryozoaires et galets millimétriques à centimétriques d'arkose et grès du soubassement anté-Miocène. Les structures sédimentaires, avec notamment de nombreuses lamines ondulées à biseau plan (migration des corps sédimentaires), marquent un milieu de forte énergie ;
- (3) environ 12 m d'une barre de grès bioclastiques caractérisée par de nombreuses rides et mégarides de courant dans sa partie inférieure et des lamines planes vers le sommet. Des traces de galets mous ("clay chips") et des galets d'arkose provenant du substratum mésozoïque apparaissent principalement à la base de cet ensemble ;
- (4) 10 m (localement 15 m pour les parties chenalisées) d'une seconde barre de grès bioclastiques montrant une base érosive sur les sédiments sous-jacents. La base, très riche en coquilles d'huîtres et galets, montre une géométrie caractéristique de la base d'un chenal. L'axe du chenal est orienté ENE-OSO (N070°), son sens d'alimentation n'a pu être déterminé.
- (5) environ 6 m formant une dernière barre, toujours constituée de grès bioclastiques. Sa base montre une succession de bancs décimétriques à métriques et le sommet, nettement plus massif, est constitué de grès coquilliers riches en galets. Les figures sédimentaires observées dans cette

unité sont des obliques et rides de courant indiquant des milieux de dépôts de forte énergie. Ce type de faciès évoque plutôt des zones hautes, de type "shoal" (Reineck, 1980 ; Walker, 1987), par rapport aux dépôts chenalisés de l'unité précédente (4).

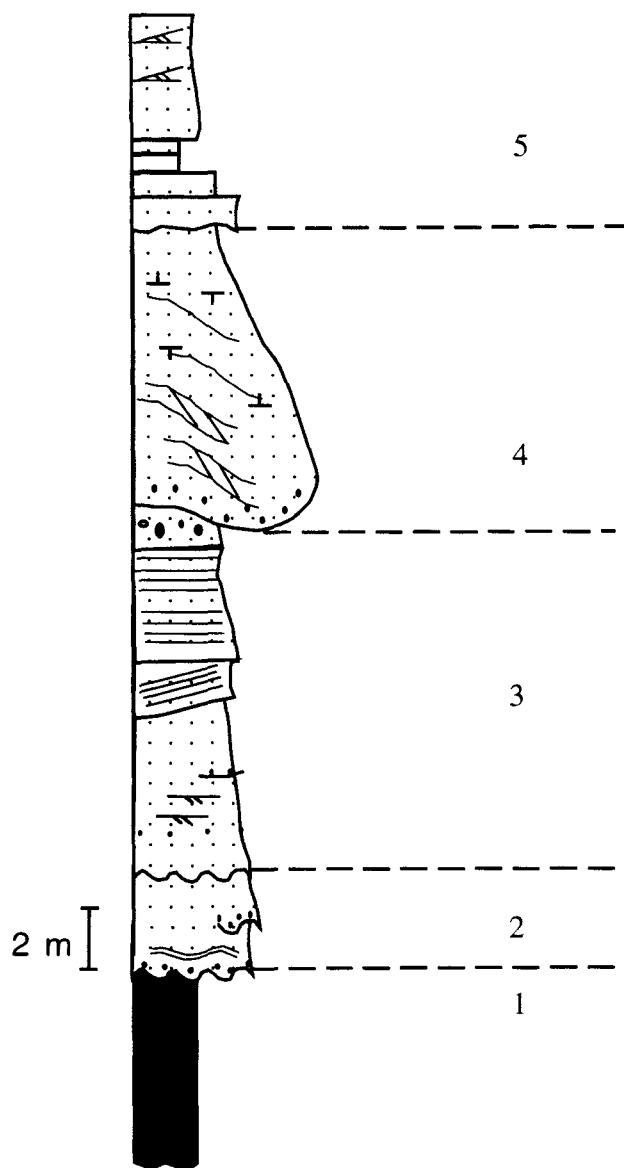


Fig. VI-8 : colonne lithologique des calcaires du Pliocène supérieur du secteur de Makara (localisation coupe 1, fig. VI-7)

L'ensemble de cette série carbonatée (2 à 5) est attribuée par Beu (1992) au Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma), la base étant donc un peu plus récente que sur la bordure orientale du bassin (Kairakau, fig. VI-7).

d) Conclusion

Les sédiments Miocène moyen et supérieur du bassin de Makara se seraient déposés au cours d'une période compressive continue associée à la croissance du prisme d'accrétion (van der Lingen et Pettinga, 1980). Le bassin de Makara est alors interprété par ces auteurs comme un bassin de

penne sur un prisme d'accrétion limité à l'Est comme à l'Ouest par des alignements de plis et chevauchements parallèles à la marge (hauts structuraux). Il est donc assez surprenant, dans ce contexte structural, d'observer un approfondissement important du milieu de dépôt au cours de cette période compressive.

Une lacune stratigraphique couvrant la transition Mio-Pliocène est ici comparable à celle observée plus au Nord, à Mahia Peninsula (Chapitre IV) ; elle représente une période comprenant la fin du Miocène supérieur et une partie du Pliocène inférieur (6 Ma à environ 4 Ma).

La période du Pliocène inférieur terminal à début du Pliocène supérieur est marquée par une sédimentation carbonatée bioclastique représentant des environnements de dépôt peu profonds de type plate-forme interne. La sédimentation carbonatée pliocène débute un peu plus tôt dans la partie orientale de ce domaine et les calcaires sont transgressifs d'Est en Ouest sur un domaine probablement émergé à la fin du Miocène supérieur.

2. Le secteur de Blackhead

Quelques dizaines de kilomètres plus au Sud, une transversale de la Chaîne Côtière entre Waipukurau et Blackhead (fig. VI-1) a permis l'observation et l'échantillonnage de sédiments de la période Néogène. Ce secteur fait partie de la terminaison septentrionale du grand bassin d'Akitio dont la morphologie actuelle est comparable à celle du bassin de Makara. Le remplissage sédimentaire de ce bassin est plus précoce ; il débute dès la fin du Miocène inférieur (Altonian : 19 - 16,5 Ma) qui est discordant sur le soubassement anté-Miocène (Lillie, 1953 ; Kingma, 1971).

Les sédimentation Miocène dans ce bassin est dominée par d'épaisses séries turbiditiques avec des passées de silts massifs.

Cette transversale n'a pas fait l'objet de coupes détaillées ; nous avons cependant prélevé un certain nombre d'échantillons afin d'obtenir des indications d'âge et de paléotranche d'eau d'après les associations de foraminifères.

Un échantillon proche de la base du bassin (93 BLH 12, *cf.* annexe 1), prélevé le long de la "Farm road" à une dizaine de kilomètres au sud-est de Waipukurau, provient d'un ensemble de sédiments silteux massifs. Le contenu faunistique n'a pas permis de confirmer l'âge Miocène inférieur terminal à début du Miocène moyen (Altonian - Cliffdenian, 19 - 15 Ma) déterminé par Kingma (1971). Cependant les assemblages, caractéristiques d'un milieu de dépôt bathyal, indiquent des paléotranches d'eau supérieures à 600 m.

Deux autres échantillons (éch. 93 BLH 01 et 93 BLH 07, *cf.* annexe 1), prélevés respectivement au centre et à l'Est du bassin, confirment le caractère profond des premiers dépôts du bassin d'Akitio. Il proviennent d'un ensemble de turbidites fines pour le premier et de siltstones massifs pour le second. Les assemblages faunistiques indiquent des paléotranches d'eau supérieures à 1000 m. Les associations de foraminifères du premier échantillon (93 BLH 01) sont représentatives de la partie inférieure du Miocène moyen, voire plus ancien (Lillburnian ou plus ancien : 19 ? - 12 Ma). Vers l'Est, l'autre échantillon (93 BLH 07) est probablement un peu plus récent : il a livré une faune de la fin du Miocène moyen au Miocène supérieur (Waiauan à Kapitean : 12 - 5 Ma).

Les séries du Pliocène n'affleurent pas sur cette transversale qui permet donc uniquement de confirmer le caractère profond de la sédimentation turbiditique et silteuse du Miocène dans ce domaine.

C. SYNTHÈSE

Cette transversale de la partie septentrionale du domaine avant-arc comprenant l'actuel bassin avant-arc et la Chaîne Côtière (entre la dépression d'Ohara et le bassin de Makara) montre une nette différence entre les périodes de sédimentation Miocène et Pliocène.

Le Miocène, principalement moyen et supérieur, se caractérise par une sédimentation turbiditique et silteuse profonde (tranches d'eau supérieures à 600 m, souvent supérieures à 1000 m). Ces sédiments bien exprimés dans l'ensemble de la Chaîne Côtière, sont quasiment absents du domaine occidental (bassin avant-arc actuel). L'étude des faciès et des associations faunistiques montrent une tendance à l'approfondissement des bassins depuis le Miocène moyen jusqu'au Miocène supérieur. Ceci met en évidence une période de subsidence significative au moins au cours du Miocène supérieur.

Le Pliocène présente toujours un faciès très différent du Miocène, dominé par des grès bioclastiques et calcaires coquilliers alternant parfois avec des ensembles silto-sableux. Ces séries sont caractéristiques de milieux peu profonds (principalement plate-forme interne à littoral). Les dépôts pliocènes apparaissent sur la totalité du domaine avant-arc jusqu'aux pieds de la Chaîne Axiale. Leur base est toujours érosive sur un soubassement Miocène à l'Est, Crétacé-Paléogène au centre et Jurassique à l'Ouest. Quelques dépôts apparaissent à l'extrémité orientale de cette transversale dès la fin du Pliocène inférieur et recouvrent l'ensemble de ce domaine à partir de la base du Pliocène supérieur (3,6 Ma). Cette transgression est marquée par le dépôt des calcaires gréseux bioclastiques à l'Est et des séries silto-sableuses vers l'Ouest. Les calcaires bioclastiques s'installent donc un peu plus tardivement dans la partie occidentale du domaine avant-arc.

Les dépôts de la fin du Pliocène et du début du Pléistocène sont conservés uniquement dans l'actuel bassin avant-arc et sur ses bordures. La sédimentation reste dominée par des calcaires bioclastiques alternant avec des silts plus ou moins sableux formant une succession de séquences cycliques.

Une sédimentation conglomératique, principalement continentale, s'installe à partir du Pléistocène supérieur (1,5 Ma environ).

III. WAIRARAPA

La région du Wairarapa s'étend depuis la Chaîne Axiale jusqu'à la côte orientale dans la terminaison méridionale de l'Île Nord. Les trois principaux éléments morpho-structuraux du domaine avant-arc émergé sont bien exprimés dans cette région avec de l'Ouest vers l'Est (fig. VI-9) :

- la Chaîne Axiale constituée essentiellement de séries d'âge Trias-Jurassique fortement déformées (soubassement Torlesse) ;
- le Bassin avant-arc correspondant à une plaine bien marquée ("Wairarapa Plain") entre Chaîne Axiale et Chaîne Côtière ;
- la Chaîne Côtière caractérisée par des séries d'âge Crétacé - Tertiaire, dont les déformations ont enregistré les épisodes tectoniques liés au fonctionnement de la subduction depuis la base du Miocène (Chanier, 1991).

A. LE BASSIN AVANT-ARC

Sa structure d'ensemble a été analysée par le biais de quelques profils de sismique réflexion (Cape *et al.*, 1990 ; Lamarche *et al.*, 1995) et par l'étude des zones d'affleurement essentiellement sur ses bordures (Neef, 1984 ; Wells, 1989a ; Neef, 1992a et 1992b ; Kelsey *et al.*, 1995). Nous avons étudié plus particulièrement les affleurements de deux secteurs sur les bordures occidentale et orientale du bassin.

Les données exposées dans ce paragraphe constituent une synthèse de nos observations et des études antérieures.

1. Bordure occidentale du bassin : le secteur d'Eketahuna

Le contact du bassin avant-arc avec la Chaîne Axiale (à l'Ouest), est le plus souvent matérialisé par de grandes failles décrochantes (Wellington Fault, Wairarapa Fault) séparant le socle "Torlesse" des séries cénozoïques (fig.VI-9). Dans la région d'Eketahuna, ces grandes failles marquent un domaine en transpression plus prononcé (Lamarche *et al.*, 1995) qui permet localement la remontée du soubassement avec sa couverture cénozoïque.

a) Le Miocène

Le contact des sédiments néogènes sur le soubassement a été observé au nord-est d'Eketahuna (fig.VI-10). Il s'agit d'une série dont les pendages sont d'environ 20° vers le Nord-Ouest reposant en discordance sur le soubassement Trias-Jurassique du Torlesse qui présente des pendages forts d'environ 80° vers l'Ouest. Ce sont des conglomérats à galets centimétriques et à matrice silto-sableuse dont l'épaisseur peut atteindre localement 150 m (Neef, 1984). La base de la série a été attribuée à la base du Miocène supérieur dans ce secteur d'Eketahuna malgré l'absence de faunes dans ces conglomérats (environ 10 - 9 Ma, Kelsey *et al.*, 1995).

Ces conglomérats sont surmontés d'une formation sableuse du Miocène supérieur (environ 9 - 5 Ma, Neef, 1984) dont l'épaisseur atteint 150 m dans ce secteur. Ce sont des sédiments marins déposés sous des paléotranches d'eau relativement faibles, inférieures à 100 m (Kennet, 1966).

Localement on observe des calcaires coquilliers à galets de soubassement Torlesse dans la partie terminale du Miocène supérieur (Kelsey *et al.*, 1995). Les sédiments du Miocène supérieur

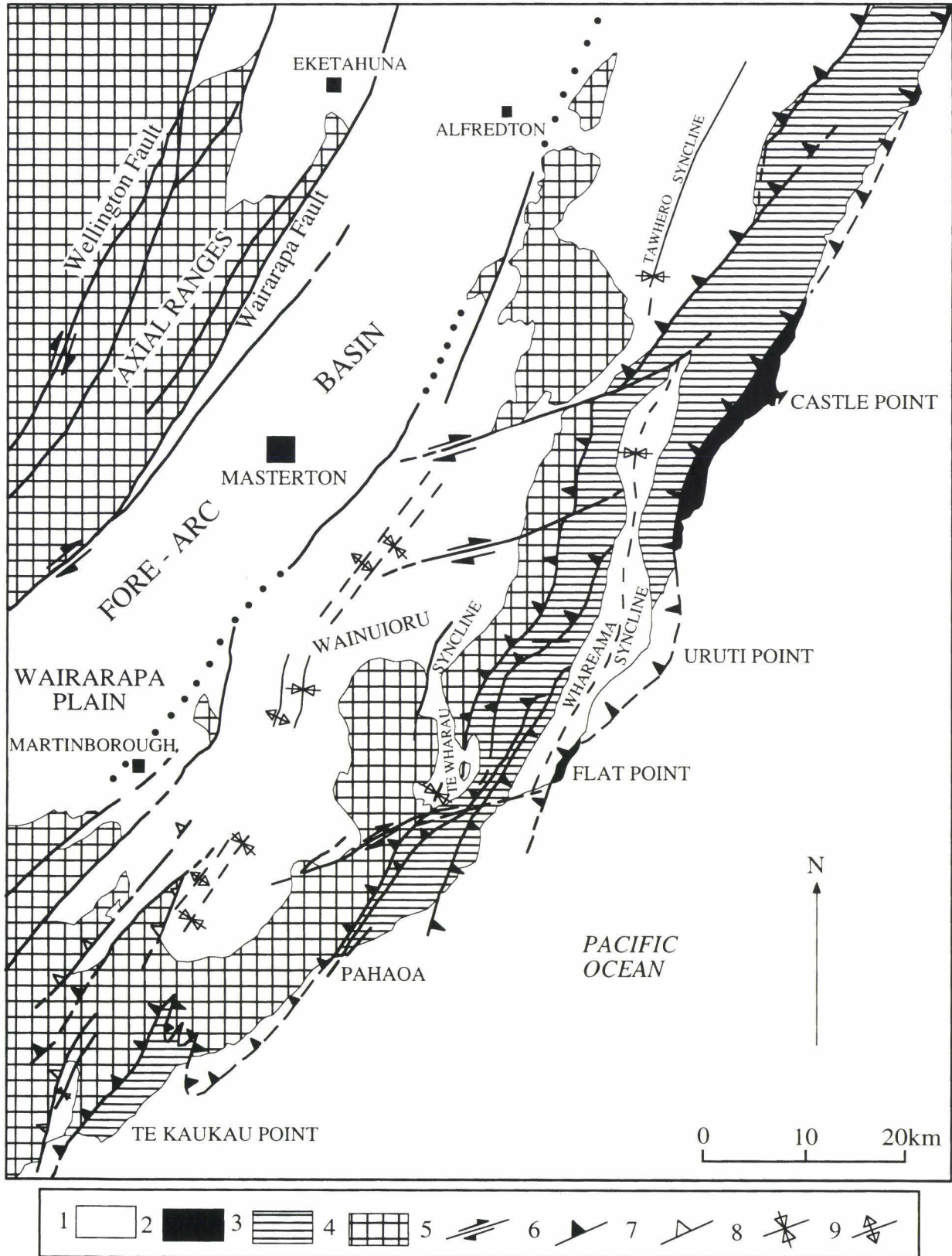


Fig. VI-9 : carte structurale du secteur de Wairarapa (modifiée d'après Chanier, 1991).

1 : dépôts de la fin du Miocène inférieur à Quaternaire ; 2 : dépôts d'âge miocène basal ; 3 : unité anté-Miocène (100-400 Ma) ; 4 : soubassement Torlesse (anté-Crétacé supérieur) ; 5 : décrochements ; 6 : contacts tangentiels ; 7 : faille inverse récente ; 8 : axes synclinaux ; 9 : axes anticlinaux

sont de moins en moins épais vers l'Ouest et sont représentés uniquement par quelques niveaux de conglomérats vers la Chaîne Axiale (fig.VI-11).

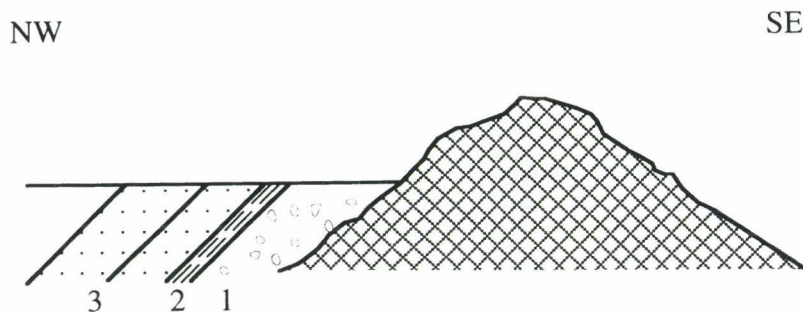


Fig. VI-10 : contact entre les sédiments du Miocène supérieur et le soubassement Trias-Jurassique du Torlesse dans le secteur d'Eketahuna)
1 : conglomérats de base ; 2 : niveaux argileux ; 3 : sables

b). Le Plio-Pléistocène

Les sédiments du Pliocène ont été observés au Nord d'Eketahuna où ils reposent en contact normal sur les sédiments du Miocène supérieur (fig.VI-11, secteur d'Eketahuna).

La base de la série est constituée de grès fins qui passent dans la partie supérieure à des silts argileux gris-bleu massifs, homogènes. Ces dépôts sont datés du Pliocène inférieur (Neef, 1984). L'épaisseur de cette formation est d'environ 250 m dans le secteur d'Eketahuna mais elle disparaît latéralement dans la partie occidentale, sur la bordure de la Chaîne Axiale (Kelsey *et al.*, 1995). Ces sédiments se sont déposés dans des environnements de dépôt qui se situent entre 300 m pour les sables de base et environ 1200 m pour les silts sommitaux.

Cette formation est surmontée d'une série turbiditique dont l'épaisseur moyenne dans ce secteur est d'environ 300 m. Ces turbidites sont constituées d'alternances d'arénites en bancscentimétriques et de silts en bancs décimétriques. Les faciès et les associations faunistiques indiquent que cette formation de turbidites fines correspond à des dépôts de forte profondeur, avec des paléotranches d'eau supérieures à 1000 m (Vella, 1963 ; Neef, 1984).

La fin de la série du Pliocène inférieur est constituée de siltstones massifs gris et de grès dont l'épaisseur est d'environ 200 m. Les environnements de dépôts de ces sédiments correspondent à des domaines bathyaux supérieurs, entre 300 et 600 m (Neef, 1984).

Les sédiments du Pliocène supérieur sus-jacents sont localement discordants sur les dépôts du Pliocène inférieur. Cette discordance, lorsqu'elle apparaît, présente un angle faible (jusque 8° au maximum, Neef 1984) entre Pliocène inférieur et supérieur (environ 3,6 Ma). La base du Pliocène

supérieure est constituée de calcaires coquilliers dont l'épaisseur est de quelques mètres dans le secteur d'Eketahuna. Ces calcaires passent latéralement à des conglomérats marins dans le secteur occidental, vers la Chaîne Axiale.

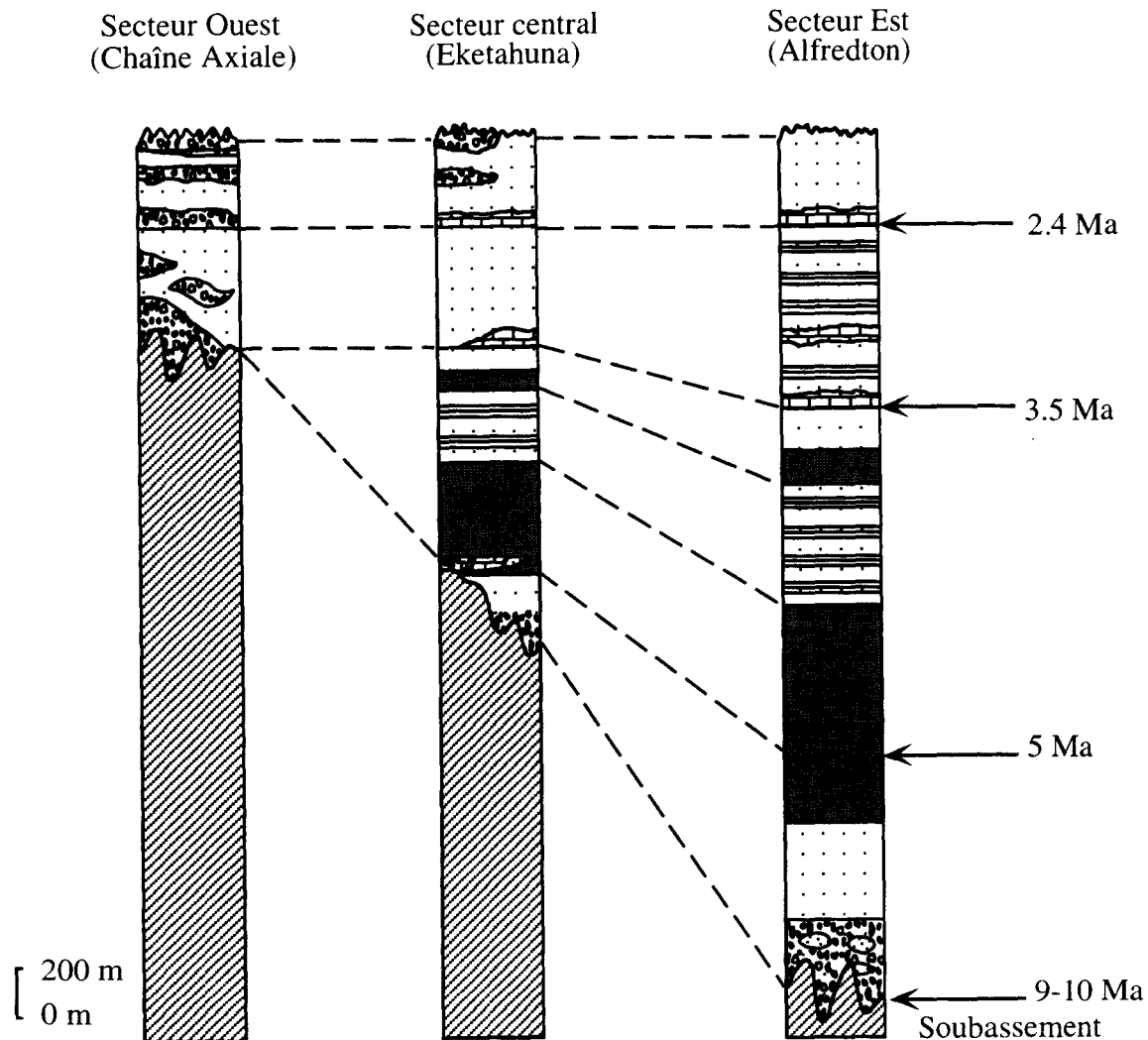


Fig. VI-11 : colonnes lithostratigraphiques dans le domaine avant-arc des secteurs d'Eketahuna et d'Alfredton (modifié d'après Kelsey *et al.*, 1995)

Ils sont surmontés d'une série silteuse à gréseuse d'environ 450 m d'épaisseur (Kelsey *et al.*, 1995). L'âge de cette formation est Waipipian à Mangapanian (3,6 - 2,4 Ma).

En bref, après une période de dépôts peu profonds pour les calcaires de base, avec environ 50 m de paléotranche d'eau, le milieu devient plus profond et correspond alors à un environnement de dépôt de type plate-forme externe à bathyal supérieur (paléotranches d'eau d'environ 300 m ; Neef, 1984).

Les sédiments les plus récents rencontrés dans ce secteur sont représentés par un ensemble où alternent des calcaires coquilliers, des grès et des silts. Les calcaires coquilliers de base de cette

unité sont datés à 2,4 Ma par les méthodes de la magnétostratigraphie et les calages sur courbes isotopiques de l'oxygène (Edwards, 1987). Des conglomérats fluviaux s'intercalent dans la partie moyenne et supérieure de cette série (fig.VI-11). Cette partie supérieure dominée par les conglomérats fluviaux est attribuée au Pléistocène inférieur (jusqu'à environ 0,5 Ma ; Kelsey *et al.*, 1995).

2. Bordure orientale du bassin : le secteur d'Alfredton

Les séries néogènes du bassin avant-arc sont bien développées sur la bordure occidentale de la Chaîne Côtière. Ils reposent en contact direct sur le soubassement Trias-Jurassique (fig.VI-11, secteur d'Alfredton).

a) Le Miocène

Les sédiments de la période Miocène dans cette partie du bassin affleurent bien dans la région d'Alfredton (fig.VI-9). Les sédiments rencontrés dans ce secteur sont comparables à ceux observés sur la bordure occidentale du bassin avant-arc mais les épaisseurs des séries y sont ici plus importantes, supérieures à 1000 m (Kelsey *et al.*, 1995).

La base est constituée de conglomérats dont l'épaisseur atteint plus de 200 m. Leur âge a été attribué à la base du Miocène supérieur (environ 10-9 Ma).

Ils sont surmontés d'une épaisse série sableuse à la base, plus silteuse vers le sommet, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 800 m.

Les environnements de dépôts des sédiments sont de plus en plus profonds au cours de cette période, passant de domaines peu profonds pour les grès de base (paléotanches d'eaux faibles d'environ 100 m) à des domaines bathyaux pour les séries silteuses supérieures (paléotanches d'eau d'environ 600 m).

b) Le Pliocène

Le passage Mio-Pliocène apparaît ici continu et ne montre pas de rupture brutale dans la sédimentation comme on peut l'observer plus à l'Ouest (vers Eketahuna, fig.VI-11). Ce sont des siltstones massifs gris-bleuté riches en débris de coquilles dont l'épaisseur peut atteindre 600 m. Les environnements de dépôts de ces silts se situent dans l'étage bathyal supérieur (300 - 600 m) et sont plus profonds dans la partie sommitale (supérieurs à 600 m ; Neef, 1984).

Le Pliocène inférieur se poursuit par une série de turbidites dont l'épaisseur atteint ici plus de 600 m. Les associations de foraminifères montrent que ces séries se sont déposées dans des milieux profonds, sous des paléotanches d'eau supérieures à 1000 m.

Le Pliocène inférieur (5 - 3,6 Ma) se termine par un ensemble de grès fins jaunâtres peu indurés dont l'épaisseur atteint 300 m. Les environnements de dépôts de cette dernière formation

sont mal contraints puisque les paléotranches d'eau, comprises entre 250 et 920 m (Neef, 1984), n'ont pas pu être précisées.

La base du Pliocène supérieur est caractérisée par l'apparition de calcaires bioclastiques marquant une chute des paléotranches d'eau à cette période. Ces séries du Pliocène supérieur (Waipipian - Mangapanian : 3,6 - 2,4 Ma) sont constituées de calcaires bioclastiques et de grès coquilliers alternant avec des silts sur une épaisseur de 500 m.

Les derniers dépôts du Pliocène supérieur (Nukumaruan-Castlecliffian, 2,4 - 0,4 Ma, Neef, 1984) sont constitués de calcaires coquilliers à la base et de grès vers le sommet. L'épaisseur totale de cet ensemble peut atteindre 300 m et les environnements de dépôt de ces sédiments restent peu profonds durant cette période (domaines de plate-forme).

3. Apport des profils sismiques

Un profil sismique a été réalisé à travers l'ensemble du bassin avant-arc (Cape *et al.*, 1990) à la hauteur de Masterton (fig.VI-9). L'interprétation de cette ligne sismique (fig.VI-12 ; Cape *et al.*, 1990) a mis en évidence un certain nombre de discontinuités plus ou moins importantes. La première correspond à la discordance du Miocène supérieur sur le soubassement du Torlesse. Elle est bien marquée sur la totalité du transect.

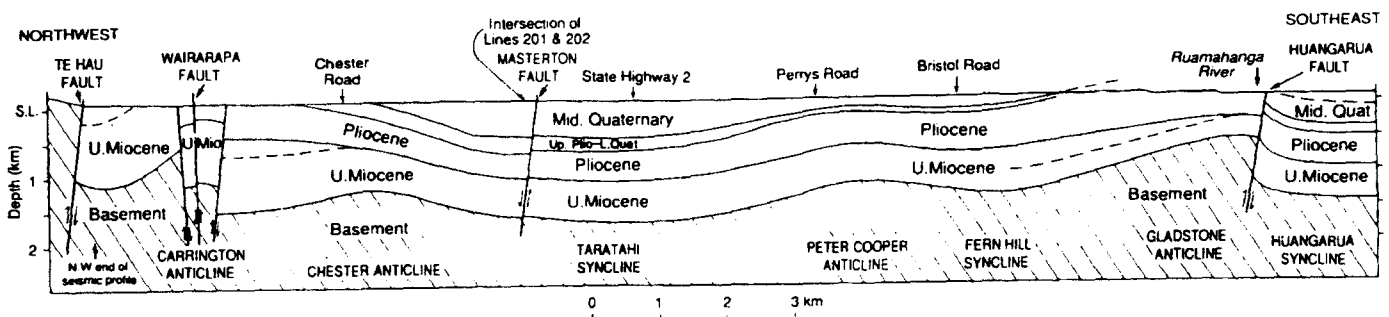


Fig. VI-12 : profil sismique dans la plaine de Wairarapa (Cape *et al.*, 1990)

Au dessus de cette surface de discordance, on note la présence d'une série continue attribuée au Miocène supérieur, épaisse de 400 m à 1000 m environ.

Une deuxième surface de discontinuité apparaît au dessus de cet ensemble. Il s'agit d'une discordance angulaire peu prononcée qui est surtout nettement exprimée sur la bordure occidentale du bassin. Cette discontinuité a été corrélée avec des niveaux de sables glauconieux ("Makara greensand") observés dans la Chaîne Côtière pour la région du Wairarapa, et à des calcaires bioclastiques ("Opoiti limestones") de la région Nord de Hawke's Bay (Cape *et al.*, 1990). Ces deux formations se sont déposées dans l'intervalle de temps compris entre 4,5 et 5 Ma. Cependant, le calage stratigraphique des réflecteurs présente des incertitudes et cette discontinuité pourrait être un peu plus récente. L'ensemble attribué au Pliocène inférieur surmontant cette discontinuité est épais d'environ 300 à 400 m.

Une discontinuité mineure (non représentée sur le profil) à été signalée au-dessus de cet ensemble, à la base du Pliocène supérieur (3,6 Ma). La série sus-jacente correspond à un ensemble continu d'âge Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur représentant une épaisseur totale de l'ordre de 250 m.

Le Pléistocène inférieur (jusque environ 1 Ma) est surmonté par le Pléistocène supérieur montrant un ensemble de discordances angulaires en éventail sur les flancs des plis qui affectent l'ensemble du Miocène à Pléistocène inférieur. Ces discordances successives ont été interprétées comme marquant l'épisode de plissement des sédiments du bassin avant-arc ; on peut ainsi considérer que l'essentiel du plissement de la série Mio-Pliocène dans ce domaine intervient à partir du Pléistocène supérieur, au alentours de 1 Ma (Cape *et al.*, 1990).

4. Conclusions

Les sédiments déposés dans ce secteur durant la période néogène (Miocène supérieur à Pléistocène inférieur) présentent des épaisseurs importantes à l'Est. L'épaisseur de ces séries diminue vers l'Ouest, très rapidement lorsque l'on se rapproche de la Chaîne Axiale (fig.VI-11).

La période Miocène à Pliocène inférieur est caractérisée par une transgression majeure des sédiments sur le domaine avant-arc. Le maximum de tranche d'eau aux abords de la Chaîne Axiale semble intervenir au Pliocène inférieur. La période Mio-Pliocène inférieur est marquée par un net approfondissement des milieux de dépôt. Cette région reste un domaine de sédimentation profonde jusqu'à la fin du Pliocène inférieur (environ 3,6 Ma). Une discordance d'angle faible, attribuée à la limite Mio - Pliocène, a été mise en évidence par la sismique (Cape *et al.*, 1990). Cette discordance, non repérée par l'étude de terrain, correspondrait à la discontinuité sédimentaire marquée par les calcaires et grès bioclastiques dans le secteur d'Eketahuna, datés de la fin du Miocène supérieur.

Une discontinuité sédimentaire importante a été reconnue à la transition Pliocène inférieur - Pliocène supérieur. Elle est marquée par une chute remarquable des paléotranches d'eau qui passent d'environnements de dépôts profonds au Pliocène inférieur à des environnements de plate-forme au Pliocène supérieur. Cette discontinuité sédimentaire, qui apparaît sur la totalité du transect, correspond à une discordance angulaire bien marquée aux abords de la Chaîne Axiale (de l'ordre de 8° au Nord-Ouest d'Eketahuna).

La ligne sismique réalisée sur la transversale de Masterton (Cape *et al.*, 1990) met en évidence une discontinuité plus récente (vers 1 Ma), correspondant au début d'un épisode majeure de déformation compressive (formations des plis) qui affecte ce domaine et qui continue actuellement.

B. LA CHAÎNE CÔTIÈRE

Les déformations compressives récentes (essentiellement 1 Ma - actuel) s'accroissent vers l'Est du bassin avant-arc et l'émergence d'anticlinaux à armature de calcaire quaternaire forment les premiers reliefs de la Chaîne Côtière (Lamb et Vella, 1987 ; Chanier, 1991). Ces plis récents

permettent l'affleurement de l'ensemble de la série néogène et de son soubassement Jurassique - Crétacé inférieur (Torlesse). L'ensemble Miocène à Quaternaire affleure bien dans les vallées des secteurs de Wainuioru et de Martinborough (fig.VI-9). Plus à l'Est les sédiments néogènes, essentiellement miocènes, sont préservés dans le coeur des synclinaux.

1. le secteur de Wainuioru

Dans le secteur de Wainuioru (fig.VI-9), le Néogène correspond à des sédiments marins constituant une série monoclinale à pendages faibles (10 à 30°) vers le Nord Ouest. L'ensemble de la série néogène de ce secteur a été étudié par Crundwell (1987) qui a analysé les assemblages de foraminifères afin de préciser la biostratigraphie et l'évolution des tranches d'eau.

a) Le Miocène

La base de la série néogène affleure bien en amont de la vallée de "Kuahamanga Stream". Les sédiments d'âge Miocène reposent en discordance sur un soubassement très déformé (fig.VI-13).

Le soubassement est constitué principalement d'alternances de turbidites arkosiques et de pélites noires dans lesquelles s'intercalent parfois des niveaux de radiolarites et des coulées de basaltes. Cet ensemble a été daté du Crétacé inférieur par les faunes d'Inocérames qu'il contient (Chanier, 1991). Le Néogène discordant présente la succession suivante (fig.VI-13 et VI-14A) :

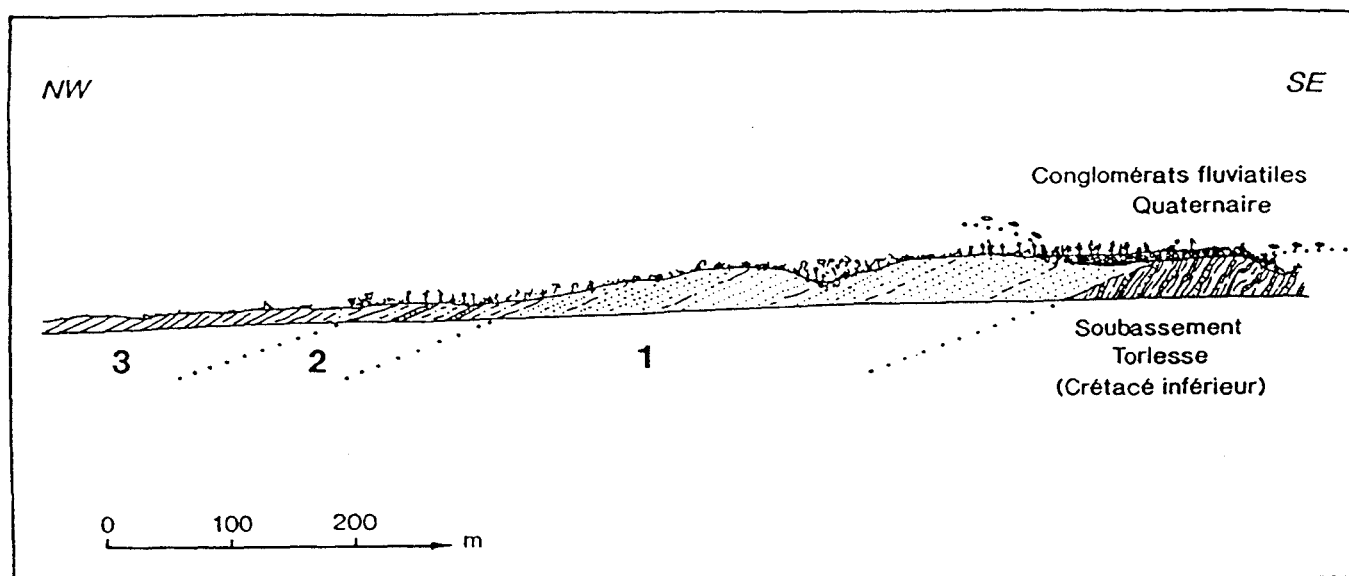


Fig.VI-13 : base de la série du Miocène moyen dans le secteur de Wainuioru (Chanier, 1991)

(1) environ 150 m d'arénites fines massives de couleur gris-bleu. De nombreux niveaux coquilliers, dont les coquilles entières de lamellibranches et gastéropodes soulignent des structures en auge

et en mamelons ("swaley" et "hummocky cross stratifications"). Ces structures sédimentaires se rencontrent dans les milieux agités dominés par la houle (de type "shoreface" supérieur).

La série devient progressivement plus silteuse vers le sommet et montre alors quelques niveaux à galets mous argileux et à obliques d'angle faible.

Cet ensemble a été daté du Langhien à la base du Serravalien (Clifdenian - early Lillburnian : 16,5 - 14 Ma environ ; Crundwell, 1987). La sédimentation néogène débute donc ici dès le Miocène moyen.

- (2) une cinquantaine de mètres de silts et argiles gris-bleuté alternant avec quelques bancs (10 à 30 cm) de grès gris clair à fines laminations parallèles. Les bancs gréseux sont de plus en plus rares vers le sommet ;
- (3) environ 800 à 900 m de silts argileux massifs contenant des concrétions carbonatées dispersées. Au sein de cet ensemble, on note l'existence de certaines passées de sables argileux massifs localement riches en débris de coquilles. L'ensemble de cette formation contient des assemblages de faunes l'attribuant à la partie supérieure du Miocène moyen, Langhien supérieur à Serravallien inférieur (Lillburnian : 12 - 15 Ma ; Crundwell, 1987).

D'après les faciès et les associations faunistiques, les environnements de dépôt relatifs à cet ensemble sont peu profonds à la base et restent de type plate-forme, plutôt externe, vers le sommet.

La formation sus-jacente, de la fin du Miocène moyen, affleure particulièrement bien dans les gorges de "Parimu Stream", environ 5 km plus au Nord. Il s'agit d'un ensemble de grès fins, épais d'environ 150 m, qui repose en conformité sur les silts massifs décrits précédemment. On peut subdiviser ces grès en deux principaux ensembles lithologiques (fig.VI-14A, unité 4) :

- 80 m de sables fins bien classés à gros gastéropodes à la base. Ils passent à des niveaux riches en coquilles plus petites et plus fines, avec de nombreuses bioturbations. La partie supérieure est constituée de sables fins lités à rares bivalves remaniés ;
- 60 à 70 m de sables fins plus pauvres en macrofaune avec quelques coquilles éparses (débris de bivalves et rares gastéropodes). Cet ensemble est bien lité dans sa partie inférieure. La partie supérieure, plus argileuse, montre de nombreuses bioturbations dans la masse.

Les associations de faunes extraites de cet ensemble sont caractéristiques de la fin du Serravalien (Waiauian : 10,5 - 12 Ma). Les associations faunistiques attribuent à cette formation des environnements de dépôts de plate-forme interne (Crundwell, 1987). La présence d'HCS (Humocky Cross Stratification) et de cicatrices d'érosion planes à laminées indiquent une action des tempêtes et confirment ainsi un environnement de type "offshore" inférieur à supérieur.

Les séries de la fin du Miocène moyen et de l'ensemble du Miocène supérieur sont constituées de sédiments silto-argileux massifs épais d'environ 500 m (fig.VI-14A, unité 5). Cette série monotone comporte quelques rares passées de turbidites fines. D'après les associations de foraminifères contenues dans ces dépôts, ils correspondent à des sédiments d'environnement bathyal qui s'approfondissent nettement au cours de cette période, depuis environ 400 m jusqu'à environ 1000 m de paléotranches d'eau (Crundwell, 1987).

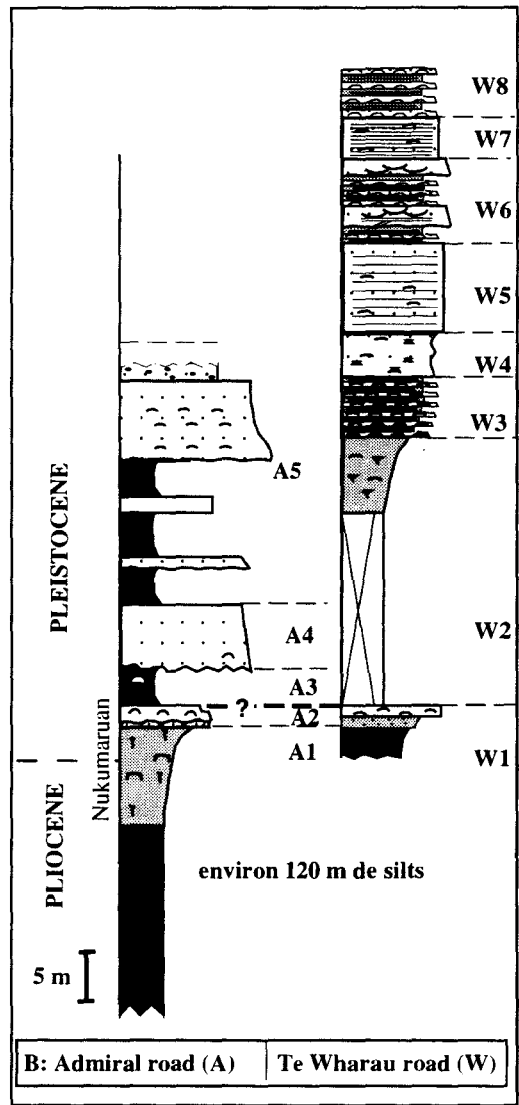
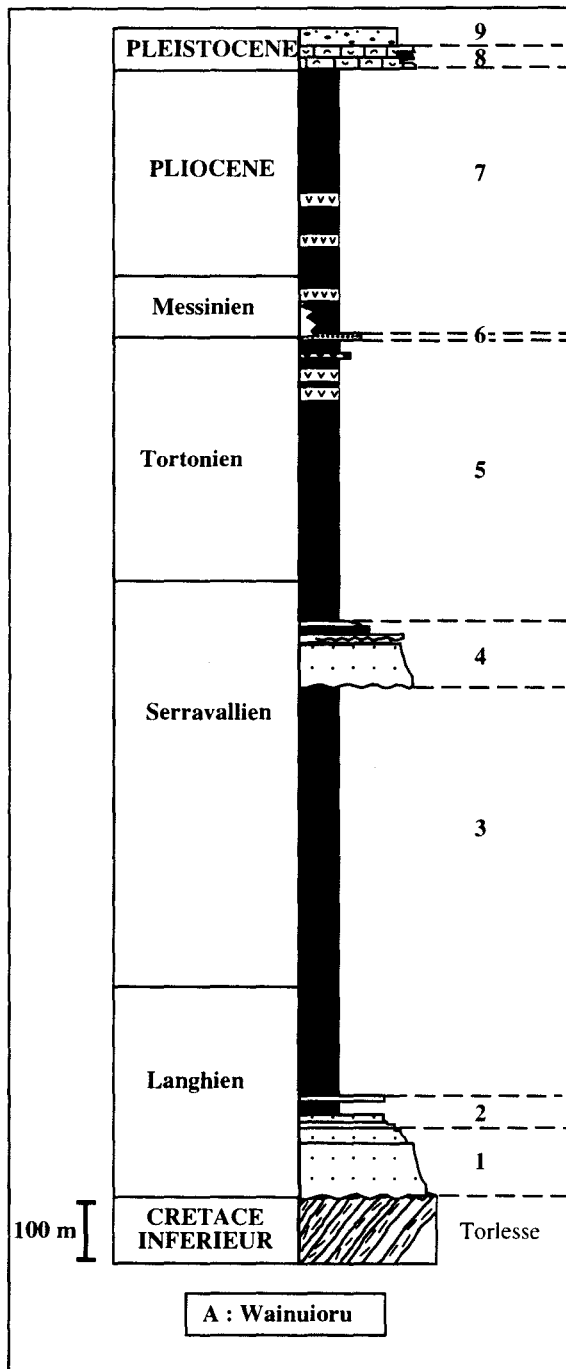


Fig.VI-14 : A : colonne lithostratigraphique récapitulative des séries cénozoïques du secteur de Wainuioru (d'après Crundwell, 1989) ; B : colonne lithostratigraphique récapitulative des coupes levées dans le secteur de l'Admiral road (A) et de Te Wharau road (W)

La partie terminale du Miocène supérieur est marquée par la présence d'un niveau particulier qui a été décrit sous le nom de "Makara greensand" (fig.VI-14A, unité 6). Il s'agit d'un niveau argileux caractérisé par une grande abondance de grains millimétriques de glauconie. Ce niveau d'argile à glauconie est généralement d'épaisseur métrique mais peut atteindre localement 15 m d'épaisseur (Crundwell, 1987). Il ne contient pas de faune bien préservée mais les datations par encadrement montrent localement qu'il est probablement du Messinien inférieur (Kapitean inférieur, 6 - 5,5 Ma). Ce niveau représente parfois une lacune assez importante (fin Tortonien à début du Pliocène, environ 7 - 8 Ma à 4,5 Ma) qui pourrait être uniquement apparente et liée à une absence de datations dans le niveau glauconieux condensé.

b) Le Pliocène

L'ensemble du Pliocène (fig.VI-14A, unité 7) correspond encore à des silts et argiles massifs parfois plus riches en sable fin. Les sédiments silto-argileux sont carbonatés et présentent parfois des concrétions ovoïdes calcaires. Les passées plus sableuses sont plus fréquentes dans la partie supérieure et la teneur en macrofossiles (lamellibranches et gastéropodes essentiellement) augmente graduellement vers le sommet. L'ensemble de cette formation, qui atteint 650 à 850 m d'épaisseur, correspond à la quasi totalité de la période Pliocène (Crundwell, 1987). La base a été datée du Pliocène inférieur (Opoitian, 5 - 3,6 Ma) et le sommet du Nukumaruan inférieur (2,4 - 1,8 Ma) et aucune lacune n'a pu être décelée dans cet ensemble de par les datations micropaléontologiques.

La base de la série correspond à un milieu de dépôt profond, avec environ 800 à 1200 m de paléotranche d'eau (Crundwell, 1987) comparable au sommet du Miocène. Par la suite, à partir de la base du Pliocène inférieur (environ 3,6 Ma), les environnements de dépôt ont tendance à évoluer vers des milieux de moins en moins profonds, jusque environ 300 m de paléotranche d'eau au Nukumaruan inférieur (2,4 - 1,8 Ma).

Les séries du Miocène supérieur et du Pliocène sont donc apparemment continues avec la persistance d'une sédimentation détritique fine. La seule rupture notable dans cette série monotone est marquée par la présence des argiles à glauconie à la fin du Miocène supérieur ("Makara greensands").

c) Le Pléistocène

La partie inférieure du Pléistocène affleure bien dans les tranchées de routes de "Te Wharau Road" et "Admiral Road" (fig.VI-9). La coupe de "Admiral Road" présente un affleurement continu du passage Pliocène - Pléistocène. On rencontre ainsi la succession suivante (fig.VI-14B) :

- (A1) environ 120 m de silts argileux et marneux homogènes bleutés très bioturbés. Ce faciès correspond à la partie supérieure du Pliocène (fig.VI-14A, sommet de l'unité 7), daté par les associations de foraminifères du Nukumaruan inférieur, entre 2,4 et 1,8 Ma (Crundwell, 1987). Ces silts sont riches en bioclastes entiers (gastéropodes, coquilles d'huîtres, radioles d'oursins...)

souvent dispersés dans la série et parfois accumulés sous la forme de lits coquilliers discontinus. Vers le sommet, cette formation devient plus riche en sable ;

- (A2) environ 2 m d'une barre de grès bioclastiques que l'on peut subdiviser de la façon suivante, avec de la base au le sommet :
 - des sables fins microbioclastiques bioturbés contenant quelques clastes millimétriques de quartzite du Torlesse et de nombreux grains de glauconie ;
 - un banc massif (1 m) de grès microbioclastiques moins riches en glauconie que les précédents. La base de ce banc est érosive ;
 - un sommet plus silteux, riche en bioturbations et en coquilles de bivalves entiers.
- (A3) 3 m de silts carbonatés, glauconieux à la base, s'enrichissant progressivement en bioclastes. Ils passent à des sables fins riches en grosses coquilles de bivalves entiers, en position de vie. On note l'apparition de balanes dont le substrat dur est constitué par les coquilles des grands Pectinidés ;
- (A4) 7 à 8 m de sables moyens bioclastiques riches en balanes et Chlamys, présentant un litage décimétrique. La base de chacun des bancs est très grossière, riche en grandes coquilles.
- (A5) 35 m présentant trois séquences comparables à la séquence précédente (alternances de silts et de grès bioclastiques qui correspondent aux unités A3 et A4). Cette partie supérieure de la formation de calcaires bioclastiques affleure mal ici et peut être détaillée plus au Nord, le long de "Te Wharau Road".

Cette barre carbonatée (A2 à A5), épaisse d'environ 50 m, porte le nom de "Pukenui limestones". Elle est surmontée par des sables fins massifs qui s'enrichissent rapidement en galets arrondis provenant essentiellement du soubassement Torlesse. Les associations de faunes contenues dans les calcaires bioclastiques indiquent un âge Pliocène terminal à Pléistocène inférieur (Partie supérieure du Nukumaruan : environ 2 Ma à plus de 1,2 Ma).

Les calcaires Pukenui du Pléistocène inférieur forment une barre facilement repérable dans le paysage ; on peut suivre cette barre sur plusieurs dizaines de kilomètres. La route entre Gladstone et Te Wharau ("Te Wharau Road") recoupe la barre des "Pukenui Limestones" à 9 km au Nord de "Admiral Road". Cette coupe offre de bons affleurements de l'ensemble de la barre de calcaires coquilliers et on observe de la base au sommet la succession suivante (fig. VI-14B) :

- (W1) 5 m de silts qui s'enrichissent en sable vers le haut, puis passent à un niveau de grès bioclastiques épais de 1,5 m ;
- (W2) environ 25 m d'une séquence dont la base silto-argileuse affleure mal. Elle évolue vers des silts riches en sable fin au sommet ;

- (W3) 10 m d'alternances décimétriques de sables glauconieux à grands bioclastes et de sables argileux très riches en bioturbations. De telles successions ont été décrites dans des environnements de dépôt de type shoreface de faible énergie (Reineck, 1980 ; Walker, 1984) ;
- (W4) 5 m de sables bioclastiques très fins, silto-argileux, à nombreuses coquilles d'huîtres et de Chlamys. L'aspect est massif, non lité, et présente des terriers de grande taille. L'environnement de dépôts de ces sédiments correspond probablement à un milieu confiné très bioturbé, de type vasière à huîtres ;
- (W5) environ 10 m de calcaires microbioclastiques à bioclastiques avec des lamines planes. La production carbonatée est ici très développée et ce niveau se caractérise par l'absence de matériel terrigène. Ces accumulations bioclastiques correspondent à des domaines de forte énergie (shoreface supérieur à foreshore) ;
- (W6) environ 10 m d'une série constituée d'alternances pluridécimétriques de sables et de lits coquilliers massifs. Les niveaux de sables présentent des structures sédimentaires de type HCS. Les niveaux bioclastiques présentent de grands sets d'obliques en auges métriques ;
- (W7) environ 5 m de calcaire bioclastique à lamines planes, sans matériel terrigène. Ce faciès est similaire au faciès décrit en W5 ;
- (W8) environ 8 m d'alternances décimétriques de bancs sableux laminés plans et de bancs de calcaire bioclastique plus massifs à obliques (HCS ou mégarides).

Ces calcaires du Pléistocène inférieur montrent globalement une alternance entre des calcaires bioclastiques souvent pauvres en matériel terrigène et des sédiments plus terrigènes, silto-sableux, toujours riches en bioclastes. Ces alternances matérialisent une nette cyclicité de la sédimentation au cours de cette période.

2. Le secteur de Martinborough

Dans le secteur de Martinborough (fig. VI-9), on retrouve le sommet de la série Néogène et le Quaternaire sur la bordure occidentale de la Chaîne Côtière, environ 25 km au Sud du secteur de Wainuioru. La coupe de la vallée de "Mangaopari stream", au Sud-Est de Martinborough, permet de préciser la succession des sédiments pliocènes ainsi que la série détritique surmontant la barre des "Pukenui Limestones" (fig. VI-15A et VI-15B respectivement).

Cette coupe de Mangaopari correspond à une coupe de référence pour le Plio-Pléistocène de cette région du Wairarapa. Elle a été l'objet d'études biostratigraphiques et magnétostratigraphiques détaillées, ainsi que de corrélations d'après des courbes isotopiques de l'oxygène (Vella, 1963 ; Kennett et al., 1971 ; Hornibrook, 1984 ; Beu et Edwards, 1984 ; Collen et Vella, 1984 ; Edwards, 1987). Certaines études sont relatives à la cyclicité de ces dépôts au cours du Pléistocène (Beu et Edwards, 1984 ; Collen et Vella, 1984 ; Gammon, 1995).

Nous nous sommes intéressés à ces formations dans le but de préciser les données antérieures mais aussi les nôtres concernant cette période.

La série Miocène terminal et Pliocène apparaît au-dessus d'un ensemble silto-argileux massif d'âge Miocène supérieur. Elle présente des pendages de 25 à 15° vers le Nord-Ouest et montre, de bas en haut, la succession suivante (fig.VI-15A) :

- (1) Environ 1 m d'intercalations de silts verdâtres plus ou moins sableux et de sables argileux riches en grains millimétriques de glauconie. Cette formation correspond aux "Makara greensand" (Vella et Briggs, 1971). La base a été datée de la partie terminale du Miocène supérieur (Kapitean : 6 - 5 Ma) et cet horizon condensé comprend aussi probablement la base du Pliocène (Opoitian inférieur : 5 - 4,5 Ma environ) d'après Hornibrook (1984). Cet horizon à glauconie constitue donc la transition Miocène-Pliocène.
- (2) 30 m de silts argileux en rythmes décimétriques avec alternances d'argiles silteuses et de siltsts massifs séparés par des lamines ondulées ;
- (3) 3 m d'un niveau plus sableux qui montre, de la base au sommet :
 - 0,5 m de sables fins laminés à petits galets mous millimétriques ;
 - un joint d'argiles noires plastiques épais de 4 cm ;
 - 1,5 m de sables fins silteux avec niveaux à convolutes et figures de charge à la base ;
 - 1 m de sables fins massifs avec quelques bioclastes dans sa partie sommitale ;
- (4) environ 250 m d'une puissante série silteuse qui s'enrichit en sable fin dans la partie sommitale. Un niveau de concrétions de diamètre métrique apparaît dans la partie supérieure. Les assemblages de foraminifères montrent que cet ensemble correspond à la fin du Pliocène inférieur et à la base du Pliocène supérieur (Opoitian moyen et supérieur - Waipipian : 4,5 - 3,1 Ma environ) d'après Hornibrook (1984). Les données faunistiques indiquent un environnement de dépôt de type bathyal ;
- (5) 20 m d'une série de rythmes métriques irréguliers constitués d'alternances de silts carbonatés bioturbés et de silts argileux massifs sans bioturbation. Un banc lenticulaire de grès fin carbonaté, épais de quelques centimètres, apparaît dans la partie supérieure de cette série. La base de ce banc est érosive ondulée et son toit est plan. Ce type de banc a été décrit dans des environnements de plates-formes dominées par des tempêtes ("Strom graded layers" ; Walker, 1984), à la limite shoreface-offshore (environ 150 m de paléotranche d'eau). Ce niveau marque donc une diminution des paléotranches d'eau à la fin du Waipipian (vers 3,1 Ma) ;
- (6) Environ 150 m de silts massifs dans lesquels on rencontre à nouveau des niveaux de concrétions. Quelques gastéropodes isolés ont été observés au sein de cet ensemble. Les associations faunistiques contenues dans cette formation (Hornibrook, 1984) montrent qu'elle correspond à l'essentiel du Waipipian et à la base du Nukumaruan (environ 3 - 2 Ma) ;
- (7) environ 20 m d'une série contenant des niveaux gréseux centimétriques lenticulaires, intercalés dans des siltstones bioturbés à nombreux gastéropodes et lamellibranches fins entiers. Les niveaux gréseux correspondent à un faciès de type SGL ("Storm Graded Layers") témoignant de l'action des tempêtes.

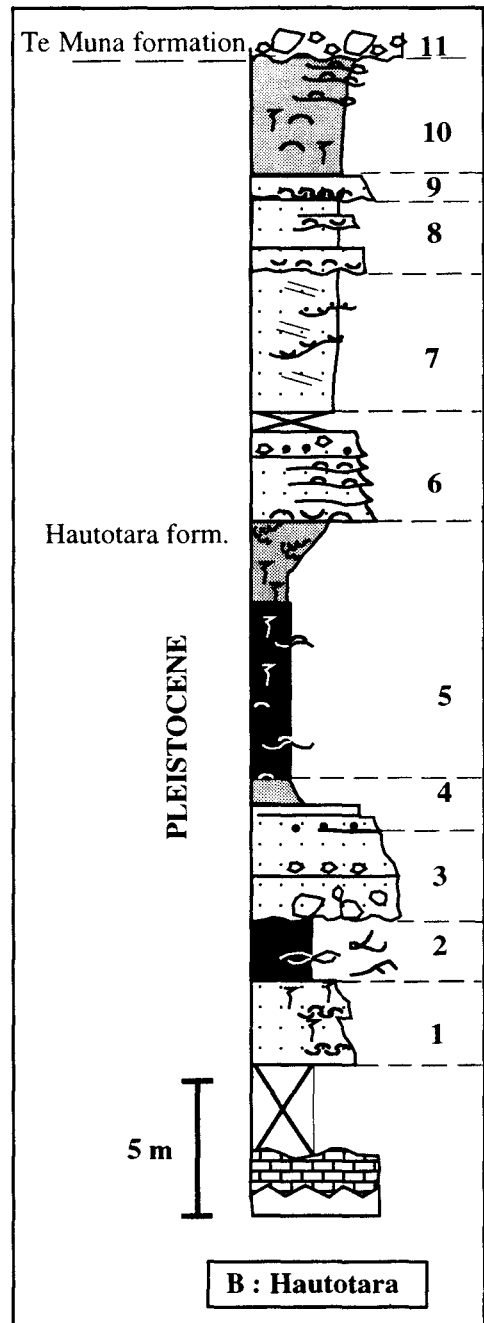
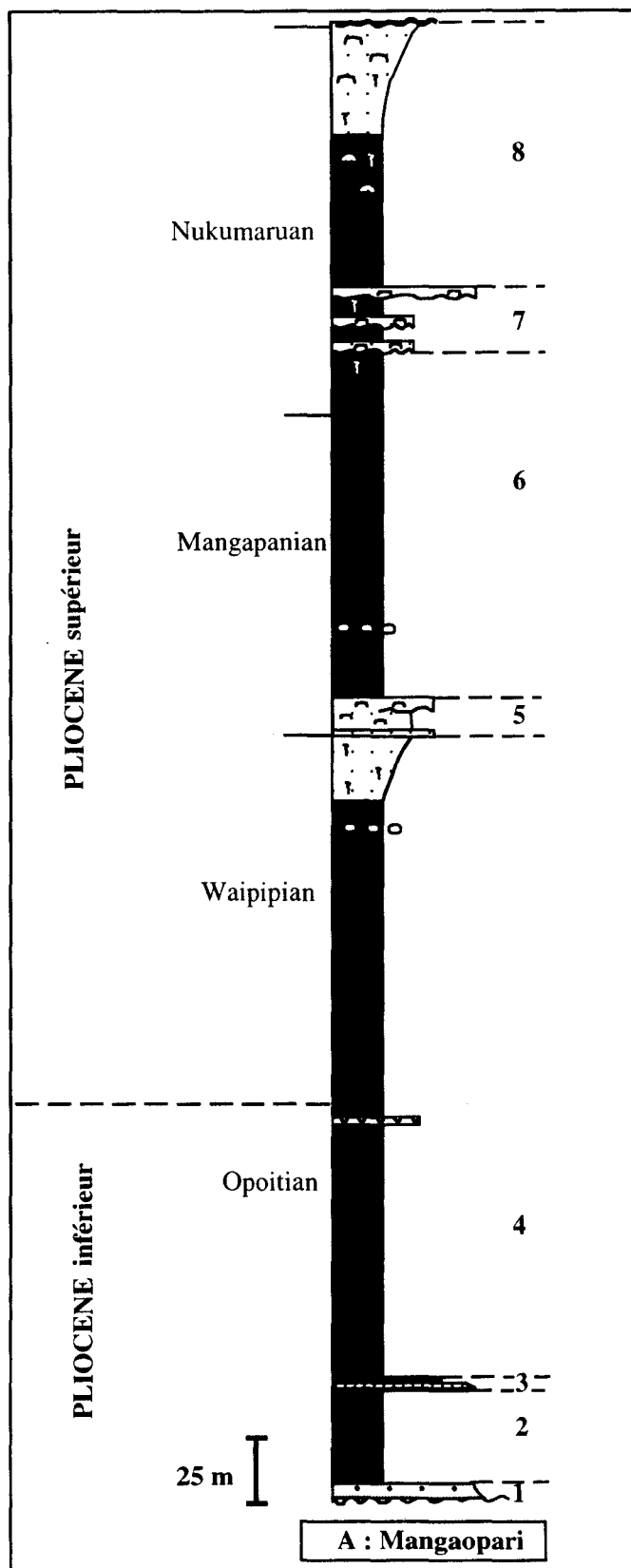


Fig. VI-15 : colonne lithostratigraphique récapitulative des secteurs de Mangaopari pour la période Pliocène (A) et de Hautotara pour le Pléistocène (B)

Cette série est surmontée d'un banc métrique de grès carbonaté de granulométrie fine, riche en grains de glauconie et en bioclastes entiers (Pinna, radioles d'oursins, petits gastéropodes, petits pectinidés). Les ondulations à la base de ce banc soulignent son caractère érosif ;

- (8) environ 100 m de silts bioturbés de plus en plus riches en sables fins vers le sommet. La partie supérieure sableuse est riche en huîtres, Chlamys brisées et entières. La partie supérieure de cette série montre une évolution vers des domaines de plus forte énergie. La base de cet ensemble appartient au Pliocène supérieur (Nukumaruan inférieur : 2,4 - 1,8 Ma). L'événement paléomagnétique Olduwai (limite Tertiaire-Quaternaire : 1,8 Ma) apparaît quelques mètres sous le toit de cette formation (Beu et Edwards, 1984).

Cette série est surmontée par la formation de calcaires bioclastiques des "Pukenui limestones". Ces calcaires, épais d'environ 60 m, montrent une succession de séquences comparable à celle décrite plus au Nord (Secteur de Wainuioru). Ils correspondent à la base du Pléistocène dans cette région.

La coupe de "Mangaopari stream" présente l'intérêt d'offrir de bons affleurements de la série surmontant les calcaires "Pukenui" du Pléistocène inférieur. On peut ainsi observer le passage depuis une sédimentation marine à la base vers un environnement de dépôt continental. La succession observée est la suivante (fig.VI-15B) :

- (1) environ 3 m de grès lités dont la base des lits est coquillière (huîtres, gastéropodes), plus silto-argileuse vers le sommet. Les milieux de dépôts de ces sédiments sont comparables à ceux observés précédemment, se situant dans le shoreface moyen, milieu de grande énergie. Ce niveau peut être considéré comme le dernier banc de l'ensemble des "Pukenui limestones" ;
- (2) 2,5 m de silts sableux avec des lamines planes et des rides de courant. Certains niveaux sont riches en matière organique. On observe quelques lentilles sableuses ("flasiers") plus coquillières. Vers le sommet, on observe un niveau de silts massifs à traits d'oxydation (racines ou bioturbations ?) qui peuvent indiquer que les milieux sont plus confinés, réducteurs (proches de l'émersion ?) ;
- (3) environ 3 m de conglomérats organisés en bancs strato et grano-décroissants. A la base, on note la présence de gros galets d'arkoses provenant du soubassement Torlesse. Le sommet présente des lamines planes frustes et des bioclastes. Ces faciès grossiers, de haute énergie, évoquent des milieux de dépôts de plages (Reineck, 1980 ; Einsele, 1992) ;
- (4) 1 m de sables moyens coquilliers. On y observe des cicatrices d'érosions remplies de bioclastes. Ces cicatrices d'érosion sont discontinues vers le sommet ;
- (5) 9 m de sables fins homogènes, à nombreux petits gastéropodes et bivalves en connexion anatomique et occasionnellement des coquilles de Pecten portant des balanes. L'ensemble est très bioturbé avec des faunes remaniées par les bioturbations. Quelques cicatrices d'érosion à

remplissages coquilliers sont observées. Les environnements de dépôts de ce faciès sont plus distaux que les précédents, se situant dans le shoreface moyen ;

- (6) Environ 3 m de grès très coquilliers à la base et plus riches en galets d'arkoses vers le sommet, organisés en bancs décimétriques à métriques massifs. Les bancs décimétriques de base sont riches en coquilles d'huîtres ;
- (7) 5 m de sables fins classés à sets d'obliques en auges interdigités avec des cicatrices d'érosion marquées par des accumulations de coquilles ("Lag") et/ou par des clastes millimétriques d'arkoses. On atteint des domaines de très forte énergie à proximité du littoral. Les sets d'obliques très fins dans des sables fins évoquent un milieu de type arrière-plage, avec des sédiments remaniés par une dynamique éolienne ;
- (8) 3,5 m de conglomérats riches en petits bivalves à coquille fine (Tawera) et clastes millimétriques à centimétriques dispersés. Ils sont intercalés avec des sables moyens bioclastiques comportant des obliques. Les environnements de dépôts correspondant à ce faciès sont de type marin restreint (shoreface moyen) ;
- (9) 1 m de grès coquilliers à galets millimétriques et centimétriques d'arkoses surmontés par des sables fins bioclastiques à obliques en auges ;
- (10) environ 4 m de sable fin homogène, riche en gastéropodes et bivalves en connexion anatomique, avec de nombreuses cicatrices d'érosion vers le sommet ;

Cet ensemble (unités 1 à 10) correspond à la formation "Hautotara" datée de la base du Castlecliffian (1,2 - 1,05 Ma) d'après les études magnétostratigraphiques et biostratigraphiques (Collen et Vella, 1984).

- (11) un ensemble de conglomérats à galets centimétriques à pluricentimétriques dans une matrice sableuse sans fossiles. Cet ensemble représente la base d'une puissante série de conglomérats fluviaux du Pléistocène supérieur (1 Ma à plus récent) correspondant à la "Te Muna formation" (Collen et Vella, 1984). Cette formation repose ici en concordance sur la série sous-jacente mais peut parfois présenter une discordance angulaire importante (jusqu'à 60°) à sa base (Collen et Vella, 1984). La cartographie de ce secteur a permis de déterminer que cette discontinuité correspondait en fait à une discordance en éventail marquant un épisode de plissement actif depuis 1 Ma (Lamb et Vella, 1987).

Cette coupe de la vallée de "Mangaopari Stream" montre donc les séries de transition ("Hautotara Formation") depuis le domaine marin franc des "Pukenui limestones" (Pléistocène inférieur) jusqu'au domaine continental représenté par les conglomérats fluviaux de la "Te Muna Formation" du Pléistocène supérieur.

3. les synclinaux de Te Wharau et Whareama

Les données concernant ce secteur ont fait l'objet d'études structurales et biostratigraphiques récentes (Chanier, 1991) dont ce paragraphe reprend les principaux résultats.

Plus à l'Est, dans les secteurs plus internes de la Chaîne Côtière, les sédiments néogènes sont principalement préservés dans des synclinaux séparés par des structures anticlinales qui font affleurer le soubassement Crétacé-Paléogène (fig.VI-9). Les séries du Crétacé-Paléogène apparaissent sous la forme d'un ensemble d'unités tectoniques superposées lors d'un épisode de chevauchement majeur au cours du Miocène inférieur (Chanier, 1991). Cet épisode de déformation est associé au démarrage de la subduction sous la marge néo-zélandaise dès la base du Miocène (Chanier, 1991 ; Rait *et al.*, 1991).

Les turbidites et olistostromes du Miocène basal (Waitakian - Otaian : 24 - 19 Ma) sont des dépôts témoignant de cet épisode de déformation majeure et sont eux-mêmes impliqués dans les accidents tangentiels (Chanier et Ferrière, 1991). Ils affleurent essentiellement sur la bordure orientale de la Chaîne Côtière, le long du littoral (fig.VI-9) et peuvent être considérés comme partie intégrante du soubassement.

Les séries miocènes apparaissant dans les vastes synclinaux ("Te Wharau Syncline" et "Whareama Syncline") sont nettement discordantes sur ce soubassement. Ces séries n'atteignent pas le Pliocène et présentent donc peu d'intérêt pour l'étude de l'environnement sédimentaire de ce domaine pour l'intervalle Miocène supérieur à Quaternaire. Les informations sur ces séries présentées ici correspondent à une vue synthétique des observations de Chanier (1991).

Immédiatement à l'Est du secteur de Wainuioru, le synclinal de Te Wharau (fig.VI-9) montre d'abord des sables massifs, épais généralement de 80 à 100 m, qui reposent en discordance angulaire sur le soubassement. La base (10 ou 20 premiers mètres) comporte de nombreux niveaux conglomératiques et des débris de coquilles abondants. Ces sables ont été datés d'après les associations faunistiques de la fin du Miocène moyen (Waiauian : 12 - 10,5 Ma). Le Miocène supérieur est ensuite constitué d'alternances d'arénites et de pélites ; il évolue rapidement vers des argiles silteuses carbonatées massives comportant quelques niveaux (épais de 5 à 10 cm) de turbidites fines distales. Ces niveaux les plus récents qui apparaissent au coeur du synclinal ont été datés du Miocène supérieur (Chanier, 1991).

Plus à l'Est, le synclinal de Whareama montre à nouveau une série Miocène discordante sur le soubassement (fig.VI-9). Les premiers sédiments de cette série correspondent à environ 30 m d'un ensemble ou alternent des niveaux conglomératiques, des niveaux silteux riches en galets dispersés et des turbidites en bancs de 20 à 30 cm. La présence de silts à galets et blocs ainsi que de conglomérats à blocs hétérométriques dont la base montre un granoclassement inverse ("traction carpet") dans un environnement turbiditique ont conduit à interpréter ces dépôts comme résultant de courants de turbidité de haute densité (Chanier, 1991). Ces premiers sédiments du Synclinal de Whareama sont datés de la fin du Miocène inférieur (Altonian : 19 - 16,5 Ma). Au-dessus on trouve une épaisse série turbiditique (plus de 500 m) d'âge essentiellement Miocène moyen. La partie inférieure de cet ensemble montre encore quelques niveaux de pélites à galets ou blocs et les niveaux de turbidites sont souvent plus épais (30 cm à 2 m) que dans la partie supérieure (turbidites épaisses de 10 à 20 cm). Le rapport arénite/pélite décroît aussi très nettement vers le sommet de cet ensemble. Les niveaux les plus récents du coeur de ce synclinal sont datés de la partie inférieure du Miocène moyen (Clifdenian - Lillburnian : 16,5 - 12 Ma).

On observe, durant la période Miocène, une forte domination de la sédimentation silico-clastique avec une évolution décroissante des apports détritiques grossiers.

Le Plio- Quaternaire est très peu représenté dans ces parties internes de la Chaîne Côtière. Il existe un pointement de calcaire bioclastique le long de la côte au Nord de cette région (à Castlepoint, fig.VI-9). L'âge attribué à ces calcaires correspond au Pliocène terminal (Nukumaruan inférieur : 2,4 - 1,8 Ma), ils sont donc un peu plus anciens que les "Pukenui limestones" d'âge Pléistocène inférieur (Johnston, 1980 ; Beu, 1992). Ces calcaires et grès bioclastiques reposent en discordance sur des silts argileux massifs du Pliocène inférieur (Opoitian : 5 - 3,6 Ma) et cet ensemble est séparé des formations plus anciennes par un réseau de failles (Johnston, 1980 ; van der Lingen *et al.*, 1985).

La frange littorale montre aussi de nombreux niveaux de sables littoraux holocènes en terrasses étagées, dont le soulèvement progressif est associé à la déformation compressive récente, toujours active (Ghani, 1978).

C. LES DONNÉES DE LA SUBSIDENCE

L'évolution de l'enfouissement du substratum dans ce domaine a été étudiée à partir de quelques séries néogènes analysées en termes de paléotranches d'eau sur la bordure de la Chaîne Axiale (Kennett, 1966 ; Holdgate, 1972 ; Wells 1989b) ainsi que dans la Chaîne Côtière (Kennett, 1962 ; Vella, 1962 ; Crundwell, 1987). Ces données ont été utilisées par Wells (1989a) pour construire des courbes retraçant l'évolution de la subsidence au cours du Néogène (fig.VI-16). Deux courbes ont été établies à partir des séries de bordure de la Chaîne Axiale ("Eketahuna" et "Carrington") ; deux autres à partir de séries plus éloignées de la Chaîne Axiale, sur la bordure occidentale du bassin avant-arc ("Alfredton") et dans la Chaîne Côtière ("Hinakura-Wainuioru").

Cette dernière courbe (fig.VI-16, "Wainuioru-Hinakura") est en fait une reconstitution composite réalisée à partir de données de deux secteurs éloignés d'environ 25 km. La remontée du substratum qui apparaît à la fin du Miocène moyen est donc uniquement un effet lié à la superposition de deux courbes d'origines différentes.

Les données représentées sur ces courbes concernent principalement la période Miocène supérieur - Pliocène.

Le Miocène supérieur correspond à une période de forte subsidence avec des taux compris entre 0,3 et 0,5 mm/an. Les taux les plus forts sont enregistrés sur la bordure orientale, dans le secteur de Wainuioru avec 0,5 mm/an.

Des premiers indices de surrection apparaissent à la fin du Miocène supérieur (environ 6 Ma) dans le secteur d'Eketahuna (fig.VI-16). Cette surrection, de courte durée, est suivie d'une reprise de la subsidence. L'apparition de cet épisode n'apparaît que sur cette courbe, correspondant à un secteur très proche de la Chaîne Axiale. Il peut s'agir d'un phénomène local, lié au fonctionnement des accidents le long de cette chaîne. On note cependant que l'âge de cet épisode correspond à une discordance angulaire observée le long du profil sismique de Masterton (Cape *et al.*, 1990 ; fig.VI-12) quelques kilomètres plus au Sud.

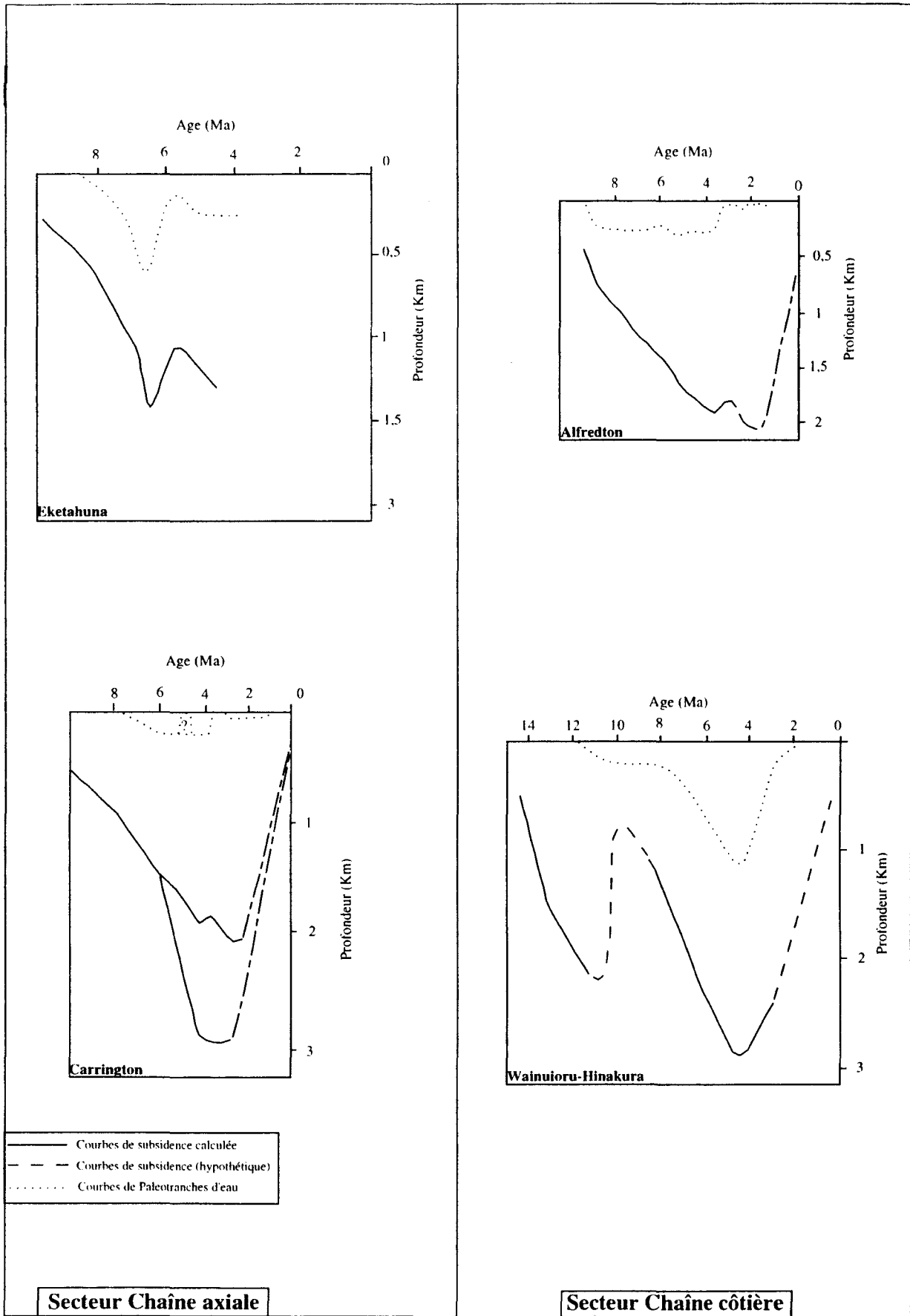


Fig. VI-16 : courbes d'évolution de la subsidence du soubassement anti-Néogène dans le secteur de Wairarapa (d'après Well, 1989)

Un épisode Pliocène inférieur à Pliocène supérieur (environ 5 -2 Ma selon les secteurs) correspond à une période d'arrêt de la subsidence et/ou de reprise de la compression suivie, à partir de 2 Ma d'une surrection majeure de tous les secteurs du domaine avant-arc. Les taux de soulèvement varient entre 0,8 et 1,5 mm/an.

Le bassin a donc connu une période de subsidence majeure au cours du Miocène et au début du Pliocène avant une surrection majeure entre 4,5 et 2 Ma.

D. SYNTHÈSE DES DONNÉES DU SECTEUR DE WAIRARAPA

Les principaux traits de l'évolution sédimentaire de ce domaine méridional montre une évolution apparemment plus simple que dans les autres domaines, au moins pour la période Plio-Pléistocène.

On note que les premiers sédiments déposés sur le soubassement sont de plus en plus anciens vers l'Est : Miocène supérieur au niveau du bassin avant-arc, Miocène moyen dans les secteurs de Wainuioru et du synclinal de Te Wharau, Miocène inférieur au niveau du synclinal de Whareama. Ceci témoigne d'une transgression progressive d'Est en Ouest sur un soubassement préalablement déformé.

Le Miocène supérieur se caractérise sur l'ensemble du domaine, mis à part la bordure avec la Chaîne Axiale, par une sédimentation détritique fine de milieu relativement profond (bathyal).

Le Pliocène correspond à une période de sédimentation silteuse fine, assez homogène. Elle contraste avec les autres secteurs de la marge dont les séries montrent souvent des passées de calcaires bioclastiques, sables, voire des conglomérats. Nos observations des faciès ainsi que l'étude des associations faunistiques (Crundwell, 1987) montrent qu'une diminution des paléotranche d'eau intervient dans cet ensemble silteux à partir de la fin du Pliocène inférieur (aux alentours de 3,6 Ma), passant de domaines bathyaux à des domaines moins profonds de plate-forme.

Dès la fin du Pliocène à l'Est de la Chaîne Côtière (Castlepoint, fig.VI-9) et à la base du Pléistocène dans la majeure partie du Wairarapa, l'ensemble de la région est recouverte par des séries de sables et calcaires bioclastiques ("Pukenui limestones") de plate forme interne.

Le Pleistocène supérieur marque le passage d'une sédimentation en domaine marin à des milieux continentaux. Les discordances en éventails observées sur le terrain (Lamb et Vella, 1987) et confirmées par les études sismiques (Cape *et al.*, 1990) marquent la reprise d'une compression majeure autour de 1 Ma (Lamb et Vella, 1987 ; Lamb, 1988 ; Lamb et Bibby, 1989 ; Chanier, 1991 ; Ballance, 1992) dans ce secteur de la marge. Cette compression majeure s'accompagne d'un soulèvement important de la Chaîne Côtière marqué par l'étagement des terrasses marines holocènes, la plus ancienne (125 000 ans) se trouvant à plus de 150 m d'altitude (Ghani, 1978).

**CHAPITRE VII :
ANALYSE PÉTROGRAPHIQUE DES SÉDIMENTS**

I. INTRODUCTION	203
II. LES CORTÈGES MINÉRALOGIQUES ARGILEUX	203
A. Objectifs	203
B. Méthodes.....	204
C. Résultats.....	205
1. Les familles de minéraux distinguées dans cette étude	205
2. Evolution verticale de la minéralogie	207
3. Evolution transversale des cortèges minéralogiques	213
D. Conclusions	213
III. LES ARÉNITES DU MIOCÈNE	214
A. Les méthodes	214
1. Analyse qualitative	214
2. Analyse modale	215
B. Résultats de l'analyse minéralogique	216
1. Les arénites quartzo-feldspathiques	216
2. Les arénites volcanoclastiques.....	218
C. Répartition des arénites sur la marge miocène	221
1. Evolution verticale des niveaux d'arénites.....	221
2. Evolution latérale des niveaux d'arénites.....	222
D. Conclusion	224
IV. LES CALCARÉNITES DU PLIOCÈNE	225
A. Objectifs	225
B. Résultats.....	225
1. Les constituants	225
2. Evolution des arénites du Pliocène	227
V. SYNTHÈSE	228

CHAPITRE VII :

ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES SEDIMENTS

I. INTRODUCTION

Les séries néogènes de la transversale de référence du domaine avant-arc (Waikaremoana à Mahia) sont largement dominées par la sédimentation silico-clastique. Les sédiments fins ont été distingués des sédiments grossiers car les méthodes d'analyse de la minéralogie sont différentes. Nous avons choisi de présenter successivement les trois catégories de lithologies suivantes :

- les silts plus ou moins argileux, généralement présents sous la forme de séries massives, ou en intercalation au sein des ensembles turbiditiques ;
- les arénites du Miocène, qui apparaissent sous la forme de faciès variés, depuis des faciès littoraux massifs et coquilliers à des turbidites de domaines profonds ;
- des calcarénites correspondant aux passées de carbonates bioclastiques qui apparaissent à partir du Pliocène. Ces niveaux de carbonates, organisés en bancs massifs, sont plus ou moins riches en éléments terrigènes grossiers.

Des sédiments volcanoclastiques généralement fins (niveaux de cendres volcaniques), parfois très fins ("bentonites"), ou plus grossiers (riches en débris de ponce et minéraux du volcanisme), sont répartis dans l'ensemble des séries.

Ce chapitre est consacré à la caractérisation minéralogique de ces divers types de sédiments, permettant ainsi d'observer leur évolution dans la pile sédimentaire et de déterminer leur signification ainsi que leur origine possible.

II. LES CORTÈGES MINÉRALOGIQUES ARGILEUX

A. OBJECTIFS

Les faciès silto-argileux représentent, avec les arénites, la majeure partie du remplissage sédimentaire mio-pliocène du bassin. L'analyse des argiles s'inscrit dans la continuité des travaux préliminaires effectués sur cette marge (Chanier, 1991 ; Beauvière, 1992) concernant essentiellement les séries du soubassement Crétacé supérieur - Paléogène. Cette étude, focalisée sur les séries des bassins Néogène-Quaternaire, permet donc de compléter l'analyse de l'évolution des cortèges minéralogiques argileux sur la marge active néo-zélandaise.

Etant donné l'épaisseur considérable des séries, généralement à dominante silto-argileuse, le pas d'échantillonnage a été plus ou moins serré selon les objectifs poursuivis :

- la totalité de la série sédimentaire a été échantillonnée sur les coupes de la transversale de référence (Waikaremoana, Frasertown, Nuhaka, et Mahia) dans le but d'analyser l'évolution verticale et la distribution des différentes familles de minéraux argileux dans les sédiments. La comparaison des résultats obtenus sur les différentes coupes permettra d'estimer les variations latérales des cortèges argileux, depuis les zones proximales (Waikaremoana) jusqu'aux zones les plus distales (Mahia). De plus cette étude permet de discuter les sources possibles du flux argileux et de dégager leurs modifications éventuelles au cours du temps.
- dans les puissantes séries silto-argileuses massives du Miocène supérieur ou du Pliocène, parfois d'épaisseur supérieure à 1000 m, il est difficile de reconnaître des variations lithologiques tant ces séries sont monotones et apparemment homogènes. Des analyses ont été effectuées sur ces sédiments dans le but de déterminer si ces séries apparemment homogènes montraient des variations verticales dans la composition des cortèges minéralogiques (minéraux argileux, minéraux accessoires, teneur en carbonate de calcium ...). Outre l'évolution verticale de la composition minéralogique, il apparaît important de déterminer la spécificité de chacun des grands ensembles de silts argileux massifs rencontrés au sein des bassins mio-pliocènes.
- dans les séries turbiditiques du Miocène, des échantillons appartenant aux faciès hémipélagiques intercalés entre les niveaux de turbidites ont été analysés afin de comparer le cortège minéralogique du bruit de fond de la sédimentation avec celui des décharges détritiques plus grossières (cf. analyse des arénites).

B. MÉTHODES

Les approches analytiques retenues pour l'analyse sédimentologique sont fonction des objectifs à atteindre :

- L'analyse par diffraction des rayons X permet d'estimer la nature des différents minéraux argileux contenus dans les sédiments ainsi que les proportions relatives de ces minéraux. Cette analyse qualitative et semi-quantitative a été effectuée généralement sur les fractions inférieures à 2 μm . Quelques analyses sur roche totale ont été réalisées dans le but de connaître la "significativité" des résultats de la fraction fine par rapport à la roche totale.

La méthode de diffraction des rayons X nous permet donc de connaître l'évolution du cortège minéralogique argileux durant l'histoire mio-pliocène et quaternaire du bassin.

Les échantillons ont été traités et analysés au laboratoire de sédimentologie et géodynamique de Lille selon la méthode présentée par Holtzapffel (1985) (cf. Annexe 2).

- Les niveaux silto-argileux, correspondant aux "mudstones" des auteurs, ont fait l'objet d'analyses granulométriques. Ces analyses permettent en particulier de connaître, dans ces sédiments, la proportion de particules correspondant à la classe granulométrique des argiles (particules de taille inférieure à 4 μm), et donc de connaître la représentativité des analyses de diffraction des rayons X effectuées sur la fraction inférieure à 2 μm .

- Des analyses calcimétriques, ont été réalisées sur roche totale dans le but d'observer l'évolution de la teneur en CaCO_3 dans les différents ensembles lithologiques. Ces analyses ont été effectuées en utilisant le "Calcimètre de Bernard" au laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de Lille (cf. Annexe 2).

C. RÉSULTATS

Les résultats rapportés dans ce paragraphe concernent la transversale de référence du domaine avant-arc, avec d'Ouest en Est les coupes de Waikaremoana, Frasertown, Nuhaka, et Mahia. L'ensemble des résultats des analyses effectuées sur ces coupes apparaissent sur les différentes figures (fig. VII-1 à VII-4) en parallèle avec les colonnes lithostratigraphiques.

Les proportions relatives en minéraux argileux correspondent à l'analyse de diffractogrammes réalisés sur la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$.

1. Les familles de minéraux distinguées dans cette étude

L'interprétation des diffractogrammes relatifs aux échantillons prélevés sur les différentes coupes a conduit à distinguer trois grandes familles de minéraux argileux : les "smectites *s.l.*", les illites et l'ensemble chlorite et kaolinite. Les diffractogrammes ont par ailleurs montré la présence occasionnelle de faibles proportions d'interstratifiés autres que illite/smectite ainsi que différents minéraux accessoires.

a) Les smectites

Quelques précisions sont à apporter concernant les argiles smectitiques. Sous le terme "smectites *s.l.*" sont regroupées les smectites pures ("smectites *s.s.*") caractérisées par un pic net à 15 \AA et des harmoniques à $8,5 \text{ \AA}$ et $5,6 \text{ \AA}$, et les argiles interstratifiées illite-smectite dont le taux d'interstratification indique des teneurs élevées, supérieures à 80%, en smectites (programme "Newmode" de Reynolds, 1970). L'identification des différents types d'interstratifiés permet d'étudier les modalités de diagenèse des argiles, avec notamment la transformation progressive des smectites *s.s.* en illite avec l'enfouissement (Hower *et al.*, 1976). Cette étude de la diagenèse nécessite la connaissance de la composition minéralogique primaire de la fraction argileuse et n'est pas l'objet de cette étude.

Nous avons donc choisi de regrouper l'ensemble des minéraux smectitiques (smectites et interstratifiés illite-smectite) sous le terme de "smectites *s.l.*". La teneur relative en smectites *s.l.* représentée sur les figures (fig. VII-1 à VII-4) correspond à l'importance relative du pic de réflexion à 17 \AA à partir du diffractogramme de l'échantillon glycolé.

b) Les illites

L'identification et la quantification des illites a été effectuée sur la réflexion à 10 Å à partir de l'essai glycolé. Ce pic est caractéristique des illites et ne pose pas de problèmes particuliers dans l'interprétation des diffractogrammes. L'allure du pic des illites, étroit, montre qu'elles sont généralement bien cristallisées, aussi bien dans les sédiments récents que dans les séries plus anciennes. Il n'y a donc pas de modification notable de la cristallinité de l'illite avec la profondeur.

c) Chlorite et kaolinite

Il n'a pas été possible, pour des raisons techniques, de dissocier ces deux espèces minérales. En effet, le dédoublement des pics à 3,54 Å et 3,58 Å, respectivement pour la chlorite et la kaolinite, n'apparaît généralement pas sur les essais glycolés ou naturels.

Les rares fois où les diffractogrammes des échantillons ont permis la ségrégation des deux espèces minérales, le taux de kaolinite ne dépassait pas 5%, à la limite de la résolution de la méthode. Le pic à 14 Å, caractéristique de la chlorite sur l'essai glycolé est lui présent dans la quasi-totalité des échantillons analysés.

Chlorite et kaolinite ont donc été regroupées en dépit de leur signification différente, s'agissant de paléoenvironnements notamment. Il apparaît cependant de l'analyse des diffractogrammes que la kaolinite est certainement un constituant mineur de l'ensemble "chlorite + kaolinite".

d) Les minéraux accessoires

L'analyse des diffractogrammes montre que la fraction inférieure à 2 µm comporte des minéraux autres que les minéraux argileux. Les plus fréquents sont le quartz et les feldspaths qui sont toujours présents avec des proportions variables. On rencontre aussi occasionnellement des zéolites (Heulandite et Clinoptilolite) ainsi que du stilpnomélane en proportion plus faible.

Les zéolites ont été décelées par la présence d'un pic de réflexion à environ 9 Å apparaissant sur de nombreux diffractogrammes. Les analyses à la microsonde, réalisées à l'université de Paris VI, ont montré que ces zéolites correspondent à une solution solide Heulandite + Clinoptilolite principalement. Ces zéolites, fréquentes dans les séries faiblement métamorphiques de l'île Sud de Nouvelle-Zélande (Coombs, 1959 ; Sameshima, 1978), peuvent aussi être associées aux produits d'altération de séries volcaniques ou à l'hydrothermalisme (Besse *et al.*, 1981, Vitali *et al.*, 1995). Dans le contexte de la marge néo-zélandaise, ces zéolites peuvent aussi bien correspondre à des indices d'apport détritique (en provenance du soubassement Torlesse métamorphisé) qu'à des minéraux néoformés à partir de l'altération des produits du volcanisme.

Le stilpnomélane est un phyllosilicate du métamorphisme qui présente un pic de réflexion à 12-12,5 Å. Il apparaît, en faible quantité, de manière relativement homogène dans l'ensemble des sédiments de la marge. La présence du stilpnomélane dans les sédiments implique une source

constituée par des séries métamorphiques. Ce minéral a été signalé par ailleurs dans les sédiments du plateau continental de Nouvelle-Zélande lors des campagnes ODP ; il apparaît dans la série sédimentaire, à l'Est (site 594) comme à l'Ouest (site 593), à partir du Miocène moyen (Robert *et al.*, 1986). L'érosion des "schistes d'Otago", qui affleurent actuellement dans l'Ile du Sud, est généralement considérée comme constituant la source de ce minéral redéposé dans les bassins mio-pliocènes (Coombs, 1959 ; Landis et Bishop, 1972 ; Chamley, 1989). Il peut aussi provenir du soubassement de l'Ile du Nord qui présente les mêmes ensembles, actuellement enfouis sous des sédiments récents ou des volcans quaternaires (Suggate *et al.*, 1978).

2. Evolution verticale de la minéralogie

a) Evolution générale

Les coupes étudiées montrent peu d'évolution globale des cortèges minéralogiques argileux depuis leur base vers le sommet. Dans le détail, d'un échantillon à l'autre, les proportions de minéraux argileux peuvent cependant varier de manière conséquente.

Les smectites *s.l.* correspondent à la famille la plus représentée avec des teneurs variant généralement entre 30 et 60 % . La teneur en illite oscille entre 20 et 40% alors que l'ensemble chlorite + kaolinite (essentiellement chlorite) correspond à des valeurs comprises entre 15 et 30% du stock argileux.

Certains niveaux argileux ont une apparence très particulière. Ce sont des niveaux centimétriques d'argiles noires à patine brunâtre, très plastiques et "collantes". L'analyse de ces niveaux montre qu'ils sont très riches en smectites (90% à 95% de la fraction inférieure à 2 μm) bien cristallisées dont le taux d'interstratification avec l'illite est très faible. Ces smectites diffèrent nettement de celles que l'on rencontre dans le bruit de fond hémipélagique (interstratifiés illite-smectite mal cristallisés). Ces niveaux argileux peuvent être considérés comme des horizons de "bentonites" dont l'origine provient de l'altération de matériel volcanoclastique très fin. On note localement, dans les séries miocènes de Mahia, que l'un de ces niveaux argileux passe latéralement à un banc de tuf volcanoclastique fin.

L'analyse granulométrique des niveaux silto-argileux montre que les particules argileuses représentent seulement 5 à 25% de la roche totale. Ces niveaux pélitiques, "mudstones" des auteurs, comportent surtout un fort pourcentage de silts ; il convient donc de les classer parmi les "siltstones". On note une tendance générale vers une diminution du pourcentage d'argile depuis la base (environ 20% au Miocène moyen) vers le sommet (5 à 10% seulement au Miocène terminal et Pliocène). Ceci peut être observé sur les séries de Waikaremoana (fig. VII-1) et Frasertown (fig. VII-2).

WAIKAREMOANA

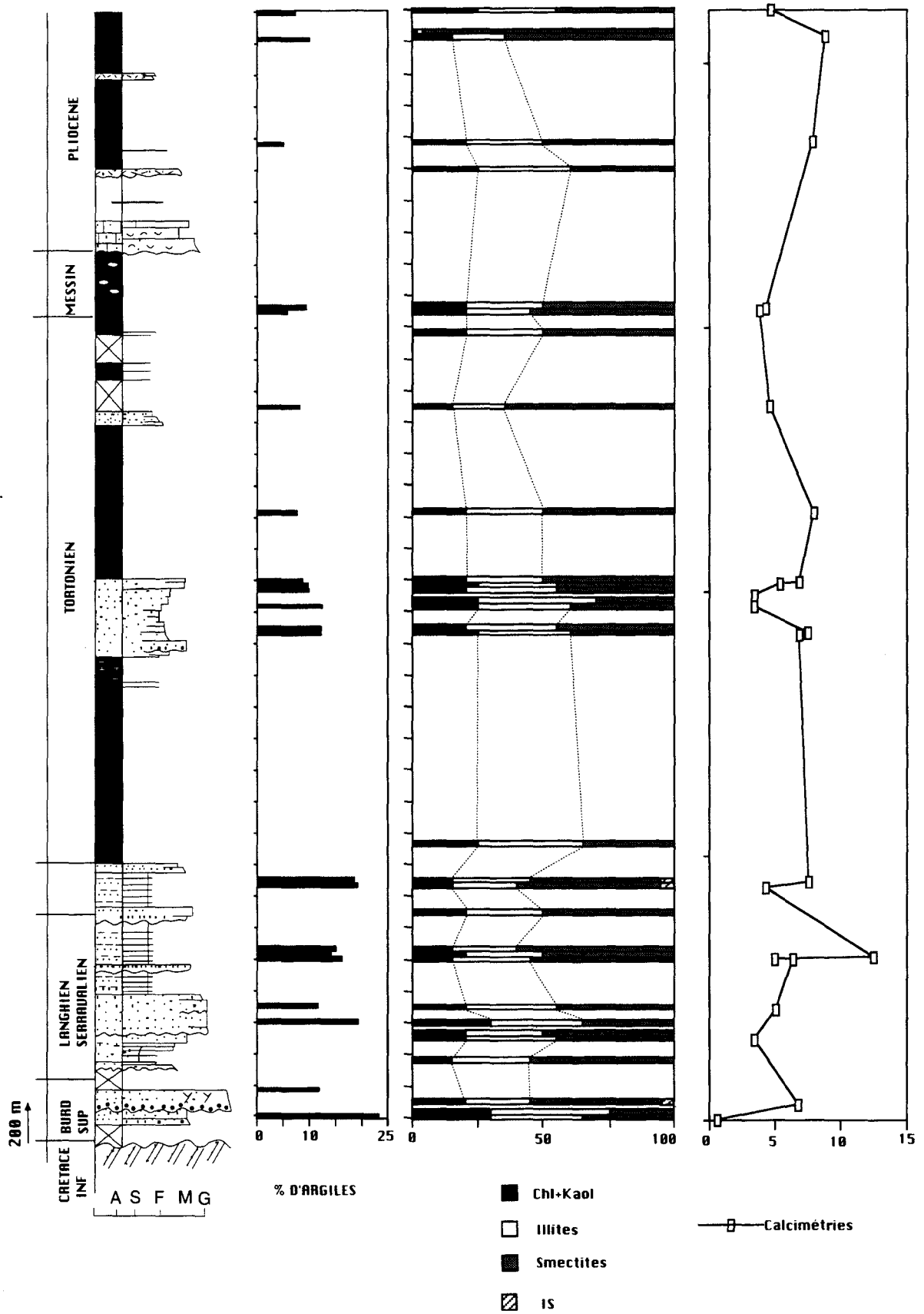


Fig. VII-1 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Waikaremoana.

FRASERTOWN

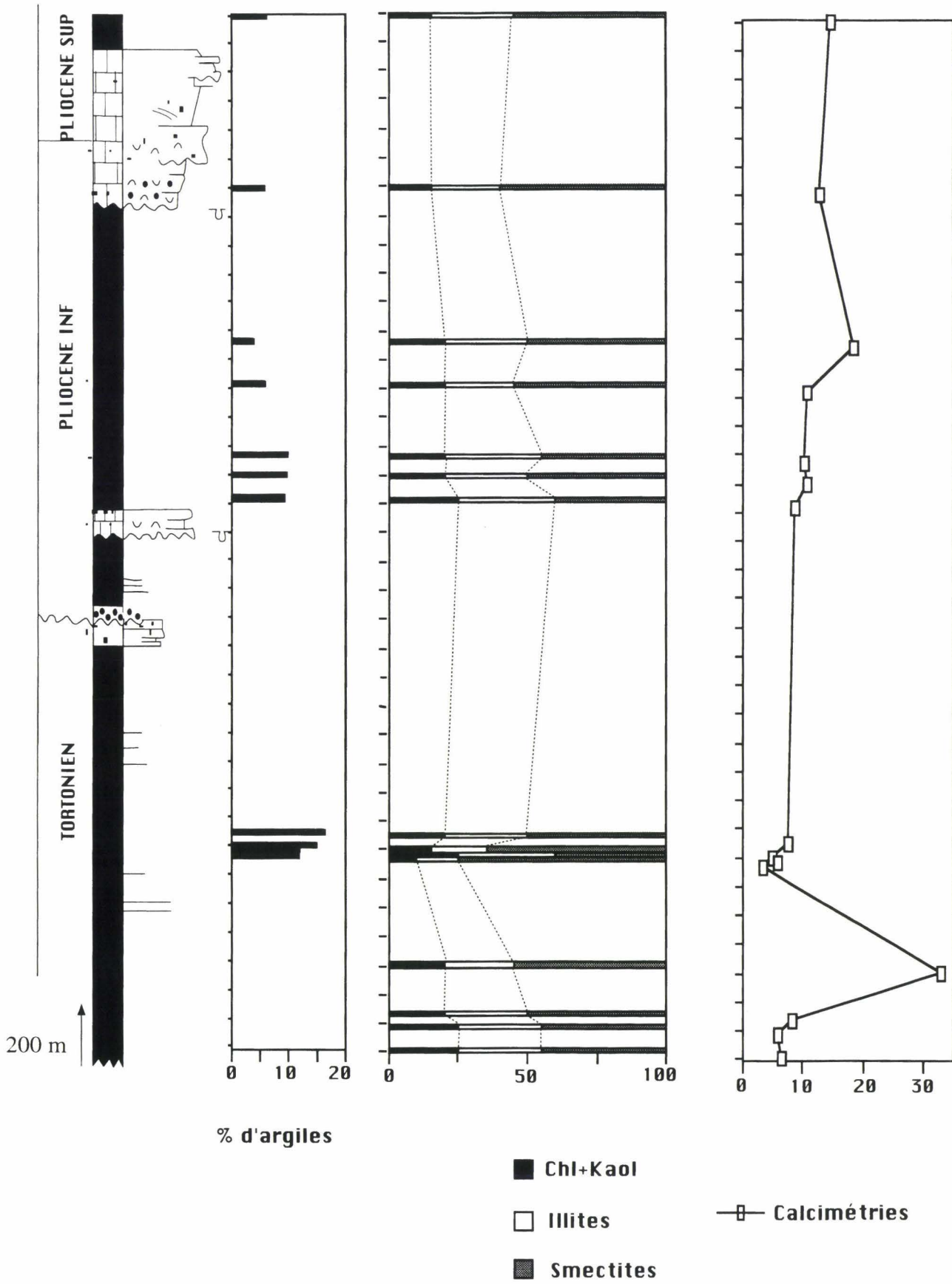


Fig. VII-2 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Frasertown.

NUHAKA

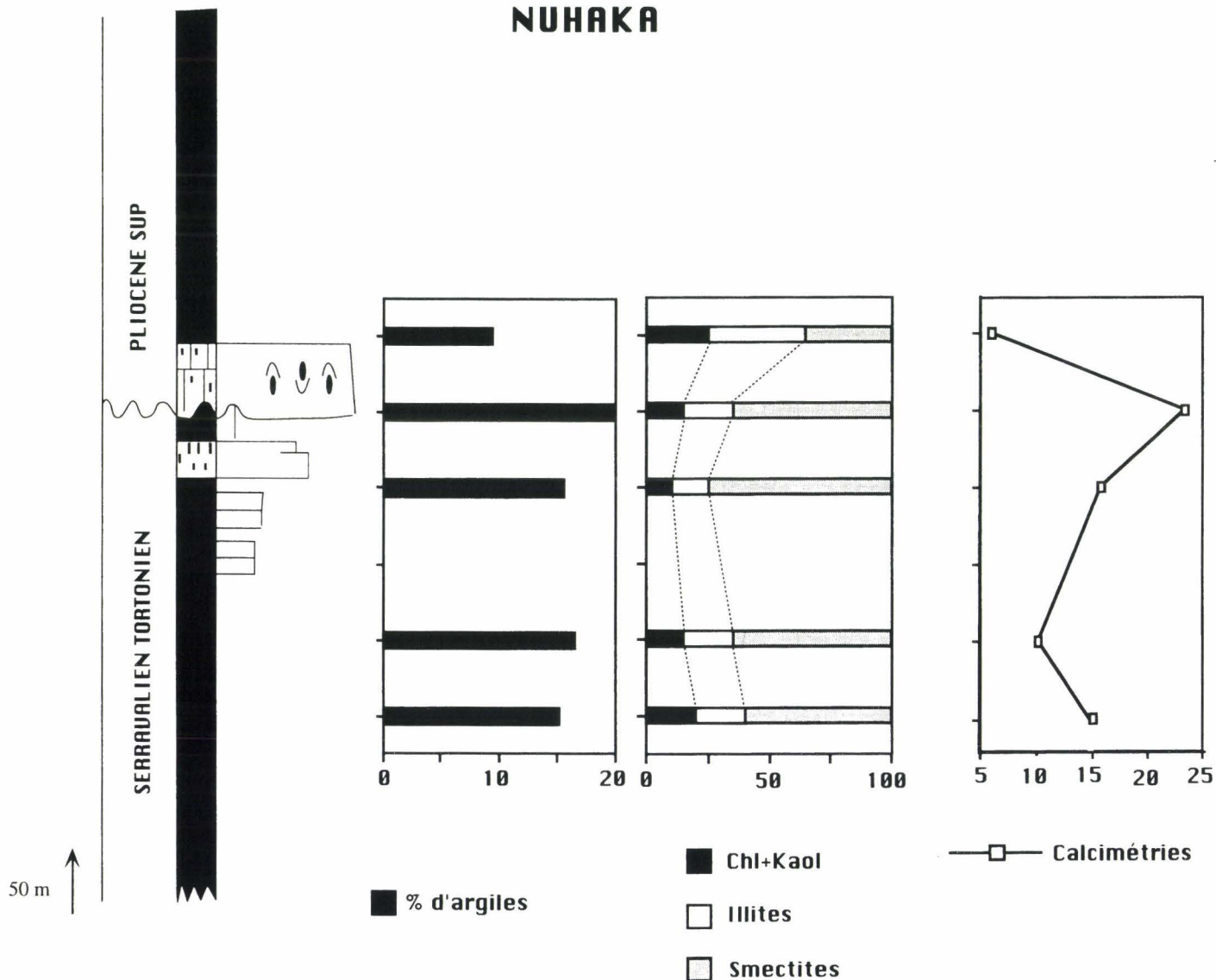


Fig. VII-3 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Nuhaka

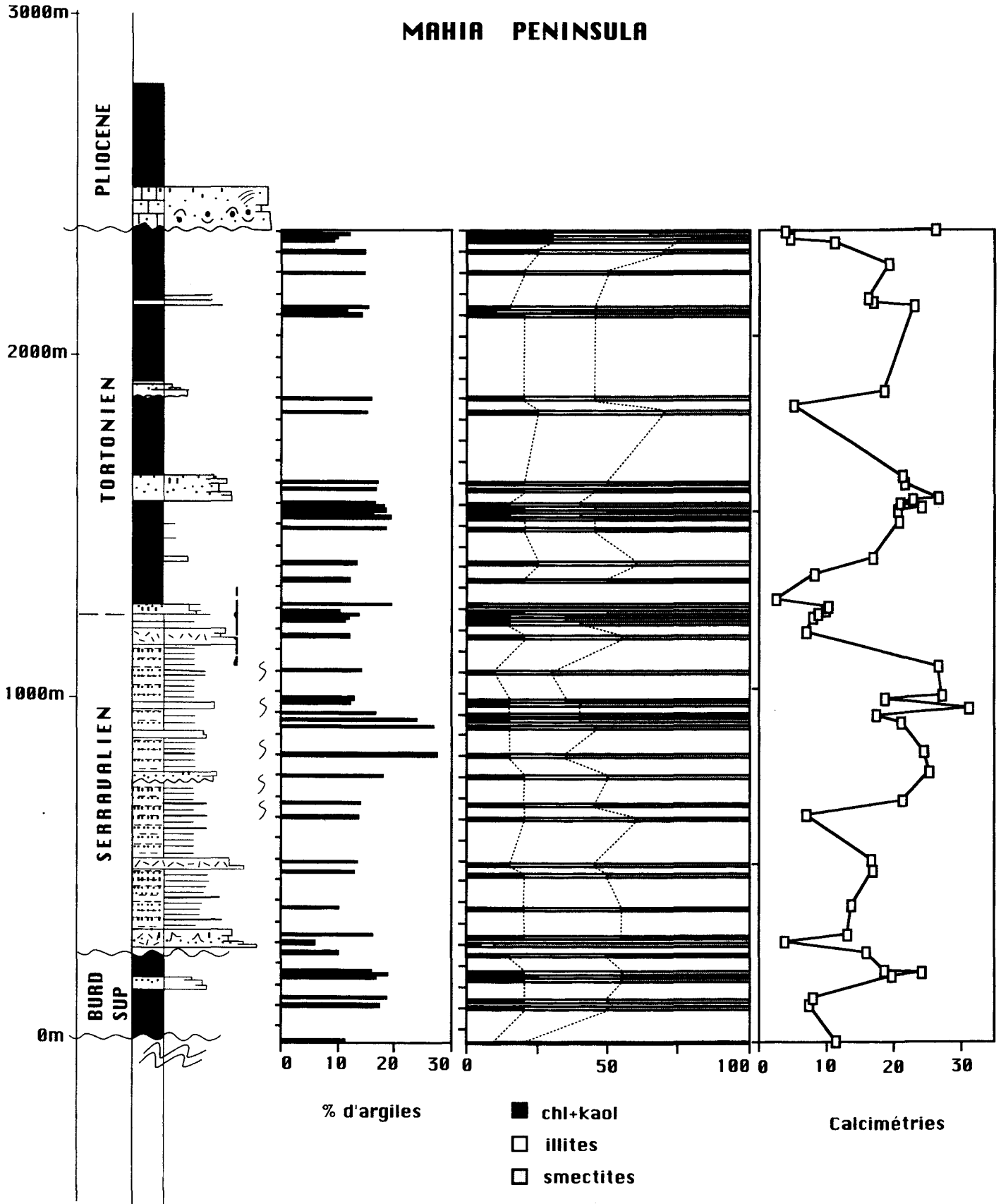


Fig. VII-4 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Mahia

b) Influence de l'enfouissement

On ne remarque pas de variation minéralogique nette avec la profondeur, donc pas de transformations notables liée à l'enfouissement. On considère classiquement que l'enfouissement se traduit par la transformation des smectites en Illite dans les interstratifiés lors de la diagenèse (Dunoyer de Segonzac, 1970 ; Kisch, 1983). Ceci n'a pas pu être observé dans ces séries, indiquant que la diagenèse est probablement peu prononcée, même dans les séries anciennes du bassin. Cependant, le cortège minéralogique argileux d'origine pouvait être un peu plus riche en smectites dans ces niveaux les plus anciens (Miocène moyen), une partie de ces smectites ayant alors subi une transformation ultérieure en illite.

Par ailleurs, les indices de cristallinité de l'illite (largeur des pics de réflexion à 10 Å) ont été analysés sur les diffractogrammes. On note une nette augmentation de la cristallinité de l'illite depuis le Miocène moyen jusqu'à la fin du Miocène supérieur. Ce résultat est contraire à ce que l'on pourrait attendre, à savoir une augmentation de la cristallinité de l'illite avec la profondeur en relation avec la diagenèse. De tels résultats inverses ont été notés dans des domaines orogéniques actifs, comme à Taiwan notamment (Chamley *et al.*, 1993) : ils ont été attribués à de forts taux d'érosion entraînant l'apport d'éléments appartenant à des séries de plus en plus anciennes, donc de plus en plus diagenétisées, dans les sédiments les plus récents.

c) Relations avec la lithologie

L'influence de la lithologie ("roche totale") sur les proportions relatives de minéraux argileux à été abordée sous deux aspects :

- les relations entre teneur en CaCO₃ et proportions relatives des minéraux argileux ;
- les corrélations entre les cortèges minéralogiques argileux des turbidites avec les niveaux hémipélagiques intercalés.

Les analyses sur l'ensemble des colonnes montrent souvent une relation entre minéraux argileux et teneur en CaCO₃. On note en effet qu'une augmentation du pourcentage en CaCO₃ correspond à une augmentation relative du pourcentage de smectites (ou une diminution relative du pourcentage chlorite + kaolinite + illite). Ceci ne s'observe pas sur les échantillons très riches en smectites, associées à des sédiments volcanoclastiques tufacés ("bentonites"), pour lesquels les teneurs en CaCO₃ sont faibles (moins de 5%). Les teneurs élevées en CaCO₃ sont généralement associées à une bioproduktivité importante et à une baisse des apports détritiques, chlorite et illite sont donc moins présentes dans les environnements carbonatés. Par contre, les smectites issues de sols bien drainés sont souvent associées aux carbonates (Dunoyer de Segonzac, 1970).

Une vingtaine d'analyses diffractométriques des minéraux argileux ont été réalisées dans des niveaux de turbidites afin de comparer leur signature minéralogique avec les niveaux hémipélagiques sus- ou sous-jacents. Ces deux types de lithologie montrent des spectres de diffraction assez comparables, à l'exception bien sûr des turbidites de cendres volcaniques particulièrement fréquentes à Mahia. Dans le détail, à l'intérieur de bancs de grès massifs les

analyses montrent encore des résultats homogènes. On ne note donc pas de variation majeure de la minéralogie des argiles en fonction des variations granulométriques de ces séries silicoclastiques. De plus, les analyses par diffraction des rayons X sur roche totale dans les arénites comme dans les silts argileux montrent une composition minéralogique homogène des couplets arénites-argiles. Ceci évoque un caractère détritique du cortège minéralogique argileux et l'absence de diagenèse notable.

3. Evolution transversale des cortèges minéralogiques

Les cortèges minéralogiques argileux montrent une grande homogénéité d'Est en Ouest. Les proportions relatives de ces minéraux argileux sont donc peu affectées par la position distale ou proximale des séries. L'absence d'une zonation minéralogique nette sur une transversale Est-Ouest constitue un indice en faveur d'une distribution des sédiments parallèlement à la marge.

La principale variation minéralogique transversale concernant ces sédiments fins est observée par le biais de l'analyse calcimétrique. On note en effet que les séries occidentales (Waikaremoana, fig. VII-1 ; Frasertown, fig. VII-2) ont de faibles teneurs en CaCO_3 , comprises généralement entre 5 et 10%. La série néogène de Mahia, à l'Est du domaine d'étude, montre une nette augmentation du taux de CaCO_3 qui est généralement compris entre 10 et 25% (fig. VII-4). Cet enrichissement en carbonate vers les zones plus distales peut correspondre à une baisse de l'apport en particules détritiques, donc à une augmentation relative de la fraction biogène carbonatée. Les opérations d'extraction de microfaune dans les sédiments pélitiques ont en effet montré que les échantillons de Mahia étaient plus riches en foraminifères que les échantillons des séries plus proximales. Cette variation peut aussi s'expliquer par une augmentation vers l'Est de la productivité en organismes planctoniques.

D. CONCLUSIONS

L'analyse minéralogique des sédiments fins sur cette transversale de référence montre les caractères suivants :

- la composition minéralogique des sédiments fins présente peu de variations depuis le Miocène moyen jusqu'au Pliocène. On note par ailleurs que les variations latérales sur la transversale de référence (Waikaremoana à Mahia) sont peu significatives. Les analyses, plus ponctuelles, réalisées sur d'autres transversales de la marge (plus au Sud) montrent encore des spectres argileux comparables, indépendants de l'âge des sédiments ;
- les séries sont apparemment peu affectées par la diagenèse d'enfouissement (pas de modification notable du taux d'interstratification, pas d'augmentation de la cristallinité de l'illite avec la profondeur) ;
- la présence de zéolites et surtout de stilpnomélane dans l'ensemble de la colonne sédimentaire témoignent d'un détritisme probablement issu de l'érosion du Torlesse métamorphique, qui affleure actuellement essentiellement dans l'Ile du Sud. Les zéolites, abondantes dans le

Torlesse, peuvent cependant aussi avoir une origine volcanique (altération du matériel volcanoclastique) ou hydrothermale.

III. LES ARÉNITES DU MIOCÈNE

Les séries de la marge, dominées par la sédimentation silico-clastique, montrent une proportion importante de niveaux grossiers de la classe des arénites. Ces arénites apparaissent généralement sous la forme de niveaux massifs, coquilliers, à la base de la plupart des séries, ou sous la forme de turbidites plus ou moins épaisses. La plupart des séries turbiditiques et des ensembles d'arénites massives apparaissent au cours du Miocène. L'évolution de la minéralogie de ces arénites a été étudiée afin d'obtenir des informations sur l'alimentation des bassins, en complément de l'évolution minéralogique des niveaux silto-argileux.

A. LES MÉTHODES

L'étude pétrographique des arénites a été entreprise par le biais de différentes méthodes :

1. Analyse qualitative

Les niveaux d'arénites prélevés sur les différentes coupes étudiées (plus de 300 échantillons) ont fait l'objet de lames minces pour l'observation microscopique optique. Cette étude a permis de dégager les caractères généraux de la composition minéralogique de ces arénites dans les différentes séries.

De nombreux échantillons, principalement parmi les arénites fines, ont été analysés par diffraction des rayons X sur roche totale. Les analyses ont été effectuées sur les échantillons réduits en poudre. Les diffractogrammes, obtenus à partir des poudres désorientées, montrent des pics de réflexions caractéristiques des différentes familles minérales mais ne permettent pas de quantifier leurs proportions relatives. Ce type d'analyse permet donc de déterminer la nature des minéraux contenus dans les arénites, quelle que soit leur granulométrie, ce qui est difficile par l'analyse en lame mince pour les arénites les plus fines. La diffraction des rayons X sur roche totale permet donc de connaître la nature des composants des arénites fines, la nature des éléments les plus fins (argiles par exemple) contenus dans les arénites grossières et aussi de comparer des arénites de granulométries différentes.

Par ailleurs, quelques lames minces ont été observées en cathodoluminescence. Cette méthode consiste à soumettre une lame mince non couverte à un faisceau d'électrons, provoquant ainsi la luminescence de certaines espèces minérales. La couleur générée par la luminescence est fonction de certains éléments contenus en traces dans le minéral, elle dépend des conditions de formation de ce minéral, donc de son origine (Marshall, 1988). Pour l'étude des arénites, cette méthode permet en particulier de reconnaître les éventuelles différences de luminescence entre les grains d'une même

variété minérale, et permet donc de déterminer une source unique ou multiple au flux terrigène. Ce type d'observation permet notamment d'envisager l'existence d'une ou plusieurs générations de quartz ou de feldspaths dans les arénites.

Des observations au microscope électronique à balayage et des analyses géochimiques, par microsonde, ont été réalisées ponctuellement sur certains minéraux et des débris lithiques contenus dans les arénites (ponces et verres basaltiques notamment).

2. Analyse modale

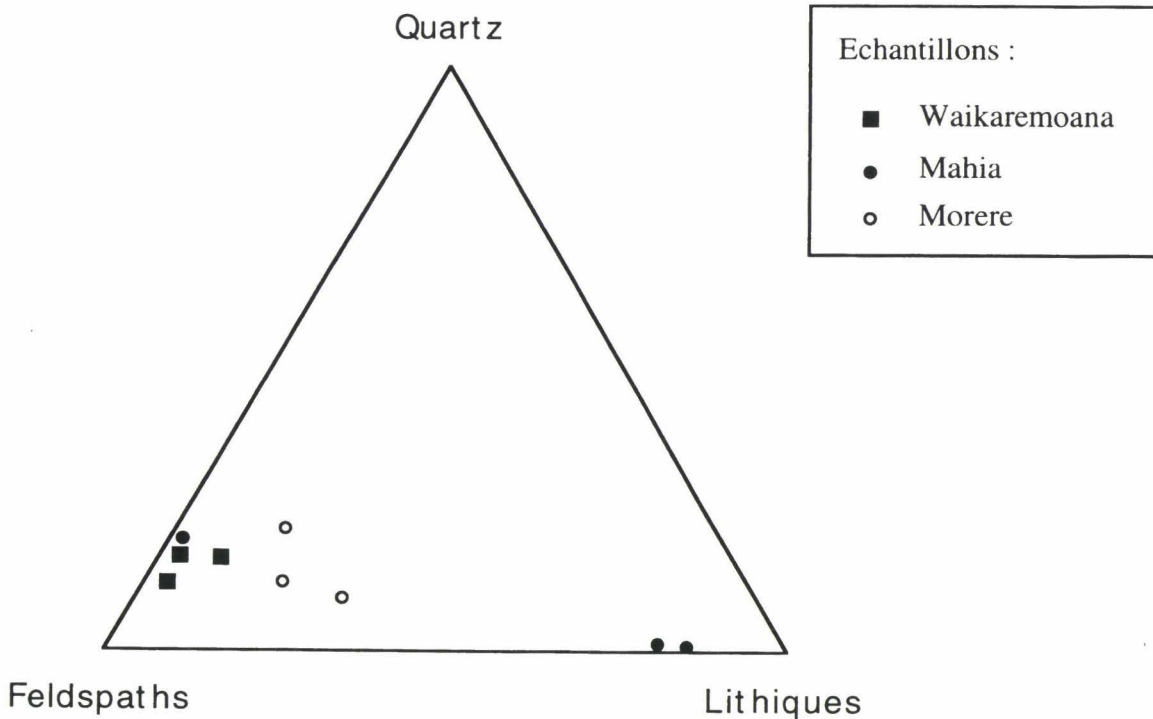


Fig.VII-5 : Diagramme Quartz-Feldspaths-Lithiques relatif à la composition des arénites du Miocène.

Une vingtaine d'échantillons sélectionnés parmi les arénites ont fait l'objet d'une analyse modale par comptages de points. Il s'agit nécessairement d'échantillons de granulométrie moyenne à grossière, permettant de reconnaître avec fiabilité les différentes familles minérales.

La méthode de l'analyse modale des arénites par comptages de points a été élaborée par Dickinson (1970), Dickinson et Suczek (1979) et Ingersoll *et al.* (1984). A partir de l'analyse des dépôts anciens et récents, les auteurs ont établi des diagrammes discriminants en fonction des grandes provinces géodynamiques (Dickinson et Suczek, 1979 ; Dickinson et Valloni, 1980 ; Valloni et Maynard, 1981 ; Dickinson *et al.*, 1983 ; Dickinson, 1988). La validité de tels diagrammes a été discutée notamment par Velbel (1985) et Zuffa (1991) qui ont montré que le contexte géodynamique n'était pas toujours le paramètre prédominant dans la composition des arénites (hétérogénéité des sources, maturation des sédiments au cours du transport plus ou moins long, ...).

Les comptages de points présentés dans ce chapitre ont été réalisés selon la méthode exposée par Ingersoll *et al.* (1984). Cependant, pour éviter au maximum les variations de composition

modale induites par les variations de granulométrie, les comptages ont été effectués sur des arénites de granulométrie comparable. Les détails des résultats analytiques sont rapportés dans l'annexe n°2.

Des colorations ont été effectuées sur ces échantillons afin de distinguer les feldspaths plagioclases des feldspaths alcalins (coloration au cobaltinitrite de sodium, puis au rhodizonate de potassium). Ces colorations sont particulièrement utiles pour le diagnostic des grains les plus fins.

B. RÉSULTATS DE L'ANALYSE MINÉRALOGIQUE

Sur la bordure occidentale du domaine étudié (coupe de Waikaremoana), la série débute par des arénites massives datées de la fin du Miocène inférieur. On rencontre ensuite plusieurs passées turbiditiques sur l'ensemble du domaine avant-arc, principalement au cours du Miocène moyen. Au cours du Miocène supérieur, les passées turbiditiques sont moins fréquentes et les turbidites sont généralement plus fines.

Deux grandes catégories d'arénites bien distinctes ont été reconnues, chacune d'elles montrant une composition minéralogique relativement homogène dans l'ensemble des séries. Il s'agit d'arénites quartzo-feldspathiques et d'arénites volcanoclastiques.

1. Les arénites quartzo-feldspathiques

Les arénites étudiées, depuis la base du Miocène moyen jusque la fin du Miocène supérieur, se caractérisent principalement par une forte teneur en feldspaths. Le quartz et les débris lithiques correspondent ensuite aux éléments les plus fréquents. Des grains de glauconie ainsi que des minéraux lourds apparaissent quasiment toujours mais en très faibles proportions.

a) *Les feldspaths*

Les feldspaths se présentent sous des aspects très variés. La plupart d'entre eux sont des fragments très fortement altérés de plagioclases et de feldspaths alcalins potassiques (déterminés par colorations). On trouve occasionnellement des débris de microcline (origine plutonique ou métamorphique) et de l'albite (origine principalement métamorphique), moins altérée, qui est parfois difficile à distinguer du quartz en microscopie optique. L'ensemble de ces éléments correspond au cortège feldspathique des arkoses du soubassement Torlesse ; leur caractère généralement très altéré n'est pas surprenant dans la mesure où ces feldspaths auraient ainsi été plusieurs fois remaniés.

La présence, dans les échantillons les plus grossiers, de grands cristaux automorphes de plagioclases zonés indique l'existence d'une source volcanique. Ces cristaux sont très peu altérés et rarement brisés, ce qui évoque une source relativement proche et un volcanisme synchrone de la sédimentation. Ces feldspaths sont donc probablement issus de l'activité, durant tout le Miocène, des volcans calco-alcalins de l'arc de Coromandel (*cf.* fig. I-7), actuellement situés entre 150 et 200 km de la zone d'étude.

L'étude de certaines de ces arénites en cathodoluminescence permet de confirmer l'existence de plusieurs familles de feldspaths. Certains feldspaths peu altérés peuvent correspondre au remaniement des produits de l'arc actif (Coromandel), les autres plus altérés seraient issus de l'érosion du soubassement, avec peut-être deux sources distinctes. Trois grandes familles de feldspaths peuvent être distinguées de par leur luminescence : les moins altérés présentent une teinte verdâtre, les autres, plus altérés, sont bleu brillant ou bleu mat.

b) Le quartz

Les comptages montrent que le quartz n'est pas le composant essentiel de ces arénites (fig. VII-5). Il représente seulement 15 à 30% des grains et cette teneur n'évolue pas de manière significative au cours du Miocène sur l'ensemble des coupes.

La plupart des grains de quartz se présentent sous la forme de grains fortement usés, parfois très arrondis, indiquant un remaniement important. Ces éléments proviennent probablement de l'érosion des arkoses du soubassement Torlesse. On note aussi la présence de nombreux grains arrondis de quartz polycristallins dont le faciès rappelle les niveaux siliceux contenus dans le Torlesse.

Certains grains de quartz sont anguleux et présentent souvent des golfes de corrosion, typiques des quartz que l'on rencontre dans les séries volcaniques acides (quartz rhyolitiques notamment). La présence de ces quartz anguleux à golfes de corrosion indique qu'une source volcanique participe certainement à la composition du flux terrigène. L'existence de cette source volcanique est d'autant plus crédible que l'arc calco-alcalin de Coromandel fonctionne durant toute cette période.

c) Les débris lithiques

Les débris lithiques sont généralement peu abondants dans les arénites de granulométrie moyenne analysées par comptage. Ils sont évidemment plus abondants dans les niveaux les plus grossiers, quelle que soit leur position stratigraphique dans la série.

On trouve principalement, en proportions équivalentes, des débris d'origine sédimentaire et d'origine volcanique. Les débris lithiques d'origine sédimentaire sont souvent des éléments arrondis de pélites silteuses et d'arénites fines (probablement des arkoses fines du Torlesse). Les débris lithiques d'origine volcanique sont de deux types différents :

- des éléments de laves (microlithes de feldspaths dans une pâte vitreuse) souvent arrondis et altérés. Ces éléments de laves peuvent provenir soit des volcans en activité, soit de niveaux basaltiques intercalés dans les séries du Torlesse ;
- des échardes de verre volcanique (éléments aciculaires isotropes) et des débris de ponce. Ces éléments sont fragiles et facilement altérés ; leur présence dans certaines des arénites du Miocène est nécessairement associée à une alimentation depuis la zone volcanique active.

d) La glauconie

Des grains de glauconie arrondis apparaissent de manière éparses dans ces arénites. Aucun niveau particulièrement riche en grains de glauconie n'a été mis en évidence sur l'ensemble de ces séries miocènes. On peut noter cependant la présence d'un niveau de galets enrobés de glauconie soulignant une discontinuité importante (discordance angulaire de quelques degrés) au sommet du Miocène supérieur, sur la coupe de Frasertown (*cf.* Chapitre III).

e) Les minéraux lourds

Des minéraux lourds, en faible quantité, ont été observés sur toutes les lames étudiées. On rencontre principalement de la biotite, des zircons ainsi que des fragments d'épidote et d'apatite.

f) Le ciment

Ces arénites du Miocène présentent toutes un ciment carbonaté sparitique. Il représente généralement 15 à 20% de la roche totale, atteignant occasionnellement jusqu'à plus de 30 %. Les arénites de granulométrie plus grossière montrent parfois un comblement partiel de la porosité par une matrice silto-argileuse, la porosité résiduelle étant ensuite comblée par un ciment carbonaté.

L'analyse par diffractométrie des rayons X sur roches totales montre la présence de chlorite, d'illite et probablement de smectites dans la fraction fine des arénites grossières. Les arénites les plus fines, constituées comme les plus grossières essentiellement de feldspaths alcalins (orthose et albite), plagioclases (anorthite) et quartz ainsi sont également riches en calcite qui correspond certainement au ciment.

2. Les arénites volcanoclastiques

Les arénites volcanoclastiques apparaissent sous deux types de faciès :

- des niveaux de tufs non ou peu remaniés correspondant à des retombées de cendres volcaniques. Ils forment des niveaux fins homogènes de couleur blanche, parfois jaunes à ocres lorsqu'ils sont affectés par l'altération superficielle.
- des niveaux de tufs correspondant à des turbidites de cendres. Les séquences turbiditiques sont souvent complètes avec à la base des horizons grossiers granoclassés (T_a) et des niveaux laminés plans (T_b). Ces niveaux grossiers sont surmontés par des cendres fines avec rides de courant et/ou des convolutes (T_c) puis des silts tufacés à lamines planes (T_d). Les caractères sédimentologiques de ces turbidites ont été décrits précédemment (*cf.* Chap. IV) et nous nous intéresserons ici principalement à leur composition pétrographique et leur répartition dans les bassins.

Le composant essentiel de ces niveaux correspond à des éléments vitreux (écharde de verre, débris de ponce). Ces éléments vitreux représentent 80 à 90 % des clastes dans les turbidites de

cenres et presque 100 % des clastes dans les niveaux de cenres fines non remaniées. Dans les turbidites de cenres, 10 à 20 % des grains correspondent à des minéraux entiers ou brisés ainsi que de rares débris lithiques d'origine sédimentaire dans les termes les plus grossiers.

a) les débris lithiques volcaniques

Les débris lithiques volcaniques sont représentés presque exclusivement par des particules vitreuses : écharde de verre et des débris de ponce.

• *Les écharde de verre*

La grande majorité de ces particules sont très anguleuses et présentent des cassures courbes ce qui est caractéristique des hydroclastes, issus de l'interaction magma / eau. Plus rarement, on observe occasionnellement des particules plus sombres (de couleur marron clair), moins vésiculées, correspondant probablement à du sidéromélan (produit d'altération de verres basaltiques).

Les analyses à la microsonde, réalisées sur un échantillon de turbidites de cenres (93MAH28), montrent que la plupart des écharde ont des teneurs en SiO₂ de l'ordre de 80 % et des teneurs en alcalins (Na₂O + K₂O) comprises entre 3 et 5 % (fig. VII-6).

pétrographie	93MAH28	93MAH28	93MAH28	93MAH28
	écharde	écharde	écharde	écharde
Na ₂ O	1,60	2,62	1,82	2,02
MgO	0,19	0,16	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	13,04	12,56	12,60	12,70
SiO ₂	80,13	79,70	80,16	80,14
K ₂ O	2,33	2,50	2,58	2,51
CaO	1,05	1,07	0,94	1,00
TiO ₂	0,26	0,15	0,19	0,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,02
MnO	0,00	0,075	0,08	0,00
FeO	1,38	1,22	1,32	1,31
NiO	0,00	0,00	0,09	0,01
Total	99,98	100,07	99,94	100,00

Fig. VII-6 : Résultats des analyses effectuée à la microsonde électronique sur des écharde de verre de Mahia

Les analyses réalisées sur d'autres échantillons de tufs indiquent des compositions comparables pour ces éléments (Le Ruyet, 1996). Ces résultats montrent que la source volcanique de ces écharde est donc essentiellement de type rhyolitique. Les analyses à la microsonde sur les

débris plus sombres (verres basaltiques ?) n'ont pas donné de bons résultats (altération du matériel, faisceau de la microsonde trop focalisé ?).

Les observations au MEB montrent que les surfaces des échardes de verre sont très lisses et les angles sont très peu abrasés. Ces particules sont donc peu altérées. De plus, les analyses à la microsonde bouclent à 100 %, confirmant l'état de fraîcheur de ce matériel volcanoclastique. Le dépôt de ces sédiments volcanoclastiques semble donc quasi-contemporain des éruptions volcaniques de l'arc calco-alcalin.

On peut ainsi démontrer que la source du matériel vitreux est majoritairement de type acide rhyolitique, avec une probable composante mineure de volcanisme basaltique.

• *Les débris de ponces*

Ce sont des particules plus grossières, très vésiculées. Les vésicules sont généralement très étirées, indiquant des vitesses de magma rapides provoquant le cisaillement du matériel magmatique. Ceci est caractéristique des laves du volcanisme calco-alcalin acide.

Au sommet des séquences grossières des turbidites (horizons T_a et T_b), on observe parfois des éléments arrondis de ponce millimétriques à centimétriques matérialisant un granoclassement inverse. Ce granoclassement est associé à la très faible densité des débris de ponce qui se comportent donc comme des particules d'autant plus "légères" qu'elles sont de grande taille (forte porosité relative), apparaissant ainsi au sommet des horizons grossiers.

Les observations au MEB montrent que ces débris de ponce sont très peu altérés d'après leur état de surface.

b) les minéraux

Ils représentent 20 à 30 % des clastes dans les horizons grossiers (T_a et T_b) et seulement 5 à 10 % des clastes dans les horizons plus fins (T_c et T_d) des turbidites de cendres.

Les minéraux les plus fréquemment rencontrés sont des feldspaths plagioclases, intermédiaires entre les pôles albite et anorthite (plagioclases de type andésine et labradorite) d'après les analyses à la microsonde. Ce sont souvent des cristaux automorphes et plus rarement des débris de cristaux à contours anguleux. Ils apparaissent toujours très peu altérés.

Les grains de quartz sont beaucoup plus rares. Ce sont alors des éléments peu arrondis et parfois des cristaux automorphes. Des golfes de corrosion, fréquents dans ces grains, attestent d'une source volcanique rhyolitique.

Les minéraux ferromagnésiens sont bien représentés dans les termes grossiers des turbidites de cendres. La biotite apparaît dans la plupart des échantillons grossiers observés, parfois en quantité relativement abondante. Elle est souvent de grande taille, est parfois fortement ondulée et présente alors une extinction roulante, ce qui est commun pour les biotites d'origine volcanique.

On observe aussi parfois des fragments de clinopyroxènes ainsi que des amphiboles, plus fréquentes, qui confirment le caractère hydraté de la source volcanique.

c) Matrice et ciment

Les tufs fins correspondant à des retombées de cendres non remaniées montrent un caractère totalement isotrope qui ne permet pas de distinguer les éléments de la matrice. Cette dernière est certainement constituée de débris de verre très fins.

Dans les turbidites de cendres, les éléments sont parfois contenus dans un ciment carbonaté, parfois dans une matrice silto-argileuse.

Le ciment de calcite est très commun dans les échantillons de turbidites de cendres de la péninsule de Mahia. La calcite sparitique remplit alors toutes les cavités inter-grains mais aussi souvent les pores des débris de ponce.

Les échantillons à matrice silto-argileuse correspondent souvent aux termes grossiers des turbidites. D'après les analyses par diffraction des rayons X sur roche totale, ces niveaux contiennent des cortèges minéralogiques argileux comparables aux argiles des niveaux hémipélagiques intercalés. De plus les smectites ont un fort taux d'interstratification et ne semblent donc pas néoformées par l'altération du matériel volcanique. Ces observations montrent donc que la matrice silto-argileuse de ces tufs grossiers est plutôt d'origine détritique.

Comme dans les tufs à ciment carbonaté, certains débris de ponces contenus dans les tufs à matrice silto-argileuse montrent un remplissage des pores par de la calcite. On peut en déduire que le colmatage de ces pores est précoce, précédant l'association des éléments de ponces avec le matériel silto-argileux dans les turbidites. Cette cimentation précoce pourrait jouer le rôle de gangue protectrice pour ces éléments qui sont peu altérés. De plus, la présence de calcite dans ces pores indique que les éléments de ponce (ainsi que l'ensemble du matériel volcanoclastique) se seraient d'abord déposés dans un environnement carbonaté avant la remobilisation du matériel par des courants de turbidité.

C. RÉPARTITION DES ARÉNITES SUR LA MARGE MIOCÈNE

1. Evolution verticale des niveaux d'arénites

Les niveaux d'arénites quartzo-feldspathiques ainsi que les niveaux de tufs montrent peu de variations significatives dans leur composition minéralogique. La composition est relativement homogène au sein d'un même ensemble turbiditique ainsi que sur toute l'épaisseur des séries miocènes.

A l'Ouest du domaine avant-arc (Waikaremoana, *cf.* Chap. II), la série débute par des arénites massives, parfois riches en bioclastes, de milieu peu profond. On rencontre ensuite une succession d'ensembles turbiditiques. Au cours du Miocène moyen, les turbidites sont plus épaisses, souvent plus grossières, et plus nombreuses qu'au Miocène supérieur. A la fin du Miocène, on ne rencontre

plus que des turbidites fines dans des silts argileux massifs. Les niveaux de tufs sont peu nombreux et apparaissent de manière dispersée sur l'ensemble de la série Miocène.

Dans la partie orientale du domaine avant-arc (Mahia, *cf.* Chap. IV), les arénites quartzo-feldspathiques apparaissent sous la forme de turbidites dès le sommet du Miocène inférieur, à la base de la série. Elles correspondent déjà à des dépôts de milieu bathyal. Ces turbidites sont toujours peu épaisses et de caractère distal pour l'ensemble du Miocène. Elles sont toutefois un peu plus nombreuses au cours du Miocène moyen.

Les bancs de tufs (turbidites de cendres pour l'essentiel) sont par contre très nombreux. Ils apparaissent en petite quantité dès la base de la série mais sont surtout abondants et épais au Miocène moyen. Leur concentration est alors unique sur la marge avec 492 bancs volcanoclastiques pour environ 1 Ma, ce qui constituerait une fréquence de dépôt correspondant en moyenne à un niveau de tufs tous les 2 000 ans (Ballance *et al.*, 1982 et 1986). La base et le sommet du Miocène supérieur montre peu de niveaux volcanoclastiques mais ils apparaissent à nouveau en nombre important au milieu de l'ensemble Miocène supérieur. Ils sont alors généralement peu épais et constitués de matériel plus fin que les niveaux du Miocène moyen. On note donc ici deux grandes phases (Miocène moyen et milieu du Miocène supérieur) d'enregistrement important de l'activité d'un arc volcanique calco-alcalin.

2. Evolution latérale des niveaux d'arénites

Les niveaux d'arénites quartzo-feldspathiques massives riches en coquilles apparaissent à la base de différentes séries transgressives. Elles apparaissent à différentes périodes et évoluent naturellement en faciès en fonction de la paléogéographie du domaine.

Les turbidites "quartzo-feldspathiques" (par opposition aux turbidites de cendres) sont observées sur une grande partie du domaine avant-arc à partir de la base du Miocène moyen. Leur composition minéralogique n'évolue pas latéralement de manière significative mais elles sont nettement plus développées (nombreuses et surtout épaisses) sur la bordure occidentale (Waikaremoana) que sur le secteur oriental (Mahia). Cette diminution est apparemment progressive d'Ouest en Est d'après ce que l'on peut observer sur les séries intermédiaires (Nuhaka, Morere, ...). Cette observation est valable aussi pour le Miocène supérieur qui montre des ensembles turbiditiques importants à Waikaremoana (*cf.* Chapitre II) et des faciès presque exclusivement silto-argileux à Mahia (*cf.* Chapitre IV).

Au cours du Miocène, l'évolution latérale d'Ouest en Est de l'importance des séries turbiditiques issues de l'érosion du domaine continental (principalement les séries du "Torlesse Supergroup") témoignent clairement des caractères proximal et distal des secteurs de Waikaremoana et de Mahia respectivement. Les apports en matériel terrigène grossier diminuent ainsi progressivement depuis la bordure continentale à l'Ouest vers les zones plus océaniques à l'Est.

Les arénites volcanoclastiques, essentiellement des turbidites de cendres, ont aussi une composition minéralogique très homogène sur l'ensemble du domaine avant-arc. Les variations de composition dépendent essentiellement des horizons fins ou grossiers au sein d'une même séquence turbiditique.

Leur répartition est particulière car ces niveaux sont peu nombreux en domaine proximal (Waikaremoana à Morere) et ils apparaissent massivement en domaine distal (Mahia). Ceci est surprenant car l'arc actif au cours du Miocène (Coromandel) se situe vers le domaine continental, la zone de Waikaremoana-Morere se situant donc entre l'arc actif et le secteur de Mahia. On peut envisager différentes hypothèses pour expliquer cette observation.

- *Hypothèse structurale*

La péninsule de Mahia peut avoir été déplacée à la faveur d'accidents tectoniques depuis le dépôt de ces turbidites miocènes. Si de tels accidents correspondent à des chevauchements majeurs, ils ne permettraient pas de résoudre ce problème car il faudrait envisager une position paléogéographique encore plus distale pour le secteur de Mahia. On doit donc envisager un décalage de la Péninsule à la faveur de grands décrochements dextres passant au niveau du tombolo double qui la relie aux autres secteurs. Aucune observation de terrain ne peut permettre de répondre à cette question à cause de la couverture de dunes sableuses. Cependant, des profils de sismique réflexion de très bonne résolution ont été réalisés en mer dans Hawke's Bay, immédiatement au Sud de ce tombolo. Les réflecteurs correspondant à la série Mio-Pliocène apparaissent parfaitement continus dans cette zone et aucun accident majeur parallèle à la marge ne peut être déduit de ces profils. De plus, les sédiments miocènes décrits 80 à 100 km plus au Nord contiennent très peu de niveaux de tufs (Mazengarb *et al.*, 1991), à l'image de ce que l'on observe entre Waikaremoana et Morere. Il faudrait donc envisager un décrochement majeur qui décalerait la péninsule de Mahia sur plus de 100 km depuis le Miocène supérieur. Un accident de cette ampleur devrait pouvoir être déduit de l'analyse des profils sismiques et avoir des répercussions (structures mineures) dans les séries observées de part et d'autre du tombolo.

- *Dilution du matériel volcanoclastique dans les séries proximales*

Les arénites quartzo-feldspathiques des séries proximales montrent une certaine teneur en éléments volcanogènes, provenant certainement de l'arc calco-alcalin actif. Nous pouvons envisager que les éléments issus du volcanisme ont été dilués dans les formations quartzo-feldspathiques des zones proximales. En domaine plus distal (Mahia) le matériel terrigène grossier est quasiment absent et les éléments volcanogènes, dont l'abondance soudaine est liée à des éruptions majeures, apparaissent alors non dilués sous la forme de turbidites de cendres.

• Répartition hétérogène des canyons d'alimentation sur la marge

On peut envisager des modalités complexes de distribution du matériel volcanoclastique qui serait emmené vers les zones distales par des canyons traversant la marge (fig. VII-7). Ces canyons prendraient naissance au pied des volcans de l'arc actif. Les zones proximales décrites seraient alors alimentées par d'autres canyons constituant ainsi des accumulations de turbidites à partir d'une source différente (Domaine de soubassement Torlesse émergé, pour l'essentiel).

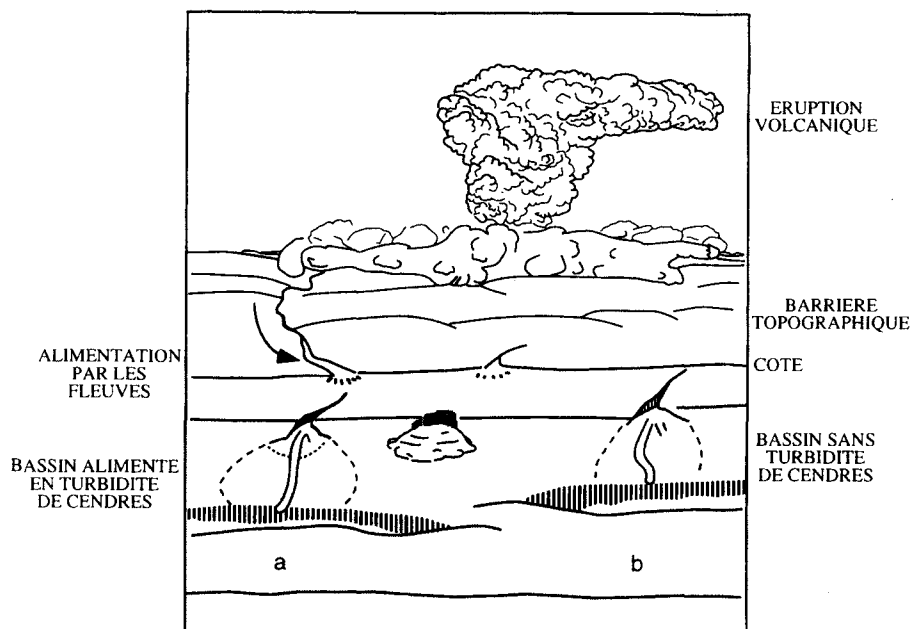


Fig. VII-7 : Modèle de distribution des turbidites sur une marge active avec alimentation de certains bassins (a) en matériel volcanogène par l'intermédiaire de canyons en connexion avec des systèmes fluviaux provenant directement de l'arc actif. D'autres bassins (b), parfois plus proximaux, sont alimentés principalement par du matériel terrigène. (modifié d'après Gosson, 1986)

D. CONCLUSION

Comme nous l'avons vu d'après l'analyse des sédiments fins (§ II), la composition minéralogique des arénites montre une très grande homogénéité sur l'ensemble de la transversale du domaine avant-arc.

Les sédiments grossiers, issus de l'érosion d'un ensemble très homogène (soubassement "Torlesse" pour l'essentiel), se répartissent depuis un pôle proximal, "continental", à l'Ouest vers un pôle distal, "océanique", à l'Est.

Les sédiments issus de l'activité volcanique de l'arc posent par contre un problème quant à leur répartition spatiale. Nous avons vu qu'ils apparaissent de manière très abondante à Mahia alors qu'ils sont moins abondants en domaine proximal. On peut penser que les éléments issus du volcanisme ont été dilués dans les formations quartzo-feldspathiques. On peut aussi envisager des modalités complexes de distribution du matériel volcanoclastique qui serait emmené vers les zones

distales par des canyons traversant la marge. Cette variation latérale de faciès sur la transversale pourrait éventuellement être accentuée par des décalages tectoniques.

IV. LES CALCARÉNITES DU PLIOCÈNE

A. OBJECTIFS

Le Pliocène se caractérise par l'apparition dans le domaine avant-arc d'une sédimentation carbonatée bioclastique. Ces calcaires bioclastiques sont des arénites souvent très riches en bioclastes qui marquent les diminutions importantes des tranches d'eau à partir de la transition Miocène - Pliocène. Les séries du Pliocène montrent aussi des ensembles de silts massifs. Les arénites du Pliocène, plus ou moins bioclastiques, forment généralement de grandes barres morphologiques bien visibles dans le paysage du domaine avant-arc.

Ces arénites et calcarénites ont fait l'objet de nombreuses observations en lame mince afin d'en étudier les faunes et les faciès qui nous renseignent sur leurs environnements de dépôt. Leur minéralogie n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée mais des grandes tendances ont été reconnues.

B. RÉSULTATS

Deux grands types d'arénites ont été observées dans les séries du Pliocène. Certaines correspondent à des arénites à dominance quartzo-feldspathique qui sont peu bioclastiques. Ces arénites sont bien représentées dans les séries du Pliocène inférieur (Opoitian, 5 - 3,6 Ma) et dans celles de la fin du Pliocène supérieur (Nukumaruan, 2,4 - 1,8 Ma). La seconde catégorie d'arénites correspond à des calcarénites que l'on rencontre plus généralement dans l'ensemble des séries du Pliocène supérieur. Ces calcarénites ont des teneurs en CaCO_3 supérieures à 50%, parfois très élevées (plus de 90%).

1. Les constituants

a) les bioclastes

Les arénites du Pliocène se caractérisent par leur abondance en grandes coquilles entières et surtout en bioclastes millimétriques correspondant aux débris de coquilles brisées par la haute énergie du milieu de sédimentation. Les bioclastes constituent parfois plus de 80% de la roche totale (quasiment 100% des clastes) formant alors des calcaires très purs. Les associations typiques de macrofossiles contenus dans ces sédiments sont de grands lamellibranches (Pecten, huîtres, ...), des brachiopodes (térébratules), des débris de bryozoaires et des balanes géantes dont le substrat dur est constitué par les lamellibranches. Quelques rares débris d'algues rouges ont été observés, indiquant des conditions de dépôts situées dans la zone photique. Des radioles d'oursins et spicules d'éponges sont nombreux dans ces sédiments. Les associations faunistiques de ces sédiments sont

typiques de calcaires déposés en milieux tempérés (Kamp *et al.*, 1988 ; Kamp et Nelson, 1987 ; Kamp et Nelson, 1988 ; Beu, 1992).

Les éléments constructeurs (Bryozoaires, Balanes,...) sont parfois très abondants, montrant que ces calcaires bioclastiques peuvent être pour partie alimentés par des bioconstructions (de climat tempéré à froid) se développant sur des zones hautes.

La microfaune est essentiellement représentée par des foraminifères, dont le type planctonique ou benthique fournit des indications d'ouverture franche ou non sur l'océan.

b) les minéraux

Ces arénites se distinguent de celles observées au Miocène par leur richesse en *Quartz* qui peut constituer jusqu'à 50% des grains. Les grains de Quartz sont généralement fortement arrondis et plus rarement anguleux. Quelques échardes de verres ont été observées, témoignant de la contribution d'une source volcanique toujours active.

Deux grandes familles de *Feldspaths* ont été distinguées : des feldspaths (alcalins et plagioclases) très altérés et quelques rares minéraux automorphes de plagioclases zonés (issus de l'activité volcanique).

Les calcarénites contiennent souvent des grains de *glauconie* généralement peu nombreux. Quelques niveaux très riches en grains de glauconie ont été cependant observés, intercalés dans les calcarénites du Pliocène supérieur de la péninsule de Mahia. Ils marquent ici probablement des horizons de condensation.

Parmi les minéraux accessoires, plus rares que dans les arénites du Miocène, on observe principalement des biotite, mais aussi quelques zircons.

c) les débris lithiques

Les débris lithiques sont parfois très abondants dans les arénites du Pliocène. On rencontre ces niveaux très riches en débris lithiques en particulier à la base des bancs, qui est généralement très érosive ; ils peuvent alors représenter jusqu'à 80% des clastes. Ils sont aussi répartis de façon homogène dans les dépôts grossiers du Pliocène. Ils apparaissent sous la forme de galets mous de silts argileux. A partir du Pliocène supérieur, on rencontre de nombreux petits galets ronds (diamètre millimétrique à centimétrique) très indurés constitués d'arkose.

d) le ciment et la matrice

Le ciment ou la matrice constituent 20% à plus de 30% de la roche totale.

La plupart des arénites bioclastiques présentent un ciment sparitique. Certaines montrent des résidus de matrice micritique, partiellement recristallisée. Plus rarement, on observe des traces de matrice argileuse.

Les calcarénites du Pliocène supérieur sont souvent caractérisées par une porosité importante ; les bioclastes apparaissent alors seulement soudés entre eux par un ciment de sparite.

2. Evolution des arénites du Pliocène

a) Evolution verticale

Sur les coupes présentant l'ensemble de la série Pliocène, on observe une évolution verticale très nette de la composition des arénites. A la base du Pliocène, les arénites sont pauvres en bioclastes comparativement à celles plus carbonatées, de la fin du Pliocène inférieur et du Pliocène supérieur (à "Frasertown" par exemple).

Les calcarénites du Pliocène supérieur (Waipipian : 3,6 - 3,1 Ma) sont largement répandues dans le secteur oriental de la transversale de Wairoa, depuis "Frasertown" jusque "Mahia". Elles sont généralement plus massives et les bancs constitués par des accumulations de grosses coquilles de bivalves et de balanes sont plus nombreux.

Une cyclicité est observée notamment durant la période Nukumaruan (2,4 - 1,8 Ma) dans l'enregistrement sédimentaire des dépôts de la fin du Pliocène. Elle est marquée par des alternances d'arénites quartzo-feldspathiques et de silts (déposés sous des tranches d'eau comprises entre 50 et 150 m) intercalés avec des calcarénites (dont les paléop profondeurs de dépôt sont inférieures à 50 m).

b) Evolution latérale

Latéralement, on peut observer des variations de faciès importantes et rapides. Au Pliocène inférieur, sur la bordure occidentale du domaine, les arénites observées au Nord ("Waikaremoana") sont très bioclastiques, alors qu'elles sont surtout quartzo-feldspathiques, de faciès deltaïque, plus au Sud (transversale de Napier).

A la fin du Pliocène inférieur, de puissants ensembles de calcarénites se sont déposés à "Frasertown" tandis que la sédimentation reste de nature silto-argileuse à "Waikaremoana", quelques kilomètres plus à l'Ouest.

Au Pliocène supérieur, des calcarénites apparaissent sur tout le secteur oriental de la transversale de Wairoa (de "Frasertown" à "Mahia") alors que des sédiments beaucoup moins riches en bioclastes se déposent dans le secteur de Napier.

c) Conclusions

La grande variabilité spatio-temporelle observée dans les sédiments du Pliocène est liée à leur milieu de dépôt peu profond, donc très sensible aux moindres variations de tranches d'eau. Les faciès carbonatés se sont déposés sur des hauts topographiques situés dans la partie orientale du domaine avant-arc (*cf.* chapitres précédents), tandis que des silts se déposaient dans les dépressions situées plus à l'Ouest. Des sédiments deltaïques apparaissent en bordure occidentale de ce sillon silto-argileux.

L'abondance des composants bioclastiques dans les arénites montre que ces sédiments sont issus de milieux à forte bioproduktivité (bioconstructions possibles). D'après la répartition des faciès, on peut montrer que ces milieux se développaient dans la partie orientale du domaine avant-arc étudié. Les zones à forte bioproduktivité sont soumises à la forte énergie du milieu et les particules bioclastiques, souvent brisées, sont entraînées par des systèmes de chenaux (dynamique très importante).

Une autre particularité de la composition de ces arénites concerne l'abondance relative des grains de quartz qui constituent le composant dominant de la fraction terrigène. Cette caractéristique peut être mise en relation avec l'apparition de nouvelles sources de matériel terrigène à partir du Pliocène. Par ailleurs, nous avons pu montrer que des hauts morphologiques se formaient en domaine relativement distal ("Nuhaka") ; or le soubassement anté-néogène de ce secteur est différent du soubassement "Torlesse" qui alimentait le détritisme Miocène. En effet, dans les secteurs orientaux, le néogène surmonte des ensembles sédimentaires d'âge Crétacé supérieur à Paléogène. Ces séries du Crétacé supérieur - Paléogène contiennent des sédiments très matures, avec le quartz comme constituant essentiel (80 à 90%) des éléments terrigènes dans les arénites (Chanier, 1991). Le soulèvement, qui débute à la fin du Miocène, pourrait donc provoquer localement une érosion suffisamment importante pour faire apparaître ce soubassement et ainsi alimenter les dépôts Pliocènes en grains de quartz.

V. SYNTHÈSE

L'analyse minéralogique des différents faciès rencontrés dans le domaine avant-arc nous apporte des informations importantes sur l'évolution de ce domaine depuis la fin du Miocène inférieur jusqu'à la fin du Pliocène.

On note peu d'évolution verticale des arénites et des pélites au cours de la période miocène. Par contre, à partir du Pliocène, la composition des arénites change de manière brutale ; elles deviennent alors riches en bioclastes et grains de quartz. Les ensembles silto-argileux deviennent un peu plus grossiers (plus silteux, moins riches en argiles) mais les cortèges minéralogiques argileux montrent des pourcentages relatifs comparables à ceux du Miocène.

Des évolutions latérales de la composition des arénites sont à signaler dès le Miocène moyen avec par exemple la puissante série volcanoclastique observée uniquement à "Mahia Peninsula". Cette série volcanoclastique locale est probablement liée à des systèmes d'alimentation particuliers dans le domaine avant-arc (distribution hétérogène des canyons alimentant les différents secteurs de la marge). Au cours du Pliocène, la composition des arénites et calcarénites montre fréquemment des variations latérales de faciès très nettes.

La composition des arénites du Pliocène est largement influencée par les variations relatives de la tranche d'eau. Les sédiments les plus riches en bioclastes se déposent à proximité de zones surélevées, permettant une très forte bioproduktivité et un faible apport en matériel terrigène.

On note par ailleurs d'après l'analyse des arénites que la source du matériel terrigène est principalement représentée par le soubassement de type "Torlesse" au cours du Miocène, produisant des arénites très pauvres en quartz. A partir du Pliocène, un nouveau type de source apparaît et le matériel terrigène, nettement enrichi en quartz, est probablement issu de l'érosion de certains secteurs plus distaux de la marge. Dans l'ensemble de la série néogène, le matériel volcanogène participe plus ou moins au flux sédimentaire, confirmant l'activité de l'arc pendant tout le Néogène.

CHAPITRE VIII :**ÉVOLUTION DE L'ENFOUISSEMENT DU SUBSTRATUM**

I. INTRODUCTION	233
II. QUANTIFICATION DE LA SUBSIDENCE	233
A. Les modèles de compensation isostatique	233
1. Les modèles existants	234
2. Cas particulier des marge actives	234
B. La décompaction des colonnes sédimentaires	235
1. Le choix des colonnes à décompacter	235
2. La procédure de décompaction	236
C. La détermination et la correction de paléotranche d'eau	237
D. Automatisation de la procédure : le programme SUBSILOG	237
III. DÉTERMINATION DE L'ENFOUISSEMENT DU SOUBASSEMENT :	
APPLICATION AUX SÉRIES DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA	
ET DE LA RÉGION DE NAPIER	238
A. La bordure occidentale du bassin : colonne de Waikaremoana	239
1. Présentation de la colonne récapitulative	239
2. Enfouissement.....	241
3. Conclusions.....	243
B. Le secteur médian : Frasertown	243
1. Présentation générale	243
2. Enfouissement du substratum	246
3. Conclusion	246
C. La zone distale : la Péninsule de Mahia.....	248
1. Présentation.....	248
2. Enfouissement du substratum	250
3. Conclusion	250
D. La région d'Hawke's Bay	252
1. Le domaine émergé : La coupe de "Napier"	252
2. Le forage Offshore "Hawke's Bay 1"	255
3. Enfouissement du substratum	256
4. Conclusion	258
IV. BILAN DES DONNEES DE LA SUBSIDENCE	259
A. La transversale de Wairoa	259
B. Le secteur de Napier	259
C. Remarques sur la subsidence tectonique	259
D. Conclusions	262

CHAPITRE VIII :

EVOLUTION DE L'ENFOUISSEMENT DU SUBSTRATUM

I. INTRODUCTION

L'objectif de l'étude développée dans ce chapitre est de déterminer l'évolution temporelle des mouvements verticaux qui affectent le domaine avant-arc. La détermination des phases de subsidence et/ou de soulèvement des bassins mio-plio-quaternaires de la marge en relation avec leur évolution globale constitue l'un des buts de cette étude.

Cette étude de la subsidence a été entreprise en différents points du domaine avant-arc afin de reconnaître ses éventuelles variations dans l'espace. La connaissance des différents faciès existants et des variations des paléotranches d'eau dans ce domaine (cf. Chapitres II, III, IV, V) sont nécessaires pour effectuer une approche quantitative de l'évolution de l'enfouissement du substratum du bassin constitué par les niveaux anté-Néogène.

II. QUANTIFICATION DE LA SUBSIDENCE

Divers exemples de quantification de subsidence ont été établis, notamment dans les domaines stables et les fossés d'effondrement (Sclater et Christie, 1980 ; Bond et Keminz, 1984 ; Brunet, 1989 ; Desmaison, 1990 ; Truyol, 1991 ; Maillart, 1991).

La subsidence d'un bassin sédimentaire est contrôlée soit par des facteurs internes (distension, amincissement crustal, variations thermiques, ...) regroupés sous le terme de "subsidence tectonique", soit par des facteurs externes comme principalement la charge sédimentaire et dans une moindre mesure, le poids de la colonne d'eau. L'estimation de l'évolution de l'enfouissement du soubassement (subsidence totale) et le calcul de la part, due dans cette subsidence totale, à la charge sédimentaire et au poids de la colonne d'eau permettent de déterminer la subsidence résiduelle qui peut être considérée comme correspondant à la subsidence tectonique.

L'objectif final serait de connaître l'évolution de cette subsidence tectonique pour comprendre les mécanismes de formation et d'évolution des bassins étudiés développés sur marge active. Cependant le calcul de la part due à la charge (sédiments et eau) nécessite le choix d'un modèle qui reste en grande partie à définir pour les marges actives.

A. LES MODÈLES DE COMPENSATION ISOSTATIQUE

1. Les modèles existants

Deux grands modèles de compensation liée à la charge sédimentaire sont connus : les compensations isostatiques locale et régionale.

La **compensation isostatique locale**, de type Airy, suppose que chaque point se comporte de façon indépendante par rapport aux points voisins (Brunet, 1989). La rigidité de la lithosphère est alors considérée comme étant nulle.

Le réajustement isostatique est instantané à l'échelle géologique (env. 20 000 ans) et s'opère par fluage de matériel mantellique. L'équilibre est atteint à une certaine "profondeur de compensation" dans l'asthénosphère.

Ce type de modèle reflète assez bien le comportement de fossés d'effondrement bordés par de grandes failles normales. Il est relativement simple et permet d'approcher facilement les ordres de grandeur de la subsidence et de ses variations.

La **compensation isostatique régionale** (Vening-Meinesz, 1958) tient compte du fait que la lithosphère comporte une certaine rigidité et répond à la charge par une flexure. On peut alors attribuer à la lithosphère un comportement élastique ou plastique. Le modèle de plaque élastique est le plus simple dans ce type de compensation régionale (Steckler et Watts, 1978 ; Brunet et Le Pichon, 1982). Un comportement de type visco-plastique est probablement le plus proche de la réalité mais est difficile à utiliser.

2. Cas particulier des marge actives

La position particulière des bassins étudiés, situés sur une portion de croûte qui est elle-même au-dessus d'une lithosphère océanique plongeante (subduction), rend complexe l'accès aux mécanismes de réajustement isostatique. Il est difficile de contraindre le couplage croûte/manteau au niveau du plan de subduction ; par exemple, on ne connaît pas les caractéristiques et donc le comportement de la plaque plongeante (densité, fracturation, friction...) sous la marge entre l'arc volcanique et la fosse. Au niveau de l'arc volcanique, le manteau sous-jacent présente en outre des particularités, notamment thermiques (Dickinson, 1995). De ce fait, les modèles qui s'intéressent aux marges actives ne semblent pas être encore totalement fiables et/ou adaptés.

Il est donc clair que le comportement isostatique du domaine avant-arc ne peut pas être simplement quantifié de façon simple ; d'ailleurs, les rares études de subsidence réalisées sur la marge de Nouvelle-Zélande (Wells, 1989) ne prennent pas en compte les réajustements isostatiques.

Pour ces différentes raisons, cette analyse sera limitée à l'étude de l'enfouissement progressif ("burial history") du substratum - terme qui est semble-t-il préférable à celui de subsidence (Guidish *et al.*, 1985 *in* Einsele ; Wells, 1989) - et pour ce faire, la décompaction des colonnes sédimentaires et les corrections de paléotranche d'eau seront naturellement prises en compte.

Cependant, dans le programme "SUBSILOG", une estimation de l'effet de charge sédimentaire est proposée dans le cadre d'une compensation isostatique dite locale, qui semble être pour le moment la meilleure approche pour ce type de marge (Lallemand *et al.*, 1992 ; Clift *et al.*, 1994).

B. LA DÉCOMPACTION DES COLONNES SÉDIMENTAIRES

La nature souvent silto-argileuse des faciès de la marge et l'épaisseur parfois considérable de sédiments accumulés (pouvant atteindre environ 7000 m en 18 Ma) obligent à décompacter les séries sédimentaires au cours du temps. Cette approche à deux objectifs majeurs :

- connaître l'état d'enfoncement du substratum à un instant donné ;
- permettre une meilleure approche des taux de sédimentation.

La décompaction de ces séries sédimentaires impose un certain nombre de précautions.

1. Le choix des colonnes à décompacter

Les modèles de décompaction ont été établis à partir d'études détaillées de certains bassins connus par de nombreux forages pétroliers, diagraphies, et profils sismiques. Les logs lithostratigraphiques détaillés permettent un découpage des colonnes en unités lithologiques bien contraintes en datation. Les caractéristiques physiques des différentes lithologies rencontrées sont alors connues par les données des diagraphies (densité, résistivité, porosité, Gamma Ray ...) (Brunet, 1989).

L'étude de terrain, principalement à cause des conditions d'affleurement, ne permet pas un tel détail concernant les informations de base. En particulier, l'épaisseur des séries est parfois estimée cartographiquement, ce qui peut induire des incertitudes.

Certaines approximations sont inhérentes à la présence de discontinuités sédimentaires dans les séries. En effet, les lacunes sédimentaires peuvent être associées soit à une interruption de la sédimentation, soit à une érosion d'une certaine quantité de matériel sédimentaire. Dans le second cas, il est nécessaire d'estimer l'épaisseur de la série avant érosion pour tenir compte de sa charge à un instant donné. Le calcul de la décompaction doit alors prendre en compte une certaine marge d'erreur.

Un problème supplémentaire est lié au fait que les colonnes (logs verticaux) ont été établies à partir de coupes horizontales sur des couches peu inclinées. Des variations latérales d'épaisseur et de faciès sont possibles, en particulier pour les faciès peu profonds.

Pour ces différentes raisons, certains des résultats présentés correspondent à une valeur approchée de la décompaction et donc de la subsidence.

La fiabilité des données, variable selon les colonnes, est discutée dans chacun des cas exposés et des enveloppes d'incertitude sont systématiquement représentées sur les graphes.

2. La procédure de décompaction

Le modèle théorique de Sclater et Christie (1980) a été adopté car les propriétés physiques des sédiments de ces bassins néo-zélandais sont assez comparables à celles des séries étudiées par Sclater et Christie (1980) en mer du Nord (Wells, 1989). En outre, ceci permettra de comparer nos données aux résultats obtenus plus au Sud sur cette même marge de Nouvelle-Zélande (Wells, 1989).

Pour chaque lithotype rencontré, il existe une relation entre porosité et profondeur :

$$f = f_0 e^{-cz} \quad [1]$$

où :

- z : profondeur en km
- f : porosité à la profondeur z
- c : coefficient de compaction
- f_0 : porosité de surface

On obtient, pour un ensemble lithologique donné, dans la colonne sédimentaire, la relation suivante (fig.VIII-1) :

$$z'_2 - z'_1 = z_2 - z_1 - \frac{f_0}{c} [e^{-cz_1} - e^{-cz_2}] + \frac{f_0}{c} [e^{-cz'_1} - e^{-cz'_2}] \quad [2]$$

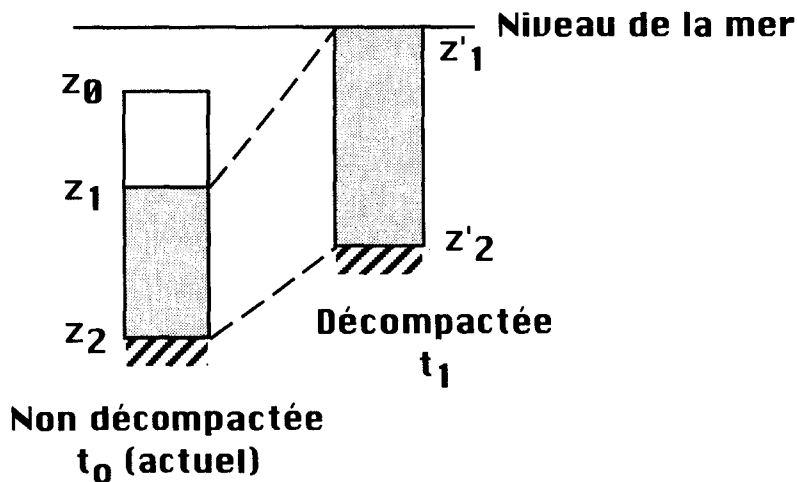


Fig. VIII-1 : Schéma de principe de la décompaction

Il n'existe pas de solution analytique à cette équation [2]. Nous avons donc utilisé une solution numérique par convergence de fonctions (programme SUBSILOG).

Connaissant les formules de décompaction, on peut restituer l'état de la colonne sédimentaire en retirant progressivement les couches sédimentaires superficielles (méthode dite de "backstripping" de Steckler et Watts, 1978).

C. LA DÉTERMINATION ET LA CORRECTION DE PALÉOTRANCHE D'EAU

Pour obtenir la profondeur d'enfouissement du substratum, outre le calcul de décompaction des colonnes, il faut prendre en compte l'influence des paléoprofondeurs de dépôts. Il est également utile, pour plus de précision, de corriger les données de paléoprofondeurs de dépôts en s'appuyant sur les courbes de variations eustatiques (Haq *et al.*, 1988).

Les paléotranche d'eau sont facilement restituées pour les domaines peu profonds : les données sédimentologiques et faunistiques permettent d'établir des profondeurs de dépôts fiables. Pour les sédiments déposés en milieux profonds, en particulier les ensembles silteux massifs et les séries turbiditiques, la détermination des paléotranche d'eau est plus difficile d'accès et moins précise. Les microfossiles utilisés pour déterminer les paléotranche d'eau ont été prélevées systématiquement dans le bruit de fond hémipélagique afin d'éviter au maximum les possibilités de remaniement par les courants de turbidité.

Les données de paléotranche d'eau utilisées ici proviennent de l'interprétation des environnements de dépôts lorsque cela était possible. Parallèlement, de nombreux échantillons ont été prélevés sur l'ensemble des coupes levées pour étudier leur contenu paléontologique. Les faunes extraites (foraminifères pour l'essentiel) analysées par Martin Crundwell (Institute of Geological and Nuclear Sciences, Nouvelle-Zélande), donnent également des informations intéressantes s'agissant des paléotranche d'eau.

E. AUTOMATISATION DE LA PROCÉDURE : LE PROGRAMME SUBSILOG

Le programme **SUBSILOG** a été développé en collaboration avec Michel Dubois (U.R.A.719, U.S.T.L.) afin d'automatiser la procédure de décompaction et de calcul de la subsidence.

Le programme permet de calculer la subsidence à partir des données suivantes :

- la colonne lithostratigraphique à partir de laquelle on sépare des unités lithologiques distinctes ;
- le coefficient de compaction et la valeur de porosité de surface attribués à chacune des unités lithologiques (*cf infra*). Le programme attribue automatiquement ces valeurs lorsque l'unité lithologique est définie;
- la profondeur actuelle à laquelle on rencontre la base et le sommet de chaque unité lithologique dans la colonne actuelle;
- la paléoprofondeur de dépôt attribuée à chacune des unités.

Les courbes de variations eustatiques pour le Néogène (Haq *et al.*, 1988) et le Quaternaire (Clifton *et al.*, 1988) sont intégrées au programme. Les corrections liées à ces variations sont automatiquement effectuées.

On utilise les valeurs de c (coefficient de compaction) et f_0 (porosité de surface) de l'équation [1] en l'absence de surpressions de fluides. Ces paramètres sont donnés par Sclater et Christie (1980) et sont représentés, dans le tableau suivant (tableau VIII-1).

Lithologies	f_0	c
Argiles	0,63	0,51
Grès	0,49	0,27
Calcaires	0,70	0,71
Silts	0,56	0,39

Tabl. VIII-1 : Valeurs des porosités de surface (f_0) et coefficients de compaction (c) utilisés pour les calculs de décompaction (Sclater et Christie, 1980).

A partir des formules précédemment exposées ([1] et [2]), une incrémentation a été effectuée afin de décompacter chacune des colonnes à différentes étapes. Les étapes, de durée variable (1 à 5 Ma), ont été déterminées d'après les variations de lithologies rencontrées. Cette incrémentation a permis d'automatiser la procédure.

Après cette première étape, qui permet le calcul de la profondeur d'enfouissement du substratum, les données sont reportées sur des graphes "Profondeur du substratum / Temps" permettant de visualiser l'évolution de ce paramètre.

Le détail du programme SUBSILOG est présenté en version Quickbasic en annexe 3.

III. DÉTERMINATION DE L'ENFOUISSEMENT DU SOUBASSEMENT : APPLICATION AUX SÉRIES DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA ET DE LA RÉGION DE NAPIER

Les calculs d'enfouissement du substratum, à savoir des terrains anté-Miocène, ont été réalisés à partir de cinq colonnes lithostratigraphiques :

- deux colonnes, dites de "Waikaremoana" et "Frasertown", sur chacun des flancs du synclinal de Wairoa (cf. Chapitres II et III) ;
- une colonne ("Mahia") en position plus distale dans le bassin, d'après les coupes levées sur la péninsule de Mahia (cf. Chapitre IV) ;
- deux colonnes dans le secteur d'Hawke's Bay d'après un lever de coupe à terre ("Napier", cf. Chapitre V) et les données d'un forage pétrolier réalisé en mer ("Hawke's Bay 1").

Les résultats des calculs sont présentés sous la forme de graphes présentant :

- une courbe d'évolution des paléotranches d'eau
- une courbe d'enfouissement du soubassement tenant compte des corrections des paléobathymétries et des variations eustatiques (Haq *et al.*, 1988). Cette deuxième courbe correspond en fait à l'évolution de la subsidence totale au cours du temps.

L'ensemble de ces courbes permet d'estimer la valeur des taux de subsidence mais aussi celle des taux de sédimentation.

A. LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN : COLONNE DE WAIKAREMOANA

1. Présentation de la colonne récapitulative (fig. VIII-2)

a) Lithologie

La coupe de Waikaremoana est l'une des plus complètes effectuées sur la marge. Elle représente une période de temps d'environ 13,5 Ma entre la base du Miocène moyen (16,5 Ma) et le début du Pliocène supérieur (3,1 Ma).

Les trois grands types de lithologies considérées pour la décompaction des colonnes lithologiques sont les lithologies habituellement rencontrées sur les coupes de la transversale Nord dite de Wairoa :

- des grès : principalement durant le Miocène moyen (intercalés dans des silts) ;
- des silts : essentiellement pour la période du Miocène supérieur, mais aussi dans le Pliocène ;
- des calcaires : à la base de la série miocène et à la base du Pliocène.

Nous avons attribué à chacun de ces faciès des coefficients de compaction "c" et des porosités de surface "fo" spécifiques.

b) Evolution des paléotranches d'eau

La période Miocène se caractérise sur ce transect par une augmentation des paléotranches d'eau dans le bassin au cours du temps (fig. VIII-2). Aux sédiments transgressifs, peu profonds, de la base du Miocène moyen (grès coquilliers de plate-forme) succèdent des silts et des sédiments turbiditiques dont les faunes ont révélé des environnements de dépôt bien plus profonds, entre 600 et 1000 m (la valeur de 800 m est retenue avec une barre d'erreur de ± 200 m).

Le principal problème que pose cette série réside en l'interprétation faciologique de la puissante série gréseuse qui apparaît au cours du Miocène supérieur (fig. VIII-2). En effet, cette série présente des faciès particuliers qui évoquent un delta peu profond : figures sédimentaires dont des rides de houles, des tronçatures d'angle faible, souvent interprétées comme représentatives de profondeurs de dépôts inférieures à 100 m. Cependant, il pourrait aussi s'agir d'un système d'alimentation d'un éventail turbiditique plus profond, ce qui serait plus conforme à son environnement silteux de grande profondeur (*cf.* Chap.II). Cette incertitude importante sur les paléotranches d'eau a été prise en compte pour cette étape du Miocène supérieur.

Une nette diminution des paléotranches d'eau est observée à la limite Mio-Pliocène. Elle est marquée par le passage de faciès silteux profonds à des calcaires de plate-forme externe. L'interprétation des associations de microfaune indique que ce régime de sédimentation de plate-forme perdure pendant le Pliocène.

WAIKAREMOANA

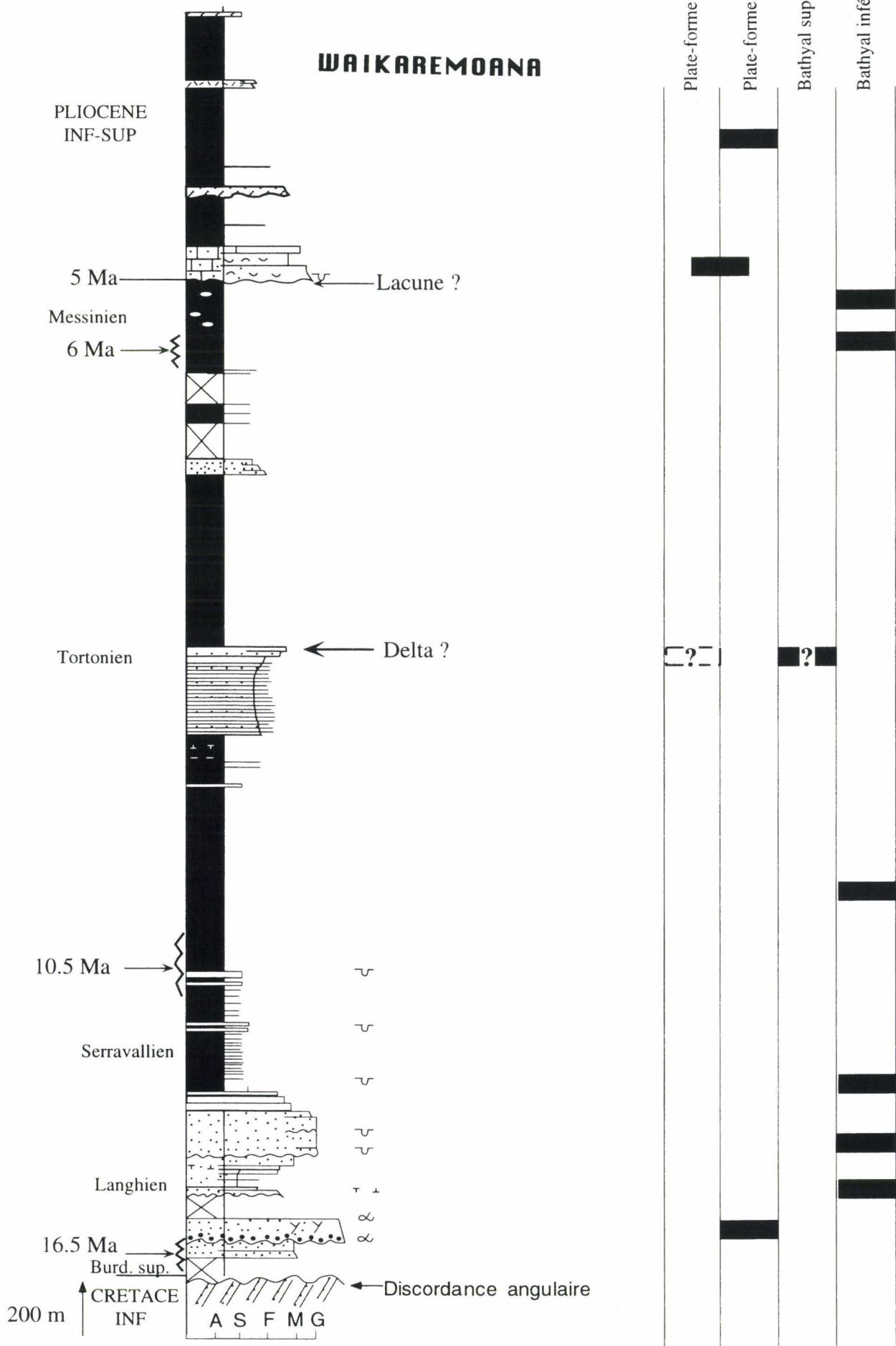


Fig. VIII-2 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Waikaremoana"

c) Hypothèses prises en compte pour la décompaction

La décompaction a été effectuée à partir d'une longue transversale présentant de faibles pendages vers l'intérieur du bassin. Cette coupe a été assimilée à une colonne verticale représentative de la partie occidentale du bassin. A cause d'éventuelles variations latérales de faciès et d'épaisseur, les résultats de la décompaction de cette colonne doivent être considérés comme une approximation, principalement pour les niveaux les plus anciens (Miocène moyen).

Certaines unités lithologiques n'ont pas pu être datées avec précision, en particulier l'ensemble détritique grossier (delta?) du Miocène supérieur. Une fourchette de temps comprise entre 6 et 10 Ma a été retenue : son apparition est post-10 Ma car la base du Miocène supérieur se situe nettement en dessous stratigraphiquement et anté-6 Ma puisque la limite Tortonien/Messinien est bien au-dessus.

Cette colonne présente cependant l'avantage de ne pas comporter de lacune sauf éventuellement une lacune mineure de la fin du Miocène supérieur (fig.VIII-2). Ceci évite les incertitudes sur la compaction associée à la partie de colonne sédimentaire déposée puis érodée par la suite (en cas de contact érosif) ou l'absence de compaction due à une éventuelle absence de sédimentation.

2. Enfouissement

Connaissant les altitudes moyennes des séries (environ 400m au-dessus du niveau de la mer), on peut estimer la profondeur actuelle du substratum à environ 4km sous le niveau de la mer. La courbe d'enfouissement du substratum obtenue sans tenir compte de l'éventuelle diminution de la profondeur au Miocène supérieur (fig. VIII-3, courbe A) met en évidence plusieurs étapes de fonctionnement de cette partie du bassin :

- une période 16,5 - 11 (± 1) Ma, où cette partie de la marge connaît une période de subsidence. Les taux d'enfoncement du soubassement sont relativement faibles, quelles que soient les hypothèses envisagées ; ils sont de l'ordre de 0,2 mm/an ;
- une période 11(± 1) - 5,5 ($\pm 0,5$) Ma, marquée par une augmentation notable des taux de subsidence qui atteignent alors des valeurs importantes, de l'ordre de 0,7 mm/an. Ces taux de subsidence ont tendance à diminuer vers la fin du Miocène supérieur (environ 7-5 Ma) ; ils sont alors de l'ordre de 0,4 à 0,5 mm/an ;
- la transition Mio-Pliocène (environ 4,5 - 5,5 Ma), correspondant à une période de surrection du substratum. Que l'on envisage ou non une érosion d'une partie des sédiments du Miocène supérieur et une diminution des paléotranches d'eau plus ou moins marquée, les différentes courbes obtenues montrent nettement un soulèvement du fond du bassin. Les taux de soulèvement varient de 0,4 à 1,6 mm/an selon les hypothèses envisagées ;
- une dernière période 4,5 - 3,1 Ma correspondant à une reprise de l'enfoncement du bassin (les taux de subsidence calculés sont assez importants, de l'ordre de 0.4 mm/an) avant le retour au niveau actuel.

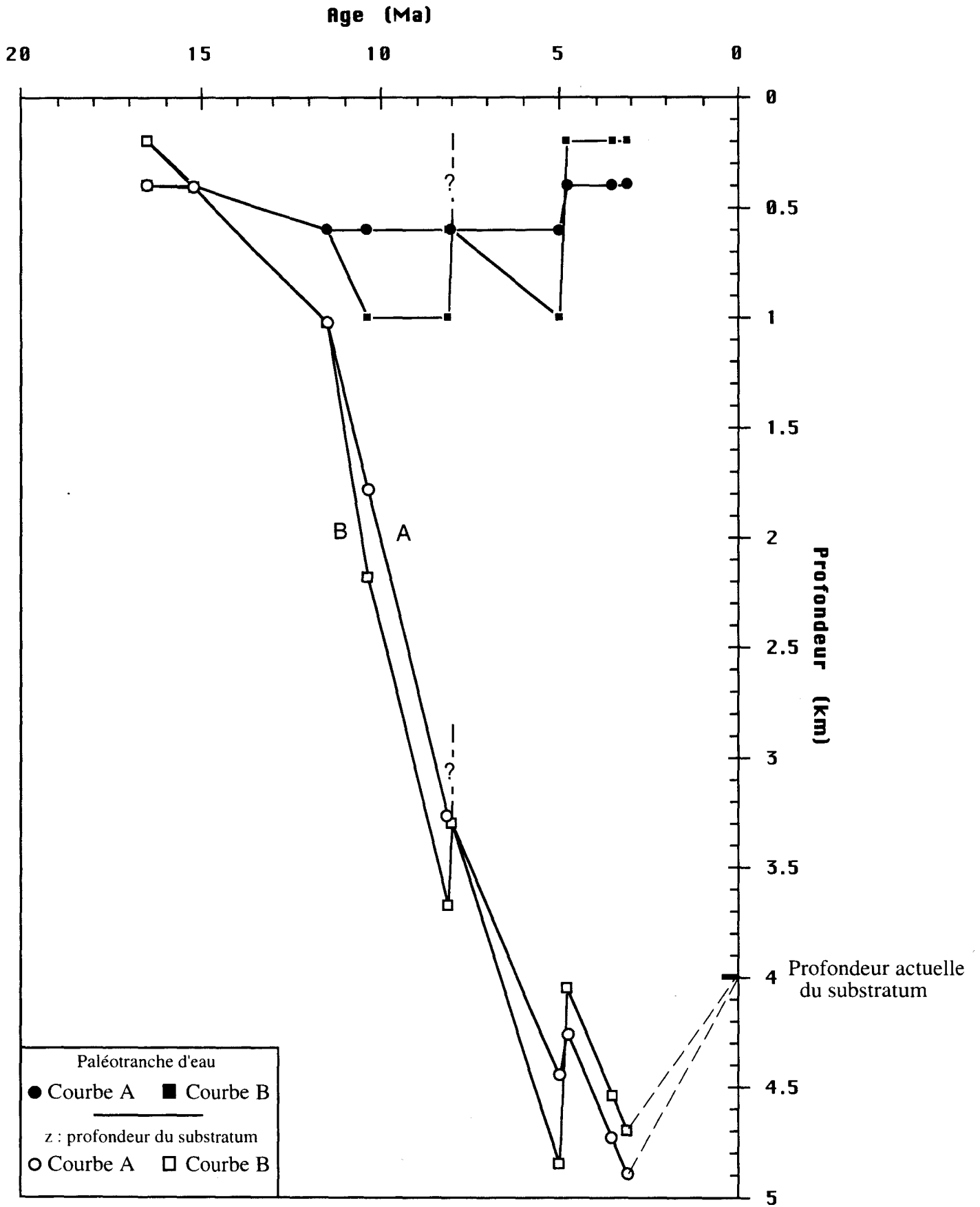


Fig. VIII-3 : Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Waikaremoana"
 Courbe A : hypothèse sans diminution importante des paléotranches d'eau vers 8 Ma
 Courbe B : hypothèse avec diminution importante des paléotranches d'eau vers 8 Ma.

Une courbe d'enfoncement du substratum intégrant l'éventuelle diminution des paléotranches d'eau au Miocène supérieur a été établie (fig. VIII-3, courbe B). Cette courbe montre alors des différences notables pour cette période :

- la base du Miocène supérieur garde un taux de subsidence élevé (environ 0,7 mm/an) ;
- la partie moyenne du Miocène supérieur (environ 7-9 Ma) présente un épisode de surrection importante du substratum qui, dans le cas d'une chute de paléotranche d'eau de seulement 400m (valeur minimale), atteint déjà des valeurs de soulèvement de l'ordre 0,9 mm/an ;
- la fin du Miocène supérieur (environ 5-7 Ma) présente alors un taux de subsidence légèrement plus important que dans l'hypothèse précédente, de l'ordre de 0,55 mm/an.

3. Conclusions

Le programme SUBSILOG a permis de tester un grand nombre d'hypothèses de courbes de subsidence sur cette partie du bassin en fonction des incertitudes sur les différents paramètres (tranches d'eau, âge des séries, épaisseurs). Selon les hypothèses envisagées, les taux de mouvement vertical peuvent changer sensiblement. Cependant les phénomènes de subsidence ou de soulèvement du substratum restent de même nature dans les différents cas.

On observe notamment une subsidence importante de cette partie de la marge au cours du Mio-Pliocène. La subsidence est d'abord faible (Miocène moyen) puis forte (Miocène supérieur et Pliocène). Un bref épisode de soulèvement rapide apparaît nettement à la transition Miocène-Pliocène. On peut éventuellement envisager l'existence d'un second épisode de soulèvement rapide au sein du Miocène supérieur.

Les autres sections analysées sur la marge permettront de déterminer le caractère régional ou seulement local de ces épisodes particuliers.

B. LE SECTEUR MÉDIAN : FRASERTOWN

1. Présentation générale

La coupe de Frasertown, située sur le flanc oriental du synclinal de Wairoa, occupe une position distale par rapport à la coupe précédemment analysée (cf. Chapitre II). Les résultats concernent surtout les séries d'âge Miocène supérieur à Pliocène moyen inclus ; ils seront comparés à ceux de la coupe de Waikaremoana.

a). Evolution des faciès et des tranches d'eau

La colonne levée près de Frasertown est incomplète dans la mesure où la base de la série néogène n'a pu être levée. Elle s'étend depuis la partie sommitale du Miocène moyen (environ 11,5 Ma) jusqu'au Pliocène moyen (environ 3,1 Ma) (fig. VIII-4).

FRASERTOWN

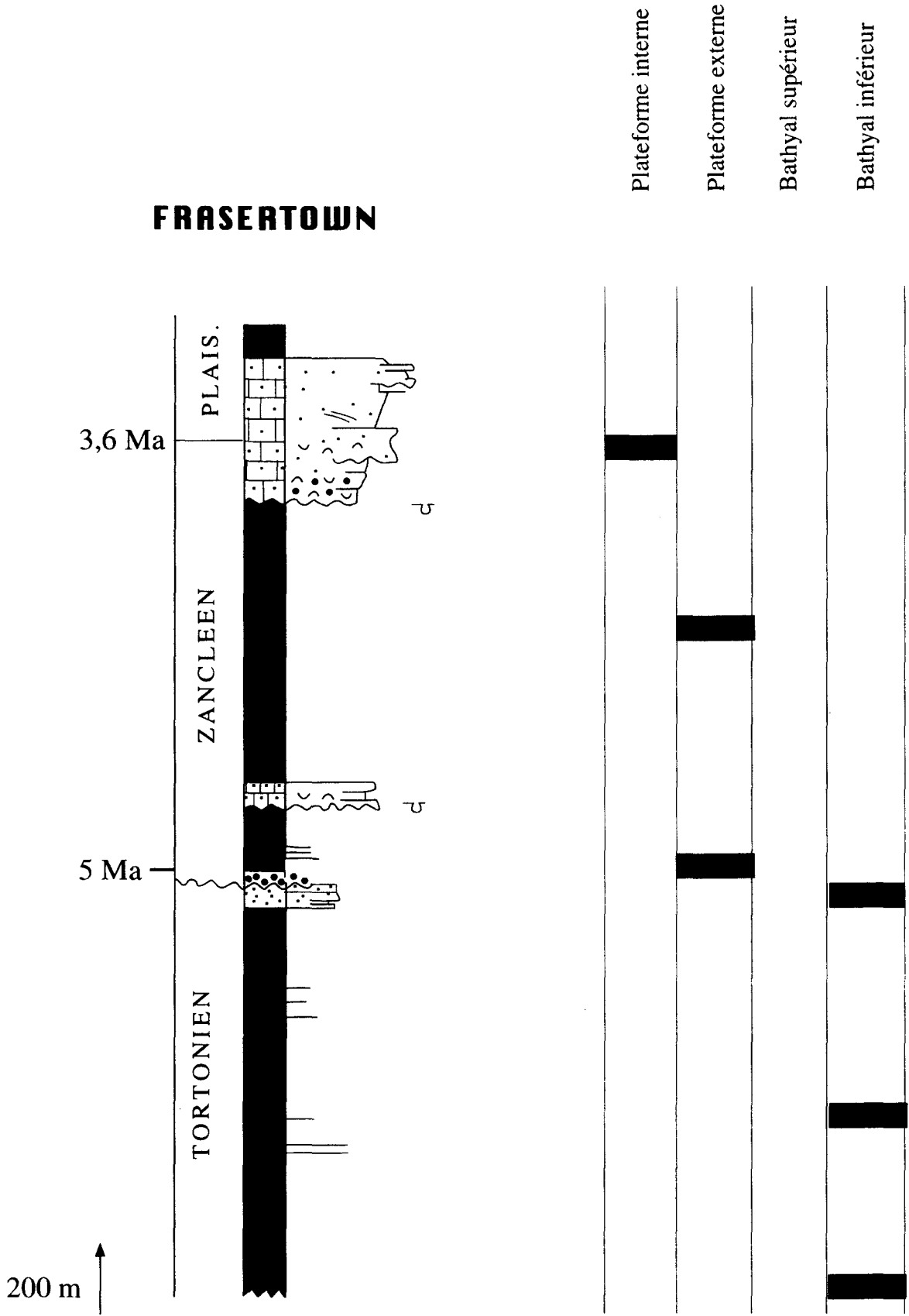


Fig. VIII-4 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Frasertown"

La base de la série est constituée de grès fins à petits débris de coquilles dont l'environnement de dépôt est mal contraint. Les données de la microfaune indiquent des paléotranches d'eau supérieures à 200 m. L'absence de figures sédimentaires, l'état brisé des coquilles, leur petite taille, indiquent qu'il s'agit probablement de dépôts de type plate-forme externe.

Le Miocène supérieur est très homogène, de nature silteuse avec quelques passées tufacées légèrement plus grossières. Les environnements de dépôt sont très profonds durant cette période, entre 600 et 1 000 m d'après les assemblages de microfaune (ces deux valeurs extrêmes ont été retenues lors des calculs de subsidence).

Le Miocène terminal et le Pliocène sont marqués par la présence de faciès carbonatés coquilliers à la base, silteux dans sa partie médiane puis à nouveau carbonatés pour la période fini-Pliocène inférieur à Pliocène moyen. Au dessus de ces calcaires, la série se termine par quelques centaines de mètres de silts massifs. Les paléotranches d'eau correspondant aux faciès silteux sont comprises entre 200 et 400 m tandis que celles des calcaires sont plus faibles, inférieures à 200 m.

b). Hypothèses prises en compte pour la décompaction

Plusieurs courbes d'enfouissement ont été établies pour cette colonne :

- la courbe la plus complète (16,5 à 3,1 Ma ; fig. VIII-5, courbe A) est établie en considérant que les dépôts non observés du Miocène moyen sont comparables à ceux rencontrés sur l'autre flanc du synclinal (Colonne Waikaremoana), c'est à dire en ajoutant à la base de la colonne de Frasertown les séries du Miocène moyen levées plus à l'Ouest. Les faciès turbiditiques du Miocène moyen, observés plus à l'Est à Nuhaka ou près de la péninsule de Mahia (Opoutama), étant similaires à ceux de Waikaremoana, cette hypothèse paraît raisonnable ;
- une seconde courbe (fig. VIII-5, courbe B1) a été établie en considérant que cette partie de la marge occupait une position "haute" avec une sédimentation de plate-forme externe permanente durant la période Miocène moyen (16.5 -10.4 Ma). Cette hypothèse doit être envisagée car il est possible que la marge au Miocène moyen ait présenté une morphologie complexe. Cependant elle est moins crédible que la courbe précédente car comme nous l'avons déjà dit, les faciès de même âge observés à l'Est comme à l'Ouest sont des turbidites profondes (600-1000 m) ;
- une troisième courbe (fig. VIII-5, courbe B2), équivalente en période à la deuxième, ne prend pas en compte la position "haute" au Miocène moyen et considère des tranches d'eau maximales pour la période du Miocène supérieur.

Ces deux types de courbes A et B ont été établies en considérant que la lacune observée à la fin du Miocène supérieur (5-6 Ma) représente une période de non dépôt ou une période de dépôt d'une série silteuse ayant été par la suite érodée. Pour ce dernier cas, la coupe voisine dite de Waikaremoana comporte une série silteuse d'âge équivalent dont l'épaisseur est d'environ 260 m et peut servir de référence. La valeur adoptée pour le calcul est de 300 m de sédiments silteux pour la période 5-6 Ma, avant érosion. Ceci en fait une valeur extrême qui s'oppose au calcul de compaction minimaliste dans l'hypothèse d'une absence complète de dépôt.

2. Enfouissement du substratum

Trois courbes d'enfouissement ont ainsi été réalisées ; les deux courbes extrêmes B1 et B2 représentent l'enveloppe globale des taux d'enfouissement du socle, sans prendre en compte les séries du Miocène moyen. La courbe A prend en compte les épaisseurs de séries du Miocène moyen observées à Waikaremoana.

Les taux de subsidence calculés pour le Miocène moyen sont évidemment comparables à ceux de Waikaremoana car les paramètres utilisés ont été repris à partir de cette colonne (épaisseur de la série du Miocène moyen et, pour l'une des courbes, les valeurs de paléotranche d'eau). Les courbes établies d'après l'étude des affleurements du secteur de Frasertown porte donc sur la période Miocène supérieur - Pliocène.

Le Miocène supérieur est marqué par des taux de subsidence importants, de l'ordre de 0,3 à 0,45 mm/an selon les hypothèses envisagées.

La transition Mio-Pliocène (environ 6 - 5,5 Ma), correspond quant à elle à une période de surrection du substratum. Que l'on envisage une érosion de 300 m de silts du Miocène supérieur ou une période de non dépôt, les courbes calculées démontrent l'existence d'un épisode de soulèvement du fond du bassin. Les taux de soulèvement varient alors de 0,4 à 1,0 mm/an.

A partir du Pliocène les courbes montrent une reprise très nette de la subsidence avec des taux relativement élevés, de l'ordre de 0,5 mm/an.

3. Conclusion

Les mouvements verticaux reconnus sur les séries de Frasertown sont tout à fait comparables à ce qui a été observé plus à l'Ouest (colonne de Waikaremoana). On retrouve en effet la succession de trois événements :

- une phase de subsidence au Miocène supérieur ;
- un soulèvement rapide mais de courte durée autour de la limite Mio-Pliocène (environ 6 - 5,5 Ma) ;
- une reprise de la subsidence dès le Pliocène inférieur avant un retour vers la position actuelle.

Il apparaît encore assez nettement que la sédimentation sur ce secteur de la marge est associée à une subsidence importante, largement dominante, uniquement troublée par un bref épisode de soulèvement vers 6 - 5,5 Ma.

Les deux coupes sur les flancs opposés du synclinal de Wairoa montrent donc une évolution similaire, au moins en ce qui concerne les processus de mouvements verticaux. On note cependant que la subsidence au cours du Pliocène est plus importante sur le flanc oriental (jusqu'à 1 mm/an) que sur le flanc occidental (environ 0,4 mm/an).

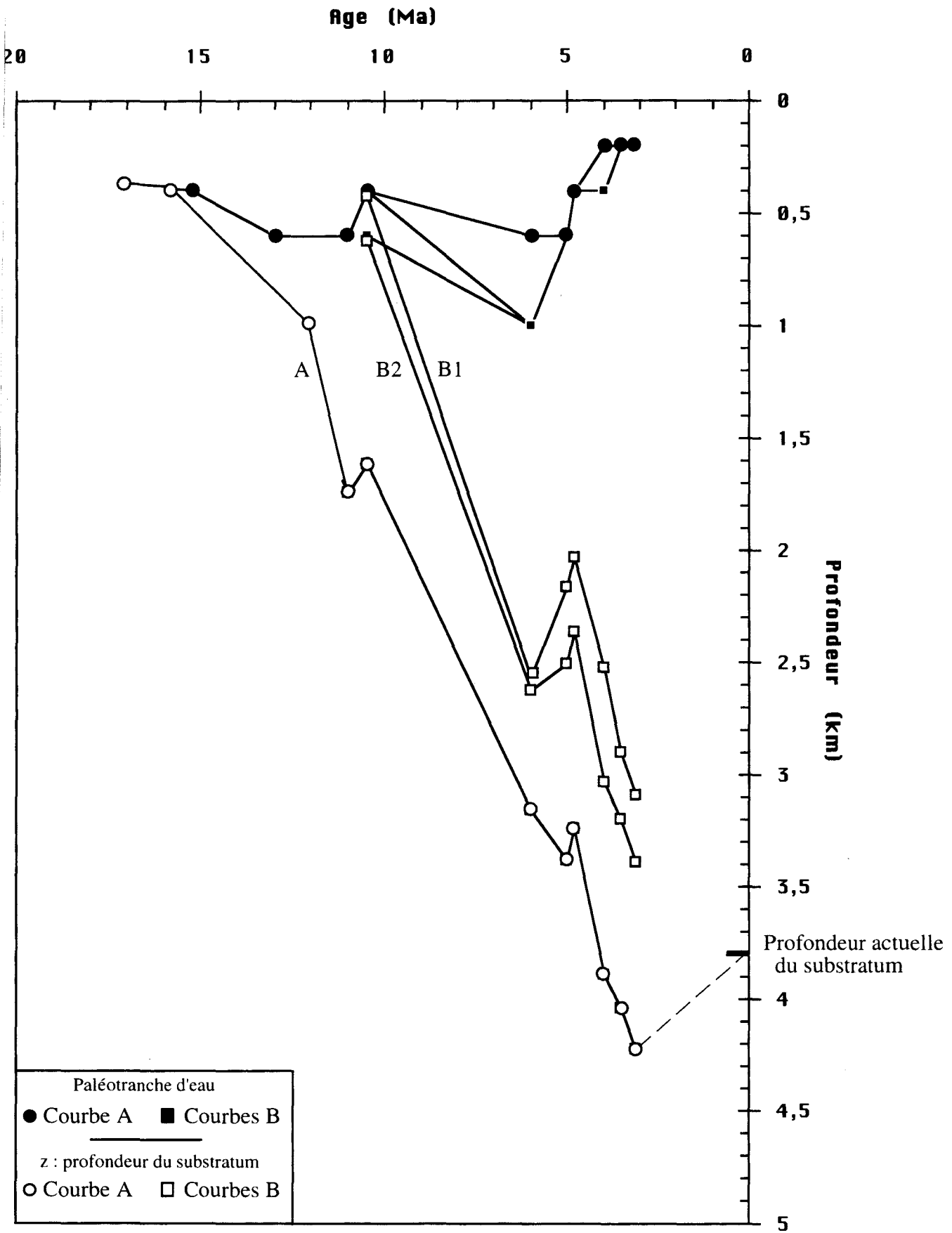


Fig. VIII-5: Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Frasertown" (hypothèse la plus probable).
 Courbe A : hypothèse incluant le dépôt des sédiments durant le Miocène moyen
 Courbe B : hypothèses basées sur la colonne observée

C. LA ZONE DISTALE : LA PÉNINSULE DE MAHIA

1. Présentation

La péninsule de Mahia présente les affleurements les plus orientaux de la série Mio-Pliocène, donc en position distale par rapport au continent néo-zélandais. Dans la partie Est de la péninsule, on peut observer un pointement du socle anté-Miocène ainsi que des turbidites du Miocène inférieur. Sur ce soubassement très déformé, on rencontre l'ensemble de la série discordante qui s'étend depuis la partie terminale du Miocène inférieur jusqu'au Pliocène moyen (*cf.* Chapitre IV).

L'étude de cette colonne, quasiment complète, est particulièrement intéressante car elle nous permettra de comparer les mouvements verticaux qui ont affecté cette partie la plus distale de la marge active émergée avec ceux des zones plus proximales.

a). Sédiments et paléobathymétrie

La particularité de la sédimentation dans cette partie du bassin est la présence, au Miocène moyen, de nombreuses turbidites volcanoclastiques (*cf.* chap. IV) intercalées dans des séries dominées par des silts et des turbidites fines distales. De véritables niveaux de cendres volcaniques apparaissent également dans l'ensemble de la série Miocène.

Les sédiments discordants sur le soubassement ont un âge estimé à 17-16 Ma (sommet du Miocène inférieur à base du Miocène moyen). Pour les calculs, un âge de 16,5 Ma a été adopté. Ces sédiments sont des silts argileux comportant des niveaux de tufs rhyolitiques. Les associations de foraminifères indiquent qu'ils correspondent à des dépôts de milieux profonds, supérieurs à 600 m (*fig.* VIII-6).

La tranche de sédiments considérée ensuite correspond à l'essentiel du Miocène moyen (15, - 10,5 Ma). Elle est constituée de turbidites fines, distales, déposées dans un bruit de fond hémipélagique dont la microfaune indique des milieux de dépôts bathyaux (paléotranche d'eau supérieures à 600 m). Les sédiments volcanoclastiques, constitués de turbidites de cendres, qui s'intercalent dans cette série seront assimilés à des lithologies gréseuses.

La sédimentation au Miocène supérieur (10,5 - 6 Ma) est dominée par des silts argileux, plus ou moins tufacés, avec quelques passées de turbidites. La période de transition Tongaporutuan-Kapitean (6 Ma) est marquée par des maxima des paléotranche d'eau qui atteignent des valeurs supérieures à 1000 m d'après les associations de microfaune.

Nos données biostratigraphiques montrent qu'une partie de la série du Miocène terminal est absente. Par ailleurs, les calcaires pliocènes qui reposent sur le Miocène supérieur ont été datés de la fin du Pliocène inférieur (Beu, 1992). Ces calcaires coquilliers marquent une diminution des paléotranche d'eau à cette période avec des environnements de dépôts correspondant à des domaines de plate-forme interne (environ 100 m de paléotranche d'eau).

MAHIA PENINSULA

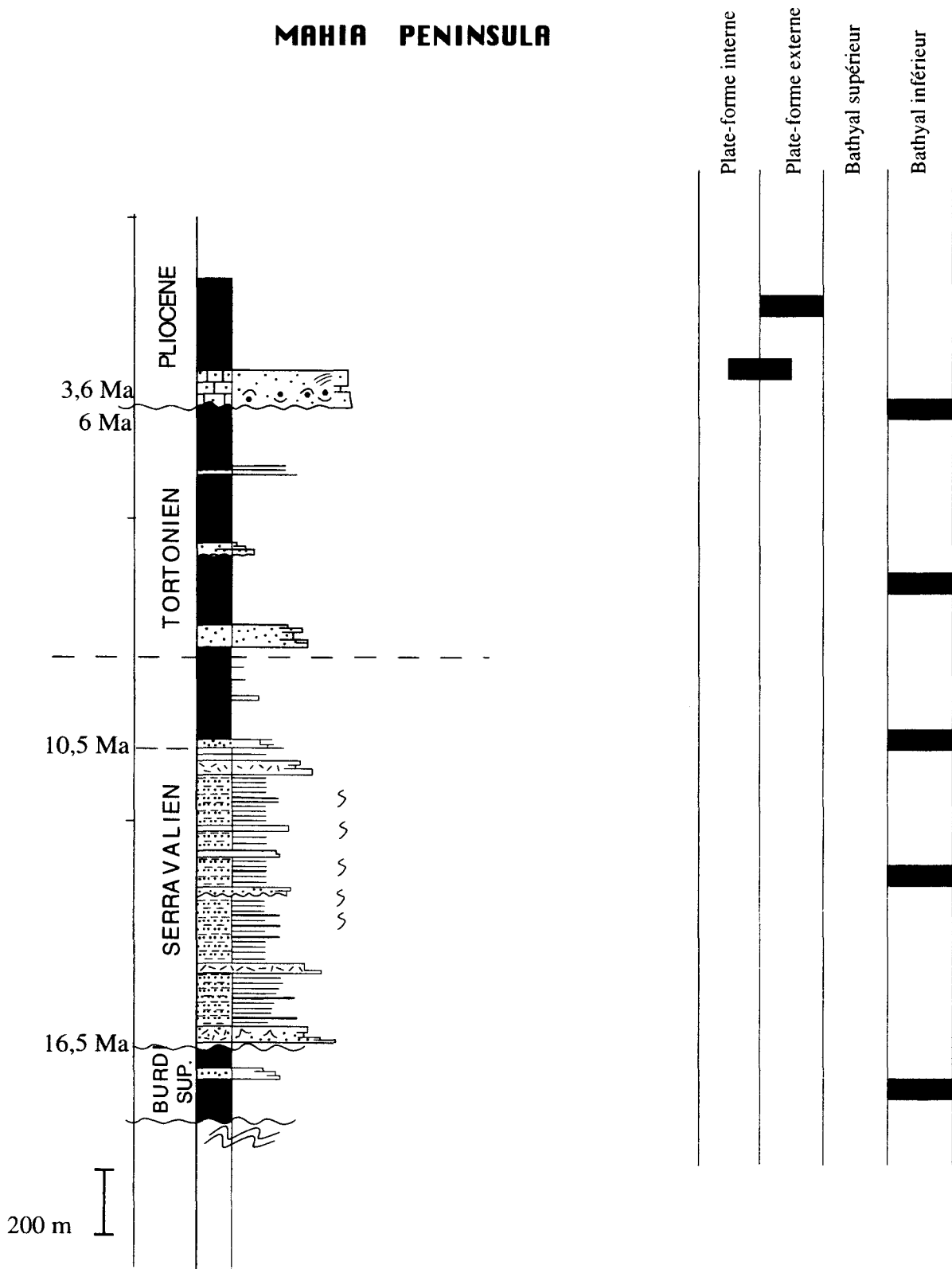


Fig. VIII-6 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Mahia"

b). Hypothèses prises en compte pour la décompaction

Malgré quelques incertitudes sur les datations, en particulier pour la période 16,5 - 15 Ma (Clifdenian ; cf. chapitre IV), absente selon certains auteurs (Webb 1979) ou constituée d'une série condensée (Francis, 1993), la colonne de Mahia est quasiment complète pour la période Miocène.

Les données biostratigraphiques n'ont pas permis de dater précisément la puissante série volcanoclastique du Miocène moyen (Gosson 1986, en situe une partie dans l'étage Waiau, 12 - 10,5 Ma). Il est probable qu'elle ait une extension plus large (fin Lillburnian - début Tongaporutuan, entre 15 et 10,5 Ma) d'après nos datations par microfaune.

Une dernière hypothèse à envisager pour établir les courbes de subsidence concerne la lacune Miocène supérieur - Pliocène inférieur : on doit prendre en considération la présence ou non de sédiments déposés durant cette période. Différentes courbes ont donc été effectuées. Dans l'hypothèse de dépôts ultérieurement érodés, nous avons estimé l'épaisseur de la série manquante d'après les colonnes présentant une série continue pour cette période.

2. Enfouissement du substratum

Les principaux mouvements verticaux reconnus sur certaines courbes de la série Mio-Pliocène de Mahia sont les suivants (fig. VIII-7 courbes A, B1 et B2):

- une période de subsidence modérée depuis la fin du Miocène inférieur jusqu'à la base du Miocène moyen (environ 16,5 - 14 Ma). Les taux d'enfouissement calculés sont d'environ 0,2 mm/an ;
- une période correspondant à la partie supérieure du Miocène moyen (14 - 10,5 Ma), marquée par une augmentation significative de la subsidence. Les taux d'enfouissement atteignent alors environ 0.5 mm/an.
- une période Miocène supérieur (environ 10,5 - 6 Ma) correspondant à un retour vers des taux de subsidence plus faibles, compris entre 0,2 et 0.3 mm/an.
- la période de transition Mio-Pliocène (entre 6 et 4 Ma) correspond quant à elle à un soulèvement marqué du substratum du bassin. Les taux de surrection calculés oscillent entre des valeurs faibles (0,25 mm/an) et des valeurs beaucoup plus importantes (0,83 mm/an) selon les hypothèses extrêmes envisagées.
- une dernière période, post 3,6 Ma, marquée par une nouvelle subsidence du bassin avant le retour à l'état actuel. Cette période n'est pas bien contrainte en terme de paléotranche d'eau, les calculs montrent cependant que le taux de subsidence pourrait atteindre environ 0,9 mm/an.

3. Conclusion

La péninsule de Mahia semble connaître une évolution assez comparable à celle de la région de Wairoa (coupes Waikaremoana et Frasertown). Le Miocène correspond à une période de subsidence du substratum avec, ici, un maximum au cours du Miocène moyen. La surcharge

correspondant à l'apport important de matériel volcanoclastique dans ce domaine pendant cette période pourrait expliquer en partie cette accélération de la subsidence.

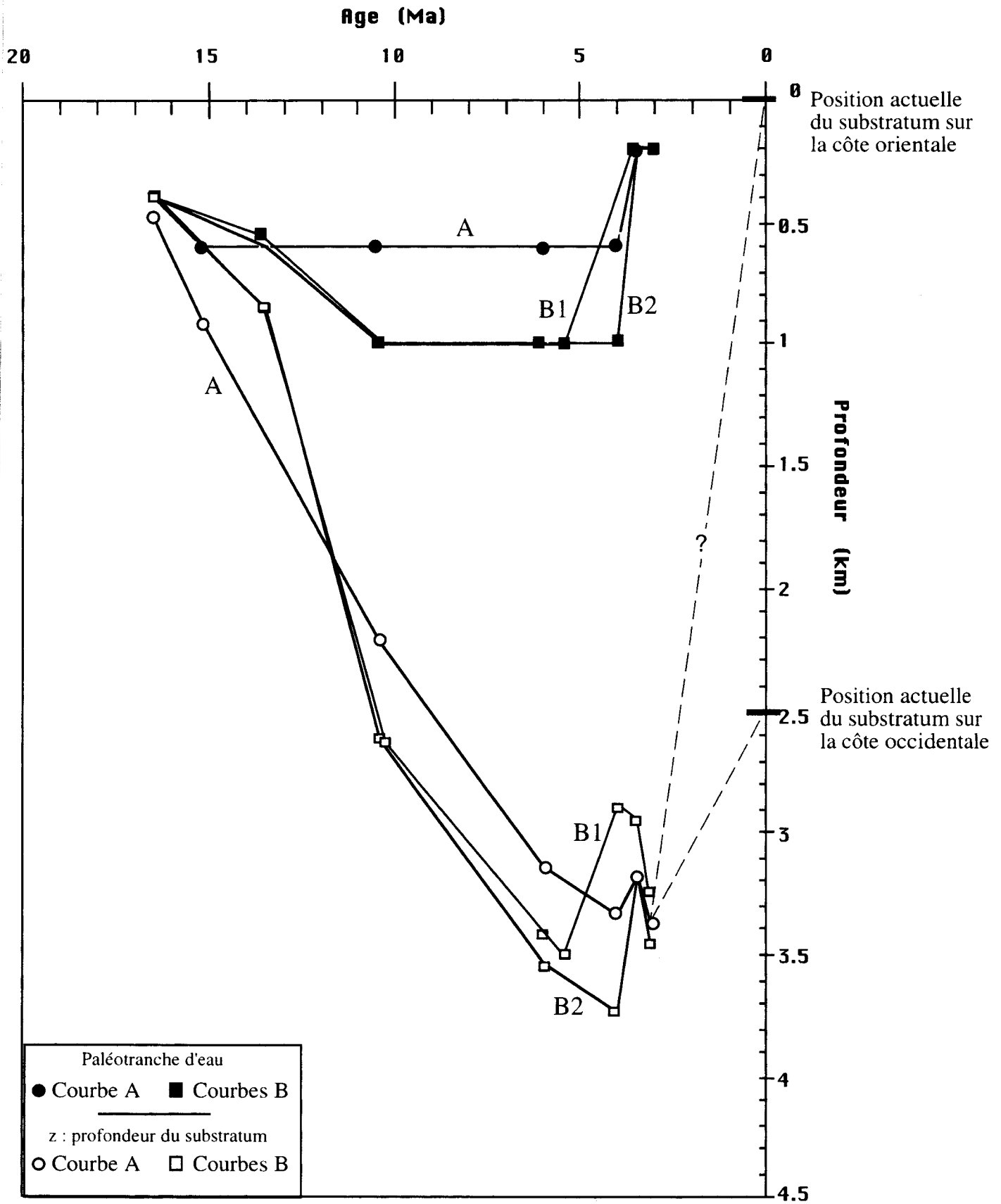


Fig. VIII-7 : courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Mahia" (la courbe "A" correspond à une tranche d'eau minimale peu probable. B1 et B2 correspondent aux hypothèses extrêmes envisagées.

La transition Mio-Pliocène est encore caractérisée par une surrection bien marquée. Elle est suivie d'une nouvelle période de subsidence à l'image de ce qui a été observé plus à l'Ouest.

Actuellement, le substratum affleure sur la bordure orientale de la péninsule. Celle-ci est actuellement le siège d'un soulèvement actif important démontré par le soulèvement des terrasses marines holocènes (Berryman, 1993a, 1993b). L'interprétation des surfaces marines successives, actuellement émergées, montre que le soulèvement dure au moins depuis 180 ka avec un taux de l'ordre de 1 mm/an et s'est fortement accéléré récemment atteignant actuellement un taux très important, de l'ordre de 3 mm/an (Berryman, 1993b). De tels taux de soulèvement, s'ils existent depuis environ 2 Ma, sont compatibles avec la remontée du substratum à la surface. Cependant, la géométrie du substratum pouvait être irrégulière avant sa remontée et celui-ci pouvait alors se trouver dans une position plus proche de la surface (en bordure de bassin par exemple ...).

D. LA RÉGION D'HAWKE'S BAY

Dans cette partie centrale du bassin avant-arc, environ 100 km au Sud du transect Waikaremoana-Mahia, deux colonnes ont été traitées avec le programme SUBSILOG. Ces deux colonnes, au coeur de l'actuel synclinal de Wairoa, permettent de compléter l'analyse de l'évolution du bassin Mio-Pliocène (*cf.* chapitre V). De plus, elles présentent l'intérêt de montrer des séries de la partie terminale du Pliocène ainsi qu'une partie du Quaternaire inférieur. Ces deux colonnes correspondent à :

- une coupe à terre (Fig.VIII-8) : il s'agit d'un levé détaillé effectué au Nord de Napier, de la partie terminale du Miocène jusque la base du Quaternaire (*cf.* Chapitre V) correspondant au flanc occidental du grand synclinal de Wairoa. La partie inférieure de la série Miocène est complétée d'après les travaux antérieurs (Cutten, 1988, 1994; Scott *et al.*, 1990).
- un forage pétrolier réalisé en domaine immergé dans Hawke's Bay (1976), à peu près dans l'axe du synclinal de Wairoa (Fig.VIII-9). Ce forage traverse toute la série néogène et atteint le soubassement Crétacé-Oligocène.

1. Le domaine émergé : La coupe de "Napier"

a) Les principales caractéristiques des sédiments cénozoïques

La série néogène débute à l'Ouest par des sédiments silteux datés du Miocène inférieur à moyen, transgressifs sur le substratum jurassique-crétacé. L'essentiel du Miocène moyen (fig. VIII-8) est constitué d'épaisses séries grésopélitiques déposées dans des milieux de type bathyal, d'abord entre 200 et 400 m de profondeur d'eau jusqu'à environ 1000 m (Cutten, 1988 ; Scott *et al.*, 1990). La nature de ces sédiments est comparable à celle observée plus au nord, sur cette même bordure occidentale du synclinal de Wairoa (coupe "Waikaremoana").

Le Miocène supérieur correspond à une période de sédimentation fine, silteuse, avec quelques passées turbiditiques. Les environnements de dépôt se situent entre 600 et 1000 m de profondeur.

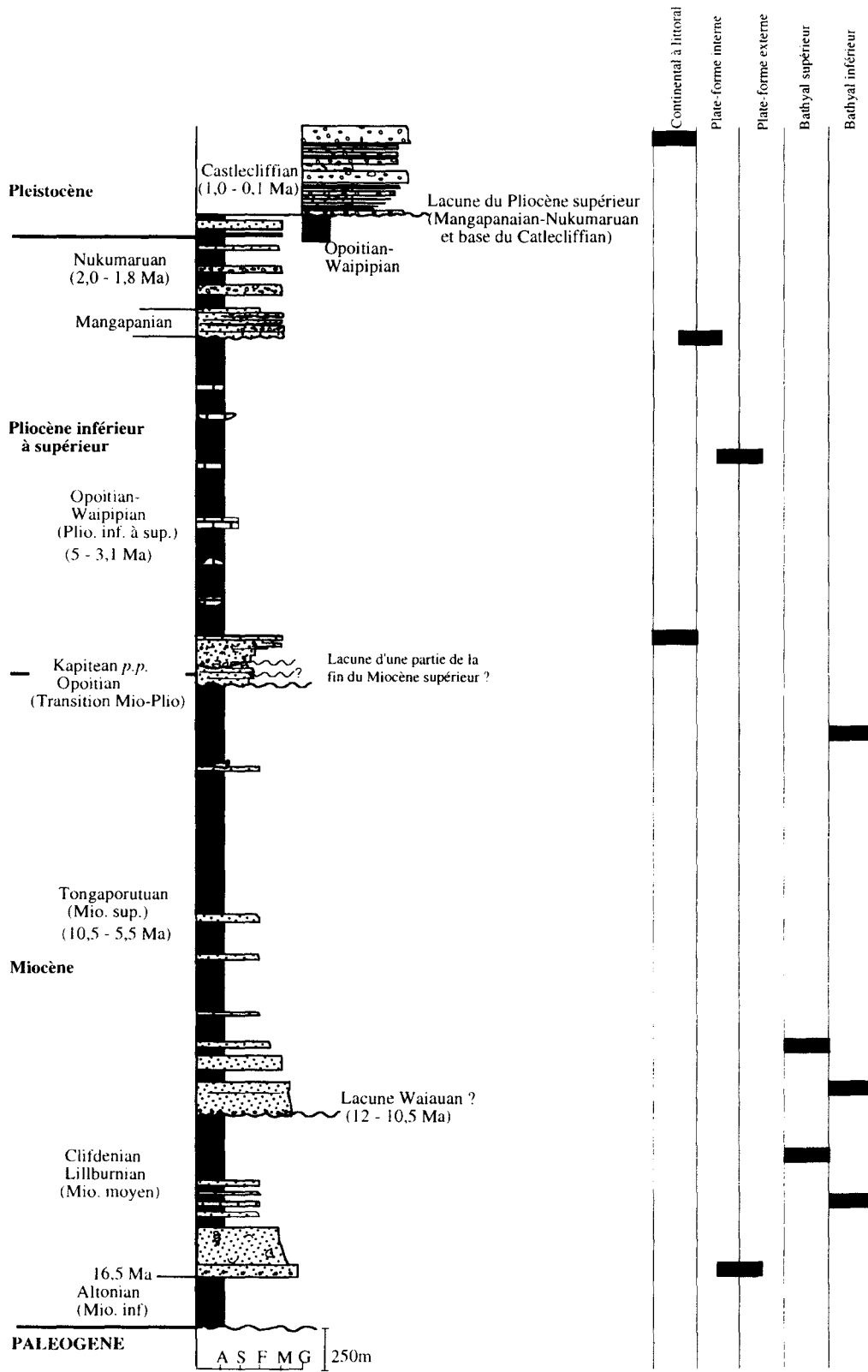


Fig. VIII-8 : colonne lithostratigraphique synthétique de la transversale de Napier

Le passage mio-pliocène pose un problème d'ordre stratigraphique puisque les sédiments deltaïques distaux rencontrés à ce niveau ont été datés de la fin du Miocène au début du Pliocène avec une incertitude sur la présence ou non des sédiments fini-messiniens (5.5 -5 Ma). Il existe néanmoins une discontinuité à la base du Pliocène (*cf.* chap. V) marquée par des dépôts de type deltaïque littoraux.

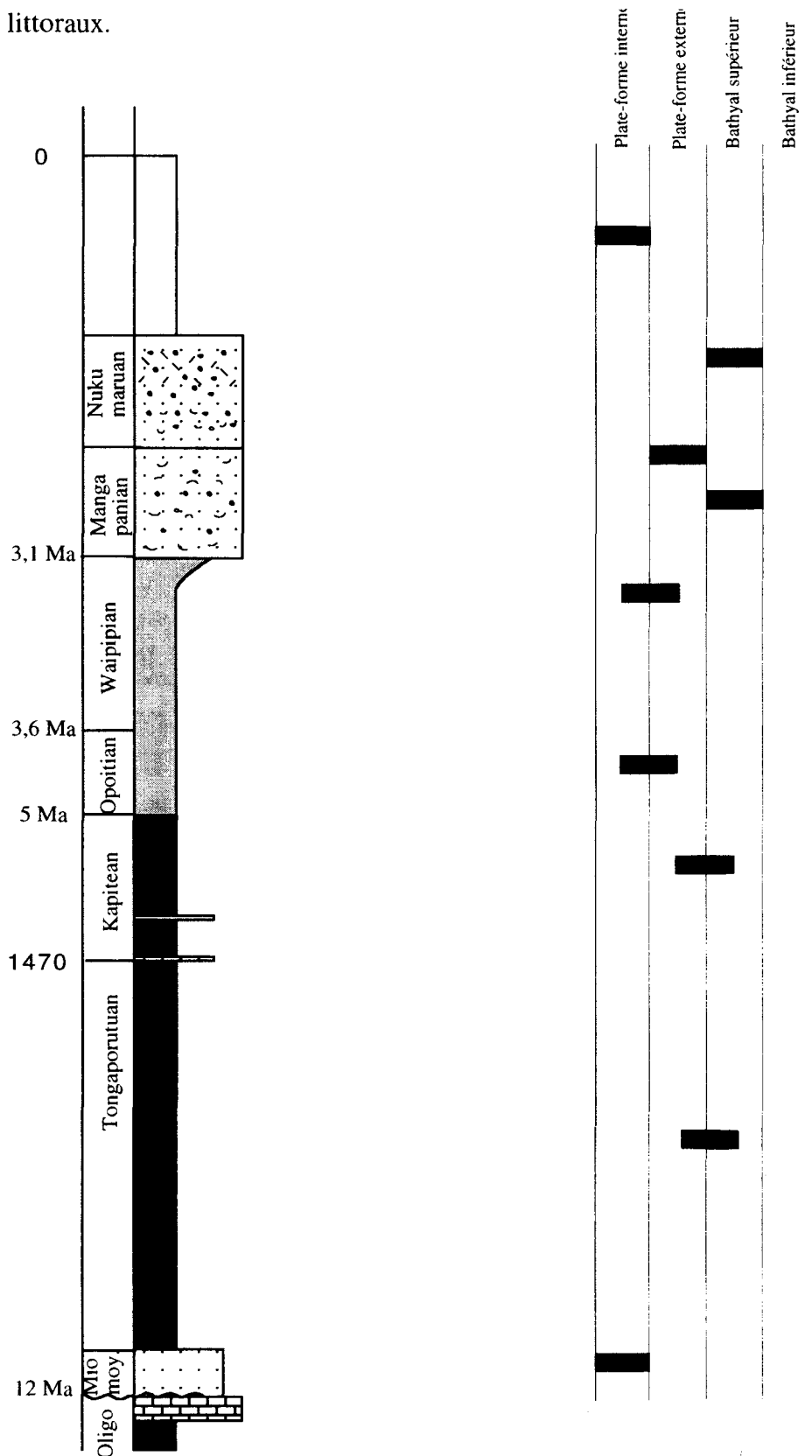


Fig. VIII-9 : colonne lithostratigraphique synthétique du forage d'Hawke's Bay 1

Les sédiments pliocènes sont épais d'environ 2000 m. Il sont constitués de silts fins et de calcarénites en lentilles passant localement à des calcaires bioclastiques massifs. Ces sédiments sont caractéristiques de dépôts de plate-forme interne à externe. La série du Pliocène supérieur (Mangapanian : 2,4 à 3,1 Ma) est constituée de bancs de conglomérats alternant avec des silts et grès. En termes de paléotranches d'eau, elle correspond à un ensemble continental à littoral.

Les sédiments plio-pléistocènes sont formés d'alternances de conglomérats et/ou calcaires bioclastiques avec des sédiments plus fins. Leurs environnements de dépôt se situent entre la frange littorale et la plate-forme (paléotranches d'eau comprises entre 50 et 150 m). Les datations micropaléontologiques indiquent un âge compris entre 2 et 1,8 Ma pour l'ensemble de cette série (Haywick *et al.*, 1992).

b) Les hypothèses prises en compte pour la décompaction

Les hypothèses envisagées pour l'essentiel de la série miocène s'appuient sur les données sédimentologiques de Cutten (1988, 1994). Une lacune de la fin du Miocène moyen (Waiau : 12 - 10,5 Ma) est envisagée par cet auteur. Elle n'est pas clairement démontrée et n'a donc pas été prise en compte pour le calcul des courbes d'enfouissement.

En ce qui concerne le problème de lacune possible de la partie terminale du Miocène (environ 5,5 - 5 Ma), deux calculs différents ont été réalisés. Les deux hypothèses (avec ou sans dépôt à la fin du Miocène) présentent des différences notables pour les variations des paléotranches d'eau : la variation du niveau marin relatif envisagée dans les calculs est plus ou moins brutale selon les cas.

Enfin, les périodes Pliocène supérieur terminal (Mangapanian et base du Nukumaruan, 3,1 - 1,8 Ma) et Quaternaire ancien ont été considérées comme stables pour les paléotranches d'eau, continentale pour le milieu de dépôt de la première, littorale pour la seconde (paléotranches d'eau : moyenne de 100 m) même si des variations d'origine glacio-eustatique sont envisageables (variations faibles à l'échelle des phénomènes envisagés).

2. Le forage Offshore "Hawke's Bay 1"

a) Description de la série

Ce forage a atteint les niveaux du soubassement Crétacé-Paléogène dont les premiers traversés sont des calcaires datés de l'Oligocène inférieur. Au-dessus de ces calcaires, on passe directement à des grès datés de la fin du Miocène moyen. Les sédiments du Miocène inférieur et d'une grande partie du Miocène moyen sont donc absents.

La série néogène a été décrite d'après des "cuttings" (Hornibrook, 1976 ; Scott et Crundwell, 1994), elle est donc relativement peu détaillée. Néanmoins, les grands traits de l'évolution lithologique apparaissent nettement et la série a été découpée comme suit pour effectuer les calculs de décompaction, avec de la base au sommet :

- un Miocène moyen peu épais, inférieur à 100 m. Ce sont des grès riches en glauconie, principalement à la base, déposés dans un environnement de plate-forme ;
- des sédiments datés du Miocène supérieur jusqu'au Pliocène supérieur inclus. Ils correspondent essentiellement à des argiles et silts comportant quelques passées plus sableuses. Ces faciès, et leurs contenus faunistiques, indiquent une ouverture franche vers la mer (plate-forme externe à étage bathyal supérieur probable) ;
- un ensemble Pliocène supérieur (Mangapanian à Nukumaruan inférieur : 3,1 à 1,8 Ma), montrant un changement important des lithologies et des milieux de dépôts. Ce sont des calcaires bioclastiques, riches en coquilles de lamellibranches et barnacles, qui s'enrichissent en galets et coquilles roulées vers le sommet. Ces faciès ont été attribués à des environnements de dépôt de type bathyal, avec des paléotranches d'eau d'environ 600m (Scott et Crundwell, 1994) ;
- un ensemble récent (0,4 Ma - Actuel) épais de 340 m. Ce dernier ensemble est constitué principalement de silts, argiles tufacées et argiles sableuses. Le milieu de sédimentation correspond au milieu actuel de Hawke's Bay, à savoir de type marin peu profond.

b) Hypothèses pour l'établissement de la courbe de subsidence

La seule lacune identifiée clairement sur cette colonne correspond à l'essentiel du Pléistocène (Nukumaruan supérieur - Castleclifian : 1,8 - 0,4 Ma). Cette période est interprétée ici comme correspondant à un épisode de non dépôt, et probablement d'émersion.

Les données de forages utilisées présentent par ailleurs quelques incertitudes quant aux environnements de dépôts. Ces derniers ne peuvent malheureusement pas être affinés d'après l'étude des faciès et des figures sédimentaires.

3. Enfouissement du substratum

Les courbes (fig. VIII-10) réalisées sur ce transect permettent à nouveau une comparaison entre les secteurs Est et Ouest du Synclinal de Wairoa. D'une manière générale, les deux courbes montrent une nette période de subsidence durant le Miocène supérieur.

La courbe du flanc occidental du synclinal de Wairoa (fig. VIII-10, courbes A) montre une subsidence de l'ordre de 0,6 mm/an pendant cette période. Elle est précédée par un épisode de subsidence plus lente au Miocène moyen (environ 0,15 à 0,25 mm/an en moyenne).

Au niveau du forage "Hawke's Bay 1" (fig. VIII-10, courbe B), la subsidence au cours du Miocène supérieur est de l'ordre de 0,4 mm/an.

De nombreuses variations dans le comportement du bassin apparaissent entre ces deux secteurs :

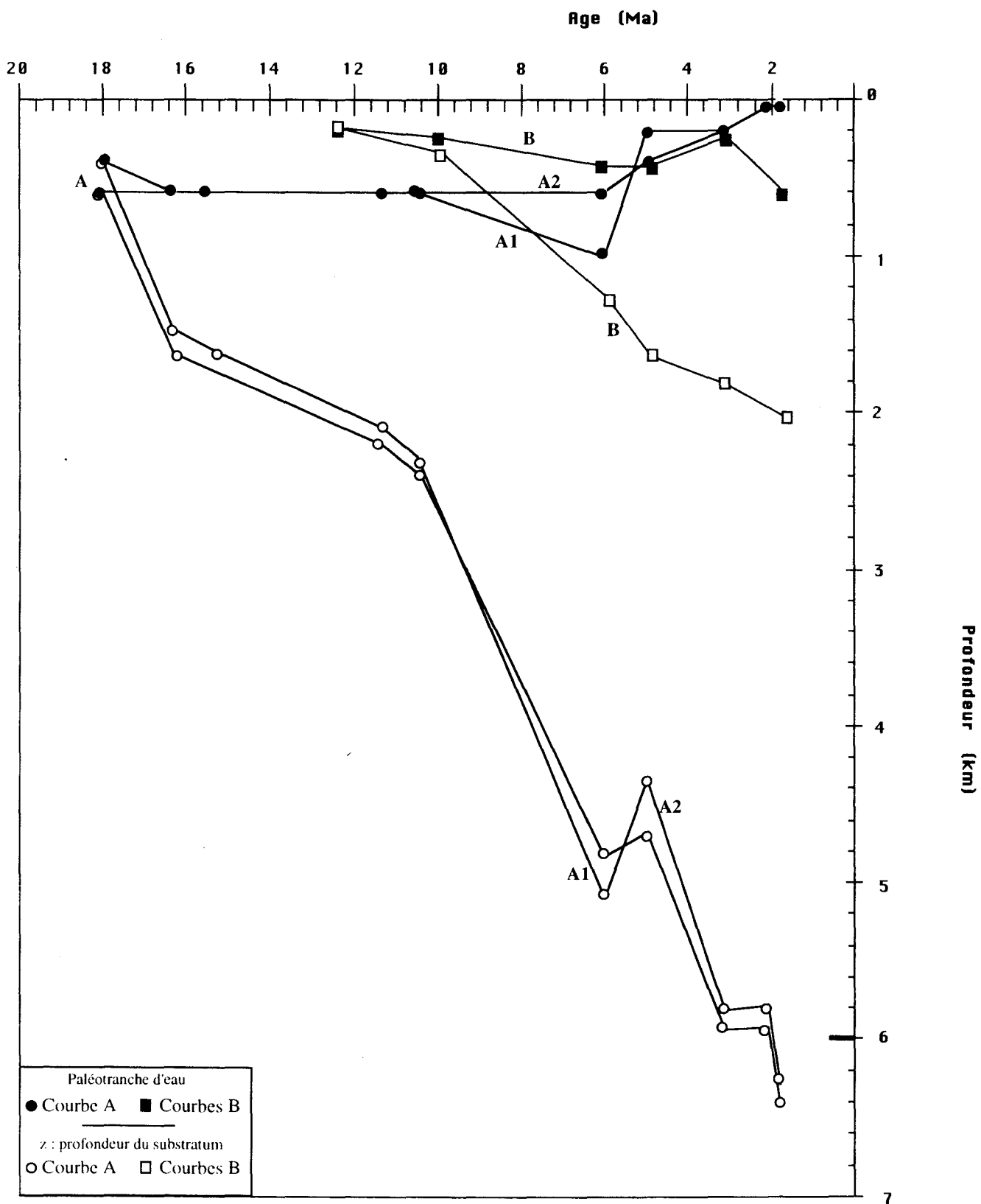


Fig. VIII-10 : Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de Hawke's Bay
 Courbe A1 et A2 (selon les hypothèses envisagées) : courbes de Napier
 Courbe B : forage Hawke's Bay 1

- la sédimentation a débuté beaucoup plus tardivement au niveau de "Hawke's Bay 1", seulement vers la fin du Miocène moyen. Ceci est surprenant si l'on considère cette région comme distale. L'absence d'une importante série d'âge Miocène moyen peut s'expliquer soit par une lacune importante à la base (transgression plus tardive ?) soit par l'existence d'une série condensée qui n'a pas pu être mise en évidence par des datations trop peu nombreuses ;
- les faciès et environnements de dépôts sont inchangés au passage Mio-Pliocène sur le forage "Hawke's Bay 1". Contrairement à ce qui a été observé sur la coupe occidentale, il n'apparaît pas d'épisode de surrection à la limite Mio-Pliocène. Les descriptions faites d'après le forage envisagent cependant l'existence possible d'une lacune au niveau de cette limite. Cette lacune, si elle existe, pourrait être le témoin d'une éventuelle surrection qui resterait cependant moins importante dans ce secteur ;
- à la fin du Pliocène (environ 3 Ma - 2,4 Ma) la courbe de "Napier" montre une interruption de la subsidence qui reprend au moins à partir de 2 Ma. Cet épisode n'apparaît pas à "Hawke's Bay 1" où cette période est cependant marquée par une diminution du taux de subsidence et une importante modification des environnements de dépôt. Cette différence peut être simplement due à un manque de précision des données du forage.

3. Conclusion

Les données à terre nous donnent des informations plus précises que le forage offshore effectué par "cuttings". Ce dernier est relativement ancien (1976) et la biostratigraphie établie n'est peut-être pas totalement fiable pour la période Miocène. La période Pliocène a fait l'objet d'études biostratigraphiques plus récentes avec des données d'environnements de dépôts plus précises (Scott et Crundwell, 1994).

La colonne de Napier montre la même évolution générale que celles de la transversale située plus au Nord (Waikaremoana à Mahia). A une période de subsidence au Miocène, paroxysmale au Miocène supérieur, succède une surrection rapide vers la limite Mio-Pliocène et une nouvelle période de subsidence post-Pliocène inférieur.

L'étude des faciès sur le transect de Napier (cf. Chapitre V) a permis d'envisager une surrection de la chaîne axiale mise en évidence par la décharge détritique grossière conglomératique au début du Pliocène supérieur (à partir d'environ 2,4 Ma). Cette surrection de la Chaîne Axiale est probablement à mettre en relation avec l'arrêt de la subsidence observé ici à partir de 2,4 Ma.

La courbe obtenue d'après le forage "Hawke's Bay 1" montre une évolution atypique pour la région avec une subsidence permanente durant le Cénozoïque. La grande discontinuité observée sur tous les autres sites (vers la limite Mio-Pliocène) n'apparaît pas ici. L'absence de mise en évidence de surrection du substratum lors de cette période dans cette région pourrait s'expliquer par la mauvaise qualité des données biostratigraphiques relativement anciennes. Il faut cependant noter qu'il s'agit au moins actuellement d'une région atypique dans la mesure où elle correspond à la seule région immergée du bassin avant-arc actif.

IV. BILAN DES DONNEES DE LA SUBSIDENCE

A. LA TRANSVERSALE DE WAIROA

Grâce aux calculs d'enfouissement du substratum, on peut avoir une succession d'images de la marge à des périodes données. On peut ainsi reconstituer les périodes clés de sa structuration marquées par les mouvements verticaux (fig.VIII-11 et VIII-12).

La position du substratum à la fin du Miocène inférieur (environ 16,5 Ma) montre que la partie occidentale est peu profonde tandis que le secteur plus distal de Mahia est déjà dans des domaines profonds. Cette période est caractérisée par des sédiments transgressifs sur la bordure occidentale du bassin, à Waikaremoana (*cf.* Chap.II-2).

La période du Miocène moyen est marquée sur l'ensemble de la marge par une subsidence modérée du substratum avec un enfoncement d'un peu plus de 1 km en 6 Ma. Néanmoins, le secteur de Mahia montre un enfoncement plus important de cette partie orientale du bassin.

La période du Miocène supérieur (10,5 à 6 Ma) est caractérisée par des taux de subsidence importants dans l'ensemble du secteur. L'"effondrement" est général et rapide (environ 1 mm/an), avec un substratum qui atteint des profondeurs supérieures à 3 000 m. C'est la période de subsidence maximum dans les zones observées, excepté Mahia.

Une période de surrection est enregistrée à la fin du Miocène inférieur. La durée exacte de cet épisode de surrection est encore mal connue, probablement entre 6 et 5,5 Ma si l'on considère la lacune à Frasertown, peut-être plus longue dans d'autres domaines (6 - 3,6 Ma à Mahia). Tous les secteurs de la marge sont affectés par ce phénomène, en particulier les secteurs orientaux de la transversale étudiée, depuis Frasertown jusqu'à la péninsule de Mahia.

Les courbes d'enfouissement indiquent une nouvelle période de subsidence durant le Pliocène supérieur (3,6 - 3,1 Ma) avant la remontée vers les positions actuelles.

B. LE SECTEUR DE NAPIER

Si les courbes effectuées dans ce secteur indiquent une histoire comparable concernant la période Mio-Pliocène, elles permettent d'avoir un aperçu sur l'histoire plio-quadernaire de la région.

- à 2,4 Ma, après une période de subsidence pliocène, on assiste à un arrêt de la subsidence, marqué dans la région par une décharge conglomératique (*cf.* chap. V) ;
- la période autour de 2 Ma marquée par les dépôts cycliques calcaires de la région de Napier (Tangoio bock) marquent une reprise de la subsidence;

C. REMARQUES SUR LA SUBSIDENCE TECTONIQUE

Les essais de quantification de l'effet de la surcharge sédimentaire sur la subsidence permettent de déduire la part de la "subsidence tectonique" (*cf.* programme SUBSILOG, annexe 3).

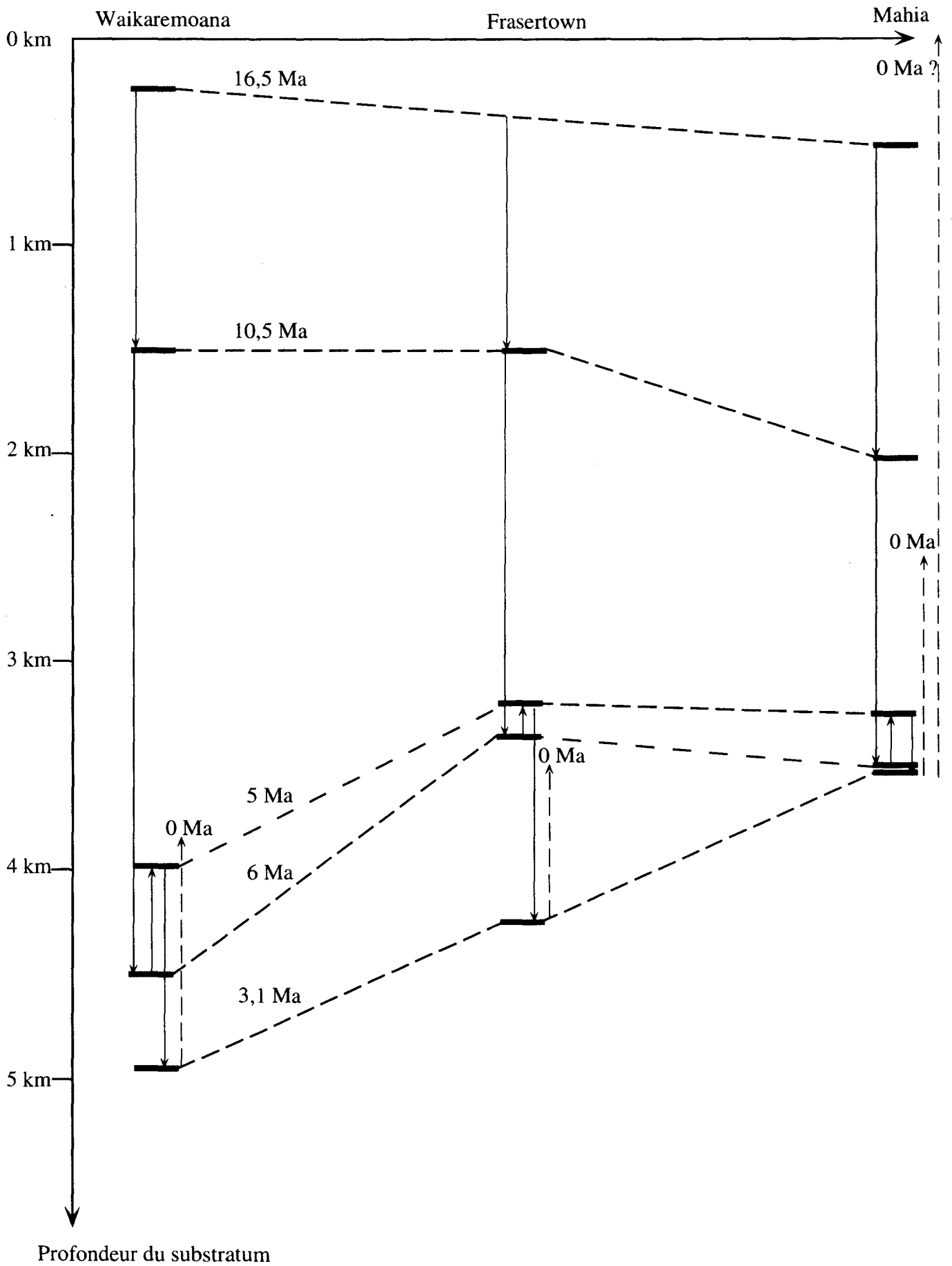


Fig. VIII-11 : Evolution de l'enfouissement du substratum au cours du temps sur la transversale de Wairoa

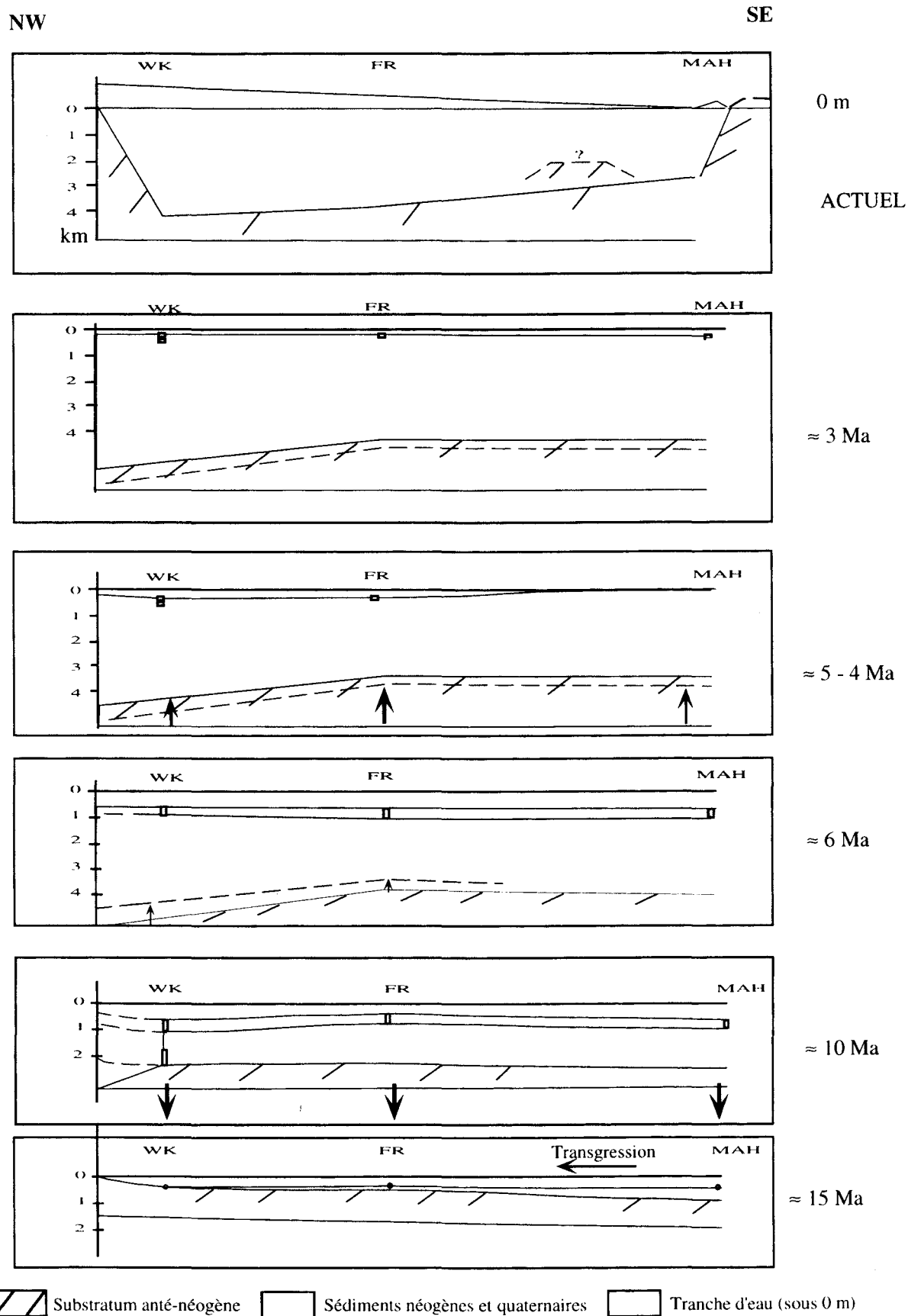


Fig. VIII-12 : Evolution du domaine avant-arc depuis environ 15 Ma (Transversale de Wairoa)

Les calculs effectués montrent que les tendances observées sur les courbes de subsidence tectonique sont comparables à celles des courbes de subsidence totale.

D. CONCLUSIONS

Deux grandes périodes d'enfoncement du substratum sont reconnues dans l'histoire de la marge étudiée :

- une période miocène durant laquelle le substratum s'enfonce rapidement (15-6 Ma), avec une phase paroxysmale au Miocène supérieur (10,5-6 Ma) ;
- une période pliocène de subsidence moins marquée (5-2 Ma).

La période Pliocène supérieur-Quaternaire (2-0 Ma) semble plus complexe et des données complémentaires sont à rechercher dans la partie Sud de l'île Nord.

Deux périodes de surrection du substratum plus courtes que les périodes d'enfoncement sont également mises en évidence :

- un épisode vers 6 - 5 Ma reconnu sur l'ensemble de la transversale (sauf le forage d'"Hawke's Bay") ;
- l'épisode se prolongeant actuellement (1-0 Ma) avec des remontées différentes selon les secteurs (Berryman, 1993 ; Larroque *et al.*, 1995)

**CHAPITRE IX :
SYNTHÈSE DES RÉSULTATS ET CONCLUSIONS**

I. BILAN DES OBSERVATIONS SUR LES SEDIMENTS NEOGENES ET QUATERNAIRES SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC	265
A. Les principaux types de sédiments syn-subduction du domaine avant-arc	265
1. Les sédiments détritiques terrigènes non volcanogènes	267
2. Les sédiments volcaniques	271
3. Les sédiments carbonatés biogènes	272
4. Autres composants sédimentaires	274
B. Les différents ensembles lithologiques identifiés	275
1. Age des formations reconnues	275
2. Epaisseur des formations	275
3. Les variations des taux de sédimentation	276
II. SIGNIFICATION DES SERIES ETUDIEES	276
A. Les données significatives	276
1. Les changements de faciès	276
2. Les discontinuités	277
3. Les variations des taux de sédimentation	278
4. Les variations bathymétriques	279
5. Les mouvements du substratum	281
6. Les déformations observées	285
B. Les différentes étapes d'évolution du domaine Avant-Arc	286
1. L'épisode transgressif initial (Miocène inférieur - début du Miocène moyen)	288
2. Etape de subsidence majeure au Miocène moyen et supérieur	290
3. L'épisode de surrection vers 6 - 5 Ma	293
4. La période récente postérieure à 5 Ma	295
C. Notion de Domaine avant-arc et de Bassin avant-arc	299
1. Introduction	299
2. Evolution des bordures du bassin avant-arc actuel	300
3. Bilan	301
D. Interprétation géodynamique : bilan	301
1. La phase de compression entre 25 et 18 Ma	301
III. IMPORTANCE DES FACTEURS INTERNES ET EXTERNES DANS LA SEDIMENTATION SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC	307
A. Facteurs internes : la tectonique	307
B. Facteurs internes : le volcanisme	308
C. Facteurs externes : le climat	309
D. Bilan	310
IV. CONCLUSIONS GENERALES.....	310

CHAPITRE IX

SYNTHESE DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

I. BILAN DES OBSERVATIONS SUR LES SEDIMENTS NEOGENES ET QUATERNAIRES SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC

Les études effectuées s'appuient naturellement sur les travaux antérieurs mais ceux-ci ne concernent que des secteurs localisés.

Des corrélations (notamment lithostratigraphiques) sur les ensembles tertiaires et quaternaires de la partie orientale de l'Ile Nord sont en cours de réalisation à l'IGNS (travaux de B. Field, en cours), mais aucune approche relativement approfondie et synthétique concernant les transversales étudiées, notamment celle de Wairoa, n'est accessible à ce jour.

Dans les chapitres précédents, nous avons décrit le contenu sédimentaire d'âge néogène-quaternaire et montré sa puissance (4000 m au minimum, plus de 6000 m dans le secteur de Napier), sa diversité et sa variabilité horizontale et verticale.

Les résultats obtenus ont été rassemblés dans ce chapitre sur des colonnes synthétiques construites en fonction d'échelles proportionnelles aux épaisseurs (fig. IX-1) ou au temps (fig. IX-1 et IX-2) qui permettent de visualiser ces variations.

Mon apport porte principalement sur l'établissement et l'analyse sédimentologique des différentes séries ainsi que sur l'exploitation et la synthèse comparée des résultats qui en découlent : bathymétrie, subsidence ou surrection du soubassement, signification des discontinuités, etc...

A. LES PRINCIPAUX TYPES DE SÉDIMENTS SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC

Etant donné que l'exemple étudié correspond à une marge active, plusieurs caractéristiques étaient attendues ou envisageables s'agissant des sédiments du domaine Avant-Arc. Le *caractère de marge* laissait supposer des bathymétries diversifiées dont des environnements de faible profondeur (carbonates possibles ?) alors que le *caractère actif de cette marge* (séismes, volcanisme) permettait d'envisager une richesse en composants volcanogènes et en composants détritiques terrigènes non volcanogènes, affectés éventuellement de déformations syn-sédimentaires.

Ces différents éléments se retrouvent effectivement d'un point de vue général mais la réalité est évidemment complexe. Dans les paragraphes suivants, j'essaierai de résumer les principales tendances qui transparaissent au sein du secteur concerné, notamment sur la Transversale de Wairoa, étudiée de façon détaillée.

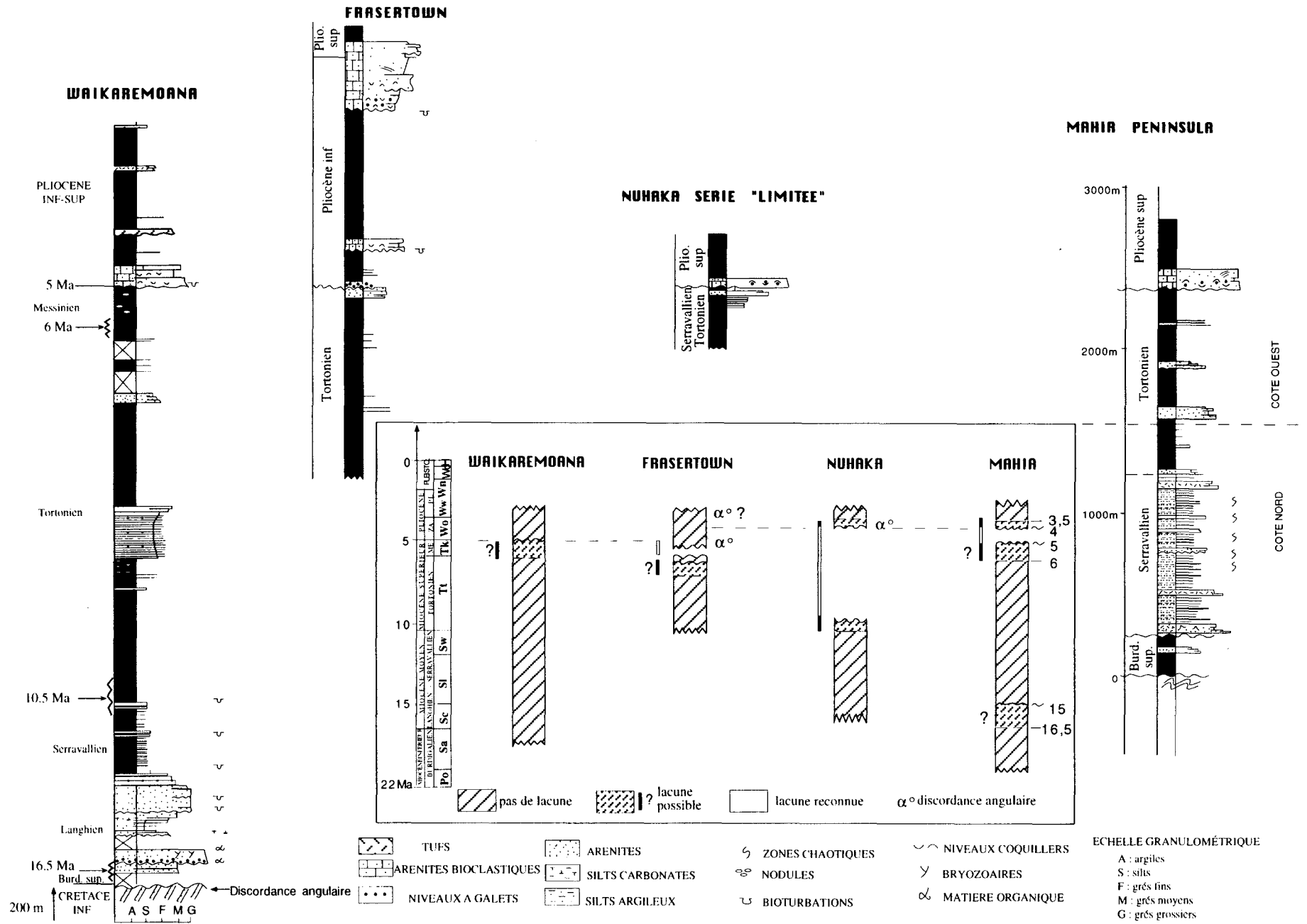


Fig. IX-1 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques de la transversale de Wairoa

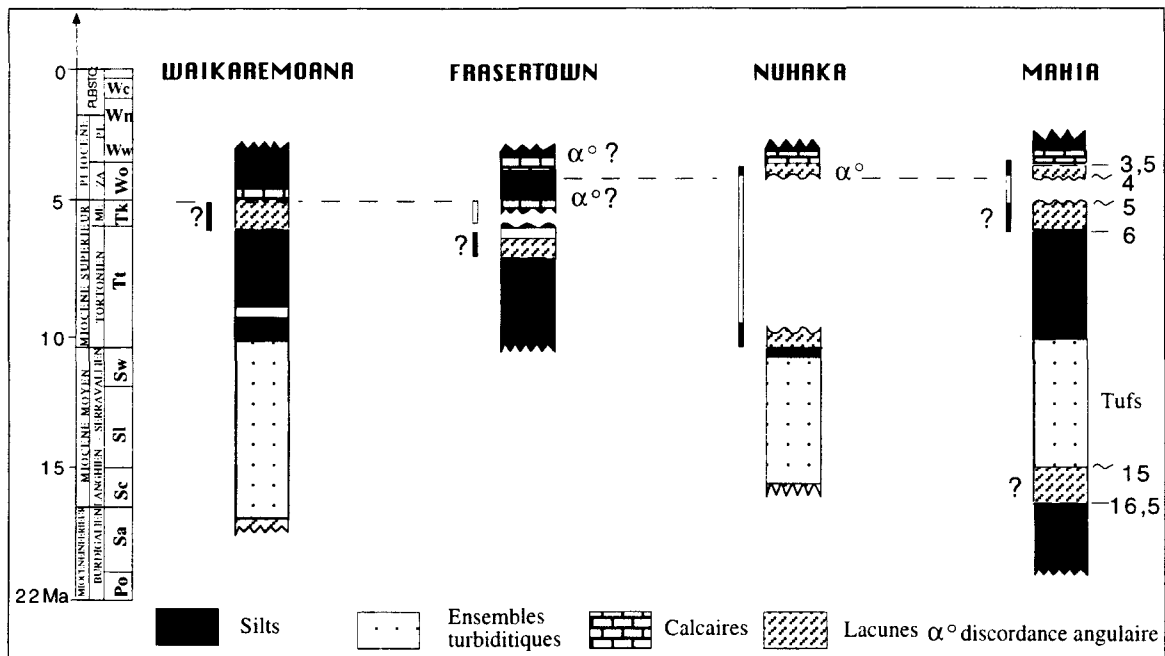


Fig. IX-2 : colonnes stratigraphiques synthétiques de la Transversale de Wairoa

1. Les sédiments détritiques terrigènes non volcanogènes

a) Nature

L'association parfois intime des composants volcanogène et terrigène non volcanique fait qu'il est parfois difficile de les distinguer surtout dans les sédiments très fins. En dehors de cette réserve, quelques tendances peuvent être reconnues.

Les sédiments détritiques observés sont surtout des arénites et des silts, plus rarement des conglomérats.

La composition minéralogique de ces différents sédiments est, de façon assez surprenante, relativement homogène (cf. chap. VI).

a1) Les arénites

Elles se classent principalement dans les arkoses à feldspaths alcalins et plagioclases. Elles contiennent rarement plus de 30 % de quartz. On rencontre ces arénites surtout au sein d'ensembles turbiditiques.

La plupart des types de turbidites sont représentées avec leurs structures sédimentaires les plus typiques (séquences de type T_{abcde} ou *p.p.*). Les ensembles turbiditiques semblent en accord avec les modèles proposés par Underwood et Bachman (1982) (fig. IX-3) pour les bassins de pentes. Sur la transversale de Wairoa, des transports de type radial ont été reconnus dans le secteur

de Waikaremoana par exemple (chap.II), alors que des transports de type longitudinal dans le secteur de Mahia s'observent plus fréquemment (cf. chap. IV).

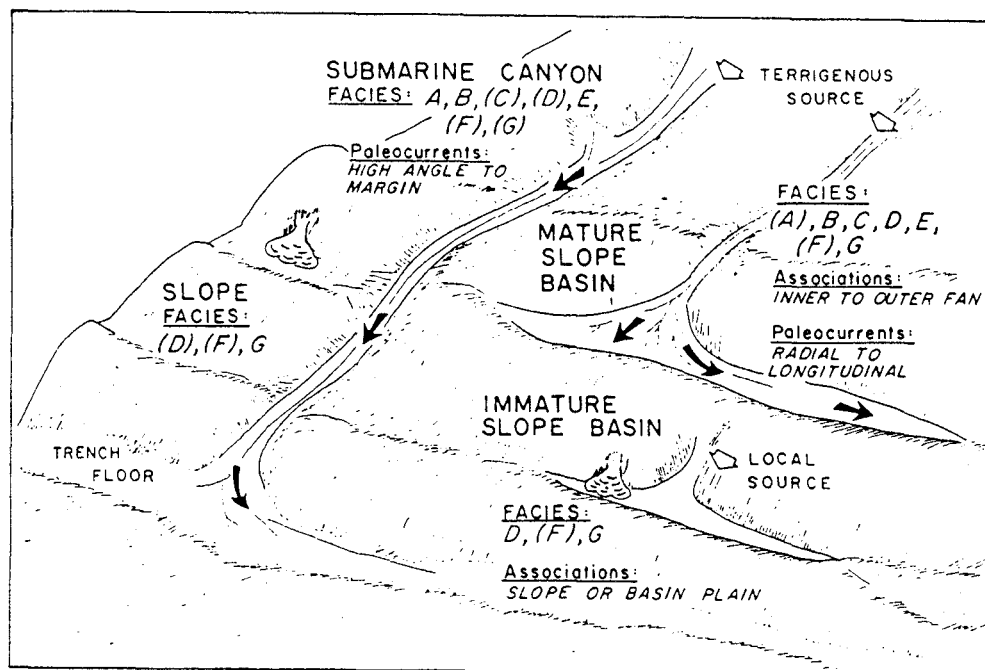


Fig. IX-3 : modèle général des relations entre faciès sédimentaires des turbidites dans les domaines de bassins de pente (Underwood et Bachman, 1982)

Certains ensembles arénitiques ont posé des problèmes d'interprétation. C'est le cas de la décharge détritique grossière observée à Waikaremoana, au sein du Miocène supérieur qui pose le problème non seulement de la profondeur du dépôt mais aussi de la source du matériel, le secteur de l'actuelle Chaîne Axiale étant très probablement immergé à cette époque (cf. chap. II).

Par ailleurs, le caractère de certains dépôts - contourites ou turbidites distales - n'a pu être confirmé dans les domaines distaux (chap. IV).

a2) Les silts

Deux grands types de dépôts silteux ont été reconnus : la première catégorie concerne les silts fins, homogènes et peu bioturbés du Miocène supérieur déposés en milieux profonds (entre 600 et 1000 m généralement) et ceux de milieux un peu moins profonds (200 à 400 m) du Pliocène. On note malgré tout une légère différence de granulométrie entre les silts plus argileux du Miocène supérieur et les silts plus grossiers du Pliocène.

La seconde catégorie est constituée de silts déposés en milieux peu profonds, généralement compris entre 50 et 150 m. Ces silts intensément bioturbés s'enrichissent en sables fins et sont souvent riches en figures de tempêtes (HCS).

Les analyses (granulométrie, diffraction X) montrent une composition assez homogène de ces silts : le cortège minéralogique est composé de feldspaths (alcalins et plagioclases), quartz et calcite

(sous la forme de faunes présentes dans ces sédiments). Les analyses de la fraction inférieure à 2 μm indiquent une composition minéralogique homogène dans la colonne avec des pourcentages équilibrés : des smectites (30 à 60 %), des illites bien cristallisées (10 à 30 %) et le couplet chlorite-kaolinite (10 à 30 %), dont la kaolinite est représentée en faible proportion (inférieure à 5%). Cette constance disparaît à proximité des arrivées volcanogènes (enrichissement en smectites).

a3) Les conglomérats

Ils sont le plus souvent constitués d'éléments résistants provenant du soubassement de type Torlesse (grès, arkoses surtout).

Ces éléments grossiers proviennent de secteurs situés à proximité de leur dépôt dans le cas des niveaux de transgression ; c'est le cas des conglomérats du Miocène supérieur et du Pliocène observés en contact avec le soubassement dans les secteurs de "Southern Hawke's Bay" et "Wairarapa" (chap.VI). Dans certains cas, ils peuvent se déposer dans des secteurs relativement éloignés de leur origine, notamment dans le cas des sédiments fluviatiles des séries plio-quadernaires (chap.V).

La première grande décharge conglomératique est observée sur la Transversale de Wairoa au Mangapanian (3,1-2,4 Ma) : les conglomérats sont riches en galets très arrondis d'arkoses provenant très probablement du soubassement Torlesse.

Une seconde décharge conglomératique a été observée à "Cape Kidnappers" entre environ 1 et 0,3 Ma : les conglomérats contiennent une majorité de galets d'arkoses, quelques galets de radiolarites et des galets de silts. Ces dépôts fluviatiles sont les plus distaux observés à terre dans le domaine avant-arc. Dans le secteur Sud de l'île Nord, une décharge conglomératique comparable est observée à environ 1 Ma (formation "Te Muna", chap. VI).

Quelques formations à blocs ont localement été observées, par exemple celle située au Nord-Ouest de Napier à la base du Pliocène. Les blocs sont ici anguleux et sont constitués d'arénites, de silts et de rares galets arrondis d'arkoses du "Torlesse" flottant dans une matrice silto-sableuse. Ces niveaux sont associés à des dépôts de type chenaux qui érodent les formations sous-jacentes.

b) Profondeurs de dépôt

Les profondeurs de dépôt estimées d'après les structures sédimentaires et les fossiles présents dans les roches sont globalement conformes aux classes granulométriques reconnues : les sédiments les plus fins (silts) indiquent en général les milieux de dépôt les plus profonds. Ainsi, les silts se seraient fréquemment déposés à plus de 600 m voire à plus de 1000 m de profondeur au Miocène supérieur.

Des exceptions existent naturellement et des silts déposés sous des paléotranches d'eau faibles (entre 50 et 150 m) ont été observés en formations épaisses dans les ensembles plus récents (Plio-Quaternaire) par exemple.

Les turbidites posent également des problèmes d'interprétation en termes de profondeur de dépôt. Si l'on reconnaît assez facilement un pôle proximal et un pôle distal pour les ensembles turbiditiques étudiés, il est difficile, voire aléatoire de fixer une profondeur de dépôt grâce aux structures sédimentaires et aux microfaunes présentes dans ces formations remaniées. Cependant, lorsque des témoins de la sédimentation pélagique déposée entre les différentes arrivées turbiditiques existent, il est possible d'avoir des indications plus fiables. Les profondeurs de dépôts des turbidites observées s'étagent entre 600 m et plus de 1 000 m, indiquant que les systèmes turbiditiques se sont installés pour la plupart à de grandes profondeurs.

c) Les sources

- Les sources des éléments détritiques ont été déterminées d'après la nature de ces éléments ou à défaut d'après les structures sédimentaires révélant des directions de construction ou d'alimentation (figures de courant, sets d'obliques, etc...). Des ambiguïtés existent cependant, ainsi, la nature des éléments témoigne d'une source d'un type donné, le soubassement Torlesse par exemple, mais celui-ci est relativement homogène, largement distribué, et rien n'indique que les zones émergées étaient les mêmes qu'actuellement au cours du Néogène.

- La détermination des pôles proximal et distal pour les turbidites révèle plutôt une alimentation d'Ouest en Est, même si les études par transversales accentuent ce phénomène. Des alimentations du Sud vers le Nord sont possibles (Chapitre VI) en particulier à partir de la Chaîne Alpine située dans l'île Sud comme c'est actuellement le cas pour l'alimentation de la fosse profonde Hikurangi.

Dans le cas d'une alimentation d'Ouest en Est, dominante pour les turbidites, la question de la source se pose malgré tout, car nos études et d'autres confirment et/ou démontrent selon les périodes, que la chaîne axiale n'a pas toujours été émergée au cours du Néogène, notamment entre 18 et 3 Ma (au moins pour sa moitié Nord). D'ailleurs les conglomérats ne se développent sur la Transversale de Wairoa que lors de l'émersion récente de la Chaîne Axiale au Plio-Quaternaire (3,1 - 2,4 Ma).

- S'agissant de l'origine des argiles, contenues notamment dans les silts, le problème est encore plus complexe, étant donné la relative homogénéité de leurs caractéristiques dans tous les ensembles étudiés.

Les illites sont relativement ubiquistes. Leur apparition au cours du Miocène inférieur au dessus d'ensembles smectitiques plus anciens a été observée dans les forages ODP effectués à L'Est de l'île Sud (Kennet, 1985 ; Roberts *et al.*, 1986). Cette apparition a été attribuée à une activité tectonique compressive ayant engendré l'apparition de nouveaux reliefs (Chaîne Alpine).

Les smectites proviennent, pour partie, du volcanisme néogène mais il ne faut pas oublier que le soubassement Eocène-Oligocène du secteur étudié est lui aussi constitué d'épaisses formations argileuses très riche en smectites (Chanier, 1991 ; Beauvière, 1992).

La chlorite, minéral primaire, apparaît au Miocène dans le secteur étudié, comme dans les forages effectués à l'Est de l'île Sud (Roberts *et al.*, 1986).

On peut donc envisager une alimentation en minéraux argileux à partir de soubassements érodés comparables à ceux des Alpes du Sud ou de la Chaîne Axiale dans l'île Nord par exemple, c'est à dire essentiellement le "Torlesse".

2. Les sédiments volcaniques

a) Nature

Présentation

Ces sédiments apparaissent surtout sous la forme de bancs nommés "tufs", parfois épais de plus de 10 m. En fait, les composants volcanogènes sont aussi dispersés dans les autres types de sédiments et il est alors difficile d'évaluer leur importance voire leur nature et leur origine.

Deux grands types de dépôts volcanoclastiques ont été observés :

- les tufs fins, homogènes, composés principalement de matériel vitreux. Il pourrait s'agir de retombées directes de cendres ;
- les turbidites de cendres dont l'épaisseur des bancs est très variable (de quelques centimètres à plus de 10 m pour les turbidites amalgamées).

Nature chimique et minéralogique

Les débris lithiques volcaniques constituent la majeure partie des éléments rencontrés dans les turbidites. Ce sont principalement des échardes de verre et des débris de ponces rhyolitiques.

Les minéraux associés sont essentiellement des feldspaths (plagioclases à teneurs Ab-An intermédiaires et de rares alcalins). Les sédiments sont pauvres en quartz qui, lorsqu'il apparaît, présente souvent des golfes de corrosion.

Agencement - mise en place

En ce qui concerne les dépôts turbiditiques de cendres, les éléments contenus dans ce matériel montrent que deux grands types de mécanismes volcaniques sont présents :

- des éléments pyroclastiques provenant de l'éruption ;
- des éléments hydroclastiques indiquant un contact entre le matériel volcanique et le milieu aquatique avant son refroidissement.

Les dépôts de cendres fins ne montrent pas de caractère remanié. Ils ont probablement été déposés à la faveur de retombées de ce matériel contemporaines de l'éruption.

b) Les sources

Des volcans actifs sont connus au Néogène et au Quaternaire à proximité du secteur étudié :

- dans la zone de Taupo dont l'activité est surtout récente, quaternaire ;
- dans la zone de Coromandel active au Miocène et au début du Pliocène (Ballance, 1988) ;

- dans l'arc des Kermadec situé plus au Nord, qui peut aussi participer éventuellement à l'alimentation volcanogène.

La nature acide des dépôts conduit plutôt à privilégier les deux premières sources qui correspondent à des volcans indubitablement situés sur des croûtes continentales. Naturellement, en raison du tri lors du transport, la nature initiale du volcanisme peut n'être représentée que partiellement.

Bien qu'actuellement situé assez loin du secteur étudié, l'âge du volcanisme de Coromandel est tout à fait en accord avec l'abondance des dépôts volcanogènes présents dans les secteurs étudiés notamment au Miocène. Il ne faut pas oublier en effet que la chaîne axiale n'existait pas à cette époque et que les zones étudiées ont subi un déplacement relatif dextre par rapport au secteur de Coromandel depuis cette époque au niveau des grandes failles longeant la Chaîne Axiale (failles de Wellington et de Wairarapa notamment). Pour les tufs quaternaires (Cap Kidnappers par exemple) une origine à partir de Taupo paraît relativement claire et démontrée.

Dans le détail, des problèmes existent. Ainsi, au Miocène moyen, un développement très important des niveaux volcanogènes est observé à Mahia (chap.IV) alors que les secteurs plus occidentaux, situés normalement plus près de la source supposée (Coromandel), semblent à cette époque moins riches en ce même composant volcanique.

Plusieurs hypothèses sont envisageables :

1. une alimentation autre que Coromandel qui se ferait d'Est en Ouest par exemple à partir de volcans portés par la plaque océanique Pacifique. Cette hypothèse est peu probable de par la nature du volcanisme rencontré, surtout rhyolitique. L'arc de Kermadec situé plus au Nord pourrait fournir éventuellement un matériel plus ou moins comparable ;
2. existence d'un décrochement dextre important entre Mahia et les secteurs plus occidentaux. Cette hypothèse permettrait de replacer le secteur de Mahia à proximité de la source de Coromandel au Miocène. Les traces d'un tel décrochement obligatoirement important et de direction N-S ou NNE-SSW n'ont pu être observées, que ce soit près de Mahia, à terre ou sur profils sismiques, ou plus à l'Ouest ;
3. une alimentation, par des canyons, de bassins relativement isolés sur la marge dont celui de Mahia (cf. chap.VII). La dilution du message envisagée (cf. chap.VII) pourrait être liée à ces alimentations particulières

La dernière hypothèse, qui n'est d'ailleurs pas incompatible avec les autres, est celle qui s'accorde le mieux avec les faits observés.

3. Les sédiments carbonatés biogènes

Les sédiments carbonatés sont assez rares en Nouvelle-Zélande y compris dans le secteur étudié. Ils sont en outre assez particuliers : le terme de "limestones" (= calcaires) est attribué à toute roche sédimentaire contenant plus de 50 % de CaCO₃. Sur le terrain ces roches bioclastiques ne

ressemblent pas souvent à des calcaires mais plutôt à des arénites bioclastiques à porosité importante, parfois riches en quartz, à passées microconglomératiques.

a) Nature

Le CaCO₃ contenu dans les calcaires est essentiellement présent sous forme d'organismes entiers (micro et macrofossiles), de bioclastes très abondants des mêmes organismes, notamment de macrofossiles et de ciment sparitique (très commun dans les séries néogènes).

b) Profondeur de dépôt

- Les roches riches en CaCO₃ sont dans le secteur étudié des roches de faible profondeur, à savoir, de plate-forme externe à interne (0 à 200 m) ; des foraminifères à test calcaire existent dans les sédiments de grande profondeur (> 600 m) mais ces sédiments restent peu carbonatés (10 à 20 % de CaCO₃).

- Les calcaires du Pliocène sont caractérisés par leur abondance relative en foraminifères planctoniques, indiquant des milieux de dépôts ouverts sur la mer. Ceux du Pliocène terminal-Pléistocène (Nukumaruan 2,4-1,2 Ma) marquent un retour à des environnements de dépôt de plate-forme interne (paléotranches d'eau inférieures à 50 m).

c) Les sources

Le développement de bancs riches en organismes au Pliocène est à mettre en relation avec la diminution des tranches d'eau. Les calcaires contiennent des associations faunistiques caractéristiques de milieux non-tropicaux (association de pectinidés, de balanes et de bryozoaires ; Kamp *et al.*, 1988 ; Hayton *et al.*, 1995).

Relation avec le climat

Les calcaires du Pliocène (Opoitian - Waipipian, 5 - 3,6 Ma) apparaissent dans le secteur d'étude au cours d'une période qui correspond aux hauts niveaux marins déterminés par Haq *et al.* (1988). Ils s'installent sur des hauts-fonds dont certains étaient probablement initialement émergés.

Les calcaires plio-quatérnaires (2,4 - 1,2 Ma) qui alternent avec des silts plus profonds se développent essentiellement en période de bas niveaux marins c'est-à-dire lors de périodes de refroidissement climatique (développement des glaciers).

Du Pliocène inférieur au Quaternaire, ces calcaires ont globalement migré vers l'Ouest et le Sud. Ils se sont d'abord déposés au Nord dans les secteurs situés à l'Est de Frasertown (Opoitian, Waipipian, 5 - 3,1 Ma) et ont migré durant la période quaternaire vers le secteur plus central de Napier.

Les faciès carbonatés apparaissent plus tardivement dans le secteur de Wairarapa situé dans la partie Sud du domaine avant-arc ("Pukenui limestone" à environ 1,8 Ma, cf. Chap.VI).

4. Autres composants sédimentaires

a) *La matière organique*

Elle est présente sous trois formes principales :

- des particules de bois flotté, en faible quantité, essentiellement dans les turbidites du Miocène (fig. II-4) ;
- sous forme de débris de végétaux pour les dépôts continentaux plus récents (fig. V-8);
- sous forme de matière carbonneuse lorsqu'elle est associée aux tufs (fig. V-12).

b) *Les circulations de fluides*

Les fluides jouent un rôle important dans ce type de contexte. Par exemple, le ciment généralement carbonaté des sédiments indique des circulations de fluides riches en CaCO₃.

Des zéolites ont été observées de façon occasionnelle dans les sédiments (cf. Chap.VII). Trois types de sources ont été envisagées pour ces zéolites:

- liées à l'érosion du soubassement métamorphique ;
- associées à l'altération des produits volcaniques de l'arc qui fonctionne durant le Néogène ;
- associées aux figures d'échappement de fluides observées par exemple à Morere. Leur origine est ici aussi authigénique d'après les observations en lame mince.

c) *Autres minéraux*

Les grains de *glauconie* dans les sédiments se présentent sous différentes formes dont l'origine a été discutée par Odin et Matte (1981). Ceux observés dans les sédiments du Néogène pourraient être en relation avec deux contextes différents de formation :

- des grains de glauconie remaniés dans les dépôts turbiditiques ; la source possible de ces grains détritiques pourrait être située dans les niveaux très glauconieux du Crétacé supérieur-Paléocène du soubassement ;
- d'autres peuvent avoir une origine néoformée comme cela pourrait être le cas au niveau des discontinuités observées par exemple à Frasertown (discontinuité d'âge compris entre 5,4 et 6 Ma environ) ou dans le Sud où affleure une formation riche en glauconie (Makara Greensand, fig. VIII-15). Une partie des grains de glauconie observés dans les turbidites peut avoir été néoformée dans le bassin avant d'être reprise dans des courants de turbidité.

Le stilpnomélane est présent en faible quantité dans les dépôts néogènes. La présence de ce minéral bien connu dans les roches métamorphiques pose à nouveau le problème des sources : il

peut provenir soit de l'Ile Sud (Alpes) ou de la partie occidentale de la Chaîne Axiale de l'Ile Nord, dans des zones plus internes de l'ensemble du Torlesse.

B. LES DIFFÉRENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES IDENTIFIÉS

Les ensembles distingués ici peuvent être homogènes du point de vue pétrographique (silts par exemple) ou constitués d'alternances régulières (ex. turbidites).

1. Age des formations reconnues

Les âges déterminés proviennent, pour l'essentiel, de l'analyse du contenu paléontologique, notamment des foraminifères. Il s'agit de données personnelles (reportées sur les colonnes détaillées ou en annexes) ou de données issues de la "littérature".

Globalement, les principales séries observées vont du Miocène au Pliocène ou au Quaternaire. Elles représentent un intervalle de temps d'environ 16 ± 2 Ma.

L'âge de certaines formations lithologiques assez homogènes d'épaisseur plurihctométriques a pu être précisé. C'est le cas des formations silteuses du Miocène supérieur et du Pliocène des séries de Waikaremoana et de Frasertown (fig. IX-1) ou des turbidites d'âge Miocène moyen des séries de Waikaremoana et Mahia par exemple (Fig.IX-1).

2. Epaisseur des formations

L'épaisseur totale des sédiments Néogène-Quaternaire peut être estimée à plus de 6000 m dans le secteur de Napier (*cf.* chap.V, fig. V-13).

- Contrairement à ce que l'on pourrait attendre, les formations silteuses (dont certaines forment des falaises imposantes de plus de 100 m) atteignent parfois des épaisseurs de l'ordre de 1500 m, c'est le cas par exemple des silts du Miocène supérieur de Frasertown. Elles sont surtout bien représentées au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur.

- Les formations arénitiques sont bien représentées dans les formations turbiditiques du Miocène moyen. Elles atteignent des épaisseurs de plus de 800 m dans les séries du Miocène de Waikaremoana par exemple (fig. IX-1).

- Les formations conglomératiques ont une épaisseur très variable. Elles atteignent environ 400 m à "Cape Kidnappers" (*cf.* chap.V).

- Les formations carbonatées sont présentes sous la forme de lentilles peu épaisses de quelques mètres ou d'ensembles bioclastiques pouvant atteindre 400 m à Frasertown (fig. IX-1).

3. Les variations des taux de sédimentation

Des variations des taux de sédimentation peuvent être observées au sein des différents ensembles lithologiques. D'après les calculs effectués sur les colonnes non décompactées, les différentes lithologies montrent les taux suivants : dans les séries arénitiques du Miocène moyen, les taux de sédimentation sont d'environ 100 à 150 m/Ma (secteurs de Waikaremoana et Napier). Dans les silts, ils sont de 100 m/Ma au Miocène supérieur et atteignent plus de 800 m/Ma au Pliocène sur la colonne de Frasertown par exemple (compléments, cf. fig.IX-5).

II. SIGNIFICATION DES SERIES ETUDIEES

Afin d'essayer de synthétiser l'évolution des séries épaisses et parfois monotones du domaine avant-arc, il est nécessaire de dégager de l'ensemble des observations effectuées les éléments jugés significatifs.

A. LES DONNÉES SIGNIFICATIVES

1. Les changements de faciès

Ils constituent les changements les plus évidents sur le terrain. Les changements de faciès peuvent être progressifs ou brutaux. Ce caractère peut être accentué par des variations des taux de sédimentation.

Ils peuvent être révélateurs de modifications mineures ou fondamentales au niveau des conditions externes ou internes au bassin qu'il convient de déterminer.

Par exemple, l'arrivée des conglomérats du Mangapanian (3,1 - 2,4 Ma) sur la transversale de Napier (fig. V-8) indiquent une érosion et donc l'émersion probable de la Chaîne Axiale tandis que les brèches épaisses observées à la base du Pliocène dans le même secteur (fig. V-4) révèlent simplement la présence de chenaux d'alimentation dans un delta déjà formé.

Bilan

- A *Waikaremoana*, six grands ensembles lithologiques ont été reconnus : une base constituée de grès coquilliers, des turbidites massives (Miocène moyen), des silts Miocène supérieur contenant une puissante série turbiditique, les calcaires du Pliocène inférieur et les silts du Pliocène inférieur à supérieur. Ces six ensembles correspondent en fait à quatre grandes étapes dans l'évolution du domaine (cf. *infrs*, § B).

- A *Frasertown*, on observe les mêmes tendances avec néanmoins quelques différences notoires : le Miocène supérieur par exemple est essentiellement silteux. La partie sommitale du

Tortonien est marquée par la présence d'un ensemble turbiditique tufacé (plus récent que la formation turbiditique observée à Waikaremoana). On note la présence d'une discontinuité marquée par une lacune de la fin du Miocène supérieur. Les faciès calcaires y sont plus développés, surtout à la fin du Pliocène inférieur, période durant laquelle une sédimentation silteuse continue plus à l'Ouest dans la secteur de Waikaremoana.

- *Dans la coupe de Nuhaka*, une lacune majeure a été reconnue (environ 12 - 3,6 Ma) entre deux ensembles lithologiques différents : les turbidites et silts du Miocène moyen et les calcaires du Pliocène supérieur.

- *La coupe de Mahia* connaît le même type d'évolution que les autres secteurs (Waikaremoana et Frasertown) mais se distingue par le dépôt d'une puissante série volcanoclastique au Miocène moyen (chap.IV)

2. Les discontinuités

a) Différents types de discontinuités observés

Plusieurs types de discontinuités ont été rencontrés :

- des changements de faciès brutaux correspondant par exemple à des modifications des conditions de dépôt ;
- des bases de formations érosives : c'est le cas des calcaires pliocènes généralement ;
- des lacunes dues à des absences de dépôts ou à des érosions ;
- des discontinuités géométriques telles les discordances angulaires dont la cause est souvent tectonique.

b) Les discontinuités majeures dans le secteur concerné

Les principales discontinuités observées, par ordre chronologique, sont les suivantes :

- la première discontinuité d'âge Miocène inférieur à début du Miocène moyen marque la transgression des sédiments sur le soubassement. Elle correspond toujours à une discordance angulaire nette (Waikaremoana et Mahia, fig.IX-1) ;
- la seconde discontinuité apparaît à la fin du Miocène supérieur - début du Pliocène ; elle est marquée par une lacune souvent importante et une diminution des tranches d'eau (apparition des faciès carbonatés). Elle est marquée par des discordances angulaires faibles (Frasertown, fig.IX-1) ;
- une troisième discontinuité correspond au dépôt des calcaires du Pliocène supérieur sur les sédiments plus anciens avec une lacune et parfois une discordance angulaire lorsque le Pliocène inférieur est absent (Nuhaka, fig.IX-1).

D'autres discontinuités "mineures" ont été observées. Elles correspondent à des changements des milieux de dépôt comme c'est le cas pour l'apparition des faciès carbonatés ou conglomératiques au cours des périodes récentes du Pliocène terminal - Quaternaire.

3. Les variations des taux de sédimentation

Les courbes d'évolution des taux de sédimentation au cours du Néogène calculés sur les séries les plus complètes de Waikaremoana et Napier (fig. IX-4) montrent les grandes tendances observées durant cette période :

- une période Miocène inférieur à moyen, à taux de sédimentation modéré, inférieure à 200 mm/ka ;
- une augmentation brutale des taux de sédimentation au Miocène supérieur qui atteignent 450 mm/ka ;

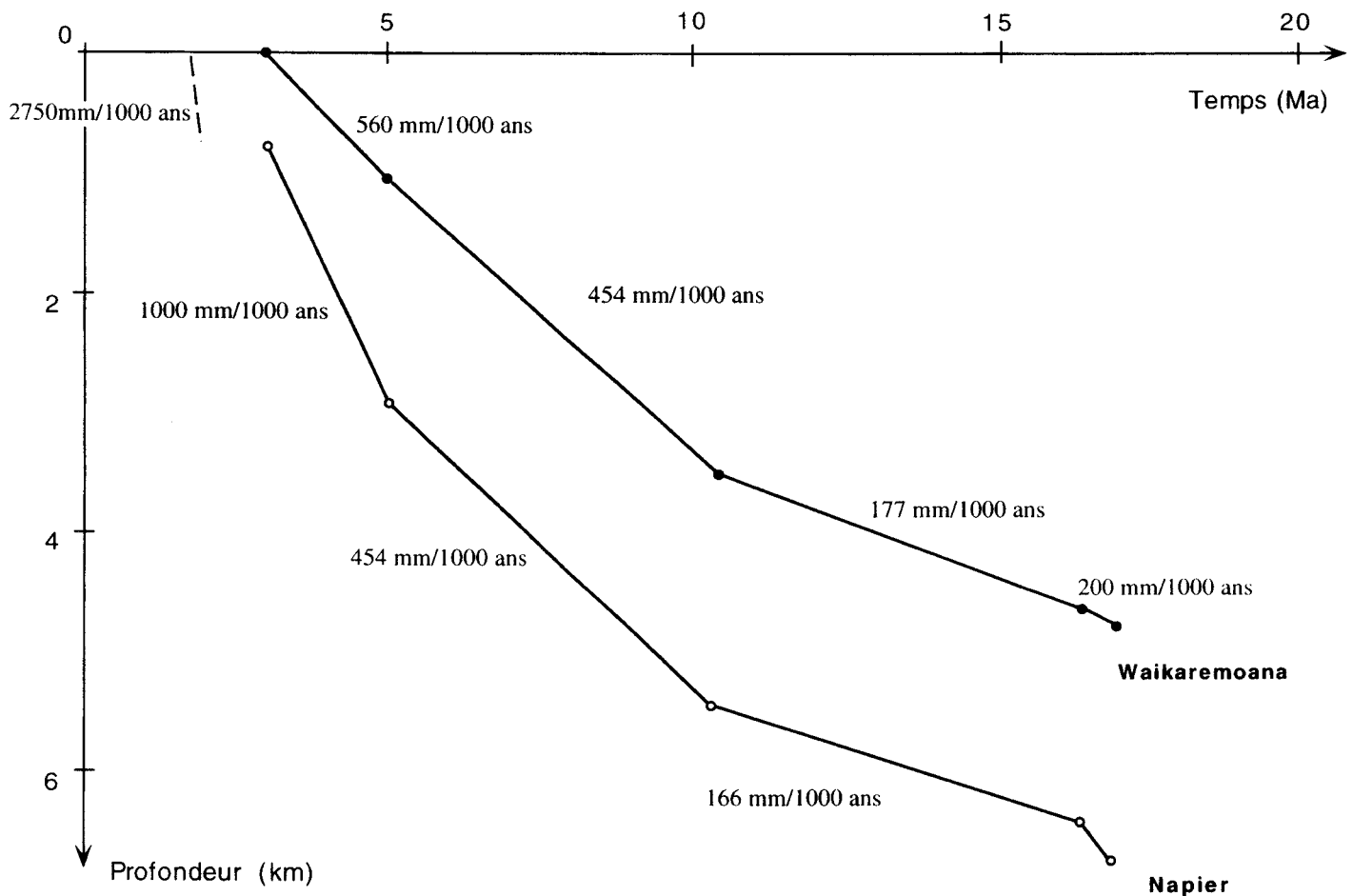


Fig. IX-4 : évolution du taux de sédimentation à Waikaremoana et Napier d'après les épaisseurs des sédiments sur les colonnes non décompactées

- une nouvelle augmentation des taux de sédimentation au Pliocène, bien marquée à Napier (1000 mm/ka). Les taux de sédimentation des calcaires sont plus faibles de 20 à 50 mm/ka (Kamp *et al.*, 1988) comparés à ceux des silts à Frasertown par exemple de 800 mm/ka.

Le maximum est atteint au Nukumaruan (2-1,8 Ma) à Napier où les taux pourraient atteindre 2750 mm/ka d'après les données biostratigraphiques d'Haywick (1990).

4. Les variations bathymétriques

Ces données, établies d'après l'analyse des structures sédimentaires et du contenu fossilifère, doivent être naturellement prises en compte en intégrant une certaine marge d'erreur ; cependant, les grandes tendances mises en évidence constituent, je pense, des résultats relativement fiables.

Les changements de faciès correspondent souvent à des modifications de la tranche d'eau, mais ceci est surtout valable pour les faciès de faibles profondeurs (domaines de plate-forme).

a) Les résultats

Les tendances générales des variations de tranche d'eau sont assez nettes au Néogène sur la Transversale de Wairoa (cf. chap. VIII). Elles sont souvent nettement supérieures aux variations eustatiques admises (Haq *et al.*, 1988).

a1) Augmentation de la tranche d'eau entre 18 Ma et 6 Ma

Dans un premier temps, au Miocène, la tranche d'eau augmente de façon plus ou moins nette dans la totalité des séries de la Transversale. Ceci se traduit par l'existence d'une transgression sur le soubassement anté-Miocène avec des paléop profondeurs d'eau faibles comprises entre 0 m et 200 m, suivie du développement de faciès profonds turbiditiques puis silteux, au Miocène supérieur notamment avec des paléotranche d'eau atteignant 1000 m.

En fonction des incertitudes sur les données, on peut cependant envisager, pour certaines séries, une faible augmentation de cette tranche d'eau voire des périodes assez longues de constance de la profondeur. Par exemple à Mahia, les paléotranche d'eau ont pu rester assez stables (supérieures à 600m) importantes durant toute la période Miocène (depuis la fin du Burdigalien jusqu'au Miocène supérieur, environ 18 - 5,5 Ma), mais il est vrai qu'il s'agit là de profondeurs importantes dont mes variations sont difficiles à préciser.

a2) Diminution importante de la tranche d'eau vers 5 Ma

Cette modification correspondant à une diminution de 400 à 600 m de la tranche d'eau est visible sur l'ensemble des séries de la Transversale de Wairoa (cf. chap. VIII).

Elle intervient entre 6 et 3,6 Ma, plus précisément vers 5,5 voire 5 Ma à Waikaremona ; entre 6,0 et 5,5 Ma à Frasertown ; entre 10,5 (?) et 3,6 Ma à Nuhaka ; entre 6 et 4 Ma à Mahia, vers 6 Ma à Napier.

a3) Des variations "mineures" pendant la période récente entre 3 et 0 Ma

La période la plus récente du Pliocène terminal et du Quaternaire est marquée par des variations relatives du niveau marin liées notamment aux variations climatiques que l'on peut englober sous le terme de glacio-eustatisme.

La cyclicité de certains dépôts serait le témoin de ces variations climatiques successives. Ce serait le cas de la série du "Tangoio Block" (2-1,8 Ma) sur la transversale de Napier et peut-être de la série de "Cape Kidnappers" (1-0,3 Ma). Les variations de la tranche d'eau observées dans les séries sont d'ailleurs de l'ordre de 100 à 200 mètres, comparables aux variations glacio-eustatiques.

La période 3-2 Ma est assez mal représentée dans les différentes séries si bien qu'il est difficile d'estimer les variations de la tranche d'eau au cours de cette période. La seule observation concerne les conglomérats Mangapanian (3,1-2,4 Ma) de la région de Napier qui marquent une émergence de ce secteur (dépôts fluviaux) et une érosion donc une émergence de la Chaîne Axiale.

b) Les causes des variations bathymétriques observées

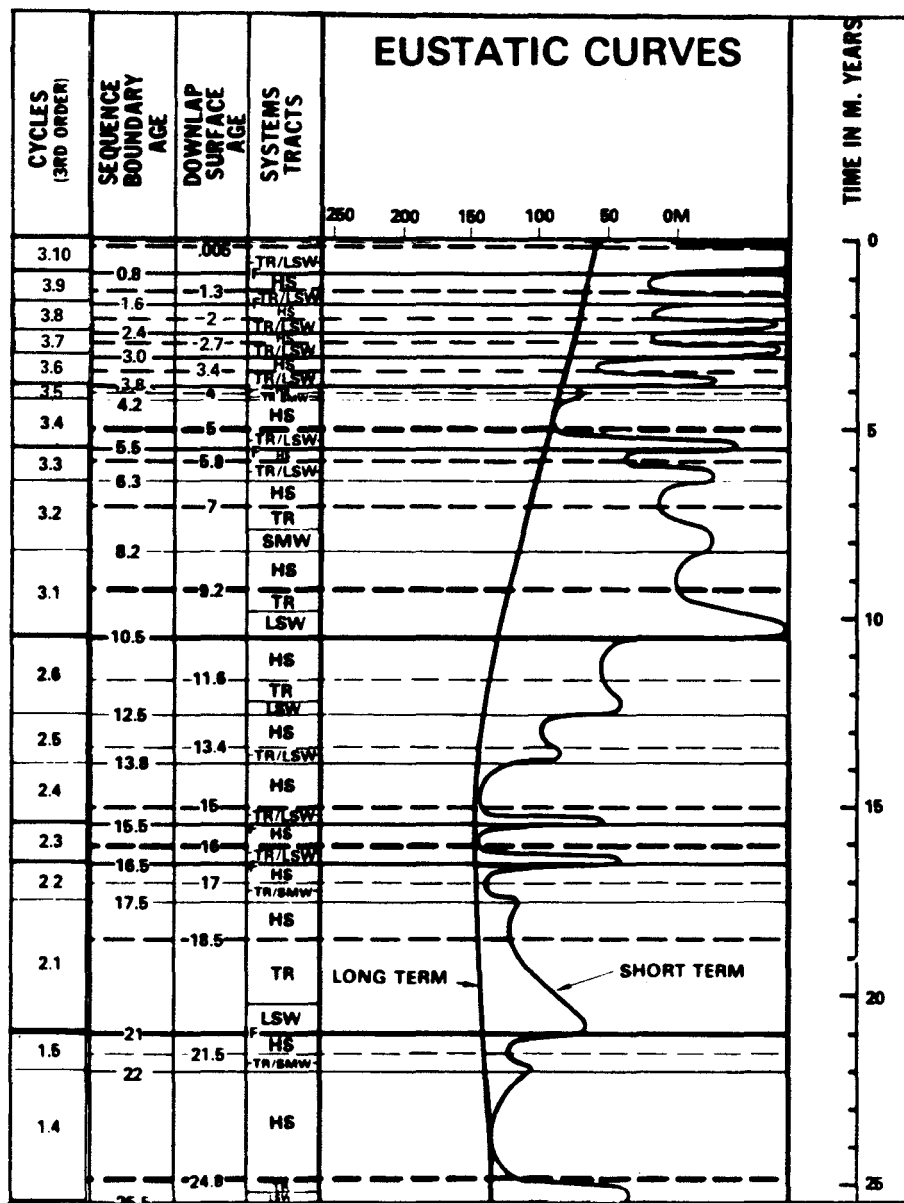


Fig. IX-5 : charte chronostratigraphique des variations eustatiques globales (Haq *et al.*, 1988)

La comparaison entre les courbes de variations eustatiques publiées (Haq *et al.*, 1988, fig.IX-5), en admettant qu'elles soient applicables sur l'ensemble du globe, et les résultats obtenus montrent que ces variations eustatiques ne sont pas à l'origine de toutes les variations de tranche d'eau observées dans le secteur étudié.

- Certaines variations sont en phase avec les variations eustatiques globales : c'est le cas de la transgression progressive sur le soubassement qui se fait pour l'essentiel pendant une période de haut niveau marin (vers 18-15 Ma). De même, les variations cycliques observées sur les séries récentes (2-0 Ma) paraissent liées au glacio-eustatisme.

- En revanche, l'augmentation importante de la tranche d'eau observée dans le domaine avant-arc sur la plupart des coupes, entre 15 et 10 Ma, est contemporaine d'une baisse importante du niveau marin général qui atteint son maximum (de baisse) vers 10 Ma. Cette augmentation importante de la tranche d'eau vers 15-10 Ma est donc très certainement liée à un processus mettant en cause les mouvements du soubassement. Nos résultats montrent que c'est aussi le cas pour plusieurs autres périodes : par exemple, la diminution brutale des paléotranches d'eau observée dans les séries étudiées à la transition Mio-Pliocène correspond à une période de remontée du niveau marin global au début du Pliocène entre 5,5 et 5 Ma ; les mouvements de remontée du substratum sont effectivement très importants au cours de cette période dans le secteur considéré (*cf. infra*).

5. Les mouvements du substratum

Un chapitre entier, où ont été développés méthodes et résultats, a été consacré à ce sujet (chap. VIII). Je ne mentionnerai ici que les faits et conclusions significatifs.

a) Résultats d'ensemble

Les différentes courbes représentant les mouvements du soubassement correspondant à la surface anté-Miocène (anté-Transgression) ont été reportées sur les figures IX-6 et IX-7.

Sur les quatre courbes représentatives des séries principales, on note, dans l'ordre chronologique :

- une subsidence majeure durant le Miocène (16,5-6 Ma). Cette subsidence est entrecoupée ou non de petits événements selon les hypothèses envisagées ;
- une remontée du soubassement vers 6-5 Ma (parfois 3,6 Ma). Cette remontée se fait avec des vitesses relativement importantes ;
- une nouvelle période de subsidence du soubassement, entre 3 et 2 Ma (plus précisément 3,6 - 1,8 Ma). Les vitesses d'enfoncement sont comparables à celles de la première période voire plus importantes encore.

La plupart des colonnes représentatives de la transversale de Wairoa ne possédant pas de sédiments plus récents que 3 Ma, il n'a pas été possible de préciser les mouvements d'ensemble du

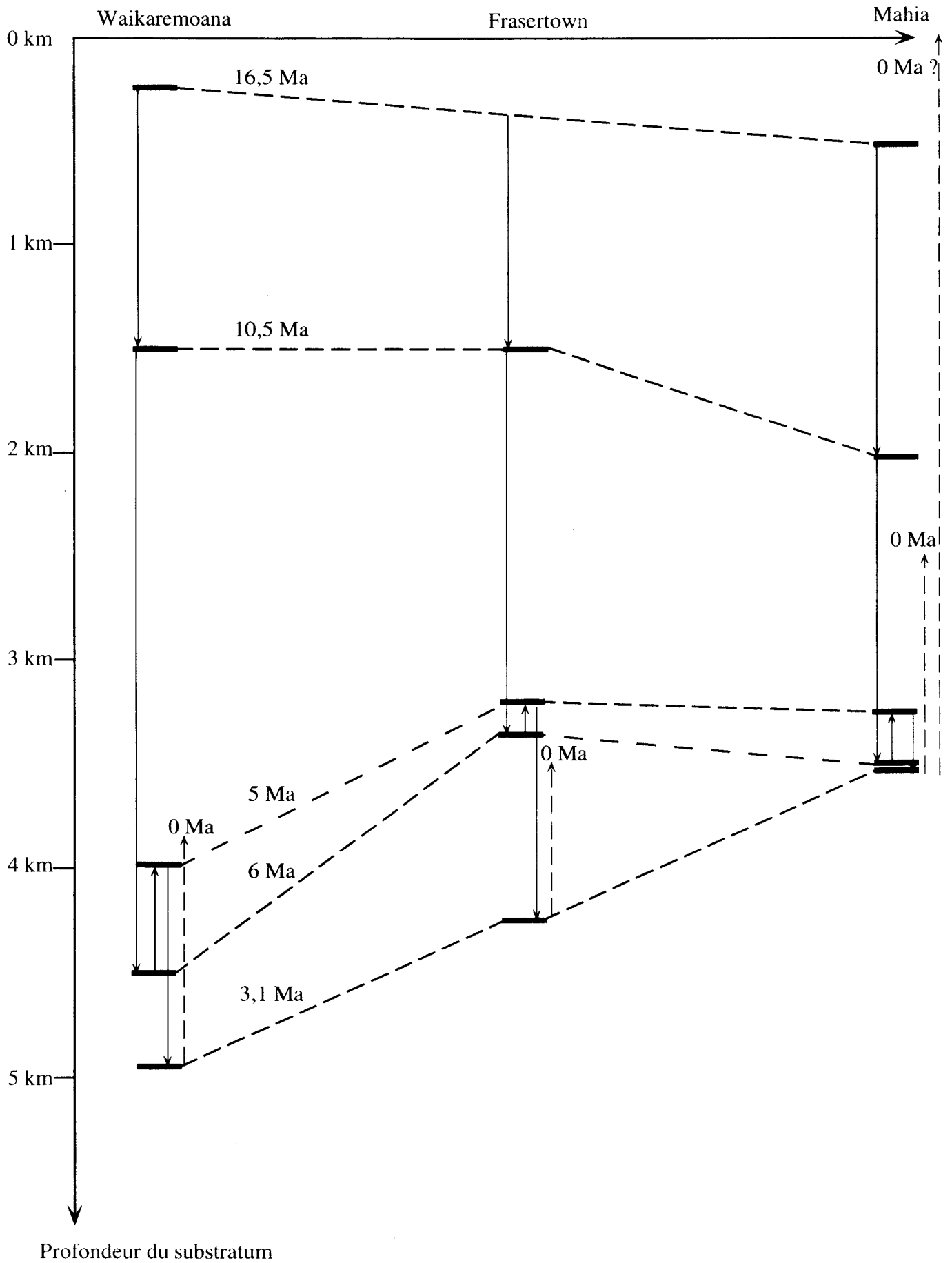


Fig. IX-6 : évolution de l'enfouissement du substratum au cours du temps sur la Transversale de Wairoa

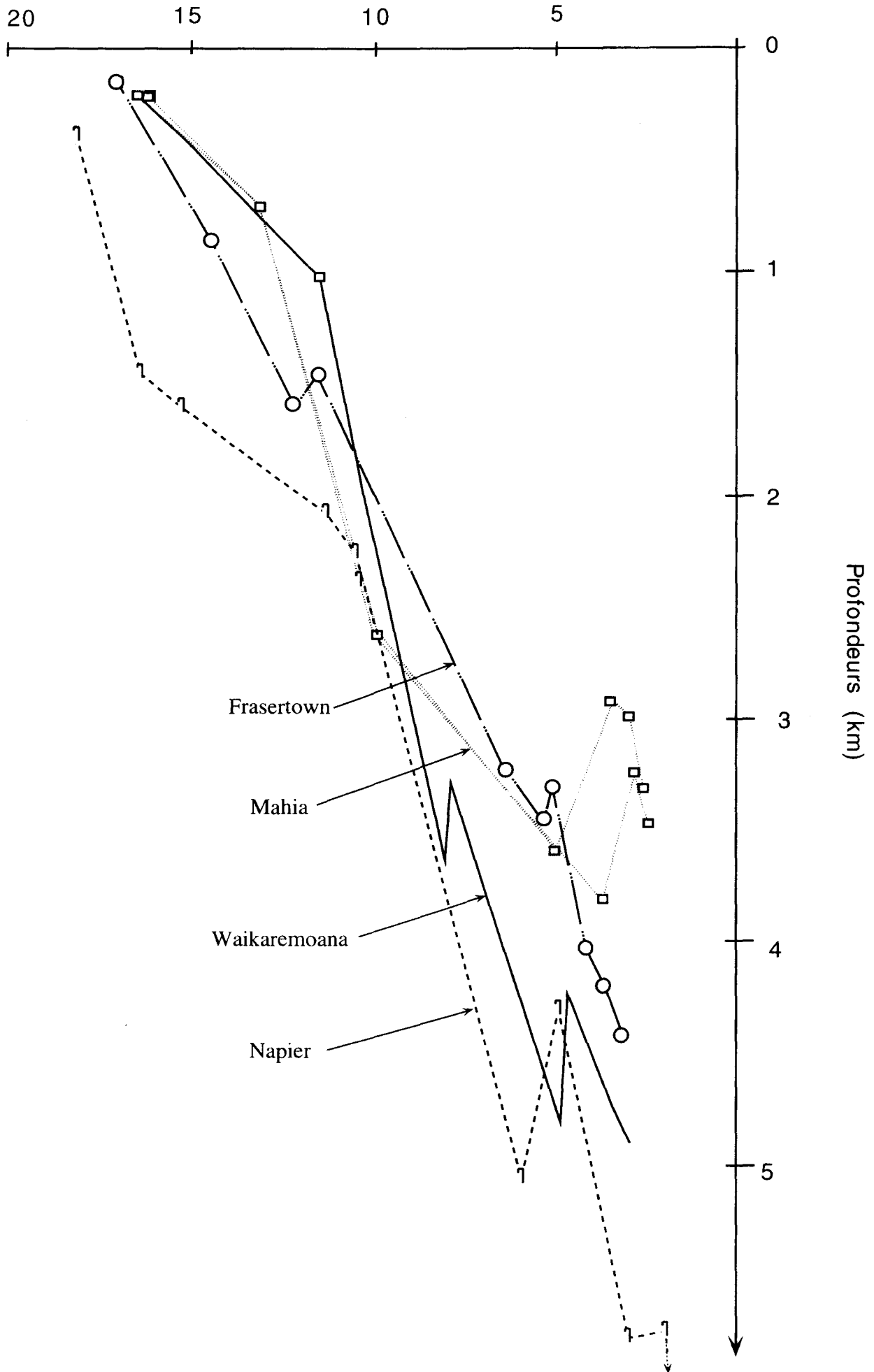


Fig. IX-7 : courbes d'enfouissement du substratum à Waikaremoana, Frasertown, Mahia et Napier.

soubassement au cours de la période récente. Cependant, les séries étant actuellement émergées et portées à une altitude non négligeable d'une part, la profondeur du soubassement anté-Miocène plus ou moins bien connue d'autre part, il est clair que cette dernière période correspond pour l'essentiel à une remontée importante du soubassement notamment depuis 1 Ma.

b) Particularités

Le secteur de *Waikaremoana*, situé en bordure de chaîne axiale, connaît un épisode remarquable au Miocène supérieur (à environ 8 Ma) avec une décharge détritique que l'on enregistre nulle part ailleurs. En raison de la position de cet ensemble dans des formations de grande profondeur, j'ai interprété cette décharge détritique comme correspondant à la mise en place d'un éventail sous-marin plutôt que des dépôts deltaïques peu profonds. Se pose alors le problème de l'alimentation en matériel détritique grossier de cette partie du bassin durant une courte période. Des mouvements verticaux, limités dans le temps, de la chaîne axiale ou d'un secteur voisin pourraient en être la cause.

Dans le secteur de *Napier*, la décharge conglomératique observée au Mangapanian (3,1-2,4 Ma) indique une alimentation probable à partir de la chaîne axiale qui serait alors émergée dans cette partie du bassin. Cette épisode semble correspondre également à un arrêt de la subsidence du secteur considéré du domaine avant-arc au moins dans ce secteur.

c) Signification des mouvements reconnus

L'enfoncement du substratum est inhérent au phénomène de développement d'un bassin sédimentaire. Cet enfoncement est dû pour partie à la surcharge sédimentaire mais celle-ci ne peut expliquer à elle seule l'existence d'un bassin sédimentaire et surtout sa pérennité.

Il aurait donc été utile de calculer l'effet d'enfoncement du soubassement lié à la surcharge des sédiments et de la tranche d'eau mais malheureusement, cela ne peut se faire qu'en utilisant certains modèles encore mal définis pour les marges actives.

Le modèle dit de "compensation isostatique locale" pourrait donner des valeurs approchées assez fiables lors des processus d'érosion tectonique (Lallemand *et al.*, 1992).

Les essais effectués n'ont pas été détaillés dans les chapitres précédents afin de ne pas s'éloigner par trop de données "vérifiables". Ces essais montrent que les courbes résiduelles, dites de subsidence tectonique (différence entre la subsidence totale et l'effet de surcharge), sont comparables au niveau des tendances générales, aux courbes de subsidence totale.

Par ailleurs, il est clair que les principales surrections du soubassement mises en évidence sont d'ordre tectonique. Les diminutions de charge (tranche d'eau et/ou sédiments) qui accentuent ces surrections nous semblent être la conséquence de ces dernières.

6. Les déformations observées

L'activité actuelle de la marge Hikurangi dans le secteur étudié se caractérise par l'existence de nombreux séismes. L'un d'eux est resté tristement célèbre, celui de Napier en 1931 qui a fait 256 victimes (Hull, 1990) et qui a notamment entraîné des modifications topographiques majeures positives et négatives.

L'activité tectonique récente a fait l'objet d'études (Cashman et Kelsey, 1990 ; Cashman *et al.*, 1992 ; Hull, 1985). Celles-ci révèlent des mouvements globalement compressifs, mais dans le détail, différents selon les secteurs (partitionnement) avec par exemple de l'extension à "Cape Kidnappers" et des structures décrochantes sur la bordure occidentale de la partie Nord de la Chaîne Côtière.

Les séries étudiées ont permis d'observer divers types de déformations.

a) Les déformations compressives

- Les synclinaux et les anticlinaux signalés, dont le grand synclinal de Wairoa (*cf.* fig.IX-8), correspondent à des déformations très récentes puisque les séries du "Tangoio block" sont inclinées vers l'Est de 5 à 10° environ comme les couches sous-jacentes du Pliocène.

- La présence d'une discordance majeure à la base du Miocène sur l'ensemble du secteur étudié, y compris dans les secteurs les plus distaux "océaniques" comme Mahia (chap. IV), confirment l'existence d'une phase majeure compressive à la limite Oligocène-Miocène ou au Miocène basal. L'âge de cet événement indique qu'il est lié à la reprise de la subduction sur la marge Hikurangi datée notamment par ses effets volcaniques (Ballance, 1988).

- Entre ces deux périodes extrêmes (environ 25 - 18 Ma pour la compression ancienne et postérieurement à 1,5 Ma pour la plus récente), des traces de compression majeure pourraient exister. Les plus évidentes seraient les surrections observées dans l'ensemble du secteur et surtout dans les séries de Nuhaka-Morere (*cf.* chap.III), vers 6 - 4 Ma. L'analyse des structures mineures n'a pas permis de confirmer qu'il s'agissait là d'une phase de compression et donc a fortiori d'en définir les caractéristiques.

b) Les déformations extensives

- De nombreuses structures en extension (failles normales, grabens, Roll-over) ont été observées dans les séries analysées. Certaines sont très récentes comme à Cape Kidnappers (chap. V). D'autres sont plus anciennes et parfois bien datées notamment au sein du Miocène. Parmi ces dernières, on peut citer dans le secteur de Mahia le Roll-over (*cf.* fig. IV-9), et des failles normales de rejet métrique affectant le Miocène supérieur sont localement scellées par les niveaux carbonatés du Pliocène supérieur.

- Il est à remarquer que de telles structures en extension sont susceptibles de créer des basculements donc des discordances angulaires d'une part, mais aussi des surrections relatives voire absolues d'autre part.

- La période majeure de développement de telles structures extensives se situe au Miocène. Rappelons que de telles structures se développent également dans un contexte globalement compressif et de surrection dans les séries d'âge inférieur à 1 Ma à Cape Kidnappers.

c) les déformations décrochantes

- La tectonique décrochante est clairement active au niveau de la Chaîne Axiale, où de grands décrochements dextres de direction NNE-SSW de plusieurs centaines de kilomètres le long sont connus (failles de Wellington et de Wairarapa).

- Un accident pour partie décrochant recoupe également le "bassin avant-arc" entre Eketahuna au SW et Hastings au NE et le sépare en deux ensembles distincts (Cashman *et al.*, 1992).

- Des structures décrochantes ont été déduites de l'analyse de profils sismiques dans le secteur d'Hawke Bay (Chanier, comm. pers.) mais elles ne seraient pas parallèles aux décrochements précédents. Elles ne permettent donc pas d'expliquer simplement les différences d'alimentation en composants volcaniques dans la série de Mahia au Miocène (cf. discussion § I.A.2).

- De telles structures décrochantes ont également été signalées sur la marge Hikurangi surtout au Sud (Collot *et al.*, 1995), voire même à terre dans le secteur de la Chaîne Côtière où elles auraient fonctionné au cours du Néogène (Delteil *et al.*, 1996).

d) Bilan : déformation compressive continue ou fonctionnement polyphasé

Différents types de calendrier tectonique ont été proposés par les auteurs :

- une compression continue avec des périodes de déformation paroxysmale au début du Néogène et au Quaternaire (van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982 ; Lewis et Pettinga, 1993) ;
- une histoire polyphasée de la marge, avec une succession de type Compression, Extension, Compression pour les phases majeures, établies d'après des études effectuées principalement dans le secteur de la Chaîne Côtière (Chanier, 1991 ; Chanier et Ferrière, 1991).

La mise en évidence d'une phase de subsidence majeure durant la période miocène (paroxysmale au Miocène supérieur) suivie d'une surrection majeure à la transition Mio-Pliocène conduit à privilégier l'hypothèse d'une évolution polyphasée de la marge Hikurangi. Ceci n'implique pas qu'il n'y ait aucun haut-fond ou décrochement actif au cours de cette évolution. Cependant, ceux-ci restent à démontrer dans notre secteur d'étude.

B. LES DIFFÉRENTES ÉTAPES D'ÉVOLUTION DU DOMAINE AVANT-ARC

L'intégration des différentes données exposées dans le paragraphe précédent nous conduit à distinguer différentes étapes dans l'évolution du domaine avant-arc (fig. IX-8).

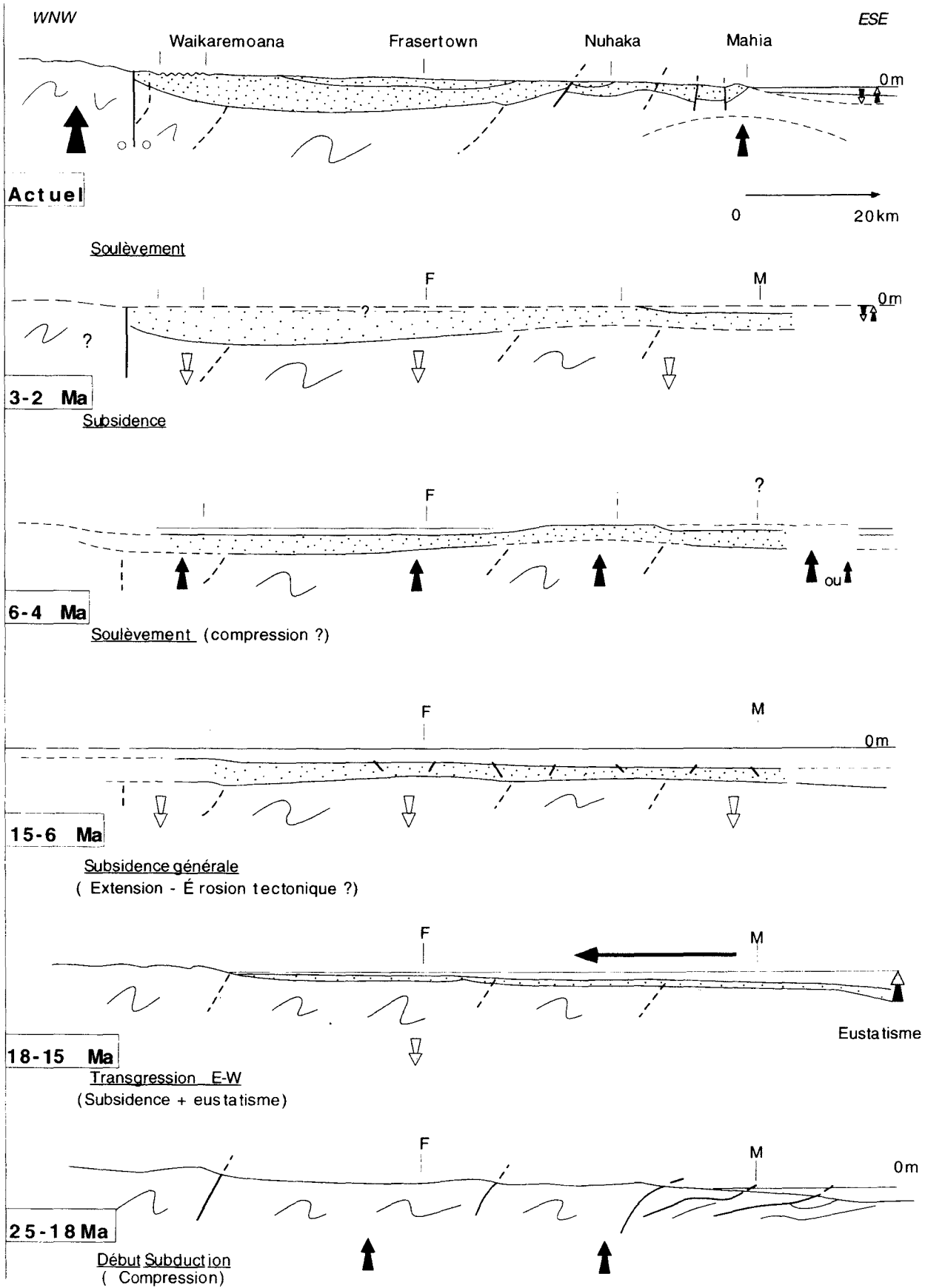


Fig. IX-8 : configuration du Domaine Avant Arc durant le Cénozoïque (d'après les résultats de la Transversale de Wairoa)

Pour que cette distinction soit claire, nous avons établi une hiérarchie des critères jugés significatifs et retenu comme base de nos conclusions l'évolution de la bathymétrie et de l'enfouissement du substratum, principalement sur la transversale de référence (Wairoa). Les éléments acquis sur les autres transversales seront signalés lorsque cela s'avère nécessaire. Pour les périodes assez récentes (5 et surtout 3 - 0 Ma), les étapes sont assez difficiles à caractériser (*cf. infra*).

1. L'épisode transgressif initial (Miocène inférieur-début du Miocène moyen)

a) Caractéristiques (fig. IX-8 et IX 9)

Age de la transgression : sur la transversale étudiée la transgression s'effectue entre 16,5 et 15 Ma à Napier et entre 18 et 15 Ma à Waikaremoana. A Mahia, une discordance angulaire sépare des sédiments marins profonds du Miocène inférieur et ceux du soubassement Paléogène eux aussi franchement marins.

Un problème subsiste au niveau du forage d'Hawke's Bay où les premiers sédiments en contact avec le soubassement sont de la fin du Miocène moyen (Waiauau 12-10,5 Ma).

Au Sud-Ouest des transversales de Wairoa et de Napier, la transgression semble plus tardive, à savoir :

- au Pliocène supérieur, dans la dépression d'Ohara situé en bordure de Chaîne Axiale ;
- au Miocène supérieur dans le secteur Sud de Wairarapa (Wells, 1989).

Dispositif d'ensemble : la transgression (ou la discordance sur le soubassement plissé comme c'est le cas à Mahia) est globalement plus tardive en allant d'Est en Ouest et en allant du Nord au Sud. C'est pourquoi, sur la Transversale de Wairoa de direction NW - SE, les âges de transgression sont assez comparables à Mahia (SE) et Waikaremoana (NW).

S'agissant du mur de la transgression, on constate sur la Transversale de Wairoa comme sur les transversales plus méridionales que l'âge du mur est globalement de plus en plus ancien en allant d'Est en Ouest.

L'ensemble des phénomènes est représenté sur la figure IX-10.

Particularités : des exceptions à cette règle existent notamment à Hawke Bay où l'âge de la transgression (?) semble être de la fin du Miocène moyen. Si les données de forage sont correctes, on doit alors envisager dans cette zone l'existence d'un haut-fond hérité de la tectonique compressive liée au démarrage de la subduction.

b) Configuration du domaine sédimentaire avant-arc durant l'épisode initial (Transgression)

L'ensemble de la marge au niveau des trois transversales obéit plus ou moins précisément à la "règle" d'évolution des âges au toit et au mur de la discordance du Miocène.

Dans le détail naturellement, cette règle est plus complexe. Par exemple la topographie du secteur de la Chaîne Axiale à l'Ouest (en haut-fond submergé ?) peut conditionner l'âge de la transgression ; dans le Sud, il est probablement plus haut durant toute la période miocène puisque la transgression y est d'âge Miocène supérieur.

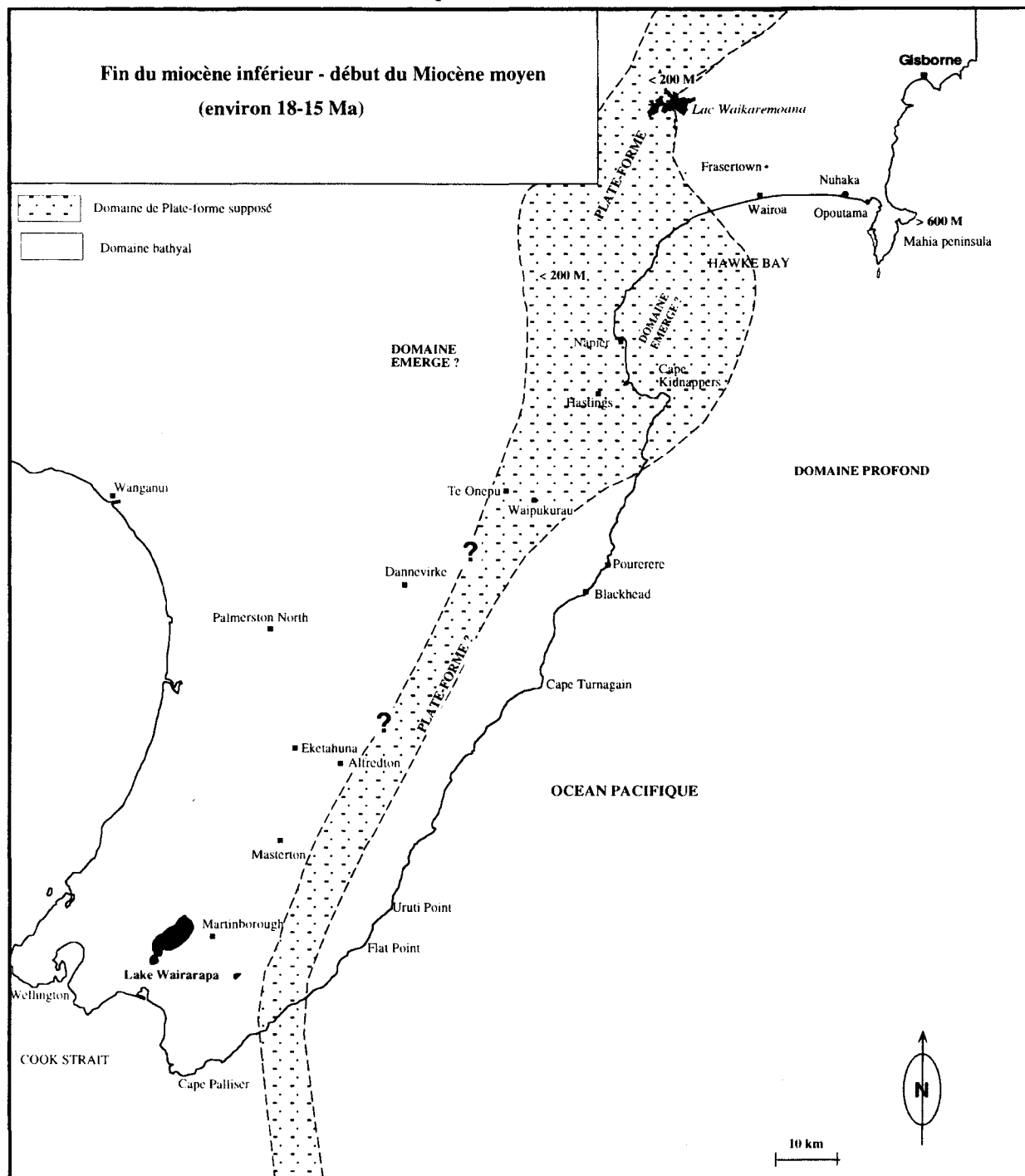


Fig. IX-9: reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène inférieur à moyen)

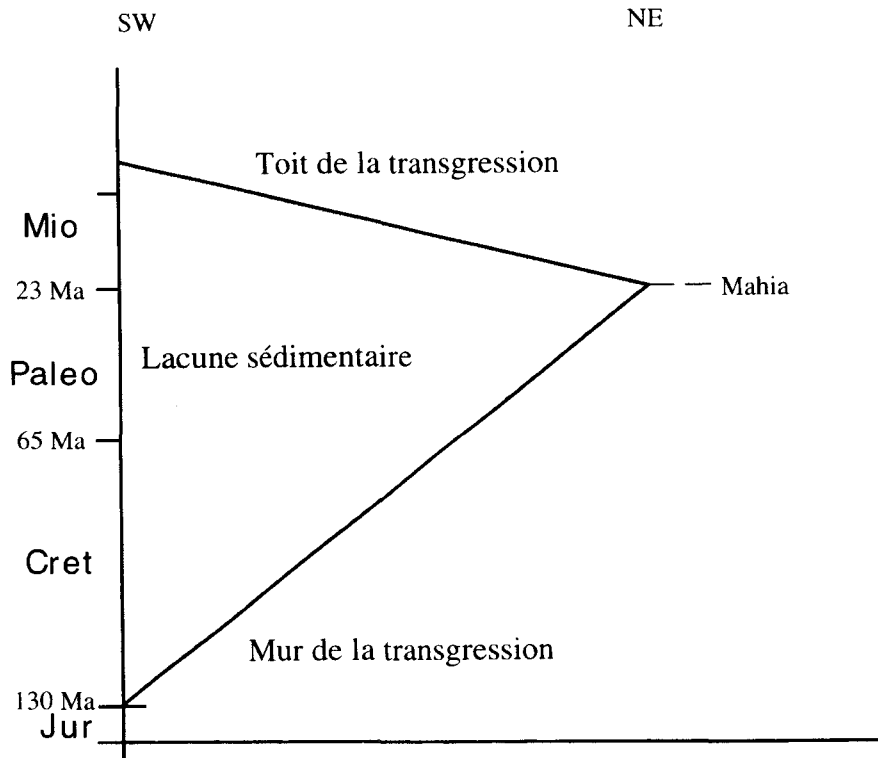


Fig. IX-10 : représentation schématique de la transgression sur le Domaine Avant Arc

c) Causes

La discordance observée entre les sédiments du Miocène et le soubassement anté-Néogène s'explique par une phase tectonique affectant les séries anciennes lors du démarrage de la subduction ayant surélevé les domaines situés à l'Ouest. Cette phase de compression a été décrite sur la totalité du domaine avant-arc entre environ 25 et 18 Ma (Chanier et Ferrière, 1991 ; Rait *et al.*, 1991).

Cette transgression qui correspond à une période de haut niveau marin entre environ 18 et 15 Ma semble avoir été favorisée par l'érosion des reliefs antérieurs (qui aurait conduit à la création d'une pente d'Ouest en Est) et/ou par une subsidence du soubassement.

2. Etape de subsidence majeure au Miocène moyen et supérieur

a) Caractéristiques (fig. IX 8, 11 et 12)

Cette étape est caractérisée sur la transversale de Wairoa par des tranches d'eau importantes, notamment durant la période du Miocène supérieur et par une accélération des vitesses d'enfoncement du substratum. La subsidence débute dès le Miocène moyen à environ 15 Ma avec des taux d'enfoncement modérés. Le Miocène supérieur (10,5 - 6 ma) est la période de subsidence majeure sur la marge.

Le secteur médian ("Southern Hawke's Bay") est alors immergé, au moins dans sa partie orientale (secteur de la Chaîne Côtière, cf. chap. VIII).

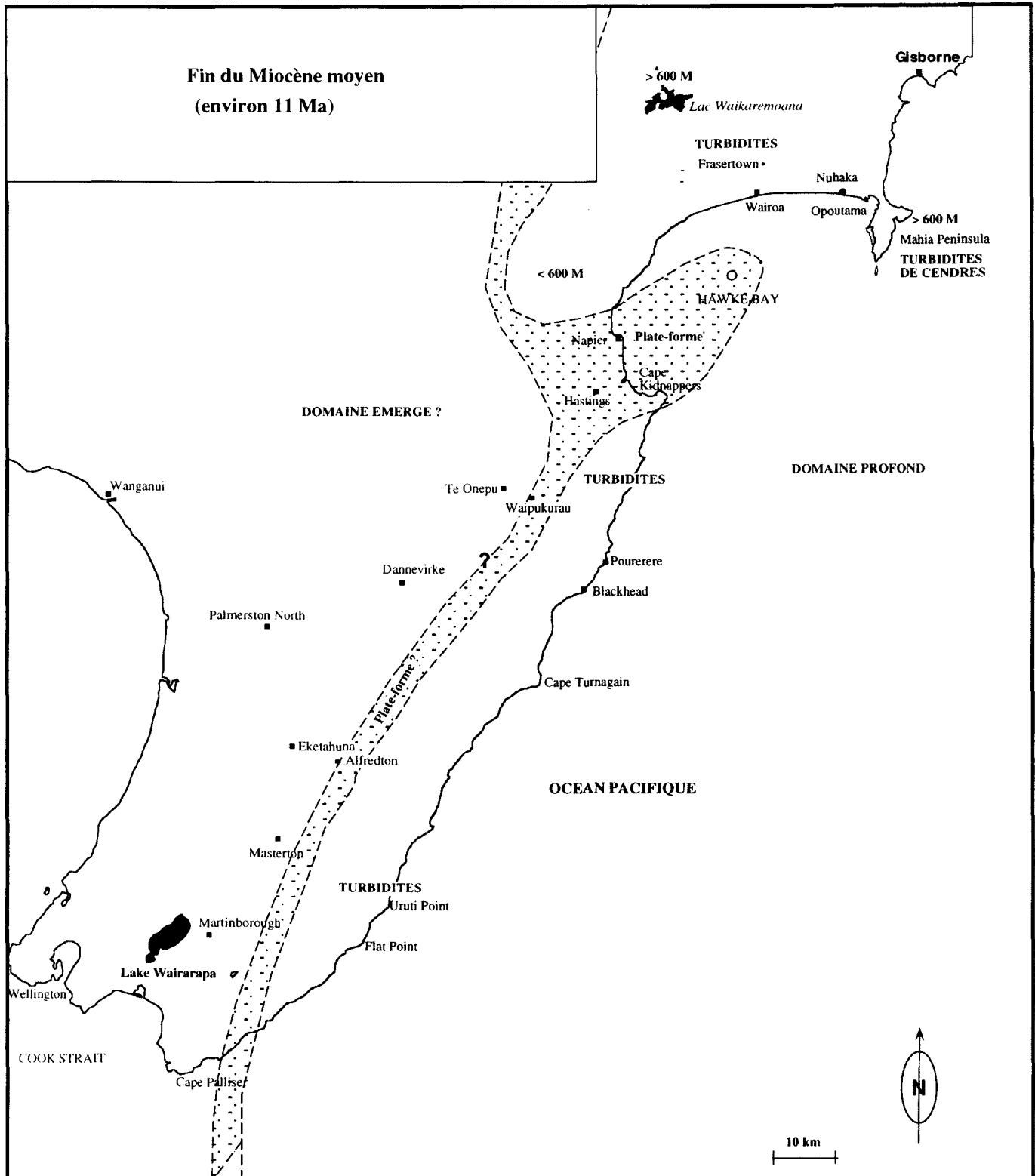


Fig. IX-11 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène moyen)

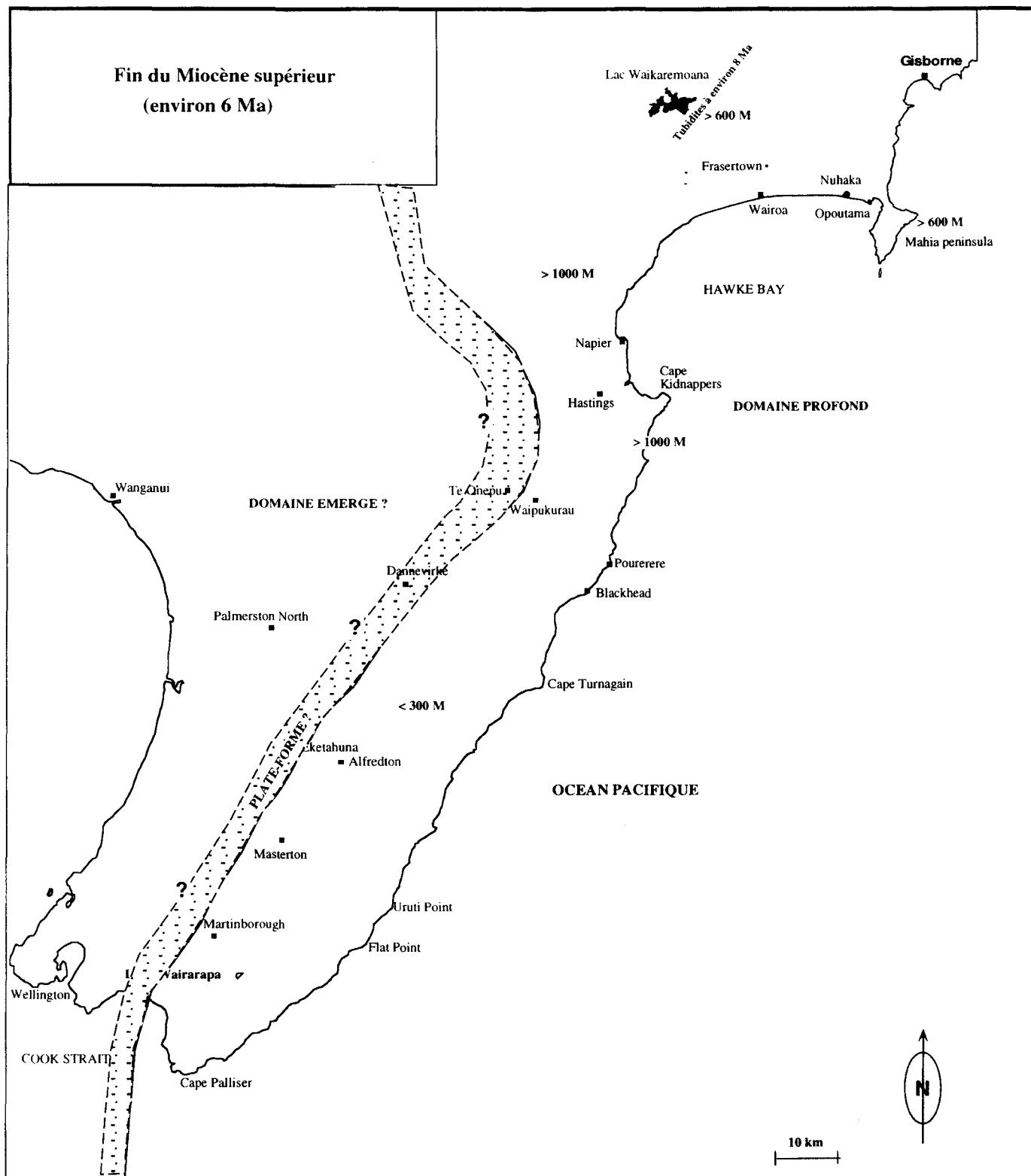


Fig. IX-12 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène supérieur)

Le secteur Sud de la marge (Wairarapa) est caractérisé par des sédiments du Miocène supérieur déposés en milieu moins profond que dans le secteur Nord de Wairoa (fig. IX-11 et 12).

Les témoins de glissements gravitaires massifs observés dans le Miocène moyen et supérieur du secteur de Mahia peuvent être mis en relation avec des phénomènes d'effondrement de la marge.

b) Configuration du domaine Avant-Arc

L'ensemble du domaine avant-arc est affecté par un affaissement général depuis l'Ouest (Waikaremoana) jusque l'Est (Mahia) sur les transversales de Wairoa et de Napier (fig.IX-8). Cette période est alors marquée par une immersion complète du domaine avant-arc (fig. IX-11 et 12), y compris semble-t-il dans le secteur Nord de la Chaîne Côtière supposé être caractérisé par différents hauts-fonds à cette époque (Pettinga, 1982, *cf. infra*).

c) Causes de la subsidence

L'approfondissement important du domaine n'est pas lié à des causes eustatiques, la période miocène moyen correspondant à une diminution du niveau marin et la période miocène supérieur connaissant une remontée d'une cinquantaine de mètres seulement (Haq *et al.*, 1988). De plus l'enfoncement du soubassement est maximum, atteignant jusqu'à 1 mm/an.

Cette subsidence majeure, accompagnée de nombreuses failles normales dans tout le secteur, a été interprétée comme correspondant à une période d'érosion tectonique de la marge active (Chanier, 1991 ; Chanier *et al.*, 1992).

3. L'épisode de surrection vers 6 - 5 Ma

a) Caractéristiques

La transition Mio-Pliocène est marquée par un changement brutal de configuration du domaine avant-arc. En termes de tranches d'eau, une diminution importante d'origine tectonique a été observée entre 6 et 5 Ma (entre 6 et 4 Ma dans le secteur de Mahia).

Cet épisode de surrection du domaine est également enregistré au Nord de la Chaîne Côtière, dans le secteur du bassin de Makara entre 6 et 3,6 Ma (*cf. chap.VI*).

Dans le secteur de Wairarapa, le domaine avant-arc ne connaît cet épisode de surrection qu'à la fin du Pliocène inférieur après 3,6 Ma (2 Ma dans le secteur de Carrington, *cf. fig. VI-16*). Néanmoins, les profils sismiques effectués dans ce secteur (Cape *et al.*, 1990) ont clairement montré l'existence d'une discontinuité à la transition Mio-Pliocène qui pourrait correspondre aux "Makara greensand" observés sur le terrain (chap. VI, secteur de "Mangaopari", fig.VI-15).

b) Configuration du domaine avant-arc

La configuration du domaine avant-arc à environ 6 - 4 Ma est marquée sur la transversale de Wairoa par un soulèvement important de tout le domaine (fig.IX-8 et IX-13).

Le secteur de Makara situé dans le Nord de la Chaîne Côtière connaît la même évolution avec une surrection entre environ 5,5 et 4 Ma (figIX-14).

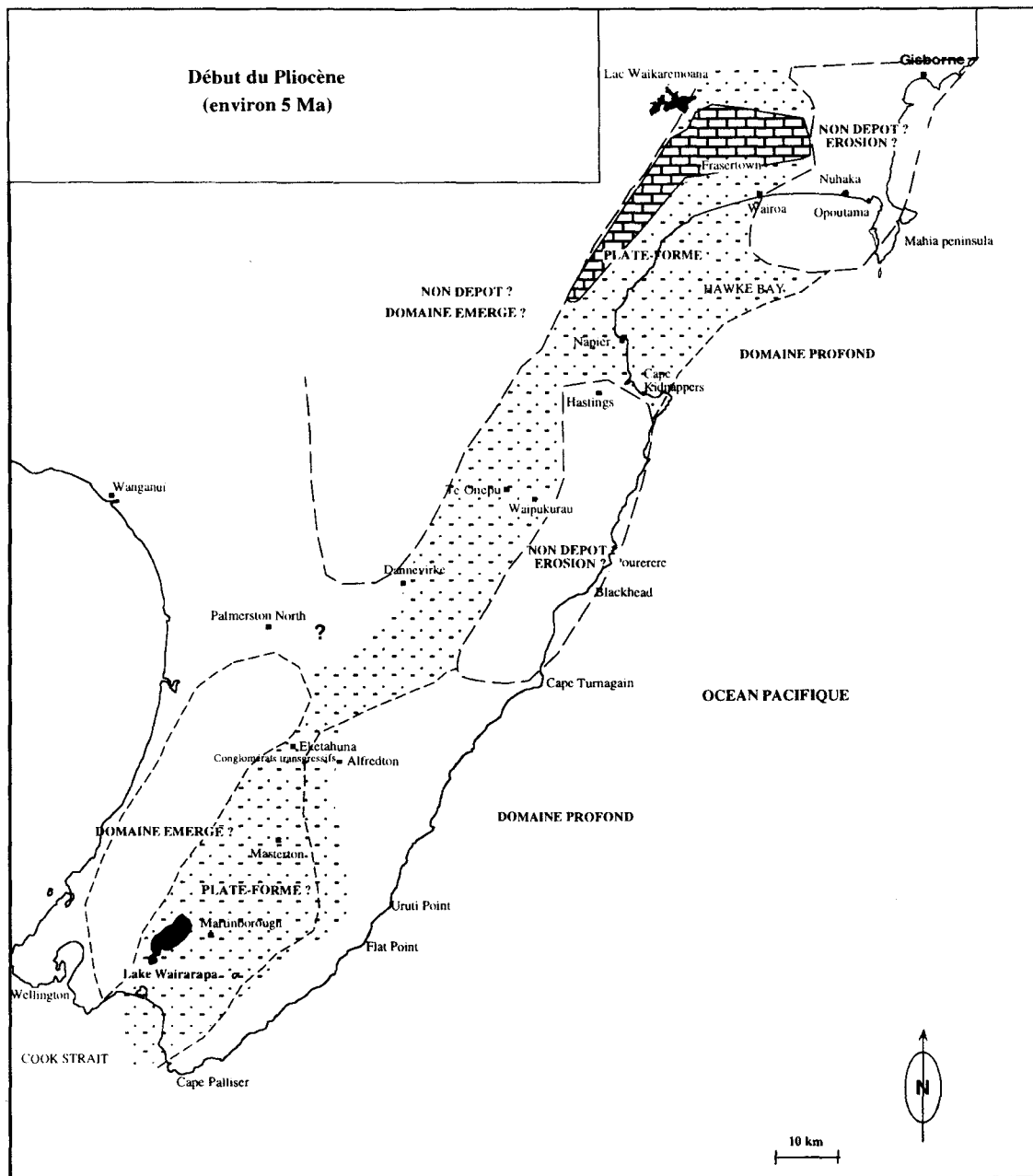


Fig. IX-13 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (debut du Pliocène inférieur)

c) Contexte géodynamique

La diminution de tranche d'eau observée à la transition Mio-Pliocène dans ce domaine est synchrone d'une transgression majeure à l'échelle globale (Haq *et al.*, 1988). Le soubassement connaît un soulèvement important avec des taux pouvant atteindre 1 mm/an.

L'hypothèse du passage d'un "Sea Mount" dans la subduction est envisageable. Elle implique un diachronisme dans les phases de surrection qui devraient être de plus en plus récentes vers l'Ouest. Celui-ci n'est pas impossible mais il n'est pas clairement démontré sur la transversale étudiée (cf. les âges des surrections vers 6 - 4 Ma, fig.IX-2).

Le passage du plateau Hikurangi dans la subduction (portion épaissie et/ou existence d'aspérités) pourrait être mis en relation avec cet épisode. Il pourrait expliquer en partie le soulèvement global de tout le secteur.

4. La période récente postérieure à 5 Ma

a) Caractéristiques (fig. IX 9, 14 à 16)

Après l'importante surrection observée vers 6 - 5 Ma, une période de reprise de la subsidence est enregistrée sur la transversale de Wairoa après 5 Ma à "Waikaremoana" et "Frasertown", 3,1 Ma à "Mahia peninsula" (fig. IX 9). De puissants dépôts silteux témoignent alors de taux de sédimentation très élevés.

La période plus récente (3,1 - 1,8 Ma) est caractérisée par une cyclicité enregistrée dans la sédimentation, marquant une influence des facteurs externes (glacio-eustatisme) sur celle-ci, très clairement enregistrée dans le secteur de Napier par exemple. Cette période est marquée dans ce même secteur par une subsidence du domaine entre environ 3 et 1,8 Ma. Les taux de sédimentation très importants observés durant cette période pourraient avoir permis la conservation des sédiments ayant enregistré le signal glacio-eustatique.

La période récente (environ 3 - 2 Ma) de subsidence est marquée dans le domaine Sud de Wairarapa par une augmentation de la tranche d'eau jusque la fin du Pliocène inférieur (voire plus tard, à 2 Ma à Alfredton, cf. chap.VI). La sédimentation enregistre ici aussi une cyclicité entre 2 et 1 Ma.

Une surrection importante est enregistrée dans le dernier million d'années dans tout le domaine avant-arc (et sur toute la marge) conduisant à son émergence.

b) Configuration du domaine avant-arc

La configuration du domaine avant-arc sur la transversale de Wairoa est marquée par une subsidence importante au Pliocène inférieur et supérieur dans les secteurs occidentaux de Waikaremoana et Frasertown (fig. IX-8) et une reprise de cette subsidence après 3,6 Ma dans les secteurs de Nuhaka et Mahia. Le domaine avant-arc connaît au Pliocène supérieur une sédimentation silteuse plus profonde (entre 200 et 400 m) dans sa partie médiane (Waikaremoana et Frasertown) que dans les secteurs orientaux de Nuhaka-Morere et de Mahia (sédimentation carbonatée, fig. IX-14).

Il en est de même dans le secteur Nord de la Chaîne Côtière où, à 3,6 Ma s'installent des calcaires peu profonds tandis que des silts plus profonds se déposent dans le secteur central de Te Onepu. Le secteur de la Chaîne Axiale est transgressé au Pliocène supérieur dans le secteur de Ohara (fig. VI-4), indiquant qu'elle pouvait être émergée au moins localement avant cette période.

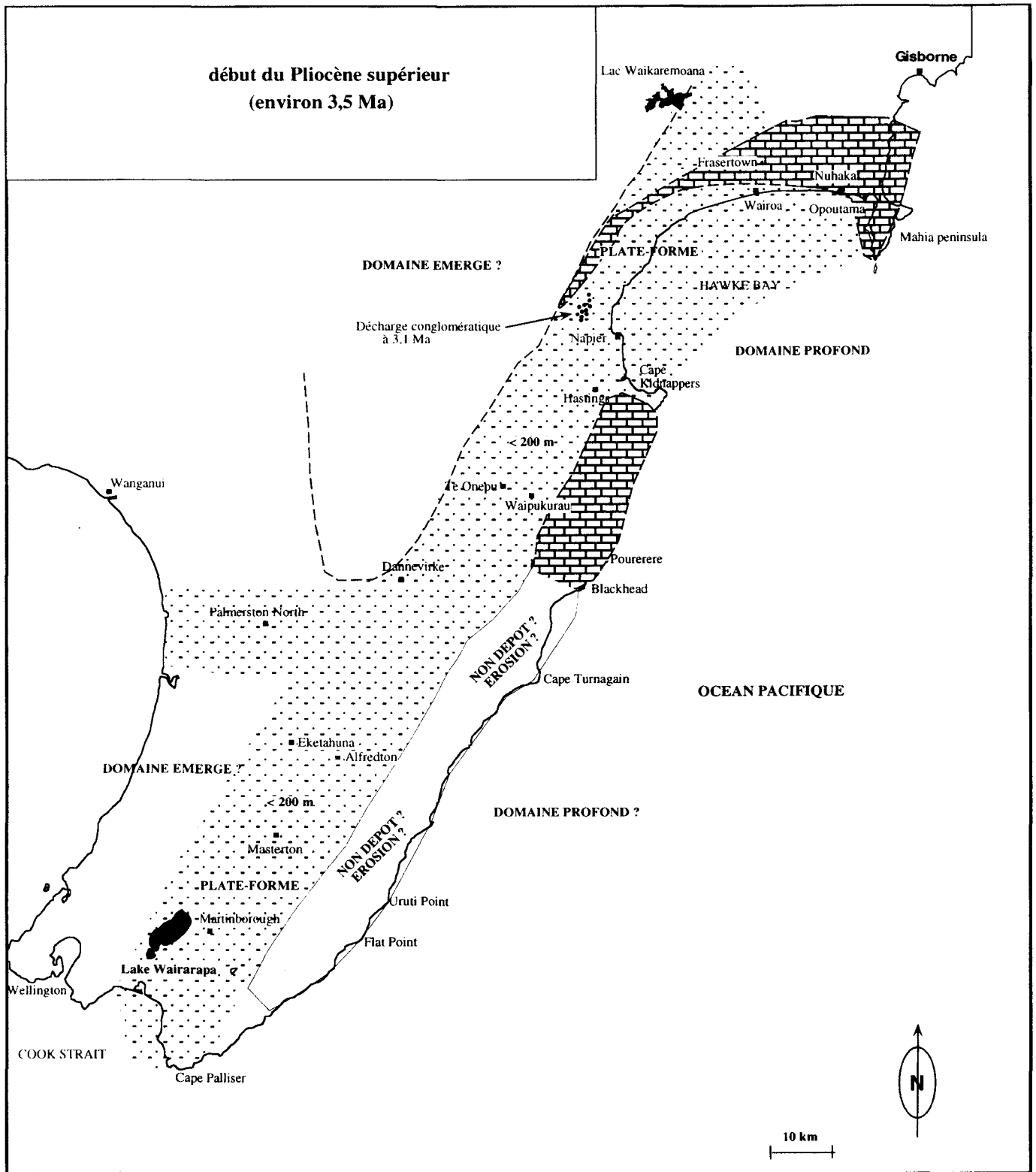


Fig. IX-14 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (début du Pliocène supérieur)

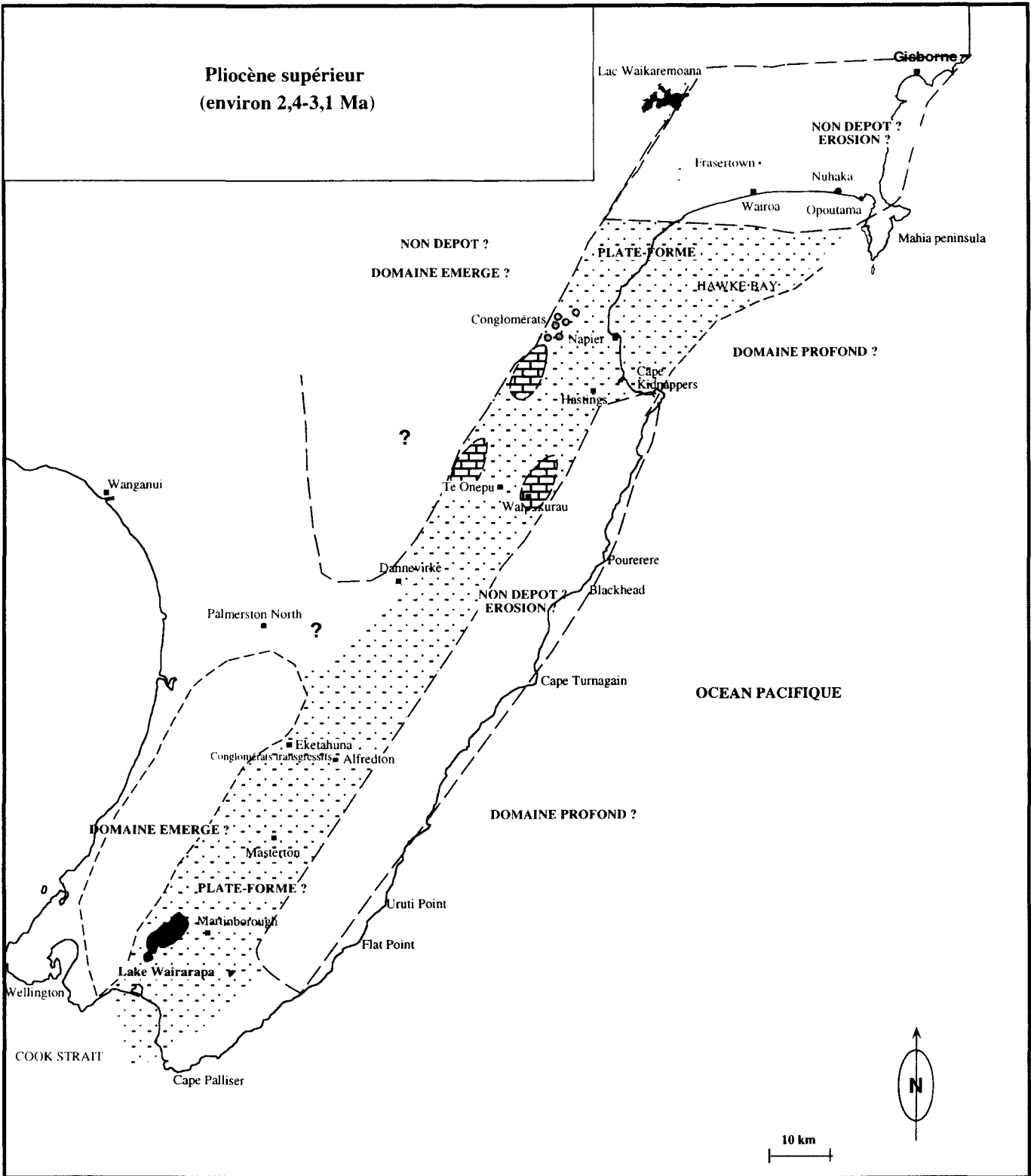


Fig. IX-15 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Pliocène supérieur)

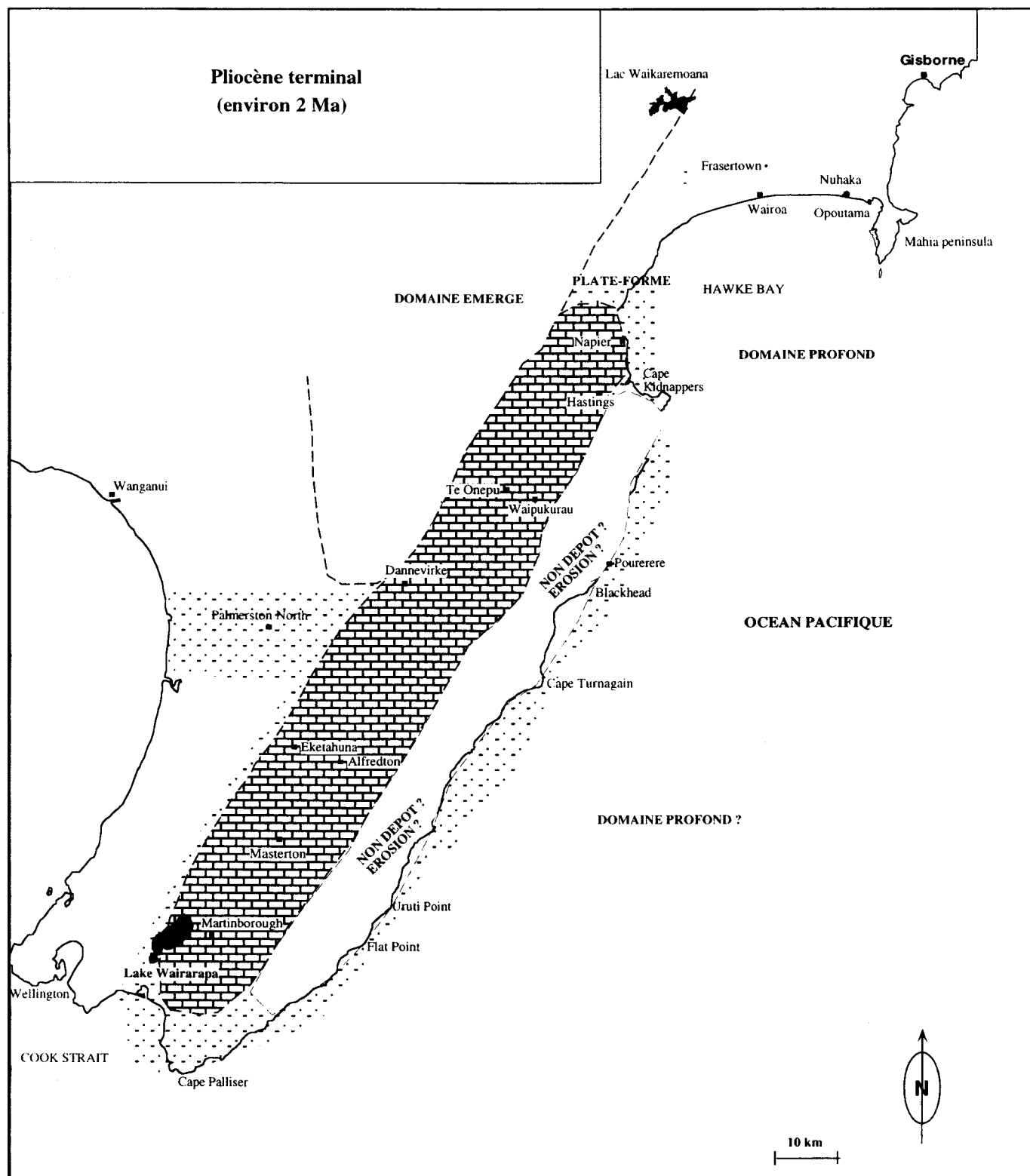


Fig. IX-16 : reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (fin du Pliocène supérieur)

Dans le secteur de Napier la subsidence est continue jusqu'au moins 1,8 Ma avec une émergence du domaine enregistrée entre 3,1 et 2,4 Ma (correspondant à une émergence de la Chaîne Axiale).

Dans le secteur de Wairarapa, aucun témoin de la sédimentation plio-pleistocène n'est conservé dans la Chaîne Côtière mais la sédimentation perdure dans le domaine actuellement situé dans la bassin avant-arc jusque 1 Ma.

Cette période précède une surrection d'ensemble de ce secteur dans le dernier million d'années (fig.IX-9) qui est marquée au Nord par les conglomérats de "Cape Kidnappers" et au sud par le dépôt des conglomérats de la "Te Muna formation" (cf. fig.VI-15).

c) Contexte géodynamique



- Le substratum connaît durant la période du Pliocène une reprise de la subsidence avec des taux d'enfoncement pouvant être élevés (0,9 mm/an).

Dans l'hypothèse du passage d'une portion épaissie du plateau Hikurangi dans la subduction (cf. *infra.*), celui-ci pourrait avoir causé une remontée vers 6-5 Ma puis un effondrement à l'arrière de son passage. La croissance continue d'un prisme d'accrétion (soulèvement de la Chaîne Côtière) à partir du Pliocène, pourrait également créer une subsidence importante par un effet de pivotement au niveau du bassin avant-arc ainsi individualisé.

- Une surrection importante est enfin enregistrée pendant la période récente (dernier million d'années ?) conduisant à l'émergence définitive du domaine. Elle correspond à une phase majeure de surrection de toute la marge liée à une reprise de la compression observée au Sud (à partir d'environ 1,5 Ma, Chanier 1991) comme au Nord (Pettinga, 1982). Cette surrection pourrait être liée et à des processus de subcrétion (cf *infra.*).

C. NOTION DE DOMAINE AVANT-ARC ET DE BASSIN AVANT-ARC

1. Introduction

Le bassin avant-arc actuel, au sens strict d'un bassin compris entre l'arc frontal et le prisme d'accrétion existe dans le secteur Sud de l'île Nord, de Napier à Masterton. Sur la transversale de Wairoa, le secteur oriental de Mahia situé en position distal n'indique pas la présence d'un prisme bien exprimé mais celui-ci semble exister dans le secteur plus oriental immergé (Collot *et al.*, 1995).

Les bassins avant-arc au sens plus large sont des bassins compris entre l'arc volcanique et la fosse. Ces domaines comprennent les bassins de pente "Trench Slope Basins" au sens de Karig et Sharman (1975). Leur morphologie est très variable selon le type de marge : en accrétion ou en érosion, subduction frontale ou oblique... (Moore et Karig, 1976 ; Dickinson et Seely, 1979 ; Seely, 1979).

Les marges en érosion tectonique constituent la moitié des marges actives actuelles ; elles n'ont parfois pas de prisme individualisé et donc pas de bassin avant-arc au sens strict bien marqué.

La connaissance de l'évolution du domaine avant-arc durant la période néogène et de ses bordures nous permet de déterminer à partir de quel moment se développe un véritable Bassin Avant-Arc au sens strict comme c'est le cas du bassin avant-arc actuel compris entre l'arc frontal (Chaîne Axiale) et le prisme constitué par la Chaîne Côtière.

2. Evolution des bordures du bassin avant-arc actuel

a) Le secteur de la Chaîne axiale

Le secteur de la Chaîne axiale correspondant aux transversales de Wairoa et Napier a connu différentes périodes d'évolution au cours du Néogène. La première période correspond à la transgression des sédiments (fin du Miocène inférieur à début du Miocène moyen) sur un domaine émergé lors de la première phase de compression entre 25 et 18 Ma environ.

Ce domaine connaît ensuite une période de subsidence durant la période Miocène comparable à celle observée dans l'ensemble du domaine avant arc. La Chaîne Axiale est alors immergée pour l'essentiel ; les petits bassins néogènes de cette chaîne situés à l'Ouest de Waikaremoana en sont les témoins. Les secteurs médians (dépression d'Ohara) révèlent des transgressions plus tardives (Pliocène supérieur, cf. fig. VI-4). Les données de forages confirment d'ailleurs une transgression des sédiments du Pliocène supérieur sur le soubassement Torlesse dans ce secteur médian.

Le secteur Sud de Wairarapa quant à lui semble émergé jusqu'au Miocène supérieur, période de transgression sur la bordure de la Chaîne Axiale.

La période du Miocène semble correspondre à un plongement de la Chaîne axiale du Sud vers le Nord. La surrection à 6 - 5 Ma inverse cette tendance. D'ailleurs, le premier indice d'émersion de la chaîne est enregistré sur la transversale de Wairoa à environ 3,1 Ma (décharge conglomératique) tandis que dans le secteur de Wairarapa, cette émersion n'intervient qu'à 1 Ma (cf. fig. VI-16).

b) Le secteur de la Chaîne Côtière

Le secteur de la Chaîne Côtière est déjà un domaine profond à la fin du Miocène inférieur. Les maxima de profondeurs sont atteints à la fin du Miocène supérieur à Mahia comme dans le secteur de Makara.

Une surrection est enregistrée dans le secteur Nord de cette chaîne (secteur de Makara) entre la fin du Miocène supérieur et la fin du Pliocène inférieur, comparable à ce que l'on a pu observer dans la secteur oriental du domaine avant-arc de la transversale de Wairoa (secteur de Mahia).

Une reprise de la subsidence est possible dans ce domaine après 3,1 Ma, mais les témoins significatifs manquent en raison de l'érosion due à la compression récente.

• *Existence de hauts-fonds*

L'existence de hauts-fonds se développant de façon continue durant la période Néogène a été envisagée par certains auteurs (van der Lingen et, 1980, cf. chap. VI) dans le secteur Nord de la Chaîne Côtière. Nos observations n'ont pu confirmer ou infirmer la présence de tels hauts-fonds au Miocène moyen dans ce secteur.

En revanche, nos observations montrent que les dépôts du Miocène supérieur sont très profonds (supérieurs à 1000 m) dans le secteur oriental de la Chaîne Côtière (cf. chap. VI). Ces observations montrent que de tels hauts-fonds plus ou moins émergés, s'ils peuvent exister au Miocène moyen, ne se rencontrent pas au Miocène supérieur dans un secteur où les auteurs précédents les avaient signalés (près du bassin de Makara, van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Pettinga, 1982). Ils pourraient donc correspondre à des hauts-fonds résiduels de la phase tectonique compressive du Miocène basal.

3. Bilan

L'étude du domaine avant-arc indique qu'un véritable Bassin avant-arc individualisé n'apparaît qu'après 6 Ma, voire 3,6 Ma dans le secteur Nord. Avant cette période, la marge correspond à un domaine de sédimentation qui, durant le Miocène moyen et supérieur est ouvert sur l'océan avec une sédimentation de plus en plus distale vers l'Ouest.

Lors de la surrection à la limite mio-pliocène, un bassin s'individualise par rapport au secteur oriental surélevé (Chaîne Côtière).

La subsidence observée au cours du Pliocène dans les secteurs situés dans le bassin avant-arc actuel pourrait être liée à des hétérogénéités de la plaque plongeante ou à un basculement du bassin en relation avec un prisme d'accrétion en cours de développement. Ce type de mécanisme a été envisagé pour expliquer la subsidence de certains bassins avant-arc (bassin de Tobago derrière le prisme d'accrétion de la Barbade, Speed *et al.*, 1989). Aucun argument ne permet cependant de confirmer si la subsidence observée au coeur du domaine affecte aussi le domaine oriental ou si celui-ci est en cours de soulèvement au Pliocène supérieur.

D. INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE : BILAN

L'évolution polyphasée de la sédimentation dans le domaine avant-arc est en grande partie liée à l'évolution géodynamique du secteur. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées selon les périodes reconnues (fig. IX-17).

1 La phase de compression entre 25 et 18 Ma

Cette période se traduit par la construction d'un premier prisme d'accrétion dont on retrouve les témoins dans la Chaîne Côtière sous la forme de grandes unités chevauchantes ("nappes")

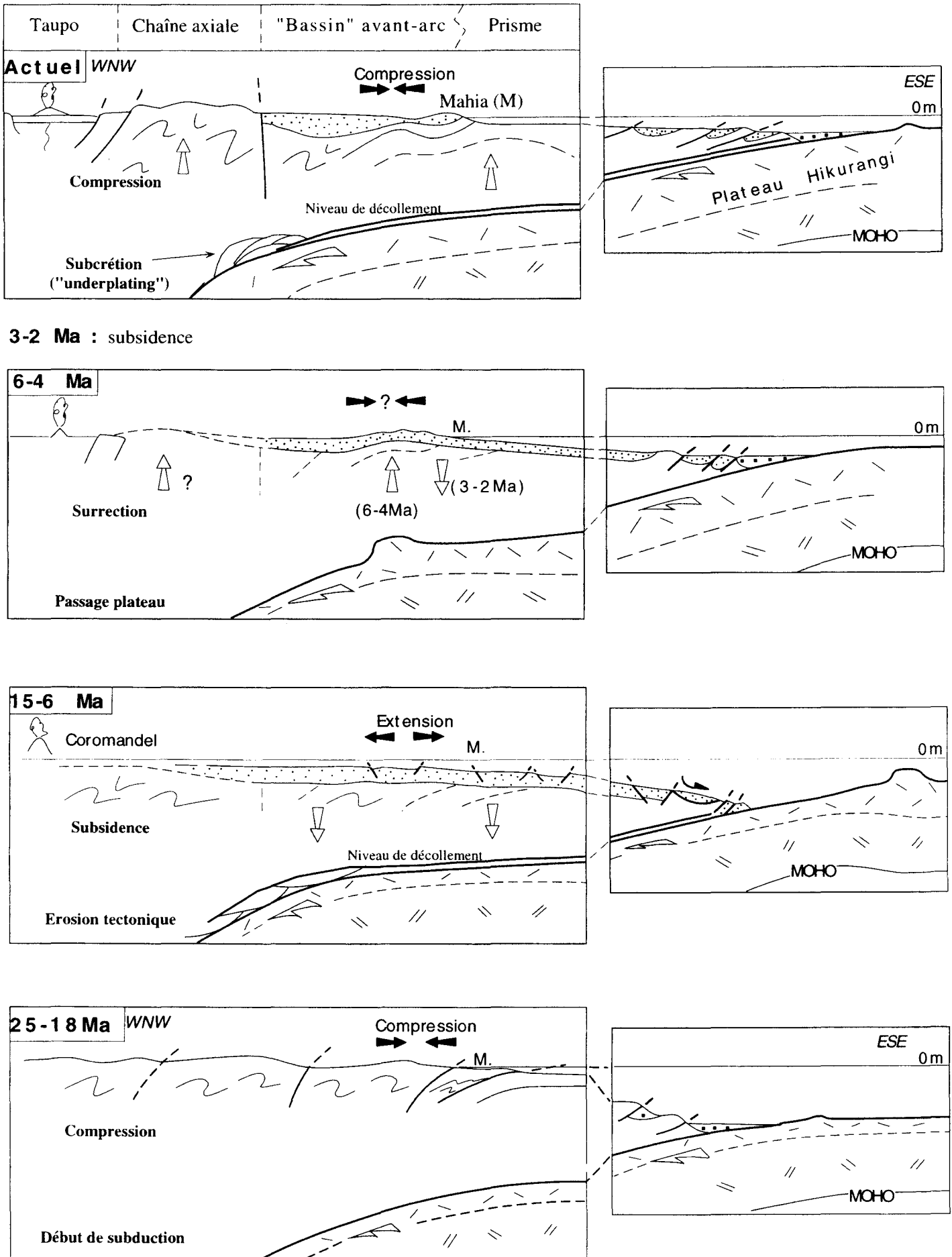


Fig. IX-17 : reconstitution géodynamique de la marge au cours du Cénozoïque

(Chanier, 1991 ; Chanier et Ferrière, 1991). L'ensemble de la partie orientale de l'île Nord a enregistré cette phase majeure de compression qui a été interprétée comme le résultat du démarrage de la subduction sous la Nouvelle-Zélande (Chanier, 1991 ; Rait *et al.*, 1991).

La transgression miocène est enregistrée sur un domaine largement émergé lors de cette première phase. En domaine distal (Mahia), il n'y a pas émergence mais on note toutefois une nette discordance sur des séries anté-18 Ma très déformées.

2 La phase de subsidence observée entre 18 Ma et 6 Ma environ

Cette phase de subsidence, paroxysmale entre 12 et 6 Ma, a été mise en évidence sur la transversale de Wairoa et s'observe plus globalement dans tout le domaine avant-arc. Cette période de subsidence s'accompagne d'instabilités gravitaires importantes et correspond à un épisode d'extension marqué par des failles normales dont la plupart sont anté-Pliocène (Chanier, 1991). On peut envisager différents types de processus géodynamiques pour expliquer cette phase de subsidence :

- la croissance continue d'un prisme d'accrétion durant tout le Néogène pourrait causer la subsidence du domaine avant-arc par un "effet de charge". Ce type de phénomène a été décrit en particulier pour expliquer la subsidence du bassin de Tobago derrière le prisme de la Barbade, surtout lorsque le prisme est très développé (Speed *et al.*, 1989). Nos observations montrent un domaine subsident très large (jusqu'à Mahia inclus) et si on peut envisager l'existence d'un prisme Miocène entre Mahia et le front de la subduction, il est nécessairement réduit. Il apparaît donc peu probable qu'un prisme peu développé entraîne par sa charge la subsidence importante d'un très large domaine avant-arc. De plus, l'existence d'une discordance très nette des séries post-18 Ma sur un soubassement très déformé et les résultats issus de l'étude des sédiments néogènes du domaine avant-arc plaident en faveur d'une histoire discontinue sur cette marge.
- Une augmentation de l'inclinaison de la plaque plongeante peut expliquer un effondrement de l'ensemble de la marge (fig. IX-18, 1). Un tel phénomène pourrait être lié à une augmentation de la densité de la plaque plongeante, ou peut-être à une variation de la vitesse relative de convergence des plaques, ou même avoir des causes profondes comme par exemple la mise en place d'un flux asthénosphérique vers l'Est qui imprimerait un rebroussement du panneau plongeant. Quoi qu'il en soit, un tel phénomène devrait provoquer une avancée de l'arc calco-alcalin vers le domaine avant-arc, ce qui n'est pas démontré dans l'évolution miocène de l'arc de Coromandel. De plus, on s'attendrait alors à une subsidence beaucoup plus importante dans les domaines internes (Chaîne Axiale) qu'en domaine distal ("Mahia" par exemple) ; ceci n'est pas observé et certaines parties du domaine de la Chaîne Axiale (ou des secteurs encore plus occidentaux) restent émergés au cours du Miocène dans la mesure où elles alimentent en particules détritiques les dépôts miocènes (principalement les secteurs les plus internes comme "Waikaremoana").

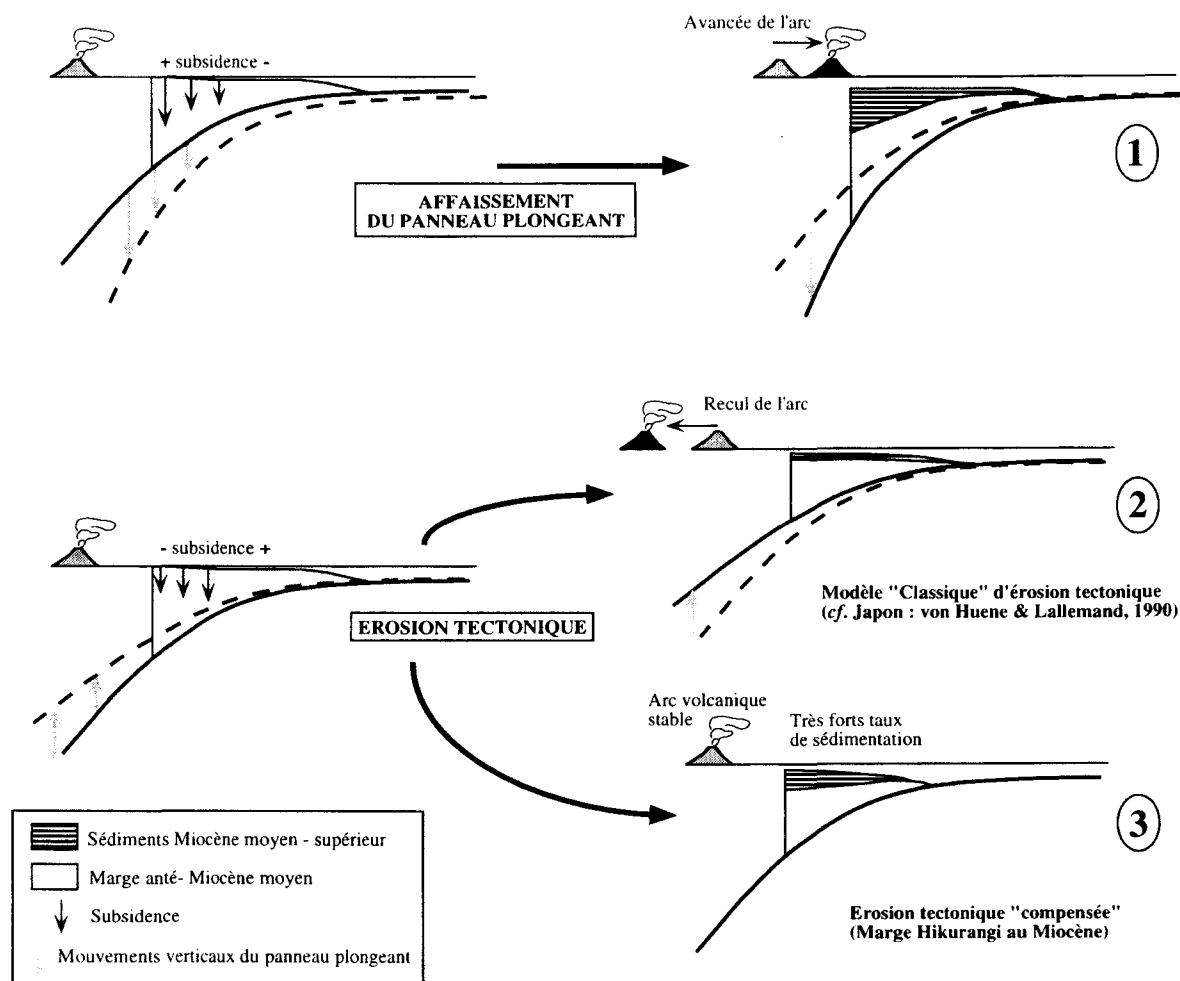


Fig. IX-18 : La subsidence de la amrge Hikurangi au Miocène : hypothèses (Chanier *et al.*, en prep.)

- La subsidence du domaine avant-arc peut aussi avoir pour origine un processus d'érosion tectonique affectant la marge. L'érosion tectonique correspond à un phénomène "d'abrasion" de la plaque supérieure qui concerne plus de 50% des marges actives actuelles (von Huene et Scholl, 1993 ; Lallemand *et al.*, 1994). Les analyses de différentes marges actives sans prisme d'accrétion (Japon, Pérou, Tonga, ...) ont montré que le principal marqueur de l'érosion tectonique est la subsidence importante qui affecte l'ensemble de la marge (von Huene et Lallemand, 1990 ; Lallemand, 1992 ; Clift *et al.*, 1994). Un tel phénomène d'érosion tectonique a été envisagé pour expliquer un épisode d'extension et de subsidence qui affecte la marge Hikurangi au cours du Miocène supérieur (Chanier, 1991 ; Chanier *et al.*, 1992).

Au cours d'une longue période d'érosion tectonique, la diminution de volume de la marge peut entraîner une remontée de la plaque plongeante et provoquer ainsi un recul de l'arc actif ainsi qu'un recul de la fosse (fig. IX-18, 2), comme cela a été observé notamment sur la marge du Japon (von Huene et Lallemand, 1990 ; Lallemand, 1992). En ce qui concerne la marge Hikurangi, on

n'observe pas de nette migration de l'arc calco-alcalin de Coromandel au cours du Miocène (Ballance, 1992). Dans ce cas, le phénomène envisagé de remontée du panneau plongeant lié à la diminution de charge sur la plaque plongeante due à l'érosion tectonique pourrait être pour partie compensé par l'apport sédimentaire détritique très important observé sur la marge au Miocène. Les forts taux de sédimentation mis en évidence sur la marge en érosion permettraient ainsi d'inhiber le processus de recul de l'arc (fig. IX-18, 3).

Parmi les hypothèses envisagées, celle du développement d'une marge en érosion tectonique au cours du Miocène moyen à supérieur semble être celle qui s'accorde le mieux avec les caractéristiques observées de l'évolution sédimentaire du domaine avant-arc à cette époque.

3 La surrection vers 6 - 4 Ma

Elle est bien marquée dans tout le domaine et plus particulièrement sur sa bordure orientale où certains secteurs étaient probablement proches de l'émersion, voire émergé ("Nuhaka", "Mahia"?). Vers l'Ouest, la surrection a pu être mise en évidence par les courbes de subsidence mais rien n'indique une émersion de la Chaîne Axiale (pas de décharge conglomératique de matériel issu du soubassement).

Cette phase de surrection et probablement de déformation compressive (discordances angulaires) peut être attribuée à la formation d'un prisme d'accrétion au front de la marge. La surrection de la Chaîne Alpine au Sud à partir d'environ 5 Ma (Tippett et Kamp, 1993) pourrait être responsable de l'arrivée massive de matériel détritique dans la fosse de subduction entraînant la croissance d'un prisme d'accrétion.

On note que cet épisode de surrection est cependant de courte durée et qu'il est suivi par une période de subsidence (*cf. infra*). Il faut donc envisager l'édification d'un prisme d'accrétion pendant seulement 2 Ma, puis un arrêt du nourrissage de la fosse, donc de l'accrétion.

La surrection, surtout importante vers le front de la marge (vers l'Est), peut aussi être liée à l'impact d'aspérités portées par la plaque plongeante. Il a été montré que la subduction d'un mont sous-marin provoque localement un soulèvement de la marge sur son passage. Cela a été observé par exemple sur le mur interne de la fosse des Nouvelles-Hébrides (Collot et Fisher, 1989) et du Japon (von Huene et Lallemand, 1990). Cependant, le soulèvement observé ici affecte l'ensemble du domaine avant-arc de manière assez synchrone. Il faut donc envisager qu'une structure majeure (ride de monts sous-marins, zone transformante, ...) se présente au niveau de la subduction parallèlement à celle-ci.

Par ailleurs, on sait qu'actuellement un plateau sous-marin (Plateau Hikurangi) est en cours de subduction sous la marge Hikurangi. De plus, on peut voir que vers le Nord, la bordure de ce plateau avec la croûte océanique typique est constituée par un escarpement majeur (Rapuhia Scarp) haut d'environ 1000 m (Wood et Davy, 1994 ; Collot *et al.*, 1995). Si on envisage qu'un tel escarpement formait aussi la limite occidentale du plateau, on peut penser que son impact sur la

marge a pu provoquer un soulèvement important de celle-ci et une déformation suffisamment pénétrative pour affecter l'ensemble du domaine avant-arc, sans pour autant provoquer l'émersion du domaine de la Chaîne Axiale. D'après l'étude de la morphologie de la marge active, le balayage du plateau provoquerait une surrection de la marge de l'ordre de 1400 m (Collot *et al.*, 1995), ce qui est en accord avec l'importance des soulèvements observés sur la marge à partir du Miocène terminal.

On sait par ailleurs que le Plateau Hikurangi est très hétérogène (Wood et Davy, 1994) et, si la surrection peut s'expliquer par l'initiation de sa subduction, on peut aussi envisager l'impact d'aspérités majeures portées par le Plateau lui-même (ride de monts sous-marins, zones de fractures, ...) pour interpréter certaines particularités plus locales.

La faible durée (2 Ma au maximum) de l'épisode de surrection permet aussi de privilégier l'hypothèse de l'impact d'une aspérité majeure plutôt que la croissance brutale d'un grand prisme d'accrétion.

4. La période de subsidence 4 - 1,5 Ma et surtout 3 - 2 Ma

Cette subsidence apparaît immédiatement après un bref épisode de surrection (*cf. supra*). De par l'absence de sédiments relatifs à cette période dans un grand nombre de secteurs, il n'a pas été possible de déterminer si cette phase concernait l'ensemble de la marge ou uniquement des secteurs localisés. Cependant, partout où la série a pu être analysée, cet épisode a pu être mis en évidence.

Le passage d'un mont sous marin dans une zone de subduction provoque un soulèvement de la marge sus-jacente, puis un effondrement derrière, après son passage. Collot et Fisher (1989) ont montré que la subduction des monts sous-marins de la ride d'Entrecasteaux provoquaient un soulèvement localisé de la marge des Nouvelles-Hébrides, puis un affaissement après le passage des aspérités créant des petits bassins circulaires. A une autre échelle, la ride de Louisville, dans la fosse des Tonga-Kermadec, provoque aussi un effondrement important de la marge après un bref épisode de soulèvement (Lallemand *et al.*, 1990 ; Pelletier et Dupont, 1990).

La subduction d'une aspérité majeure (monts sous-marins ou crête bordière de plateau volcanique) , envisagée pour expliquer l'épisode de surrection précédent, permet donc aussi d'expliquer une subsidence consécutive au soulèvement qu'elle a provoqué.

5 la surrection récente (1,5 - 0 Ma)

La période de surrection récente est marquée par le développement d'une déformation compressive dans une grande partie du domaine avant-arc. Le prisme d'accrétion, qui se développe actuellement depuis le Nord de l'Ile Sud jusqu'au large de Mahia (Collot *et al.*, 1995), correspond à une structure récente qui vient s'emboîter contre la marge (Chanier, 1991 ; Ferrière *et al.*, 1992). Cette phase d'accrétion importante, qui se traduit par la formation d'un prisme récent, a été interprétée comme la conséquence d'une arrivée massive de sédiments dans la fosse en provenance des Alpes du Sud en soulèvement (Chanier, 1991).

La déformation compressive dans les zones internes du domaine avant-arc se traduit principalement par la formation de larges plis (Synclinal de Wairoa au Nord, Région du Wairarapa au Sud, ...). Ces structures, de moins en moins marquées d'Est en Ouest, peuvent correspondre à l'amortissement progressif de la déformation depuis la fosse jusque la Chaîne Axiale (Chanier, 1991).

Les forts taux de soulèvement, localement supérieurs à 3 mm/an, observés actuellement dans la Chaîne Axiale (Pillans, 1986) pourraient être, quant à eux, liés à un processus de subcrétion (Walcott, 1987 ; Chanier *et al.*, 1994).

III. IMPORTANCE DES FACTEURS INTERNES ET EXTERNES DANS LA SEDIMENTATION SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC

Dans ce paragraphe, nous essaierons d'établir un bilan global voire une hiérarchie des facteurs intervenant dans la sédimentation du domaine avant-arc du secteur considéré.

A. FACTEURS INTERNES : LA TECTONIQUE

Etant donné le caractère actif de la marge étudiée, on peut s'attendre a priori à une intervention majeure du facteur tectonique dans la sédimentation syn-subduction du domaine avant-arc de cette marge.

Les caractéristiques de la tectonique observée dans le secteur étudié ont été rappelées dans un paragraphe précédent (§ II A-6). Il s'agit de déformations variées (plicatives ou cassantes, compressives, extensives et/ou décrochantes) se produisant principalement au cours de phases majeures de nature différente même si dans le détail, un partitionnement est envisageable pour ces différentes époques comme on peut l'observer aujourd'hui.

1. Les séismes et la sédimentation

L'effet des séismes a priori nombreux sur cette marge active au cours du Néogène et Quaternaire n'a pu être reconnue en termes de séismites. Cependant, ces séismes sont très probablement la cause du déclenchement d'une partie des nombreuses turbidites observées, voire de certains slumps (*cf.* chap.IV).

2. Tectonique compressive et sédimentation

Les conséquences majeures des phases de compression au niveau de la sédimentation passent essentiellement par les surrections qui modifient les aires soumises à l'érosion et la valeur des tranches d'eau qui diminuent en règle générale. C'est le cas pour :

- l'érosion de la Chaîne Axiale révélée par les conglomérats épais du Mangapanian (3,1 - 2,4 Ma) ;

- les diminutions de tranche d'eau, voire les émergences vers 6 - 4 Ma (par exemple à Nuhaka et Frasertown, fig.IX-1) et l'émergence récente du secteur (fig.IX-18).

Il est à remarquer que le bassin avant-arc s'individualisant par la surrection plus importante de la Chaîne Côtière (partie proximale du prisme d'accrétion) est déprimé par rapport à celle-ci mais en léger soulèvement lui aussi actuellement (Chanier *et al.*, 1994 ; Larroque *et al.*, 1995).

3. Tectonique extensive et sédimentation

La période miocène est caractérisée par une extension dominante (fig.IX-18).

La nature de la sédimentation sur la marge active en extension n'apparaît pas en première analyse très différente de celle des périodes de compression ; on note surtout des silts mais aussi des passées turbiditiques parfois abondantes. La différence essentielle se marque dans les profondeurs de dépôt, la période d'extension étant contemporaine d'une période d'approfondissement et de subsidence majeure (fig.IX-18).

Dans le détail, on peut noter des liens intéressants entre sédiments, structures syn-sédimentaires et développement d'un Roll-over par exemple (*cf.* fig.IV-9).

Par ailleurs, il faut rappeler qu'au cours des phases d'extension se développent des discordances angulaires dues à des basculements (par exemple à Mahia).

4. Tectonique décrochante et sédimentation

La tectonique décrochante est fondamentale dans ce secteur de l'Ile du Nord, notamment en domaine oriental de la Chaîne Axiale ; elle devrait donc avoir des conséquences majeures sur la sédimentation notamment sur l'évolution de la composition des sédiments.

Cela n'est pas véritablement observé ou démontré car l'une des sources majeures des éléments détritiques affectées par ces décrochements correspond au soubassement de type Torlesse qui est relativement homogène à l'échelle de la Chaîne Axiale. Il est donc très difficile de noter le décalage horizontal progressif de ces sources qui alimentent la sédimentation.

La cas de Mahia, plus riche en éléments volcanogènes au Miocène moyen que les zones plus proximales par rapport aux volcans, pourrait relever d'une telle explication faisant intervenir un décrochement dextre entre Mahia et les secteurs plus orientaux. Comme nous l'avons déjà dit, si des décrochements sont probables, ils n'ont pas la direction susceptible de conforter cette explication, et en outre d'autres explications sont envisageables (canyons d'alimentation des bassins isolés, fig.IX-4).

B. FACTEURS INTERNES : LE VOLCANISME

Le volcanisme est une composante majeure des zones de subduction (Ito, 1995 ; Nelson *et al.*, 1986a et 1986b). Il est enregistré de façon diffuse ou brutale selon les cas dans les sédiments néogènes de l'ensemble de la marge.

La péninsule de Mahia enregistre au cours du Miocène moyen et supérieur une activité volcanique qui semble concentrée ici. Une seconde phase importante est enregistrée au Quaternaire récent à Cape Kidnappers.

Dans l'espace, le problème lié à l'enregistrement du volcanisme dans une zone distale comme Mahia pose un problème quant aux alimentations possibles de cette partie du domaine (fig.IX-4).

On peut noter par ailleurs une influence non négligeable du matériel volcanogène sur le développement des structures gravitaires de type slumps à différentes échelles : c'est le cas dans la péninsule de Mahia par exemple (chap.IV).

C. FACTEURS EXTERNES : LE CLIMAT

- Les facteurs externes ont souvent une influence majeure sur la sédimentation dans les bassins. Il est intéressant de déterminer si cette part est importante ou négligeable dans des bassins de marge active fondamentalement soumise à une tectonique constante.

- Les facteurs externes considérés ici correspondent aux facteurs climatiques caractérisés notamment par la température et la pluviosité qui conditionnent pour partie l'érosion et le transport des particules mais aussi l'eustatisme (glacio-eustatisme par exemple).

- L'importance des variations de tranche d'eau observées dans les séries étudiées est souvent supérieure aux possibilités de variations liées aux phénomènes climatiques (600 à 1000 m au Miocène par exemple).

Cependant, deux périodes semblent subir les effets des variations eustatiques globales de façon marquée :

- la période initiale de transgression qui correspond à une période de montée du niveau marin vers 18 -15 Ma (fig.IX-18) ;
- la période récente (2 - 0 Ma) dont les sédiments préservés à terre ont enregistré des cyclicités de 40 000 ans ou plus qui rappellent les cyclicités propres au glacio-eustatisme (fig. V-10 et V-12).

- L'influence du climat sur les phénomènes d'érosion ou de transport n'a pu être clairement dissociée le plus souvent des autres influences, notamment tectoniques.

- Un fait intéressant peut être noté concernant les formations carbonatées : deux types de calcaires ont été observés. Ceux du Pliocène en relation avec des variations eustatiques globales, déposés en haut niveau marin sur des zones préalablement émergées (au Pliocène par exemple) et ceux déposés en relation avec des variations glacio-eustatiques (qui sont aussi globales), en bas niveau marin (calcaires plio-quaternaires du Tangoio Block par exemple) c'est-à-dire en période froide.

D. BILAN

L'évolution de la sédimentation observée dans le domaine avant-arc au Néogène-Quaternaire est fondamentalement liée à la tectonique, qu'elle soit compressive notamment au Miocène basal et

globalement après 6 Ma (surrections, érosion, lacune diminution de la tranche d'eau...) ou extensive au Miocène moyen-supérieur surtout (subsidence, approfondissement, diminution des aires érodées), voire décrochante. Un lien étroit entre le taux de turbidites présentes et la nature de cette tectonique n'a pu être établi.

Des facteurs secondaires viennent moduler le développement de cette sédimentation : le volcanisme qui se surajoute à la sédimentation générale détritique ou carbonatée (Miocène de Mahia par exemple), le climat surtout au Quaternaire par le biais du glacio-eustatisme.

IV CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette étude concernant le remplissage sédimentaire des bassins du domaine avant-arc de Nouvelle-Zélande a permis d'accéder à une meilleure connaissance sur le fonctionnement et l'évolution de ce type de bassin dans un contexte de marge active, ce depuis le démarrage de la subduction à environ 25 Ma et plus particulièrement sur l'individualisation d'un bassin avant-arc au cours de la période Plio-Pleistocène (4 Ma à l'actuel).

Deux types de bassins ont été reconnus en fonction de contextes géodynamiques fondamentalement différents :

Le domaine avant-arc miocène (environ 18-6 Ma)

Les dépôts de base des séries ont été attribués à une transgression qui, sur la transversale de référence étudiée de Waikaremoana à la péninsule de Mahia (Chapitres I à V), est observée sur la bordure occidentale de la marge à la fin du Miocène inférieur. La transgression est plus tardive dans le secteur Sud, Miocène supérieur dans le secteur de Wairarapa, Miocène supérieur à l'Est à Pliocène à l'Ouest dans le secteur central de "Southern Hawkes Bay" (fig.IX-13 à IX-16),.

Durant la période miocène, le remplissage sédimentaire (Chapitre 1 à 6) est à dominante silico-clastique avec le dépôt de silts et turbidites déposés en milieux profonds, généralement sous des paléotranches d'eau supérieures à 600m voire 1 000m.

Les taux de sédimentation calculés sur colonnes non décompactées sont de l'ordre de 200 mm/1000 ans au Miocène moyen et atteignent 500 mm/1000 ans au Miocène supérieur.

Tout le domaine est soumis à une subsidence importante d'après les courbes d'enfouissement du substratum. Cette période de subsidence peut être mise en relation avec une période d'érosion tectonique de la marge, marquée également par de nombreuses et importantes structures tectoniques en extension. Les résultats sont conformes aux observations faites dans le secteur Sud (Wells, 1989a et 1993b)

Les dépôts volcanoclastiques, marqueurs de l'activité de l'arc au Miocène, sont dilués dans les sédiments. Cependant, le secteur de la péninsule de Mahia (Chapitre IV) est très riche en turbidites de cendres et dépôts volcanogènes notamment durant la période Miocène moyen.

Le bassin avant-arc Plio-Pleistocène (environ 4 Ma-actuel)

On observe un changement souvent brutal de la sédimentation à la transition Mio-Pliocène avec des dépôts plio-pléistocènes de calcaires, silts et conglomérats qui correspondent à une sédimentation dans des environnements de dépôt de faible profondeur (plate-forme).

Contairement à la période miocène où les sédiments se déposent dans l'ensemble du domaine depuis la bordure occidentale (Waikaremoana, chapitre II) jusqu'à un pôle distal (Mahia, chapitre IV), la sédimentation de la période Plio-Pléistocène est essentiellement localisée dans l'actuel bassin avant-arc compris entre la Chaîne axiale et la Chaîne Côtière.

Les taux de sédimentation augmentent durant cette période, atteignant 1000 mm/1000 ans au Pliocène et 2750 mm/1000 ans au Pléistocène dans le secteur de Napier (chapitre V).

Le volcanisme est enregistré dans l'ensemble du domaine, avec encore des secteurs où se concentrent les dépôts, comme à Cape Kidnappers par exemple (chapitre V).

Après un épisode court mais important de surrection du substratum à la transition Mio-Pliocène, le domaine est soumis à une nouvelle période de subsidence avant la compression et le soulèvement de la marge à partir de 1,5 Ma. La surrection observée dans l'ensemble du domaine de la transversale de référence étudiée l'est aussi dans le Sud (Crundwell, 1987 ; Wells, 1989, fig.VIII-16). Les âges observés pour cette surrection ne permettent pas d'établir l'existence d'un diachronisme bien marqué à l'échelle du domaine.

La discontinuité Mio-Pliocène (environ 6-4 Ma)

Dans tous les secteurs, cette discontinuité existe et s'avère être marquée par le passage de séries silicoclastiques bathyales à des séries mixtes silicoclastiques et carbonatées de plate-forme peu profonde. Elle se marque aussi par des discordances angulaires locales d'angle faible (de l'ordre de 10°), notamment dans la partie centrale de la transversale, à Nuhaka par exemple (fig.IX-2).

Cette discontinuité, liée à une surrection importante du substratum, est marquée par des lacunes dont la durée varie d'Ouest en Est de 0,5 Ma à Frasertown, à 7 Ma à Nuhaka et 2 Ma à Mahia (fig. IX-2). L'âge du toit de la discordance change assez faiblement (silts et calcaires datés du Pliocène inférieur entre de 3,5 et 5 Ma). Les variations de la durée de la lacune stratigraphique sont donc principalement le résultat des variations d'âge du mur, liées à des absences de sédimentation ou à des érosions différentes selon les secteurs.

L'épisode de surrection qui affecte l'ensemble de la transversale, est particulièrement bien marqué dans les secteurs de Nuhaka et Frasertown (chapitre III) où les lacunes observées sont très importantes. La sédimentation est quasiment continue dans la partie occidentale (Waikaremoana et Napier, chapitres II et V) où la surrection est principalement marquée par les variations majeures des paléotranches d'eau. La discontinuité Miocène-Pliocène marque donc la formation d'un haut-fond (Nuhaka) séparant un sillon à l'Ouest (Waikaremoana-Frasertown) d'un domaine ouvert sur l'océan (Mahia) à l'Est.

Interprétations

La discontinuité majeure observée dans les séries de l'actuel domaine avant-arc émergé correspond clairement à l'amorce d'une période de surrection de l'ensemble du domaine qui s'oppose nettement à la période antérieure (Miocène) de subsidence. Cette surrection au Pliocène inférieur est surtout importante dans le secteur de Nuhaka-Mahia, dans l'axe de l'actuelle Chaîne

Côtière. Elle est probablement associée au développement de structures compressives ou transpressives, telles que l'on peut en observer le long de la subduction oblique actuelle (Collot et al., 1996). Compte tenu de l'ensemble de ces observations, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer le développement de cet épisode de surrection vers 6-4 Ma, sur cette marge en subduction continue depuis 25 Ma :

1- La croissance d'un prisme d'accrétion à partir du Pliocène pourrait être responsable de la contraction de la marge et rendre ainsi compte des surrections observées. Il faut alors envisager un processus permettant la construction rapide d'un prisme d'accrétion important aux dépens d'une marge préalablement érosive et subsidente sans prisme reconnu. La construction d'un tel prisme pourrait être liée à l'arrivée massive de matériel détritique en relation avec la surrection de la Chaîne Alpine dans l'Ile Sud à environ 5 Ma (Tippett et Kamp, 1993). Cependant, on note que l'épisode de surrection du domaine avant-arc est de courte durée et qu'il est suivi d'une période de subsidence. Il faut donc envisager l'édification d'un prisme d'accrétion pendant seulement 2 Ma (entre 6 et 4 Ma), puis un arrêt du nourrissage de la fosse, donc de l'accrétion avant l'édification du prisme actuel à partir de 1,5 Ma (Chanier, 1991).

2- Le passage d'aspérités majeures portées par la plaque plongeante, telles une chaîne de monts sous-marins, une zone transformante ou un plateau volcanique (fig.IX-18), pourrait induire la surrection observée. Le passage de la bordure d'un plateau volcanique épais dans la subduction serait alors l'hypothèse la plus plausible puisqu'un tel plateau (Plateau Hikurangi) porté par la plaque Pacifique est connu et actuellement en cours de subduction sous l'Ile du Nord (Wood et Davy, 1994). A l'image de sa bordure Nord qui est constituée par un escarpement majeur de plus de 1000 m de hauteur, la bordure occidentale de ce plateau aurait pu provoquer un soulèvement de l'ensemble de la marge. L'existence d'une éventuelle dépression topographique en arrière de la bordure du plateau pourrait alors expliquer la subsidence observée juste après le bref épisode de surrection.

Notre étude a permis de mettre en évidence dans l'évolution de la marge active de Nouvelle-Zélande une discontinuité majeure à la transition entre le Miocène et le Pliocène. Cette discontinuité s'accompagne le plus souvent d'une lacune sédimentaire dont la durée peut atteindre 6 à 7 Ma, soulignée par une discordance angulaire qui est généralement de l'ordre de 5 à 10°.

Cet épisode sépare deux grandes phases d'évolution de la marge au cours du Néogène :

- 1 une première phase caractérisée par un domaine subsident, largement ouvert sur l'océan dans un contexte de marge en érosion tectonique (Chanier et al., 1991). De tels processus d'érosion tectonique associée à de l'extension sont connus dans de nombreuses marges actives actuelles telles que celles du Japon et du Pérou (Lallemand et al., 1990, von Huene et Lallemand, 1990).

- 2 une seconde phase qui préside à l'individualisation d'un bassin avant-arc entre l'arc et le prisme d'accrétion dès le Pliocène selon une organisation plus ou moins comparable à celle de la Barbade (Speed et al., 1989). Cependant, contrairement à la Barbade, cette phase est, dans le domaine étudié, principalement marquée par une surrection importante de l'ensemble du domaine avant-arc.

Cette individualisation d'un sillon à valeur de bassin avant-arc s.s. ne se produit que lors du développement d'une tectonique fondamentalement compressive (avec ou sans composante décrochante), que celle-ci soit liée au passage d'une aspérité majeure (cas probable pour l'épisode 6-4 Ma) ou à la croissance du prisme d'accrétion (cas observé pour l'épisode récent post-1,5 Ma).

BIBLIOGRAPHIE

Références Bibliographiques

- Abbott, S. T. & Carter, R. M. (1994) The sequence architecture of mid-Pleistocene (c.1.1-0.4 Ma) cyclothem from New Zealand : facies development during a period of orbital control on sea-level cyclicity. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **19**, 367-394.
- Agirrezabala, L. M. & Garcia-Mondéjar, J. (1994) A coarse grained turbidite system with morphotectonic control (Middle, Albian, Ondarroa, northern Iberia). *Sedimentology*, **41**, 383-407.
- Allen, J. R. L. (1984) *Developments in Sedimentology 30. Sedimentary Structures : their character and Physical basis*. Elsevier, 664 pp.
- Ballance, P. F. (1976) Evolution of the upper Cenozoic magmatic arc and plate boundary in Northland, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 356-370.
- Ballance, P. F. (1988) Late Cenozoic time-lines and calc-alkaline volcanic arcs in northern New Zealand - further discussion. *J. Roy. Soc. N. Z.*, **18**, 347-358.
- Ballance, P. F. (1993) The New Zealand Neogene Forearc Basins. In: *South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World* (Ed. by K. J. Hsü), pp. 177-193. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Ballance, P. F., Gosson, G. J. & Wilson, C. J. N. (1986) Sedimentology of an obliquely convergent arc and "Kneaded" margin, with some emphasis on volcanoclastic sediments : North Island Neogene, New Zealand. In: *12th International Sedimentological Congress, Vol. 36A*, pp. 1-130. Geological Society of New Zealand Inc. Miscellaneous Publication, Canberra.
- Ballance, P. F., Pettinga, J. R. & Webb, C. (1982) A model of the Cenozoic evolution of northern New Zealand and adjacent areas of the southwest Pacific. *Tectonophysics*, **87**, 37-48.
- Barnes, P. M. & Lewis, K. B. (1991) Sheet slides and rotational failures on a convergent margin : the Kidnappers Slide, New Zealand. *Sedimentology*, **38**, 205-221.
- Barnes, P. M. (1994) Pliocene-Pleistocene depositional units on the continental slope off central New Zealand : Control by slope currents and global climate cycles. *Marine Geology*, **117**, 155-175.
- Barnes, P. M. (1995) High-frequency sequences deposited during Quaternary sea-level cycles on a deforming continental shelf, north Canterbury. *Sedimentary Geology*, **97**, 131-156.
- Beauvière, B. (1992) Interactions fluides-sédiments dans un prisme d'accrétion (Hikurangi : Nouvelle-Zélande). DEA, Lille.
- Bell, C. M. & Suarez, M. (1994) The sedimentation and tectonics of a marine fan-delta developed on an active continental margin : the Triassic San Félix Formation in the Andes of northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **7**(3/4), 403-413.
- Berryman, K. R. (1993a) Age, Height, and Deformation of Holocene Marine Terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand. *Tectonics*, **12**(6), 1347-1364.

- Berryman, K. R. (1993b) Distribution, Age, and Deformation of Late Pleistocene Marine Terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand. *Tectonics*, **12**(6), 1365-1379.
- Besse, D., Desprairies, A., Jehanno, C. & Kolla, V. (1981) Les paragenèses de smectites et de zéolites dans une série pyroclastique d'âge éocène moyen de l'Océan Indien (D.S.D.P., Leg, 26, Site 253). *Bull. Minéral.*, **104**, 56-63.
- Beu, A. G. & Edwards, A. R. (1984) New Zealand Pleistocene and late Pliocene glacio-eustatic cycles. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **46**, 119-142.
- Beu, A. G. (1992) Late Neogene limestone of eastern North Island : lithostratigraphy and pectinid biostratigraphy as indices of tectonic displacement. New Zealand Geological Survey.
- Beu, A.G., Grant-Taylor, T.L. & Hornibrook, N. de B. (1980) The Te Aute Limestone Facies, Poverty Bay to Northern Wairarapa; 1:250 000. *New Zealand Geological Survey, Miscellaneous Series Map 13*.
- Bishop, D. G., Bradshaw, J. D. & Landis, C. A. (1985) Provisional Terrane Map of South Island, New Zealand. In: *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Vol. 1* (Ed. by D. G. Howell), pp. 515-521. Council for Energy and Mineral Resources: Earth Science series.
- Bishop, D.G., Bradshaw, J.D. & Landis, C.A. (1985) Provisional Terrane Map of South Island, New Zealand. In : *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, D.G. Howel (Ed.), *Council for Energy and Mineral Resources : Earth Science series*, 1, 515-521.
- Bond, G. C. & Kominz, M. A. (1984) Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains : Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 155-173.
- Bond, G.C. & Kominz, M.A. (1984) Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline southern Canadian Rocky Mountains : Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 155-173.
- Bradshaw, J. D. (1989) Cretaceous geotectonic patterns in the New Zealand region. *Tectonics*, **8**(4), 803-820.
- Bradshaw, J. Y., Adams, C. J. & Andrews, P. B. (1980) Carboniferous to Cretaceous on the Pacific margin of Gondwana : The Rangitata Phase of New Zealand. In: *Fifth International Gondwana Symposium*, pp. 218-219, Wellington.
- Brothers, R. N. (1974) Kaikoura orogeny in Northland, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **18**, 1-18.
- Brothers, R. N. (1984) Subduction regression and oceanward migration of volcanism, North Island, New Zealand. *Nature*, **309**, 698-700.
- Brothers, R. N. (1986) Upper Tertiary and Quaternary volcanism and subduction zone regression, North Island, New Zealand. *J. Roy. Soc. N. Z.*, **16**(3), 275-298.
- Brunet, M. F. (1989) Méthode d'étude quantitative de la subsidence, pp. 87-98.
- Bunopas, S. (1966) Upper Miocene-Pleistocene stratigraphy and paleontology of Gladstone, Wairarapa, New Zealand. M.Sc., Victoria University of Wellington.

- Bunopas, S. (1966) Upper Miocene-Pleistocene stratigraphy and paleontology of Gladstone, Wairarapa, New Zealand. Unpublished M.Sc. Thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand.
- Cape, C.D., Lamb, S.H., Vella, P., Wells, P.E. & Woodward, D.J. (1990) Geological structure of Wairarapa Valley, New Zealand, from seismic reflection profiling. *J. R. Soc. N.Z.*, **20**, 85-105.
- Carter, R. M., Abbott, S. T., Fulthorpe, C. S., Haywick, D. W. & Henderson, R. A. (1991) Application of global sea-level and sequence-stratigraphic models in Southern Hemisphere Neogene strata from New Zealand. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **12**, 41-65.
- Cashman, S. M. & Kelsey, H. M. (1990) Forearc uplift and extension, southern Hawke's bay, New Zealand: Mid-Pleistocene to Present. *Tectonics*, **9**(1), 23-44.
- Cashman, S. M., Kelsey, H. M., Erdman, C. F., Cutten, H. N. C. & Berryman, K. R. (1992) Strain Partitioning between Structural Domains in the Forearc of the Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. *Tectonics*, **11**(2), 242-257.
- Chamley, H. (1988) *Les milieux de sédimentation*. Lavoisier, 173 pp.
- Chamley, H. (1989) *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 623 pp.
- Chamley, H., Angelier, J. & Teng, L. S. (1993) Tectonic and environmental control of the clay mineral sedimentation in the late Cenozoic orogen of Taiwan. *Geodinamica Acta*, **6**(2), 135-147.
- Chanier F., Buret C., Ferrière J. et Larroque C., (1994) Le bassin avant-arc de la marge néo-zélandaise. In "Les Bassins d'avant-chaînes", Séance de la S.G.F., Grenoble. *Géologie Alpine*, Série spéciale Résumés de Colloques, n°4, p.20-21.
- Chanier, F. & Ferrière, J. (1989) Sur l'existence de mouvements tangentiels majeurs dans la chaîne côtière orientale de Nouvelle Zélande ; signification dans le cadre de la subduction de la plaque pacifique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308** (série II), 1645-1650.
- Chanier, F. & Ferrière, J. (1990) Sur l'existence et la signification d'un épisode d'extension dans l'histoire du prisme d'accrétion Hikurangi (Nouvelle-Zélande). In: *13e R. S. T.*, pp. 29. Soc. Geol. France publ., Grenoble.
- Chanier, F. & Ferrière, J. (1991) From a passive to an active margin : tectonic and sedimentary processes linked to the birth of an accretionary prism (Hikurangi margin New Zealand). *Bull. Soc. geol. France*, **162**(4), 649-660.
- Chanier, F. (1991) Le Prisme d'accrétion Hikurangi: un témoin de l'évolution géodynamique d'une marge active péripacifique. PhD, Université Sc. Tech. Lille.
- Chanier, F., Ferrière, J. & Angelier, J. (1992) Extension et Erosion tectonique dans un prisme d'accrétion : l'exemple du Prisme Hikurangi (Nouvelle-Zélande). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315** (série II), 741-747.
- Chanier, F., Ferrière, J., Buret, C. (en prep.) Tectonic erosion on the Hukurangi margin during the neogene. *Basin research*.
- Chell, R. J. & Rust, B. R. (1986) A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedimentary Geology*, **47**, 77-93.

- Christoffel, D. A. & Falconer, R. F. (1973a) Magnetic Measurements in the Macquarie Ridge Region. In: *Oceanography of the South Pacific* (Ed. by R. Fraser), pp. 233-240. National Commission for UNESCO, Wellington.
- Christoffel, D. A. & Falconer, R. K. H. (1973b) Changes in Direction of Sea Floor Spreading in the South-west Pacific. In: *Oceanography of the South Pacific* (Ed. by R. Fraser), pp. 241-247. National Commission for UNESCO, Wellington.
- Clift, P.D., Bednarz, U., Boe, R., Rothwell, R.G., Hodkinson, R.A., Ledbetter, J.K., Pratt, C.E. & Soakai, S. (1994) Sedimentation on the Tonga Forearc Related to Arc Rifting, Subduction Erosion, and Ridge Collision : a Synthesis of Results from Sites 840 and 841. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **135**, 843-855.
- Clifton, H. E., Hunter, R. E. & Gardner, J. V. (1988) Analysis of Eustatic, Tectonic, and Sedimentologic Influences on Transgressive and Regressive Cycles in the Upper Cenozoic Merced Formation, San Francisco, California. In: *New perspectives in Basins Analysis*, pp. 109-127. Springer-Verlag.
- Cole J.W. (1979). - Structure, petrology, and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo volcanic zone, New Zealand - a review. - *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **22**, 631-657.
- Cole J.W. (1986). - Distribution and tectonic setting of late Cenozoic volcanism in New Zealand. - In I. E. M. Smith (ed.). *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*, Royal Society of New Zealand, Bulletin 23, p.7-20.
- Collen, J. D. & Vella, P. (1984) Hautotara, Te Muna and Ahiaruhe Formations, middle to late Pleistocene, Wairarapa, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **14**(4), 297-317.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B. (1989) *Sedimentary Structures*, pp. 207. Academic Division of Unwin Hyman Ltd.
- Collot, J. Y., Delteil, J., Lewis, K., Audru, J. C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Davy, B., Lallemand, S., Lamarche, G., Mercier de Lépinay, B., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B. & Uruski, C. (1995) De la fosse de Kermadec à la terminaison sud du fossé d'Hikurangi : résultats de la campagne de cartographie multifaisceaux GEODYNZ-SUD, Leg 1. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320 (série IIa)**, 295-302.
- Collot, J. Y., Delteil, J., Lewis, Davy, B., Lamarche, G., Audru, J. C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., Mercier de Lépinay, B., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B. & Uruski, C. (1996) From oblique subduction to intra-continental transpression : structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side scan sonar and seismic reflection. *Marine Geophysical Researches*, **18**(2-4), 357-381.
- Collot, J.Y. & Fisher, M.A. (1989) Formation of forearc basins by collision between seamounts and accretionary wedges : An example from the New Hebrides subduction zone. *Geology*, **17**, 930-933.
- Cooper, A. F., Berreiro, B. A., Kimrough, D. L. & Mattinson, J. M. (1987) Lamprophyre dike intrusion and the age of the Alpine fault, New Zealand. *Geology*, **15**, 941-944.

- Crundwell, M. P. (1987) Neogene Stratigraphy and Geological History of the Wainuioru Valley, Eastern Wairarapa, New Zealand. M.Sc., Victoria University of Wellington.
- Cutten, H. N. C. (1988a) Stratigraphy of Cretaceous and Tertiary sediments in the vicinity of the Mohaka River, Te Hoe River, western Hawkes Bay. New Zealand Geological Survey.
- Cutten, H. N. C. (1994) Geology of the middle reaches of the Mohaka River. Institute of Geological and Nuclear Sciences Ltd, Lower Hutt.
- Davey, F. J., Hampton, M., Childs, J., Fisher, M. A., Lewis, K. & Pettinga, J. R. (1986) Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand. *Geology*, **14**(8), 663-666.
- Davy, B. & Wood, R. (1994) Gravity and magnetic modelling of the Hikurangi Plateau. *Marine Geology*, **118**, 139-151.
- Delteil, J., Morgans, H.E.G., Raine, J.I., Field, B.D. & Cutten, H.N. (1996) Early Miocene thin-skinned tectonics and wrench faulting in the Pongaroa district, Hikurangi margin, North Island, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **39**, 271-282.
- Desmaison, L. Y. (1990) La géotransverse Mercantour-Cevennes au Mésozoïque. Approche quantitative de la dynamique du bassin, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Dickinson, W. R. & Seely, D. R. (1979) Structure and stratigraphy of Forearc Regions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**(1), 2-31.
- Dickinson, W. R. (1988) Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. In: *Frontiers in Sedimentary Geology. New Perspective in Basin Analysis* (Ed. by K. L. Kleinspehn and C. Paola), pp. 3-24. Springer-Verlag N.Y. Inc.
- Dickinson, W. R. (1995) Forearc Basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins* (Ed. by C. J. Busby and R. V. Ingersoll), pp. 221-261. Blackwell Science, Inc.
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164-2182.
- Dickinson, W.R. & Valloni, R. (1980) Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, **8**, 82-86.
- Dickinson, W.R. (1969) Detrital Modes of New Zealand Graywackes. *Sediment. Geol.*, **5**, 37-56.
- Dickinson, W.R. (1988) Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. In: *Frontiers in Sedimentary Geology. New Perspective in Basin Analysis*, K.L. Kleinspehn & Scola, C. (eds), 3-24.
- Doubleday, P. A., MacDonald, D. I. M. & Nell, P. A. R. (1993) Sedimentology and structure of the trench-slope to forearc basin transition in the Mesozoic of Alexander Island, Antarctica. *Geol. Mag.*, **130**(6), 737-754.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969) Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Ser. Carte Géol. Als. Lorr.*, **29**, 320 p.
- Dupont, J. (1982) Le cadre général et les traits essentiels de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. In: *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Vol. 147*, pp. 249-261. Travaux et Documents de l'ORSTOM.

- Edwards, A. R. (1987) An integrated biostratigraphy, magnetostratigraphy and oxygen isotope stratigraphy for the late Neogene of New Zealand. *N. Z. Geol. Surv. Rec.*, **23**, 1/80.
- Einsele, G. (1992) *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 628 pp.
- Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (1991) Cycles and Events in Stratigraphy, pp. 995.
- Erdman, C.F. & Kelsey, H.M. (1992) Pliocene and Pleistocene stratigraphy and tectonics, Ohara Depression and Wakarara Range, North Island, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **35**, 177-192.
- Ferrière, J. & Chanier, F. (1993) La tectonique des plaques à l'épreuve de la réalité: SW Pacifique et Nouvelle-Zélande. *Géochronique*(45), 14-20.
- Ferrière, J. (1987) Nouvelle-Zélande : quelques aspects de la "tectonique alpine", post-Carbonifère, d'une chaîne péripacifique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **305 (II)**, 615-618.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. (1994) Volcaniclastic sediment transport and deposition. In: *Sediment Transport and Depositional Processus* (Ed. by K. Pye), pp. 351-388. Blackwell Scientific Publications.
- Francis, D.A. (1993) Report on the geology of the Mahia area, Northern Hawke's Bay, adjacent to offshore PPL 38321. *Petroleum Report Series PR 1928*, 47 p.
- Francis, D.A. (1993) Report on the geology of the Mangaone-Opoutama area, Northern Hawke's Bay, adjacent to offshore PPL 38321. *Petroleum Report Series PR 1927*, 36 p.
- Froggatt, P. & Hull, A. (1984) Aspects of quaternary and applied geology of Wellington. In: *Guides for field trips, Vol. 31B*, pp. 91-118. Geological Society of New Zealand Miscellaneous, Wellington.
- Gammon, P. (1995) Hautotara Formation, Mangaopari Basin, New Zealand : record of a cyclothem Pliocene-Pleistocene marine to nonmarine transition. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **38**, 471-481.
- Ghani M.A. (1978). - Late Cenozoic vertical crustal movements in the southern North Island, New Zealand. - *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **21**, 117-125.
- Ghibaudo, G. (1993) Subaqueous sediment gravity-flow deposits : practical criteria for field description and classification. Sc, Torino.
- Hayes, D. E. & Ringis, J. (1973) Sea-floor spreading in the Tasman sea. *Nature*, **243**, 454-458.
- Haywick, D. W. N. (1990) Stratigraphy : sedimentology, paleoecology and diagenesis of the Petane group (Plio-Pleistocene) in the Tangoio block. Central Hawkes Bay, New Zealand. MSc, James Cook University of North Queensland.
- Haywick, D. W., Carter, R. M. & Henderson, R. A. (1992) Sedimentology of 40 000 year Milankovitch-controlled cyclothem from central Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentology*, **39**, 675-696.
- Haywick, D. W., Lowe, D. A., Beu, A. G., Henderson, R. A. & Carter, R. M. (1991) Pliocene-Pleistocene (Nukumaruan) lithostratigraphy of the Tangoio block, and origin of sedimentary cyclicity, central Hawke's Bay, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **34**, 213-225.

- Herzer, R. H. & Wood, R. A. (1992) Tectonic History, Sedimentation, and Changes in Relative Sea Level : Chatham Rise, New Zealand. In: *Geology and Geophysics of Continental Margins*, Vol. 53 (Ed. by J. S. Watkins, F. Zhiqiang and K. J. McMillen), pp. 55-73. AAPG Memoir, Tulsa, Oklahoma.
- Holt, W. E. & Stern, T. A. (1994) Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading : The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand. *Tectonics*, **13**(5), 1068-1092.
- Holt, W.E. & Stern, T.A. (1994) Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading : The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand. *Tectonics*, **13**(5), 1068-1092.
- Holtzapffel, T. (1985) Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, **12**, 136 p.
- Hornibrook, N. d. (1984a) Globorotalia (planktic foraminifera) at the Miocene/Pliocene boundary in New Zealand. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **46**, 107-117.
- Hornibrook, N. d. (1984b) Guide book for neogene geology North Island east coast basin. New Zealand Geological Survey.
- Hornibrook, N. d. (1976) Report on the biostratigraphy of Hawke Bay 1 offshore well. New Zealand Geological Survey.
- Hornibrook, N. de B. (1984) Guide Book for Neogene Geology North Island East Coast Basin. *New Zealand Geological Survey Report*, 28 p.
- Howel, D.G. (1980) Mesozoic accretion of exotics terranes along the New Zealand segment of Gondwanaland. *Geology*, **8**, 487-1074.
- Huene, R. von & Culotta, R. (1989) Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, **160**, 75-90.
- Huene, R. von & Lallemand, S. (1990) Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 704-720.
- Hull, A. G. (1990) Tectonics of the 1931 Hawke's Bay earthquake. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **33**, 309-320.
- Hull, A.G. (1985) Age and deformation of Kidnappers Terrace, coastal Hawkes Bay. Abstr., *N.Z. Misc. Publ.*, **32A**.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. & Sares, S. W. (1984) The effect of grain size on detrital modes : a test of the Gazzi-dickinson point-counting method. *J. Sedim. Petrol.*, **54**(1), 103-116.
- Isaac, M. J., Moore, P. R. & Joass, Y. J. (1991) Tahora Formation : the basal facies of a Late Cretaceous transgressive sequence, northeastern New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **34**, 227-236.
- Ito, M. (1995) Volcanic ash layers facilitate high-resolution sequence stratigraphy at convergent plate margins : an example from the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **95**, 187-206.
- Izart, A., Kemal, B. M. & Malod, J. A. (1994) Seismic stratigraphy and subsidence evolution of the northwest Sumatra fore-arc basin. *Marine Geology*, **122**, 109-124.
- Johnston, M.R. (1980) Geology of the Tinui-Awatoitoi district. *N.Z. Geol. Surv. Bull.*, **94**.

- Kamp, P. J. J. & Nelson, C. S. (1987) Tectonic and sea-level controls on nontropical Neogene limestones in New Zealand. *Geology*, **15**, 610-613.
- Kamp, P. J. J. & Nelson, C. S. (1988) Nature and occurrence of modern and Neogene active margin limestones in New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **31**, 1-20.
- Kamp, P. J. J., Harmsen, F. J., Nelson, C. S. & Boyle, S. F. (1988) Barnacle-dominated limestone with giant cross-beds in a non-tropical, tide-swept, Pliocene forearc seaway, Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60**, 173-195.
- Kamp, P.J.J. (1990) Kidnappers Group (Middle Pleistocene), Hawke Bay. Field Guide, *Geol. Soc. N.Z. Misc. Publ.*, **50B**, 105-118.
- Karig, D. E. & Sharman, G. F. (1975) Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 377-389.
- Katz, H.R. & Wood, R.A. (1980) Submerged margin east of the North Island, New Zealand, and its petroleum potential. *C.C.O.P./S.O.P.A.C.*, Tech. Bull. 3.
- Katz, H.R. (1974) Margins of the Southwest Pacific. *In* : The Geology of Continental Margins, C.A. Burk & C.L. Drake (eds.), 549-565.
- Kelsey, H. M., Cashman, S. M., Beanland, S. & Berryman, K. R. (1995) Structural evolution along the inner forearc of the obliquely convergent Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, **14**(1), 1-18.
- Kelsey, H.M., Cashman, S.M., Beanland, S. & Berryman, K.R. (1995) Structural evolution along the inner forearc of the obliquely convergent Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, **14**(1), 1-18.
- Kemal, B.M. (1993).- La marge active au Nord Ouest de Sumatra. Mécanismes géodynamiques de transfert liés à la subduction oblique. Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 190 p.
- Kennett, J. P. & von der Borch, C. C. (1985) Southwest Pacific cenozoic paleoceanography. *In*: *D.S.D.P. Initial Reports, Vol. XC* (Ed. by J. P. Kennett and C. C. e. a. von der Borch), pp. 1493-1517. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Kisch, H.J. (1983) Mineralogy and Petrology of Burial Diagenesis (Burial Metamorphism) and Incipient Metamorphism in Clastic Rocks. *In* : Developments in Sedimentology, G. Larsen & Chilingar, G.V. (eds.), 572 p.
- Lallemand, S. E. (1992) Transfert de matière en zone de subduction - Réflexions sur les conséquences de l'érosion tectonique. *Mém. Sci. Terre Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, **92-27**, vol. 2, 96 p.
- Lallemand, S. E. & Malavieille, J. (1992) L'érosion profonde des continents. *La Recherche*, **23**(249), 1388-1397.
- Lallemand, S., Collot, J.Y., Pelletier, B., Rangin, C. & Cadet, J.P. (1990) Impact of oceanic asperities on the tectogenesis of modern convergent margins. *Oceanologica Acta*, **10**, 17-30.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P. & Manoussis, S. (1992) Reconstruction of Subduction Zone Paleogeometries and Quantification of Upper Plate Material Losses Caused by Tectonic Erosion. *J. Geophys. Res.*, **97**(B1), 217-239.

- Lallemand, S.E., Schnürle, P. & Malavieille, J. (1994) Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges : Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *J. Geophys. Res.*, **99**(B6), 12033-12055.
- Lamarche, G., Beanland, S. & Ravens, J. (1995) Deformation Style and History in the Eketahuna Region, Hikurangi Forearc, New Zealand, from Seismic Reflection Data. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1-14.
- Lamb, S. H. & Bibby, H. M. (1989) The last 25 Ma of rotational deformation in part of the New Zealand plate-boundary zone. *J. Struct. Geol.*, **11**(4), 473-492.
- Lamb, S. H. & Vella, P. (1987) The last million years of deformation in part of the New Zealand plate boundary zone. *J. Struct. Geol.*, **9**, 877-891.
- Lamb, S. H. (1988) Tectonic rotations about vertical axes during the last 4 Ma in part of the New Zealand plate-boundary zone. *J. Struct. Geol.*, **10**(8), 875-893.
- Lapouille, A. (1982) Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique : Bassin Nord-d'Entrecasteaux, Bassin Nord-Loyauté, Bassin Sud-Fidjien. In: *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, pp. 409-438. Travaux et Documents de l'ORSTOM. n° 147.
- Larroque, C., Calassou, S., Malavieille, J. & Chanier, F. (1995) Experimental modelling of forearc basin development during accretionary wedge growth. *Basin Research*, **7**, 255-268.
- Leggett, J. K. (1982) Trench-Forearc Geology : Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, pp. 576. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- Le Ruyet, A. (1996) Les turbidites volcanoclastiques d'une marge active (Miocène de Nouvelle-Zélande). Analyses des marqueurs du volcanisme d'arc dans la sédimentation. DEA, Lille, Paris XI.
- Lewis, K. B. & Pettinga, J. R. (1993) The emerging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin. In: *Sedimentary basins of the world 3, Basins of the Southwest Pacific* (Ed. by P. F. Ballance), pp. 1-27. Elsevier.
- Lewis, K. B. (1980) Quaternary sedimentation on the Hikurangi oblique-subduction and transform margin, New Zealand. *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment*, **4**, 171-189.
- Lewis, K. B., Carter, L. & Davey, F. J. (1994) The opening of Cook Strait : Interglacial tidal scour and aligning basins at a subduction to transform plate edge. *Marine Geology*, **116**, 293-312.
- Lewis, K.B. & Bennett, D.J. (1985) Structural patterns on the Hikurangi margin : an interpretation of new seismic data. - New Zealand Oceanographic Institute, Oceanographic Field Report 22, p. 3-25.
- Lowe, D. R. & LoPiccolo, R. D. (1974) The characteristics and origins of dish and pillar structures. *J. Sedim. Petrol.*, **44**(2), 484-501.
- Lowe, D. R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- Lundberg, N. & Reed, D.L. (1991) Continental Margin Tectonics : Forearc Processes. *Rev. Geophys.*, suppl., 794-806.

- MacKinnon, T. C. & Howell, D. G. (1985) Torlesse Turbidite System, New Zealand. In: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems* (Ed. by A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes), pp. 223-228. Springer-Verlag, New York.
- Maillart, J. (1991) Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Malahoff, A., Feden, R. H. & Fleming, H. F. (1982) Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4109-4125.
- Marshall, D. J. (1988) *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Unwin Hyman Ltd, London, 146 pp.
- Mayes, C. L., Lawver, L. A. & Sandwell, D. T. (1990) Tectonic History and New Isochron Chart of the South Pacific. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8543-8567.
- Mazengarb, C., Francis, D. & Moore, P.R. (1991) Sheet Y16-Tauwhareparae. *Geological map of New Zealand 1:50 000*. Map (1 sheet) and notes (52p.). Wellington, Department of Scientific and Industrial Research.
- Mazengarb, C., Wilson, G. J. & Scott, G. H. G. & G., Lower Hutt. (1991) A Miocene Debris Flow Deposit, Puketoro Station, Raukumara Peninsula. *New Zealand Geological Survey Record*, **43**, 107-111.
- Moore, G. F. & Karig, D. E. (1976) Development of sedimentary basins on the lower trench slope. *Geology*, **4**, 693-697.
- Moore, P. R. (1987) The late cretaceous-paleocene sequence (Whangai formation) in Opoutama-1 and morere-1 wells, northern Hawkes Bay : a reassessment. New Zealand Geological Survey Report.
- Moore, P. R. (1989) Lithologic changes across the cretaceous-tertiary boundary in eastern North Island. *New Zealand Geological Survey Record*, **40**, 41-47.
- Moore, P. R., Isaac, M. J., Crampton, J. S. & Mazengarb, C. (1988) Late cretaceous sediments west of lake Waikaremoana, Urewera National Park. *New Zealand Geological Survey Record*, **35**, 55-60.
- Munson, P. J., Munson, C. A. & Pond, E. C. (1995) Paleoliquefaction evidence for a strong Holocene earthquake in south-central Indiana. *Geology*, **23**(4), 325-328.
- Mustafa Kemal, B. (1993) La marge active au Nord Ouest de Sumatra. Mécanismes géodynamiques de transfert liés à la subduction oblique, Pierre et Marie Curie.
- Mutti, E. & Normark, W. R. (1991) An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, pp. 75-106. Springer-Verlag, New York.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972) Le Torbiditi dell'Appenino Settentrionale: Introduzione all'Analisi di Facies. *Mem. Soc. geol. Ital.*, **11**, 161-199.
- Naish, T. & Kamp, P. J. J. (1995) Pliocene-Pleistocene marine cyclothem, Wanganui Basin, New Zealand : a lithostratigraphic framework. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **38**, 223-243.
- Naish, T. & Kamp, P.J.J. (1995) Pliocene-Pleistocene marine cyclothem, Wanganui Basin, New Zealand : a lithostratigraphic framework. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **38**, 223-243.

- Neef, G. (1992a) Geology of the Akitio area (1:50 000 metric sheet U25BD, east), northeastern Wairarapa, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **35**, 533-548.
- Neef, G. (1992b) Turbidite deposition in five Miocene, bathyal formations along an active plate margin, North Island, New Zealand : with notes on styles of deposition at the margins of east coast bathyal basins. *Sedimentary Geology*, **78**, 111-136.
- Neef, G. (1984) Late Cenozoic and Early Quaternary Stratigraphy of the Eketahuna District. *New Zealand Geological Survey Bull*, **96**, 1-101.
- Nocita, B. W. (1988) Soft-sediment deformation (fluid escape) features in a coarse-grained pyroclastic-surge deposit, north-central New Mexico. *Sedimentology*, **35**, 275-285.
- Normark, W. R., Posamentier, H. & Mutti, E. (1993) Turbidite systems : state of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, **31**(2), 91-116.
- Norris, R. J. & Bishop, D. G. (1990) Deformed conglomerates and textural zones in the Otago Schists, South Island, New Zealand. *Tectonophysics*, **174**, 331-349.
- Odin, G. S. & Matter, A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- Petitjohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1972) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 618 pp.
- Pettinga, J. R. (1982) Upper Cenozoic structural history, coastal Southern Hawke's Bay, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **25**, 149-191.
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N. & Hein, F. J. (1989) Deep Marine Environments. clastic sedimentation and Tectonics, pp. 416. Unwin Hyman Ltd, London.
- Pillans, B. (1986) A Late Quaternary uplift map for North Island, New Zealand. In: *Recent Crustal Movements of the Pacific Region* (Ed. by W. I. Reilly and B. E. Harford), pp. 409-417. Royal Society of New Zealand Bulletin 24.
- Pillans, B. J., Roberts, A. P., Wilson, G. S., Abbott, S. T. & Alloway, B. V. (1994) Magnetostratigraphic, lithostratigraphic and tephrostratigraphic constraints on Lower and Pleistocene sea-level changes, Wanganui Basin, New Zealand. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **121**, 81-98.
- Proust, J. N. (1994) Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **3** (2e série), 5-25.
- Rait G., Chanier, F. & Waters D.W. (1991) Landward -and seaward- directed thrusting accompanying the onset of subduction beneath New Zealand. *Geology*, **19**, 230-233.
- Robert, C. & Acquaviva, M. (1986) Cenozoic evolution and significance of clay associations in the New Zealand region of the south Pacific, deep sea drilling projet, leg 90. In: *Init. Repts. D.S.D.P, Vol. 90* (Ed. by J. H. Blakeslee), pp. 1225-1238. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Roberts, A. P., Turner, G. M. & Vella, P. P. (1994) Magnetostratigraphic chronology at late Miocene to early Pliocene biostratigraphic and oceanographic events in New Zealand. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **106**, 665-683.
- Rosseel, J. B. (1995) Les turbidites volcanoclastiques : l'exemple du Miocène du prisme d'accrétion de Nouvelle Zélande - Etude pétrographique. Mémoire de Maîtrise, Lille.

- Sameshima, T. (1978) Zeolites in tuff beds of the miocene Waitemata group, Auckland province, New Zealand. In: *Natural Zeolites. Occurrence, Properties, Use* (Ed. by L. B. Sard and F. A. Hompton), pp. 309-317. Pergamon Press.
- Sclater, J. G. & Christie, P. A. F. (1980) Continental stretching : an explanation of the post-mid cretaceous subsidence of the central north sea basin. *J. Geophys. Res.*, **85**(B7), 3711-3739.
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M. & Larson, R. L. (1988) Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, **155**, 27-48.
- Scott, G. H., Cutten, H. N. C. & Hegan, B. D. (1990) Foraminiferal Biostratigraphy of Neogene Strata in the Vicinity of the Mohaka and Te Hoe Rivers, Western Hawkes Bay, pp. 24. New Zealand Geological Survey Report G119.
- Scott, G.H. & Crundwell, M.P. (1994) Pliocene foraminiferal environments in Hawke Bay-1 well. *Institute of Geological & Nuclear Sciences science report 94/19*, 27 p.
- Seely, D. R. (1979) The Evolution of Structural Highs Bordering Major Forearc Basins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **29**, 245-261.
- Seward, F.P. (1979) Fission-track ages of some tephras from Cape Kidnappers, Hawkes Bay, NZ. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **26**, 507-510.
- Shor, G. G., Kirk, H. K. & Menard, H. W. (1971) Crustal structure of the Melanesian area. *J. Geophys. Res.*, **76**, 2562-2586.
- Speed, R., Torrini, R. J. & Smith, P. L. (1989) Tectonic Evolution of the Tobago Trough Forearc Basin. *J. Geophys. Res.*, **94**(B3), 2913-2936.
- Sporli, K.B. (1978) Mesozoic tectonics, North Island, NZ. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 415-425.
- Spörli, K. B. & Ballance, P. F. (1989) Mesozoic-Cenozoic ocean floor/continent interaction and terrane configuration, SW-Pacific area around New Zealand. In: *The evolution of the Pacific Ocean Margins* (Ed. by Z. Ben-Abraham), pp. 176-190. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 8.
- Spörli, K. B. (1980) New Zealand and oblique-slip margins : tectonic development up to and during the Cenozoic. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **4**, 147-170.
- Stock, J. & Molnar, P. (1982) Uncertainties in the relative positions of the Australia, Antarctica, Lord Howe and Pacific plates since the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4679-4714.
- Stock, J. & Molnar, P. (1987) Revised history of early Tertiary plate motion in the southwest Pacific. *Nature*, **325**, 495-499.
- Stow, D. A. V. (1985) Deep-sea clastics : where are we and where are we going. In: *Sedimentology. Recent Development and Applies aspects, Vol. 18* (Ed. by P. J. Brechley and B. P. J. Williams), pp. 67-93. Geological Society.
- Stow, D.A.V. (1994) Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: *Sediment Transport and Depositional Processes*, K. Pye (Ed.), 397 p.
- Suggate, R. P., Stevens, G. R. & Te Punga, M. T. (1978) The Geology of New Zealand, pp. 820. Government printer, Wellington.
- Sutherland, R. (1995) The Australia-Pacific boundary and Cenozoic plate motions in the SW Pacific : Some constraints from Geosat data. *Tectonics*, **14**(4), 819-831.

- Tippett, J. M. & Kamp, P. J. J. (1993) Fission Track Analysis of the Late Cenozoic Vertical Kinematics of Continental Pacific Crust, South Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **98**(B9), 16119-16148.
- Truyol, V. (1991) La compaction : appréciation et quantification directes et indirectes. Implications diagénétiques, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Turnbull, R. J. (1988) The geology of the lower Miocene Whakataki Formation, Eastern Wairarapa. M.Sc., Victoria University of Wellington.
- Underwood, M. B. & Moore, G. F. (1995) Trenches and Trench-Slope Basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins* (Ed. by C. J. Busby and R. V. Ingersoll), pp. 179-219. Blackwell Science, Inc.
- Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P. Y. & Bessis, F. (1991) Evaluation des bassins par modélisation intégrée en deux dimensions des transferts thermiques, de l'écoulement des fluides, de la genèse et de la migration des hydrocarbures. *Revue IFP*, **46**(1), 3-39.
- Valloni, R. & Maynard, J. B. (1981) Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. *Sedimentology*, **28**, 75-83.
- van den Heuvel, H. B. (1960) The geology of the Flat Point area, eastern Wairarapa. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **3**, 309-320.
- van der Lingen, G. J. & Pettinga, J. R. (1980) The Maraka Basin : a Miocene slope-basin along the New Zealand sector of the Australian-Pacific obliquely convergent plate boundary. *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.*, **4**, 191-215.
- van der Lingen, G. J. (1980) Textural characteristics of flysch sediments in the upper-miocene Makara basin, Hawkes bay, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Record*, **35**, 14-20.
- van der Lingen, G. J. (1982) Development of the North Island Subduction System, New Zealand. In: *Trench-Forearc Geology* (Ed. by J. K. Leggett), pp. 259-272. Geol. Soc. London, Spec. Publ.10.
- van der Werff, W. (1995) Forearc development and early orogenesis along the eastern Sunda/western Banda Arc (Indonesia). 311 p.
- Velbel, M. A. (1985) Mineralogically mature sandstones in accretionary prisms. *J. Sedim. Petrol.*, **55**(5), 685-690.
- Vitali, F., Glanc, G. & Larqué, P. (1995) Zeolite distribution in volcanoclastic deep-sea sediments from the Tonga trench margin (SW Pacific). *Clays and Clay Minerals*, **43**(1), 92-104.
- Walcott, R. I. (1987) Geodetic strain and the deformational history of the North Island of New Zealand during the late Cainozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A 321**, 163-181.
- Walcott, R. I. (1989) Paleomagnetically observed rotations along the Hikurangi margin of New Zealand. In: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (Ed. by C. Kissel and C. Laj), pp. 459-471. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Walker, R. G. (1984) *Facies Models*, Second Edition, pp. 317. Geoscience Canada Reprints Series 1.

- Walker, R. G. (1990) Perspective. Facies modeling and sequence stratigraphy. *J. Sedim. Petrol.*, **60**(5), 777-786.
- Watts, A. B., Weissel, J. K., Ducnan, R. A. & Larson, R. L. (1988) Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanin Fracture Zone System. *J. Geophys. Res.*, **93**(B4), 3051-3077.
- Webb, C. (1979) The geology of eastern Mahia Peninsula, Hawkes Bay. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Auckland.
- Weissel, J. K. & Hayes, D. E. (1977) Evolution of the Tasman sea reappraised. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 77-84.
- Weissel, J. K. (1977) Evolution of the Lau Basin by the growth of small plates. In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins* (Ed. by M. Talwani and W. C. Pitman), pp. 429-436. M. Ewing Series 1, A.G.U.
- Weissel, J. K., Hayes, D. E. & Herron, E. M. (1977) Plate tectonic synthesis : the displacements between Australia, New Zealand and Antarctica since the late Cretaceous. *Marine Geology*, **25**, 231-277.
- Wellman, H. W. (1979) An Uplift Map for the South Island of New Zealand, and a Model for Uplift of the Southern Alps. In: *The Origin of the Southern Alps* (Ed. by R. I. Walcott and M. M. Cresswell), pp. 13-20. Roy. Soc. of New Zealand, Bull.18.
- Wells, P. (1989a) Burial history of Late Neogene sedimentary basins on part of the New Zealand convergent plate margin. *Basin Research*, **2**, 145-160.
- Wells, P. E. (1989b) Late Neogene stratigraphy of the Carrington area, western Wairarapa, North Island, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **19**(3), 283-303.
- Wilson, G. J. & Moore, P. R. (1988) Cretaceous-tertiary boundary in the Te Hoe river area, western Hawkes Bay. *New Zealand Geological Survey Record*, **35**, 34-37.
- Wood, R. & Davy, B. (1994) The Hikurangi Plateau. *Marine Geology*, **118**, 153-173.
- Woodward, D. J. & Hunt, T. M. (1971) Crustal structure across the Tasman sea. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **14**, 39-45.
- Wright, I. C. & Vella, P. P. (1988) A New Zealand Late Miocene magnetostratigraphy : glacioeustatic and biostratigraphic correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 193-204.
- Wright, I. C., Carter, L. & Lewis, K. B. (1990) GLORIA Survey of the Oceanic-Continental Transition of the Havre-Taupo Back-Arc Basin. *Geo-Marine Letters*, **10**, 59-67.
- Zuffa, G. G. (1991) On the use of turbidite arenites in provenance studies : critical remarks. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies, Vol. 57* (Ed. by A. C. Morton, S. P. Todd and P. D. W. Haughton), pp. 23-29. Geological Society Special Publication.

ANNEXES

ANNEXE 1

Cette annexe relative aux données biostratigraphiques des séries néogènes du domaine avant-arc, fournit une liste d'échantillons cités dans le texte.

Des échantillons de silts ont été sélectionnés afin d'extraire la microfaune de foraminifères. L'échantillon est attaqué à chaud au peroxyde d'hydrogène puis tamisé à 80 µm. Les associations de foraminifères sont ensuite extraites sous la loupe binoculaire.

Martin Crundwell (Institute of Geological and Nuclear Sciences) a fourni les données biostratigraphiques et paléoenvironnementales concernant les échantillons.

Deux types de données sont exposées dans l'annexe : une série comprend les listes de faunes associées à l'échantillon, une autre ne donne que les âges et paléotranches d'eau (les listes de faunes n'ayant pas été communiquées par l'auteur des datations).

Les tableaux ont été établis par secteurs (Waikaremoana, Frasertown,) afin de faciliter la recherche des numéros d'échantillons cités dans le texte.

WAIKAREMOANA

- 93 WK 67 late Tt - early Tk (middle Bathyal 600 - 1 000 m)
Bolivinita cf. pohana
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, common)
Sigmoilopsis schlumbergeri + *Osangularia culter*
- 93 WK 62 early Tt (middle Bathyal 600 - 1 000 m) Poorly washed
Globoquadrina dehiscens
Globorotalia miotumida (few sinistral specimens)
Bolivinita cf. pohana
- 93 WK 58 early Tt (? middle Bathyal > 600 m)
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, common)
Bolivinita cf. compressa
Globoquadrina dehiscens
Osangularia culter
- 93 WK 52 early Tt, Kaiti Coiling Zone near base Tt (middle Bathyal > 600 m)
Globorotalia miotumida (≥ dextral, common)
Karreriella bradyi
- 93 WK 38 ? late Sw (middle Bathyal or deeper > 600 m) Pick more planktics
Globorotalia miotumida (few sinistral specimens)
Globorotalia scitula (two small specimens ?)
Orbulina universa
Globoquadrina dehiscens
Paragloborotalia mayeri
Sigmoilopsis schlumbergeri + *Planulina* sp.
- 93 WK 31 ? Sc - Sw ? (middle Bathyal or deeper > 600 m) Rewash and pick
Globorotalia miotumida or *praemenardii* ? (poorly preserved)
Sigmoilopsis schlumbergeri

- 93 WK 20 ? Sc - Sl ? (middle Bathyal or deeper > 600 m) Poor preservation
Globorotalia praemenardii ? (few poorly preserved specimens)
Orbitulina sp. ?
Pleurostomella alternans
 NB : *Paragloborotalia mayeri* and *Fohsella peripheroronda* no seen on slide
- 93 WK 88 Wo - Wp (> 200 m)
- 93 WK 80 late Tt - early Tk (> 600 m)
- 93 WK 77 late Tt - early Tk (> 600 m)
- 93 WK 49 late Sl - early Tf (probably late Sw - early Tf > 600 m)
- 93 WK 37 Sl ? (> 600 m)
- 93 WK 26 Sc - Sl (> 1 000 m)
- 93 WK 22 Sc (>> 600 m)
- 93 WK 16 Sc (>> 600 m)

FRASERTOWN

- 93 FRA 20 Wo-Wp (outer Shelf - uppermost Bathyal 100 - 400 m) Poorly washed
Globorotalia puncticulata (including inflated forms aff. *G. inflata*)
Cibicides molestus
Haeuslerella morgani + *Ehrenbergina* sp.
- 93 FRA 19 ? late Tk (uppermost Bathyal 200 - 400 m) Pick more Globorotalia's
Globorotalia sphericomiozea (one weakly keeled specimen)
Globorotalia pliozea (one crushed specimen)
Rectobolivina striatula + *Lenticulina* sp. + *Saracenaria italica*
 ND Poor fauna
- 93 FRA 18 late Tt - early Tk (middle Bathyal 600 - 800 m)
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, common)
Eggerella bradyi + *Karrerella cylindrica*
 NB : *Globoquadrina dehiscens* not seen on slide
- 93 FRA 17 ? late Tt - early Tk (middle Bathyal 600 - 1 000 m) Pick more planktonics
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, several specimens)
Bolivinita compressa
Karrerella bradyi + *Osangularia culter*
 NB : *Globoquadrina dehiscens* not seen on slide
- 93 FRA 13 ? late Tt - early Tk (middle Bathyal 600 - 1 000 m) Poorly washed
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, common)
Sigmoilopsis schlumbergeri + *Cibicides robertsonianus*
 NB : *Globoquadrina dehiscens* not seen on slide
- 93 FRA 10 late Sl - early Tt (Bathyal > 200 m) Repick residue
Globorotalia miotumida (≥ sinistral, several specimens)
Globoquadrina dehiscens
 NB : Environment poorly constrained

- 93 FRA 24 Wo ? (> 200 m)
 93 FRA 22 Wo ? (> 200 m)
 93 FRA 15 late Tt - early Tk (> 600 m)

MAHIA

- 93 MAH 09 Wo-Wp (uppermost Bathyal 200 - 400 m) Pick more Globorotalia's
Globorotalia pliozea (? two specimens)
Bolivinita cf. "*pseudocompressa*"
Cibicides molestus
Haeuslerella + *Amphicoryna hirsuta* + *Hoeglundina elegans*
- 93 MAH 11 Wo-Wp (Bathyal ? > 600 m)
Globorotalia pliozea (several specimens)
Globorotalia scitula (common)
Bolivinita "pseudocompressa"
Cibicides molestus
Osangularia culter + *Laticarinina pauperata*
- 93 MAH 84 late Tt - early Tk (middle Bathyal 600 - 800 m)
Globorotalia miotumida (\geq sinistral, abundant)
Eggerella bradyi + *Sigmoilopsis schlumbergeri*
Pleurostomella alternans + *Karrieriella bradyi*
- 93 MAH 74 late Tt - early Tk (> 600 m)
- 93 MAH 63 late Sl - early Tt (> 600 m)
- 93 MAH 62 late Sl - early Tt (probably Late Sw - early Tt > 600 m ?)
- 93 MAH 48 late Sl - early Tt (probably Late Sw - early Tt > 600 m)
- 93 MAH 40 late Sl - early Tt (probably Late Sw - early Tt > 600 m)
- 93 MAH 22 late Sl - ? (> 600 m)
- 93 MAH 37 late Sl - ? (> 600 m)

MORERE

- 93 MOR 01 late Sl - early Tt
Globorotalia miotumida (three specimens)
Globoquadrina dehiscens (one specimen)
 NB : Benthics very poorly represented on clide. Pick more Globorotalia's
- 93 MOR 45 late Sl (middle Bathyal or deeper > 600 m)
Globorotalia miotumida (common)
Globoquadrina dehiscens (common)
Fohsella peripheroronda (one good specimen)
Orbulina sp.
Sigmoilopsis schlumbergeri + *Eggerella bradyi*
- 93 MOR 41 late Sl
Fohsella peripheroronda (common)
Globorotalia miotumida (few keeled specimens)
- 93 MOR 40 NB : Benthics very poorly represented
 late Sl - Sw (middle Bathyal or deeper > 600 m)

TUTIRA

93 TUT 84	W _n - ? (< 100 m)
93 TUT 34	? W _n - ? (< 50 m)
93 TUT 02	? W _n - ? (? < 50 m)

OCEAN BEACH

93 OCE 21	early Tt (upper > 1 000 m)
93 OCE 15	early Tt (middle ? > 1 000 m)
93 OCE 07	early Tt (lower > 1 000 m)
	Kaiti Coiling Zone

ELSTHORPE

93 ETP 40	late Sl - early Tt (probably late Sn - early Tt >> 200 m)
93 ETP 16	late Sl - early Tt ??
93 ETP 55	? - Sl (> 400 m)
93 ETP 57	late Sl (> 1 000 m)
93 ETP 21	early Sw ? (> 600 m)
93 ETP 01	late Tt (> 1 000 m)

TE ONEPU

93 TEO	W _n - ? (< 50 m)
93 TEO 01	? - W _p (< 100 m)

BLACK HEAD

93 BLH 07	? late Tt - early Tk ? (possibly as old as late Sl > 1 000 m)
93 BLH 01	? - Sl ? (> 1 000 m)
93 BLH 12	?? (> 600 m)

KIDNAPPERS

93 KID 36	W _o -W _p (< 100 m)
93 KID 23	ND (< 200 m ?)

ANNEXE 2

MINERALOGIE DES ARGILES

DIFFRACTION DES RAYONS X

La procédure analytique utilisée pour toutes les études réalisées dans le cadre de ce mémoire est celle décrite par Holtzapffel (1985) et mise en oeuvre au laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale de l'Université de Lille.

Nous résumons ici les principales étapes de la confection des préparations orientées d'argiles ainsi que les conditions analytiques (paramètres de la diffraction).

CONFECTION DES PÂTES ORIENTÉES

La réalisation des pâtes orientées de la fraction argileuse comprend plusieurs étapes :

- délitage de l'échantillon dans l'eau distillée si celui-ci est meuble ou peu induré, broyage préalable si la roche est indurée. Le broyage est réalisé dans un broyeur à anneau en carbure de tungstène ou dans un mortier en agate ou en verre ;
- décarbonation de la roche à l'aide d'acide chlorhydrique N/5 sous agitation permanente et contrôle du pH à l'aide de papier indicateur ;
- défloculation des argiles par rinçages multiples réalisés soit par décantations soit par centrifugations successives ;
- prélèvement de la fraction argileuse par aspiration à l'aide d'une seringue de la partie supérieure de la solution, après décantation pendant un temps calculé grâce à la loi de Stokes ;
- centrifugation (3 500 tours pendant 45 mn) et étalement du culot de fraction argileuse sur une lame de verre rainurée.

Deux préparations sont réalisées par échantillon.

ANALYSES DIFFRACTOMÉTRIQUES

Caractéristiques du diffractomètre

Le diffractomètre utilisé dans la très grande majorité des cas est un Philips PW 1730 équipé d'une table traçante munie d'un papier d'enregistrement gradué en angströms permettant une lecture rapide des diffractogrammes.

Les paramètres de diffractions sont résumés dans le tableau suivant.

	PARAMETRES	REGLAGES EN ROUTINE		
		PATES ORIENTEES	POUDRES DESORIENTEES	
SOURCE	ANTICATHODE	au cuivre : raie $\lambda_1 = 1,54$		
	INTENSITE	25 mA		
	TENSION	40 kV		
	PUISSANCE (mA x kV)	1000 W		
GONIOMETRE	DISTANCE SOURCE-ECHANTILLON ET ECHANTILLON FENTE DE DIVERGENCE	173 mm		
	OUVERTURE	FENTE FO1	1°	
		FENTE F	0,1°	
		FENTE FO2	1°	
	VITESSE DE ROTATION	1° 20/mn	1 ou 2° 20/mn	
DISTANCE ANGULAIRE D'ANALYSE	de 2,49 à 28,51° 2 θ (essais naturels) de 2,49 à 14,51° 2 θ (après traitements)	de 2,49 à 60° 2 θ		
SYSTEME D'ANALYSE	COMPTEUR	proportionnel		
	DIMENSION FENETRE	7 x 18 mm		
	GAIN	x 16		
	TENSION DETECTEUR	2 x 905 V		
	SENSIBILITE	1000 cps / sec.	400 ou 1000 cps/sec.	
	CONSTANTE TEMPS	2 sec.	2 sec.	
ENREGISTREMENT	VITESSE DEFILEMENT	1 cm / mn	1 à 2 cm / mn	

Fig. A. II-1 : Réglages du diffractomètre utilisés pour l'analyse des préparations d'argiles (Holtzapfel, 1985).

Traitement des minéraux argileux

Les préparations orientées subissent trois passages successifs au diffractomètre :

- sans traitement préalable des argiles (simple séchage à l'air de la préparation orientée) ;
- après saturation par l'éthylène-glycol. Ce produit a la propriété de remplacer les molécules d'eau situées dans l'espace interfoliaire de certaines argiles (smectites en particulier) et d'augmenter la distance réticulaire entre les plans 001 puisque les molécules d'éthylène-glycol sont plus volumineuses que les molécules d'eau ;
- après chauffage à 490°C pendant deux heures. Ce traitement provoque le départ des molécules d'eau situées dans l'espace interfoliaire et par conséquent, une diminution de la distance réticulaire entre les plans 001. De plus, la kaolinite devient amorphe et ne présente donc plus de raie de diffraction.

L'examen combiné des trois diffractogrammes permet, dans la plupart des cas, de déterminer les assemblages argileux.

Dans certains cas cependant, un quatrième essai (saturation par l'hydrazine-hydrate) permet de caractériser la kaolinite.

CALCIMETRIES

LeCaCO₃ des échantillons de silts a été dosé à l'aide du Calcimètre de Bernard. Les données sont en pourcentage de CaCO₃.

GRANULOMETRIES

Les échantillons de silts ont fait l'objet d'analyses granulométriques afin d'estimer le pourcentage d'argiles contenus dans ces silts.

L'appareil utilisé au Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de Lille est un granulomètre à diffraction laser de marque Malvern Instruments. Il est constitué d'un laser, d'un bain à ultrasons et le tout assisté par ordinateur.

	1	2	3	4	5	6	7
	Echantillons	SMECTITE	ILLITE	CHL + KAOL	Calcimétries	Profondeurs	% d'argiles
1	93 FRA 24	55	30	15	14,76	2160	6.2
2	93 FRA 23	60	25	15	12,86	1800	5.8
3	93 FRA 22	50	30	20	18,37	1480	3.8
4	93 FRA 20	55	25	20	10,9	1390	5.9
5	93 FRA 19	45	35	20	10,5	1240	9.8
6	93 FRA 17	50	30	20	10,86	1200	9.6
7	93 FRA 15	40	35	25	8,88	1150	9.2
8	93 FRA 07	50	30	20	7,59	450	16.3
9	93 FRA 03	65	20	15	4,97	420	14.9
10	93 FRA 02	40	35	25	5,92	410	11.9
11	93 FRA 01	75	15	10	3,34	400	11.8
12	93 FRA 12	55	25	20	32,83	180	
13	93 FRA 11	50	30	20	8,41	80	
14	93 FRA 10	45	30	25	5,94	50	
15	93 FRA 08	45	30	25	6,59	0	

	1	2	3	4	5	6	7
	Colonne 1	SMECTITE	ILLITE	CHL + KAOL	IS	CALCIMETRIES	PROFONDEURS
1	93 MOR 47	35	40	25		6,14	50
2	93 MOR 45	65	20	15		23,51	40
3	93 MOR 44	75	15	10		15,94	30
4							20
5	93 MOR 43	65	20	15		10,16	10
6	93 MOR 41	60	20	20		14,89	0
7							

Fig. A.II-2 : Résultats des analyses diffractométriques et granulométriques des argiles de Frasertown et Morere.

	1	2	3	4	5	6	7
	Echantillons	SMECTITE	ILLITE	CHL+ KAOL	Calcimétries	Profondeurs	% d'argiles
1	93 MAH 03	45	30	25	26,1	2300	6,9
2	93 MAH 04	35	35	30	3,88	2290	11,9
3	93 MAH 08	20	50	30		2280	9,8
4	93 MAH 09	25	45	30	4,7	2270	9,2
5	93 MAH 11	30	45	25	11,12	2260	14,8
6	93 MAH 82	50	30	20	19,14	2200	14,6
7	93 MAH 83	55	30	15	16,02	2100	15,2
8	93 MAH 84	70	20	10	16,81	2090	11,5
9	93 MAH 86	55	25	20	23	2080	14
10	93 MAH 87	55	25	20	18,55	1840	15,8
11	93 MAH 89	30	45	25	5,28	1800	15
12	93 MAH 92	50	30	20	21,27	1600	17
13	93 MAH 93	55	25	20	21,69	1580	16,7
14	93 MAH 79	60	25	15	26,57	1540	16,5
15	93 MAH 78	55	25	20	22,72	1530	18
16	93 MAH 76	50	30	20	20,84	1520	18,4
17	93 MAH 74	60	25	15	24,12	1510	16,1
18	93 MAH 71	55	25	20	20,59	1500	19,2
19	93 MAH 80	55	25	20	20,65	1470	18,3
20	93 MAH 68	40	35	25	16,74	1370	13,1
21	93 MAH 67	50	30	20	8,18	1320	12
22	93 MAH 64	95	0	5	2,54	1250	19,4
23	93 MAH 63	50	30	20	10,18	1230	10,2
24	93 MAH 62	65	20	15	9,78	1220	13,5
25	93 MAH 61	65	20	15	8,78	1210	11,8
26	93 MAH 56	60	25	15	8,09	1200	11,1
27	93 MAH 53	45	35	20	7,04	1160	12
28	93 MAH 52	70	20	10	26,56	1060	14
29	93 MAH 50	65	20	15	27,04	980	12,9
30	93 MAH 49	60	25	15	18,67	970	12,2
31	93 MAH 48	60	25	15	31,24	940	16,7
32	93 MAH 47	60	25	15	17,35	920	24
33	93 MAH 44	55	30	15	21,05	900	26,9
34	93 MAH 43	65	20	15	24,48	820	27,4
35	93 MAH 42	50	30	20	25,3	760	17,8
36	93 MAH 40	55	25	20	21,3	680	13,8
37	93 MAH 38	40	40	20	6,98	640	13,6
38	93 MAH 29	55	30	15	16,57	510	13,4
39	93 MAH 27	50	30	20	16,8	480	12,9
40	93 MAH 24	45	35	20	13,62	380	10
41	93 MAH 19	45	35	20	13,09	300	16,1
42	93 MAH 15	90	5	5	3,97	280	5,9
43	93 MAH 13	50	35	15	15,95	250	10,1
44	93 MAH 22	45	35	20	18,39	200	15,8
45	93 MAH 37	45	30	25	24,18	190	18,7

Fig. A.II-3 : Resultats des analyses diffractométriques et granulométriques des argiles de Mahia

	1	2	3	4	5	6	7	8
	ECHANTILLONS	SMECTITE	ILLITE	CHL + KAOL	I.S	CALCIMETRIES	Profondeur	âges (Ma)
1	93 WK 90	45	30	25	0	4,7	4200	3,45
2	93 WK 88	95	2	2	1		4110	4
3	93 WK 87	65	20	15	0	8,8	4100	4,5
4	93 WK 82	50	30	20	0	7,9	3700	5
5	93 WK 80	40	35	25	0		3600	5,5
6	93 WK 74	50	30	20	0	4,3	3070	6,6
7	93 WK 72	55	25	20	0	3,8	3060	6,65
8	93 WK 70	50	30	20	0		2990	6,83
9	93 WK 69	65	20	15	0	4,6	2700	7,21
10	93 WK 67	50	30	20	0	8	2300	7,9
11	93 WK 62	50	30	20	0	6,9	2035	8,5
12	93 WK 61	45	30	25	0	5,4	2030	8,6
13	93 WK 59	45	35	20	0	3,4	1990	8,62
14	93 WK 56	30	45	25	0		1950	8,65
15	93 WK 54	40	35	25	0	3,4	1945	8,68
16	93 WK 52	45	35	20	0	7,5	1845	8,7
17	93 WK 50	40	35	25	0	6,9	1840	8,9
18	93 WK 48	35	40	25	0		1040	10,4
19	93 WK 44	50	30	15	5	7,6	900	11
20	93 WK 41	55	25	15	5	4,3	880	11,3
21	93 WK 38	50	30	20	0		780	11,82
22	93 WK 37	60	25	15	0	12,5	620	12,34
23	93 WK 34	50	30	20	0	5	615	12,86
24	93 WK 33	55	30	15	0	6,4	610	13,38
25	93 WK 31	45	35	20	0	5,1	420	13,9
26	93 WK 26	35	35	30	0		350	14,42
27	93 WK 23	50	30	20	0	3,4	310	14,94
28	93 WK 22	45	35	20	0		300	15,46
29	93 WK 16	55	30	15	0		230	15,98
30	93 WK 15	50	25	20	5	6,8	60	16,5
31	93 WK 10	25	45	30	0		10	17,25
32	93 WK 05	25	35	30	0	0,6	0	119
33	93 WK 04	30	35	35	0			120

Fig. A.II-4 : Resultats des analyses diffractométriques et granulométriques des argiles de Waikaremoana

MINÉRALOGIE DES GRÈS

MÉTHODES

Étant donné le contexte de marge active de la région étudiée, la méthode utilisée dans ce mémoire est celle des principaux travaux concernant la minéralogie des arénites dans ce type d'environnement géodynamique.

Les paramètres distingués ici sont présentés dans le tableau ci-dessous.

	Paramètres comptés	Paramètres calculés
C	Ciment ou matrice	
Qm	Quartz monocristallin	
Qp	Quartz polycristallin (chert inclus)	$Q = Qm + Qp$
K	Feldspath potassique	
P	Feldspath plagioclase	$F = K + P$
Ls	Grains de roche sédimentaire	$L = Ls + Lv$
Lv	Grains de roche magmatique	$Lt = L + Qp$
G	Grains de glauconie	
M	Phyllosilicates	
D	Minéraux lourds	

Les résultats sont reportés dans le tableau suivant :

ECHANTILLON: MATRICE	Qm	Qp	Ls	Lv	Falc	Fpl	G	M	
93 MAH 23	23,1	12,2	2,1	0,9	0,6	35,8	24,1	0	1,2
93 MAH 20	24,4	0,9	0	0	64,1	6,4	3,8	0,36	0
93 MAH 21	27,6	0,8	0,3	0	57,1	7,9	5	0	1,3
93 MOR 28	22,4	11,4	3,8	11,1	0	35,3	9,5	5,1	1,4
93 MOR 42	27,2	2	4,2	14	7,6	32,4	8,4	4,2	0
93 MOR 11	29,8	5,8	3,8	9,4	6	35,4	5,6	2,8	1,4
93 WK 35	21,1	10,4	1,4	2	0	59,3 (Alc+Pl)		4,6	1,2
93 WK 39	29,3	8,6	2	6	0	40,4	10,1	3,2	0,4
93 WK 43	24,3	5,2	3,8	2	0	52,4	10,1	1	1,2
	Quartz	Feldspaths	Lithiques						
93 MAH 23	19	79	2						
93 MAH 20	1	14	85						
93 MAH 21	1,5	18	80,5						
93 MOR 28	21	63	16						
93 MOR 42	9	61	30						
93 MOR 11	12	68	20						
93 WK 35	16	81	3						
93 WK 39	16	75	9						
93 WK 43	12	85	3						

Fig. A.II-5 : Résultats de l'analyse modale des échantillons exploités.

ANNEXE 3

Le programme SUBSILOG a été établi en collaboration avec Michel Dubois de l'USTL (partie programmation). Il est présenté dans cette annexe en version Quick Basic. L'extension du programme comprend la quantification de la subsidence tectonique dans le cas d'un réajustement local de type Airy.

LA SUBSIDENCE TECTONIQUE

Les étapes nécessaires à la quantification de la subsidence tectonique sont les suivantes :

- choisir un type de compensation isostatique (locale ou régionale) afin d'estimer la réponse de la lithosphère à la charge et par conséquent la subsidence tectonique ;
- décompacter la pile sédimentaire ;
- effectuer un certain nombre de corrections comme l'effet des variations du niveau marin et des paléopronfondeurs de dépôts.

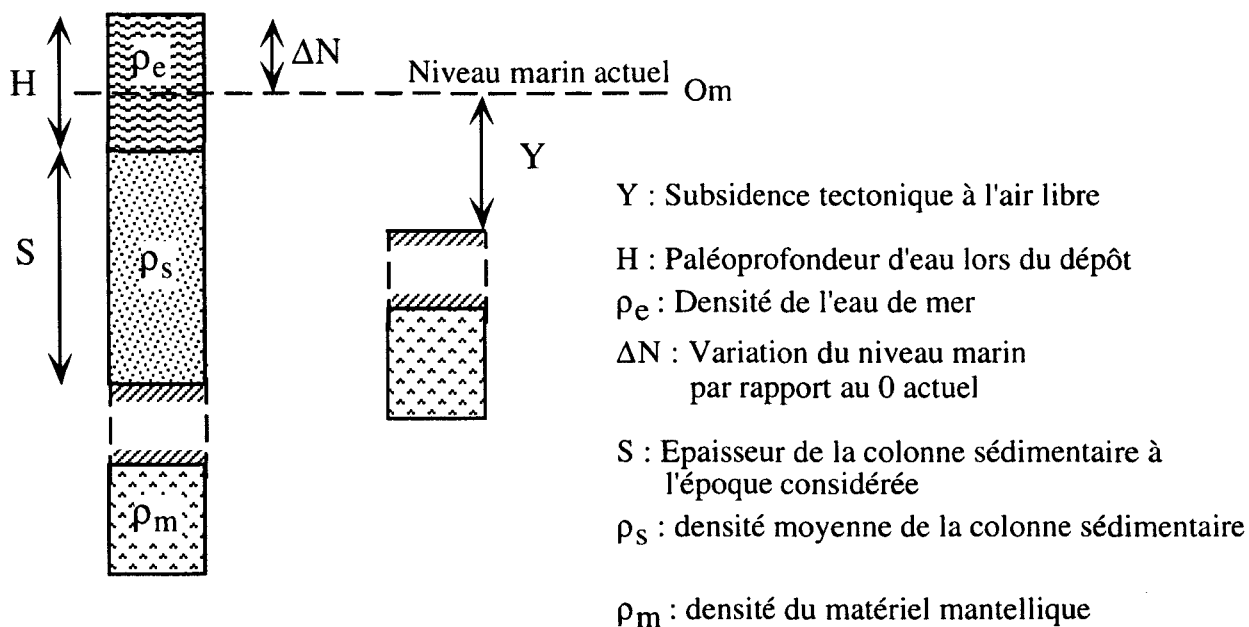
Moyennant des incertitudes concernant les données (âge, épaisseur des séries, paléopronfondeurs de dépôt, ...) ainsi que les modèles choisis (compensation isostatique, décompaction mécanique, ...) ces calculs permettent d'approcher de manière significative les principales variations de la subsidence.

EQUATION GÉNÉRALE DE LA SUBSIDENCE TECTONIQUE

La subsidence tectonique (Y) est le principal paramètre que l'on va chercher à quantifier. Pour cela, on utilise la formule suivante :

$$Y = S \left[\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m} \right] + H \left[\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m} \right] - \Delta N \quad [3]$$

Les paramètres de cette équation sont illustrés par la figure suivante



Principe général du calcul de la subsidence tectonique

La subsidence tectonique représente généralement 20 à 40 % de la subsidence totale (Brunet, 1989).

Remarque

Pour les raisons évoquées en début de ce chapitre (problème de quantification des réajustements isostatiques dans un domaine de marge active), il n'est pas possible de quantifier réellement la subsidence tectonique. On ne peut avoir qu'une approche de l'enfouissement du substratum établi d'après les colonnes décompactées et d'après les corrections de paléotranches d'eau et des variations eustatiques.

Néanmoins, des calculs ont été effectués afin d'envisager une réponse isostatique simple de la marge active. Ceci permet de comparer les résultats obtenus aux taux de subsidence calculés dans les domaines stables.

LISTING DU PROGRAMME SUBSILOG

```

REM a changer :
REM supprimer le reajustement isostatique affichage quand option non
choisie
REM modifier place de "Ge" dans le graphique
REM conserver le "zero marin" a chaque époque et sauver en format XL

REM *****
REM           C O M P A C T I O N
REM *****
REM Auteur : Michel Dubois, USTLille, UFR Sciences de la Terre
REM Lancement du projet : 15 mars 1996
REM Version définitive :
```

```
DEFDBL a,b,c,d,t,w,x,z
DEFINT i,j,k
envir=2
```

```
WINDOW CLOSE 1
```

```
MENU 1,0,1,"Fichier"
MENU 1,1,1,"Quitter":CmdKey 1,1,"Q"
MENU 2,0,1,"Calculs"
MENU 2,1,1,"Calcul ponctuel":CmdKey 2,1,"P"
MENU 2,2,1,"Colonne à décompacter":CmdKey 2,2,"N"
MENU 3,0,1,"Entrées/sorties"
MENU 3,1,0,"Imprimer résultats":CmdKey 3,1,"I"
MENU 3,2,0,"Sauver les résultats":CmdKey 3,2,"S"
MENU 3,3,0,"Sauver en format XL"
MENU 3,4,0,"Copier graphe":CmdKey 3,2,"C"
MENU 4,0,1,"Environnement"
MENU 4,1,envir,"Réajustement isostatique"
MENU 5,0,1,"Aide"
MENU 5,1,1,"A propos de...":CmdKey 4,1,"H"
MENU ON
ON MENU GOSUB TraiteMenu
Fin=1:WHILE Fin<>0:WEND
END
```

```
TraiteMenu:
nc=MENU(0):nl=MENU(1)
MENU OFF
ON nc GOSUB Fichier,Calculs,IO,Environnement,Aide
MENU ON
RETURN
```

```
Fichier:
Fin=0
RETURN
```

```
Environnement:
envir=envir MOD 2+1:MENU 4,1,envir
RETURN
```

```
IO:
ON nl GOSUB Imprimer,Sauver,XL,PressePapier
RETURN
```

```
PressePapier:
OPEN "clip:picture" FOR OUTPUT AS 1
PRINT #1,PICTURE$
CLOSE#1
RETURN
```

```
Sauver:
nf$=FILES$(0,"Entrer le nom du fichier")
GOSUB AffichageResultats
RETURN
```

```
Imprimer:
nf$="LPT1:":GOSUB AffichageResultats
RETURN
```

```
XL:
sep$=CHR$(9)
nf$=FILES$(0,"Nom du fichier")
OPEN nf$ FOR OUTPUT AS #1
PRINT #1,"Age";sep$;"Paleobath";sep$;"z (substr)";sep$;"z (totale)"
FOR i=1 TO NbTerrains-1
```

```

        PRINT #1, Age(i); sep$;
        PRINT #1, c(i+1, 6); sep$;
        PRINT #1, ProfSub(i+1); sep$;
        PRINT #1, ProfSubCor(i)
    NEXT i
    CLOSE#1
RETURN

Calculs:
WINDOW 1, "", (10, 30) - (530, 380), 2
MENU 3, 1, 0: MENU 3, 2, 0: MENU 3, 3, 0: MENU 3, 4, 0
IF LastCalcul=1 THEN ERASE c, ProfSub, z, Age, ProfSubCor, Rhocol, Y
ON nl GOSUB NouveauCalcul, Colonne
RETURN

Colonne:
CLS
LastCalcul=1
CALL MOVETO (10, 20)
NbTerrains=0
WHILE NbTerrains<2
    LINE INPUT "Nombre de terrains (>1) : "; NB$
    NbTerrains=VAL(NB$)
WEND
DIM c(NbTerrains, 8), ProfSub(NbTerrains)
FOR i=1 TO NbTerrains
    CLS
    PRINT "Terrain numéro"; i
    GOSUB BoutonsNature
    c(i, 1)=rback
    c(i, 2)=VAL(EDIT$(1))
    c(i, 3)=VAL(EDIT$(2))

NbTerrains: ProduitAge=ProduitAge*c(i, 3): NEXT
    c(i, 6)=VAL(EDIT$(3))
    EDIT FIELD CLOSE 0
    RESTORE DataTerrains
    FOR j=1 TO c(i, 1)
        READ c(i, 4), c(i, 5), c(i, 7)
    NEXT j
NEXT
CLS: nf$="SCRN:": GOSUB Recapitulatif
BUTTON 1, 1, "Ok", (10, 250) - (90, 270)
BUTTON 2, 1, "Imprimer le récapitulatif", (100, 250) - (300, 270)
BUTTON 3, 1, "Enreg. le récapitulatif", (310, 250) - (510, 270)
r=0: WHILE r=0: r=DIALOG(0): WEND
IF DIALOG(1)=2 THEN nf$="LPT1:": GOSUB Recapitulatif
IF DIALOG(1)=3 THEN
    nf$=FILES$(0, "Nom du fichier")
    IF nf$<>" " THEN GOSUB Recapitulatif
    END IF

    BUTTON CLOSE 0: CLS
    GOSUB decompactage
    IF ProduitAge<>0 THEN CALL GRAPH(Age(), ProfSubCor(), Y(), NbTerrains-1)
RETURN

BoutonsNature:
DataNature:
DATA 5, Grès, Argile, Calcaire, Siltstone, Conglomérat
RESTORE DataNature
READ NombreNature
FOR j=1 TO NombreNature
    READ n$
    BUTTON j, 1, n$, (20, 25+30*(j-1)) - (150, 45+30*(j-1)), 2
NEXT

```

```

rback=1:BUTTON rback,2
BUTTON NombreNature+1,0,"Ok", (20,300)-(100,320),1
yoc=NombreNature*30+30
xo=120
CALL MOVETO(10,yoc+10):PRINT "Top"
LastValue=c(i-1,2)
CALL MOVETO(xo,yoc+10):PRINT USING"##.### km";LastValue
CALL MOVETO(10,yoc+40):PRINT "Bottom (km)"
EDIT FIELD 1,"", (xo,yoc+30)-(200,yoc+44)
LastAge=c(i-1,3)
CALL MOVETO(10,yoc+70):PRINT "Age (Ma)"
EDIT FIELD 2,"", (xo,yoc+60)-(200,yoc+74)
CALL MOVETO(10,yoc+100):PRINT "Paleobathy. (km)"
EDIT FIELD 3,"", (xo,yoc+90)-(200,yoc+104)
champcourant=1:EDIT FIELD champcourant
salida=0:WHILE salida<>1

```

r=0

r<>7):r=DIALOG(0):WEND

IF VAL(EDIT\$(1))=0 THEN

BUTTON

NombreNature+1,0

ELSE

BUTTON

NombreNature+1,1

END IF

boutonchoisi=DIALOG(1)

IF (r=2) THEN champcourant=DIALOG(2)

IF (r=6) THEN GOSUB Testsortie

IF (r=7) THEN

champcourant=champcourant M

+1

EDIT FIELD champcourant

END IF

IF (r=1) THEN

THEN

GOSUB Testsortie

ELSE

BUTTON rback,1

BUTTON boutonchoisi,2

rback=boutonchoisi

END IF

END IF

WEND

BUTTON CLOSE 0

RETURN

Testsortie:

IF VAL(EDIT\$(1))<=LastValue THEN

BEEP

1:champcourant=1

ELSE

salida=1

END IF

RETURN

Recapitulatif:

OPEN nf\$ FOR OUTPUT AS 1

```

CALL TEXTFONT(22):CALL TEXTSIZE(12)
PRINT#1, " Récapitulatif"
PRINT#1, :PRINT#1, " ";STRING$(69,"-")
PRINT#1, " | Terrains | z(km) | Age(Ma) | Paleobathy | fo
| c |"
PRINT#1, " ";STRING$(69,"-")
FOR i=1 TO NbTerrains
  RESTORE DataNature:READ f
  FOR j=1 TO c(i,1):READ nature$:NEXT
  PRINT#1, " | ";
  PRINT#1, LEFT$(nature$+SPACE$(10),10);" |";
  PRINT#1, USING"####.## |";c(i,2);
  PRINT#1, USING"####.## |";c(i,3);
  PRINT#1, USING" ####.## |";c(i,6);
  PRINT#1, USING"###.## |";c(i,4);
  PRINT#1, USING"###.## |";c(i,5)
NEXT i
PRINT#1, " ";STRING$(69,"-")
CLOSE #1

```

```

CALL TEXTFONT(1):CALL TEXTSIZE(12)
RETURN

```

Attente:

```

BUTTON 1,1,"Ok", (10,250)-(90,270)
r=0:WHILE r=0:r=DIALOG(0):WEND
BUTTON CLOSE 0:CLS

```

RETURN

decompactage:

```

CLS:PRINT "Decompactage de la colonne en cours":PRINT
ProfSub(1)=c(NbTerrains,2)
DIM z(NbTerrains,NbTerrains)
DIM Rhocol(NbTerrains)
FOR j=1 TO NbTerrains:z(1,j)=c(j,2):NEXT
FOR i=2 TO NbTerrains
  PRINT "Etape ";i:PRINT
  z(i,i-1)=0
  Rhocol(i)=0
  FOR j=i TO NbTerrains
    c=c(j,4)/c(j,5)
    d=c(j,5)
    a=1
    b=-(z(i-1,j)-z(i-1,j-1))-z(i,j-1)+c*(EXP(-d*z(i-1,j-1))-EXP(-
d*z(i-1,j))-EXP(-d*z(i,j-1)))
    T1=0:T2=10:e=.00001:GOSUB DetailCalculs
    z(i,j)=t
    Dz=(z(i,j)-z(i,j-1))
    porosity=c*(EXP(-c(j,5)*z(i,j-1))-EXP(-c(j,5)*z(i,j)))/Dz
    rho=porosity*1.03+(1-porosity)*c(j,7)
    Rhocol(i)=Rhocol(i)+Dz*rho
  NEXT j
  ProfSub(i)=z(i,NbTerrains)
  Rhocol(i)=Rhocol(i)/ProfSub(i)
NEXT i
DIM Age(NbTerrains-1),ProfSubCor(NbTerrains-1),Y(NbTerrains-1)
FOR i=1 TO NbTerrains-1
  Age(i)=c(i,3)
  CALL Niveaumarin(Age(i),paleobathycor)
  ProfSubCor(i)=ProfSub(i+1)+c(i+1,6)+paleobathycor
  GOSUB CALCDSL
  Y(i)=ProfSub(i+1)*(3.33-Rhocol(i+1))/2.3+c(i+1,6)-1.4478*DSL
NEXT
CLS:nf$="SCRN:":GOSUB AffichageResultats
MENU 3,1,1:MENU 3,2,1:MENU 3,3,1

```

```

    IF ProduitAge<>0 THEN GOSUB Attente
RETURN

CALCDSL:

RETURN

AffichageResultats:
OPEN nf$ FOR OUTPUT AS #1
CALL TEXTFONT(22):CALL TEXTSIZE(9)
PRINT #1,
GOSUB trait
PRINT #1,SPACE$(10);"          fo      c      Age      Present  ";
FOR i=1 TO NbTerrains-1
    IF c(i,3)=0 THEN
        PRINT#1, "      Etape";i;"      ";
    ELSE
        PRINT#1, "      Etape";i;"      ";
    END IF
NEXT i
PRINT #1,
GOSUB trait
FOR i=1 TO NbTerrains
    RESTORE DataNature:READ f
    FOR j=1 TO c(i,1):READ nature$:NEXT
    PRINT#1,"      ";LEFT$(nature$+SPACE$(12),12);
    PRINT #1,USING"##.##";c(i,4);
    PRINT #1,USING"##.##";c(i,5);
    IF c(i,3)<>0 THEN PRINT #1,USING" ##.##";c(i,3); ELSE PRINT #1," /
";
    FOR j=1 TO NbTerrains
        IF z(j,i)<>0 THEN GOSUB format1 ELSE PRINT #1,SPACE$(13);
    NEXT j
    PRINT #1,
NEXT i
GOSUB trait
PRINT #1,
IF envir=2 THEN GOSUB Isostatique
CALL TEXTSIZE(12)
CLOSE#1
RETURN

trait:
PRINT #1,"      ";STRING$(27,"-");
FOR i=1 TO NbTerrains:PRINT #1,STRING$(12,"-");:NEXT i
PRINT #1,
RETURN

format1:
PRINT#1, USING"   ####";1000*z(j,i-1);
PRINT #1,"-";
PRINT#1, USING"#### ";1000*z(j,i);
RETURN

Isostatique:
PRINT #1," Réajustement isostatique";
PRINT #1,SPACE$(15);
FOR i=1 TO NbTerrains-1
    PRINT#1,USING"   #### ";1000*Y(i);
NEXT i
PRINT #1,
RETURN

REM ***** Graphisme *****

```

```

SUB GRAPH(xe(),ye(),y2e(),ne) STATIC
WINDOW 3,"", (10,30)-(500,330),2
CALL TEXTSIZE(9)
xo=390:yo=280:dir=-1:dirx=-1
dimpoint=5
larg=350:height=250
pas=10
xmin=x(1):xmax=x(1)
ymin=y(1):ymax=y(1)
xmin=0:ymin=0
FOR i= 1 TO ne
    IF x(i)>xmax THEN xmax=x(i)
    IF y(i)>ymax THEN ymax=y(i)
NEXT
deltax=(xmax-xmin)
puisx=INT(LOG(deltax)/LOG(10))
xgmin=INT(xmin*10^(-puisx))*10^puisx
xgmax=INT(xmax*10^(-puisx))*10^puisx+10^(puisx)
deltaxg=(xgmax-xgmin)
pasx=deltaxg*10^(-puisx)
echh=larg/deltaxg
deltay=(ymax-ymin)
puisy=INT(LOG(deltay)/LOG(10))
ygmin=INT(ymin*10^(-puisy))*10^puisy
ygmax=INT(ymax*10^(-puisy))*10^puisy+10^(puisy)
deltayg=(ygmax-ygmin)
pasy=deltayg*10^(-puisy)
echv=height/deltayg
CLS
PICTURE ON
SHOWPEN
CALL MOVETO(xo,yo)
CALL LINE(dirx*larg,0)
CALL LINE(0,dir*height)
CALL LINE(-dirx*larg,0)
CALL LINE(0,-dir*height)
CALL MOVE(0,dir*height)
FOR i=0 TO pasx
    CALL MOVETO(xo+dirx*(echh*i*10^(puisx)),yo+dir*height)
    CALL MOVE(0,-5)
    CALL LINE(0,10)
    CALL MOVE(-10,dir*15):PRINT xgmin+i*10^(puisx);
    CALL MOVE(10,-15)
NEXT
CALL MOVE(-larg,-height)
FOR i=0 TO pasy
    CALL MOVETO(xo,yo+dir*(echv*i*10^(puisy)))
    CALL MOVE(-5,0)
    CALL LINE(10,0)
    CALL MOVE(-dirx*10,5):PRINT ygmax-i*10^(puisy);
    CALL MOVE(40,-5)
NEXT
FOR i=1 TO ne
    x=dirx*((x(i)-xgmin)*echh)+xo
    Y=yo+dir*(height-((y(i)-ygmin)*echv))
    CALL MOVETO(x-dimpoint/2,Y-dimpoint/2)
    CALL LINE(dimpoint,0):CALL LINE(0,dimpoint)
    CALL LINE(-dimpoint,0):CALL LINE(0,-dimpoint)
NEXT
FOR i=1 TO ne
    x=dirx*((x(i)-xgmin)*echh)+xo
    Y=yo+dir*(height-((y2e(i)-ygmin)*echv))
    CALL MOVETO(x-dimpoint/2,Y-dimpoint/2)
    LINE(x-dimpoint/2,Y-dimpoint/2)-(x+dimpoint/2,Y+dimpoint/2),33,bf

```

```

NEXT
  LOCATE 23,52:PRINT "Profondeur (km)";
  LOCATE 4,9:PRINT "Age (Ma)";
  PICTURE OFF
  MENU 3,4,1
END SUB

REM ***** Nouveau Calcul *****

NouveauCalcul:
  PRINT "La formule générale est :  $ax+b+c*exp(-dx) = 0$ "
  GOSUB EditChamps

' extraction
  a=VAL(EDIT$(1))
  b=VAL(EDIT$(2))
  c=VAL(EDIT$(3))
  d=VAL(EDIT$(4))
  T1=VAL(EDIT$(5))
  T2=VAL(EDIT$(6))
  e=VAL(EDIT$(7))
  BUTTON CLOSE 0:EDIT FIELD CLOSE 0:CLS
  GOSUB DetailCalculs
  nf$="SCRN:":GOSUB Affichage
  Y=200
  BUTTON 1,1,"Continuer", (10,Y)-(110,Y+20),1
  BUTTON 2,1,"Imprimer", (130,Y)-(230,Y+20),1
  BUTTON 3,1,"Quitter", (250,Y)-(350,Y+20),1
  WHILE DIALOG(0)<>1:WEND
  IF DIALOG(1)=2 THEN
      nf$="LPT1:"
      GOSUB Affichage
  END IF
  IF DIALOG(1)=3 THEN Fin=0
  WINDOW CLOSE 1
RETURN

DetailCalculs:
  DEF FN LIN(z)=a*z+b
  DEF FN EXPO(z)=c*EXP(-d*z)
  delta=10:WHILE delta>e
      T3=(T2+T1)/2
      x1=FN LIN(T1):y1=FN EXPO(T1)
      x2=FN LIN(T2):y2=FN EXPO(T2)
      x3=FN LIN(T3):y3=FN EXPO(T3)
      'PRINT T1;T2;T3:INPUT f$
      wt1=x1+y1
      wt2=x2+y2
      wt3=x3+y3
  T1=T3
      delta=ABS(T2-T1)
  WEND
  t=(T2+T1)/2
RETURN

Affichage:
  OPEN nf$ FOR OUTPUT AS 1
  PRINT #1,"Etude de la compaction : "
  PRINT #1," "
  PRINT #1,USING"##";a;
  PRINT #1,"*x";
  PRINT #1,USING"+#.###";b;
  PRINT #1,USING "+#.###";c;
  PRINT #1,"*EXP(-";

```



```

PRINT #1, USING "#.##";d;
PRINT#1, "*x) = 0"
PRINT #1, ""
PRINT #1, "x = ";t;" km"
PRINT #1, ""
CLOSE #1
RETURN

REM ***** Fenetre d'aide *****

Aide:
WINDOW 1, "", (50,110)-(500,290),2:CLS
CALL TEXTFONT(4)
PRINT
CALL TEXTFACE(1)
Length=54
Textaide:
DATA 9
DATA "Logiciel conçu par Michel Dubois", ""
DATA "Université des Sciences et Technologies de Lille"
DATA "UFR des Sciences de la Terre"
DATA "59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX", ""
DATA "Mars 1995", ""
DATA "Demandeur : Christophe Buret"
RESTORE Textaide
READ Nbt%
FOR i%=1 TO Nbt%
    READ p$
    CALL CenterBold(p$,Length)
NEXT i%
MOUSE ON
WHILE MOUSE(0)<>1:WEND
MOUSE OFF
CALL TEXTFONT(22)
CALL TEXTFACE(0)
WINDOW CLOSE 1
RETURN

SUB Bold(p$) STATIC
CALL TEXTFACE(1)
PRINT p$
CALL TEXTFACE(0)
END SUB

SUB CenterBold(p$,Length) STATIC
Decalage%=(Length-LEN(p$))/2
p$=SPACE$(Decalage%)+p$
CALL Bold(p$)
END SUB

REM ***** Gestion des champs d'edition *****

EditChamps:
REM Edition des champs
xot=10:xoc=120
yo=60
RESTORE Datachamps
READ NbChamps
GOSUB GestionChamps
RETURN

Datachamps:
DATA 7,"a", "", "b", "", "c", "", "d", ""
DATA "borne inférieure",0,"borne supérieure",10,"précision",0.0001
RETURN

```

GestionChamps:

```

FOR i=1 TO NbChamps
  READ Titre$,Contenu$
  CALL MOVETO (xot,yo+(i-1)*30+10):PRINT Titre$
  EDIT FIELD i,Contenu$, (xoc,yo+(i-1)*30)-(xoc+80,yo+(i-1)*30+14)
NEXT
BUTTON 1,0,"Ok", (xot,yo+i*30)-(xot+80,yo+20+i*30)
champcourant=1:EDIT FIELD champcourant
q=0:WHILE (q<>1)
  r=0:WHILE (r=0):r=DIALOG(0):WEND
  IF ((r=1) OR (r=6)) THEN IF Produit<>0 THEN q=1

```

Activation

```

+1:GOSUB Activation
  WEND
RETURN

```

IF (r=7) THEN champcourant

Activation:

```

EDIT FIELD champcourant
Produit=1
FOR i=1 TO 4
  Produit=VAL(EDIT$(i))*Produit
NEXT
IF (Produit<>0) THEN BUTTON 1,1 ELSE BUTTON 1,0
RETURN

```

REM ***** Anciennes routines *****

OLD:

```

PRINT #1,"Terrain";sep$;"fo";sep$;"c";sep$;"Age";sep$;"Present";sep$;
FOR i=1 TO NbTerrains-1
  IF c(i,3)=0 THEN PRINT#1, " Etape";i;sep$ ELSE PR
STR$(c(i,3))+ " Ma";sep$;
NEXT i
PRINT #1,
FOR i=1 TO NbTerrains
  RESTORE DataNature:READ f
  FOR j=1 TO c(i,1):READ nature$:NEXT
  PRINT#1," ";nature$;sep$;
  PRINT #1,c(i,5);sep$;c(i,4);sep$;
  IF c(i,3)<>0 THEN PRINT #1,c(i,3);sep$; ELSE PRINT #1,"/";sep$
  FOR j=1 TO NbTerrains
    IF z(j,i)<>0 THEN PRINT#1,1000*z(j,i);sep$; ELSE PRINT #1,sep$;
  NEXT j
  PRINT #1,
NEXT i
RETURN

```

REM ***** Data *****

DataTerrains:

```

'Sandstone
DATA 0.49,0.27,2.65
'Mudstone
DATA 0.63,.51,2.72
' Calcaire
DATA 0.7,0.71,2.71
' Siltstone
DATA 0.56,0.39,2.68
' Conglomérat
DATA 0,1,2.65
RETURN

```

```
SUB Niveaumarin (Age,paleobathycor) STATIC
paleob:
DATA 0,0,0.015,0.12,0.12,0,0.16,0.12,0.2,0.02,0.22,0.07
DATA 0.24,0.03,0.28,0.09,0.32,0.02,0.33,0.1,0.4,0.02,0.42,0.11
DATA 0.5,0.04,0.55,0.09,0.61,0.04,0.62,0.14,0.71,0.06,0.72,0.1
DATA 0.77,0.04,0.8,0.13,0.9,0.03,1,0.05,1.4,0.08,1.45,0.05
DATA 1.5,0.08,1.52,0.05,1.6,0.08,1.68,0.04,1.78,0.08,1.9,0.03
DATA 1.98,0.08,2.1,0.05,2.43,-0.062,3.6,0.029,3.85,-0.071
DATA 4.03,-0.067,4.7,-0.092,5.4,-0.021,5.7,-0.083,6.1,-0.042
DATA 6.8,-0.067,7.7,-0.017,8.9,-0.056,10.1,0.028,11.3,-0.088
DATA 12.1,-0.078,13.1,-0.117,13.6,-0.103,14.4,-0.141,15.2,-0.052
DATA 15.8,-0.142,16.1,-0.04,16.7,-0.136,17.4,-0.112,17.8,-0.119,100000,0
RESTORE paleob
x1=0
WHILE (Age>x1)
x2=x1:y2=y1
  READ x1,y1
WEND
tg=((y2-y1)/(x2-x1))
paleobathycor=tg*Age+y1-tg*x1
END SUB
```

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Fig. I-1 : La Nouvelle-Zélande dans le contexte géodynamique du Sud-Ouest Pacifique	8
Fig. I-2 : La Nouvelle-Zélande dans son contexte géodynamique	11
Fig. I-3 : Le plateau Hikurangi dans le contexte géodynamique de Nouvelle-Zélande	13
Fig. I-4 : Cycle Tuhua Cambrien-Carbonifère : schéma structural	14
Fig. I-5 : Cycle Rangitata (Permien-Crétacé inférieur : schéma structural	15
Fig. I-6 : Orogenèse Kaikoura (Miocène-Actuel), partie du cycle orogénique Kaikoura (Crétacé-Actuel)	17
Fig. I-7 : Carte et coupe des grands ensembles morphostructuraux du complexe de subduction Hikurangi	19
Fig. I-8 : Carte structurale simplifiée du front de la marge Hikurangi d'après les données de la campagne GEODYNZ-SUD, Leg 1	21
Fig. I-9 : Carte géologique simplifiée de la côte Est de l'île Nord de Nouvelle-Zélande.	24
Fig. I-10 : Coupes transversales à travers le domaine avant-arc	25
Fig. I-11 : Echelle biostratigraphique néo-zélandaise et corrélations internationales	30
Fig. I-12 : Modèle de Walther généralement utilisé en domaine de plate-forme silicoclastique	31
Fig. I-13 : Faciès turbiditique et localisation des éventails turbiditiques sur une marge	33
Fig. I-14 : Légende générale adoptée dans le mémoire	35
Fig. II-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Nord et localisation de la coupe de "Waikaremoana"	39
Fig. II-2 : Localisation des affleurements de la coupe du Lac de Waikaremoana	40
Fig. II-3 : Diagramme QFL (Quartz-Feldspaths-Lithiques) relatif à la composition des arénites du soubassement Torlesse d'après les travaux de Dickinson (1971) et de Chanier (1991)	42
Fig. II-4a : Colonne lithostratigraphique de la base de la série Miocène de Waikaremoana présentant les unités lithologiques 1 à 6.	44
Fig. II-4b : Transition entre les unités 6 et 7	45
Fig. II-5 : Diagramme QFL (Quartz-Feldspaths-Lithiques) relatif aux arénites de la base de la série miocène.	46
Fig. II-6 : Types de turbidites des unités 3 à 6 de la série miocène de Waikaremoana	49
Fig. II-7 : Colonne lithostratigraphique de l'Unité 7 de la coupe de Waikaremoana.	52
Fig. II-8 : Séquences turbiditiques des sédiments du Miocène moyen à supérieur de l'unité 7 de Waikaremoana.	53
Fig. II-9 : Colonne lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur de la coupe de Waikaremoana (unités 8 et 9)	56
Fig. II-10 : Colonne lithostratigraphique de la fin du Miocène supérieur (unité 10) de la coupe de Waikaremoana.	58
Fig. II-11 : Colonne lithologique des sédiments de la base du Pliocène (base de l'Opoitian, 5-4 Ma) de la coupe de Waikaremoana	60
Fig. II-12 : Colonne lithostratigraphique du Pliocène inférieur et supérieur de la coupe de Waikaremoana (unité 11)	62

Fig. II-13 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Waikaremoana	64
Fig. III-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Nord : localisation des coupes de Frasertown et Nuhaka.....	69
Fig. III-2 : Carte de localisation de la coupe de Frasertown	70
Fig. III-3 : Log lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur de la base de la coupe de Frasertown	72
Fig. III-4 : Log lithostratigraphique Mio-Pliocène de la coupe de Frasertown.....	74
Fig. III-5 : paysage dans la région de Frasertown montrant les séries du Miocène (unité 2 et base de l'unité 3) et de la base du Pliocène (unité 3).....	77
Fig. III-6 : Colonne lithologique des calcaires du Pliocène inférieur de la coupe de Frasertown.....	79
Fig. III-7 : Colonne lithologique de la partie supérieure des calcaires du Pliocène inférieur à supérieur de la coupe de Frasertown.	81
Fig. III-8 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Frasertown.....	83
Fig. III-9 : Carte de localisation de la coupe de Nuhaka	85
Fig. III-10 : Colonne lithostratigraphique de la coupe de Nuhaka	87
Fig. III-11 : Carte de localisation de la coupe de Morere.....	90
Fig. III-12 : Colonne lithostratigraphique de la base de la coupe de Morere (Miocène moyen)	92
Fig. III-13 : Colonne lithostratigraphique du sommet de la coupe de Morere (Mio-Pliocène)	94
Fig. IV-1 : Carte géologique simplifiée du secteur de Wairoa et localisation de la coupe de Mahia.....	101
Fig. IV-2 : Carte de localisation des coupes effectuées sur la Peninsule de Mahia.	104
Fig. IV-3 : Colonne lithostratigraphique du Miocène supérieur terminal et de la base du Miocène moyen (unités 1 et 2) de la péninsule de Mahia.	105
Fig. IV-4 : Différents types de turbidites observées dans les séries du Miocène moyen de la coupe de Mahia.	109
Fig. IV-5 : Agencement des séquences turbiditiques de l'unité 2 de la coupe de Mahia.....	110
Fig. IV-6 : Colonne lithostratigraphique du Miocène moyen à supérieur (fin de l'unité 2 et unité 3) de la coupe de Mahia.....	113
Fig. IV-7 : Déformation sédimentaire affectant des bancs de turbidites sur lesquelles ont été effectuées des mesures d'axes de plis et plans axiaux.	115
Fig. IV-8 : Colonne lithostratigraphique du Miocène supérieur (unités 4 et 5) de la coupe de Mahia.	117
Fig. IV-9 : Roll-over observé dans l'unité 5 de la côte orientale de la peninsule de Mahia.....	119
Fig. IV-10 : Colonne lithostratigraphique de la fin du Miocène supérieur (unité 6) et du Pliocène (unité 7) de la coupe de Mahia	120
Fig. IV-11 : Colonne lithologique de la barre calcaire (unité 7) du Pliocène de la coupe de Mahia.	123
Fig. IV-12 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de Mahia.	125
Fig. V-1 : Carte géologique simplifiée et localisation la Transversale de Napier	129
Fig. V-2 : Carte de localisation des coupes du Miocène terminal et du Pliocène inférieur dans le secteur de Napier	130
Fig. V-3 : Log lithostratigraphique du Miocène dans le secteur de Napier	132
Fig. V-4 : Colonnes lithostratigraphiques récapitulatif des coupes de la transition mio-pliocène	

près de Naumai.....	134
Fig. V-5 : Log lithostratigraphique de la base du Pliocène du secteur de Naumai	138
Fig. V-6 : Figures de houle dans les turbidites de l'unité 5	139
Fig. V-7 : carte de localisation des coupes dans les séries du Plio-Quaternaire dans le secteur de Napier.....	141
Fig. V-8 : A : paysage des séries du Pliocène supérieur et du Plio-Quaternaire du secteur de Napier ; B ; Coupes dans les séries de Mangapanian.....	143
Fig. V-9 : Figures sédimentaires dans les faciès conglomératiques chenalisés et les niveaux arénitiques riches en rides de courant (laminations parallèles et mégarides).....	143
Fig. V-10 : Log lithostratigraphique récapitulatif de la coupe du "Devils Elbow"	146
Fig. V-11 : Coupe de la "Kaiwaka road" et corrélation avec celle du "Devils Elbow"	149
Fig. V-12 : Log lithostratigraphique récapitulatif de la coupe des séries quaternaires de "Cape Kidnappers"	153
Fig. V-13 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la Transversale de Napier	156
Fig. VI-1 : Carte géologique simplifiée du secteur Sud de l'Ile Nord	162
Fig. VI-2 : Carte de localisation des coupes du secteur de Southern Hawke's Bay.	164
Fig. VI-3 : Contact des séries pliocènes sous le soubassement Torlesse dans la région d'Ohara Depression.....	165
Fig. VI-4 : Colonne récapitulative des séries de la dépression d'Ohara	166
Fig. VI-5 : Colonnes récapitulatives des forages effectués dans la région d'Hawke's Bay	167
Fig. VI-6 : Colonne lithostratigraphique de la coupe de Te Onepu	170
Fig. VI-7 : Carte géologique simplifiée du secteur de Makara et coupes géologiques dans le domaine	175
Fig. VI-8 : Colonne lithologique des calcaires du Pliocène supérieur du secteur de Makara	177
Fig. VI-9 : Carte structurale du secteur de Wairarapa.....	181
Fig. VI-10 : Contact entre les sédiments du Miocène supérieur et le soubassement Trias-Jurassique du Torlesse dans le secteur d'Eketahuna).....	182
Fig. VI-11 : Colonnes lithostratigraphiques dans le domaine avant-arc des secteurs d'Eketahuna et d'Alfredton	183
Fig. VI-12 : Profil sismique dans la plaine de Wairarapa	185
Fig. VI-13 : Base de la série du Miocène moyen dans le secteur de Wainuioru.....	187
Fig. VI-14 : Colonne lithostratigraphique récapitulative des séries cénozoïques du secteur de Wainuioru	189
Fig. VI-15 : Colonne lithostratigraphique récapitulative des secteurs de Mangaopari pour la période Pliocène (A) et de Hautotara pour le Pléistocène (B)	194
Fig. VI-16 : Courbes d'évolution de la subsidence du soubassement anté-Néogène dans le secteur de Wairarapa	199
Fig. VII-1 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Waikaremoana.....	208
Fig. VII-2 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Frasertown.	209
Fig. VII-3 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Nuhaka.....	210

Fig. VII-4 : Colonne récapitulative des analyses (% d'argiles, diffraction X, calcimétries) de la coupe de Mahia	211
Fig. VII-5 : Diagramme Quartz-Feldspaths-Lithiques relatif à la composition des arénites du Miocène.	215
Fig. VII-6 : Résultats des analyses effectuée à la microsonde électronique sur des échardes de verre de Mahia	219
Fig. VII-7 : Modèle de distribution des turbidites sur une marge active avec alimentation de certains bassins	224
Fig. VIII-1 : Schéma de principe de la décompaction	236
Fig. VIII-2 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Waikaremoana"	240
Fig. VIII-3 : Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Waikaremoana"	242
Fig. VIII-4 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Frasertown"	244
Fig. VIII-5: Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Frasertown" (hypothèse la plus probable).....	247
Fig. VIII-6 : Colonne lithostratigraphique récapitulative de la coupe de "Mahia"	249
Fig. VIII-7 : Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de "Mahia"	251
Fig. VIII-8 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la transversale de Napier.....	253
Fig. VIII-9 : Colonne lithostratigraphique synthétique du forage d'Hawke's Bay 1	254
Fig. VIII-10 : Courbes d'enfouissement du substratum en fonction du temps dans le secteur de Hawke's Bay	257
Fig. VIII-11 : Evolution de l'enfouissement du substratum au cours du temps sur la transversale de Wairoa	260
Fig. VIII-12 : Evolution du domaine avant-arc depuis environ 15 Ma (Transversale de Wairoa) .	261
Fig. IX-1 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques de la Transversale de Wairoa	266
Fig. IX-2 : Colonnes stratigraphiques synthétiques de la Transversale de Wairoa.....	267
Fig. IX-3 : Modèle général des relations entre faciès sédimentaires des turbidites dans les domaines de bassins de pente	268
Fig. IX-4 : Évolution du taux de sédimentation à Waikaremoana et Napier d'après les épaisseurs des sédiments sur les colonnes non décompactées.....	278
Fig. IX-5 : Charte chronostratigraphique des variations eustatiques globales	280
Fig. IX-6 : Évolution de l'enfouissement du substratum au cours du temps sur la Transversale de Wairoa	282
Fig. IX-7 : Courbes d'enfouissement du substratum à Waikaremoana, Frasertown, Mahia et Napier.	283
Fig. IX-8 : Configuration du Domaine Avant Arc durant le Cénozoïque (d'après les résultats de la Transversale de Wairoa)	287
Fig. IX-9: Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène inférieur à moyen)	289
Fig. IX-10 : Représentation schématique de la transgression sur le Domaine Avant Arc	290
Fig. IX-11 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène moyen)	291
Fig. IX-12 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Miocène supérieur)	292
Fig. IX-13 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (limite Mio-Pliocène)	294

Fig. IX-14 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Pliocène inférieur à début du Pliocène supérieur)	296
Fig. IX-15 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (Pliocène supérieur)	297
Fig. IX-16 : Reconstitution paléogéographique du Domaine Avant Arc (fin du Pliocène supérieur)	298
Fig. IX-17 : Reconstitution géodynamique de la marge au cours du Cénozoïque	302
Fig. IX-18 : La subsidence de la marge Hikurangi au Miocène : hypothèses	304
Tableau IV-1 : Résultats des mesures d'axes de plis et de plans axiaux dans les zones de slumps du Miocène moyen.	115
Tabl. VIII-1 : Valeurs des porosités de surface (f_0) et coefficients de compaction (c) utilisés pour les calculs de décompaction.....	238

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIÈRES

AVANT PROPOS	1
RÉSUMÉ	3
INTRODUCTION.....	7

CHAPITRE I :

INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU DOMAINE AVANT-ARC

I. LA MARGE ACTIVE HIKURANGI : CADRE GÉNÉRAL.....	9
A. La Nouvelle-Zélande dans le contexte du Pacifique SW	9
1. Le SW Pacifique : les limites de plaques actuelles.....	9
2. La Plaque Indo-Australienne	10
3. La Plaque Pacifique	12
B. Histoire géologique de la Nouvelle-Zélande	14
1. Le cycle orogénique Tuhua : Cambrien-Carbonifère p.p.	14
2. Le cycle orogénique Rangitata : Permien - Crétacé inférieur (290-100 Ma) ..	15
3. Le cycle orogénique Kaikoura : Crétacé supérieur - Actuel (100 - 0 Ma) ..	16
C. Le complexe de Subduction Hikurangi	19
1. Les grands ensembles morphostructuraux	19
2. Variations du dispositif.....	22
II. L'OBJET DE L'ÉTUDE : LE DOMAINE AVANT-ARC	22
A. Présentation	22
B. Les objectifs de l'étude.....	23
C. Les cibles géologiques retenues.....	25
D. Les méthodes utilisées	25
1. Le travail sur le terrain.....	26
2. Analyse des échantillons.....	26
3. Détermination et quantification des mouvements du substratum anté-néogène du ou des Bassin(s) du domaine Avant-Arc	27
III. CONCEPTION DU MEMOIRE	28
A. La terminologie utilisée	28
1. La nomenclature stratigraphique	28
2. La nomenclature sédimentologique	30
3. Les lieux géographiques	31
B. Le mémoire : organisation interne	33
1. Le plan adopté.....	33
2. L'illustration.....	35
3. Bibliographie	38

CHAPITRE II :

LE SECTEUR OCCIDENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE	39
II. LE SOUBASSEMENT	40
A. Description générale	41
B. Pétrographie	41
1. Les arénites	41
2. Les niveaux pélitiques	42
C. Age des séries	42
III. LA SÉRIE MIOCÈNE DU FLANC OCCIDENTAL DU SYNCLINAL DE WAIROA : LA COUPE DE WAIKAREMOANA	43
A. La base de la série : une sédimentation grossière (unités 1 et 2).....	43
1. Les faciès fins de base (unité 1).....	43
2. Les faciès coquilliers (unité 2).....	47
B. Développement d'une sédimentation turbiditique (unités 3 à 7)	48
1. Les silts à turbidites fines de l'unité 3	48
2. Les turbidites de l'unité 4	49
3. Les turbidites grossières de l'unité 5	50
4. Les turbidites de l'unité 6	51
5. Les silts à turbidites fines de l'unité 7	51
C. Développement de silts massifs dominants (unités 8 et 9)	51
1. Les silts massifs de base de l'unité 8	54
2. Les faciès gréseux de l'unité 9	54
3. Les silts massifs et turbidites fines de l'unité 10	57
D. Conclusion	59
IV. LES SÉDIMENTS DU PLIOCÈNE.....	59
A. Les arénites bioclastiques de base	59
B. Les séries pélitiques supérieures	61
C. Conclusion	63
V. BILAN ET CONCLUSIONS	63

CHAPITRE III :

LE SECTEUR MÉDIAN DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA

I. LE FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE WAIROA : LA COUPE DE FRASERTOWN	69
A. Introduction	69
B. Les séries sédimentaires du Miocène	70
1. Les sédiments silteux massifs (unité 1)	71
2. Les turbidites (unité 2)	73
3. Les silts du Miocène terminal (base de l'unité 3)	85
C. Les sédiments silteux et carbonatés du Pliocène inférieur	76
1. Les faciès silteux de base (unité 3 p.p.)	76
2. Les niveaux carbonatés de base : "Opoti Limestone" (unité 4).....	78
3. La sédimentation silteuse du Pliocène inférieur (unité 5)	80

4. Les faciès coquilliers des "Wakapunake Limestone" (unité 6)	81
5. Les calcaires "Tahaenui limestone" du Pliocène supérieur (unité 7).....	82
D. Conclusions	84
II. LA SERIE DE NUHAKA	85
A. Localisation	85
B. La succession lithostratigraphique.....	86
1. Les formations turbiditiques du Miocène moyen (unité 1)	86
2. Les silts massifs (unité 2)	88
3. Les calcaires du Pliocène supérieur (unité 3)	88
C. Conclusions.....	89
III. LA SERIE DE MORERE	90
A. Introduction	90
B. Les séries	91
1. Les formations du Miocène	91
2. Les calcaires bioclastiques.....	95
C. Conclusion	95
IV. SYNTHESE.....	96

CHAPITRE IV :

LE SECTEUR ORIENTAL DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA - LA PENINSULE DE MAHIA

I. PRESENTATION GENERALE.....	101
II. LE SOUBASSEMENT : APERCU SUCCINCT	102
A. Le Crétacé.....	102
B. Les séries paléogènes.....	102
C. Conclusion	103
III. LES SÉRIES DU MIOCÈNE : IMPORTANCE DES SEDIMENTS VOLCANOCLASTIQUES.....	103
A. La base de la série.....	103
1. Description.....	103
2. L'âge de la série	106
3. Environnements de dépôt	106
B. Les sédiments volcanoclastiques du Miocène moyen - supérieur	107
1. Les principaux faciès rencontrés	107
2. Les séries bien litées de silts et turbidites (unité 2)	108
3. Les séries dominées par les ensembles chaotiques (Unité 3)	111
4. Particularités sédimentologiques de cette série	112
C. Le Miocène supérieur	116
1. Les silts massifs de base (unité 4).....	116
2. Des turbidites et des marqueurs d'instabilités gravitaires (unité 5)	118
3. Le Miocène supérieur terminal (l'unité 6)	119
D. Conclusions	121

IV LES SERIES DU PLIOCENE : DEVELOPPEMENT D'UNE SEDIMENTATION CARBONATEE	121
A. Les formations carbonatées de la fin du Pliocène inférieur	121
1. Description des carbonates bioclastiques	121
2. Age	122
3. Environnements de dépôt	124
B. Les sédiments silteux du Pliocène supérieur	124
IV. BILAN DES OBSERVATIONS	124

CHAPITRE V :

LA TRANSVERSALE DE NAPIER : LES SÉRIES MIO-PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES

I. LOCALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE	129
II LES SERIES MIOCENES	131
III. LES SERIES DU MIOCENE TERMINAL ET DU PLIOCENE	133
A. La transition Mio-Pliocène	133
1. La coupe de la "Pohokura road"	135
2. La coupe de la "Jeff Everett road"	136
3. Corrélation entre les deux coupes	137
4. Conclusion	137
B. Les sédiments du Pliocène	137
1. Description de la base	137
2. Les séries du Pliocène inférieur - supérieur (p.p.)	140
C. Conclusion	140
IV. LES SERIES DU PLIOCENE SUPERIEUR-PLEISTOCENE	141
A. Généralités	141
B. La série du Pliocène supérieur (3,1 - 2,4 Ma)	142
1. Description	142
2. Age	144
3. Environnements de dépôts	144
4. Conclusion	144
C. La série fini-Pliocène du Tangoio block (2 - 1,8 Ma)	144
1. La coupe de Devils Elbow	145
2. La coupe de la Kaiwaka road	148
3. Age des séries	150
4. Conclusions	151
V. LE QUATERNAIRE RECENT DE CAPE KIDNAPPERS	151
A. Les sédiments infra - quaternaires	151
B. Le Quaternaire récent (1 - 0,3 ? MA): importance des tufs et des conglomérats ..	152
C. Conclusions	155
VI. BILAN - CONCLUSIONS	155

CHAPITRE VI :
LES SÉRIES NÉOGÈNES ET QUATÉRNAIRES
DU SECTEUR AU SUD DE HAWKE'S BAY

I. INTRODUCTION	161
A. Généralités	161
B. Objectifs	163
II. SOUTHERN HAWKE'S BAY	163
A. Les sédiments cénozoïques du bassin avant-arc actuel	164
1. Bordure occidentale du bassin : "Ohara depression"	164
2. Partie centrale de bassin avant-arc : les données des forages	166
3. Bordure orientale du bassin : secteur de "Te Onepu"	168
B. Les sédiments cénozoïques de la Chaîne Côtière	173
1. Le bassin de Makara	173
2. Le secteur de Blackhead	178
C. Synthèse	179
III. WAIRARAPA	179
A. Le bassin avant-arc	180
1. Bordure occidentale du bassin : le secteur d'Eketahuna	180
2. Bordure orientale du bassin : le secteur d'Alfredton	184
3. Apport des profils sismiques	185
4. Conclusions	186
B. La Chaîne Côtière	186
1. le secteur de Wainuioru	187
2. Le secteur de Martinborough	192
3. les synclinaux de Te Wharau et Whareama	196
C. Les données de la subsidence	198
D. Synthèse des données du secteur de Wairarapa	200

CHAPITRE VII :
ANALYSE PÉTROGRAPHIQUE DES SÉDIMENTS

I. INTRODUCTION	203
II. LES CORTÈGES MINÉRALOGIQUES ARGILEUX	203
A. Objectifs	203
B. Méthodes	204
C. Résultats	205
1. Les familles de minéraux distinguées dans cette étude	205
2. Evolution verticale de la minéralogie	207
3. Evolution transversale des cortèges minéralogiques	213
D. Conclusions	213
III. LES ARÉNITES DU MIOCÈNE	214
A. Les méthodes	214
1. Analyse qualitative	214

2. Analyse modale	215
B. Résultats de l'analyse minéralogique	216
1. Les arénites quartzo-feldspathiques	216
2. Les arénites volcanoclastiques	218
C. Répartition des arénites sur la marge miocène	221
1. Evolution verticale des niveaux d'arénites	221
2. Evolution latérale des niveaux d'arénites	222
D. Conclusion	224
IV. LES CALCARÉNITES DU PLIOCÈNE	225
A. Objectifs	225
B. Résultats	225
1. Les constituants	225
2. Evolution des arénites du Pliocène	227
V. SYNTHÈSE	228

CHAPITRE VIII :

ÉVOLUTION DE L'ENFOUISSEMENT DU SUBSTRATUM

I. INTRODUCTION	233
II. QUANTIFICATION DE LA SUBSIDENCE	233
A. Les modèles de compensation isostatique	233
1. Les modèles existants	234
2. Cas particulier des marge actives	234
B. La décompaction des colonnes sédimentaires	235
1. Le choix des colonnes à décompacter	235
2. La procédure de décompaction	236
C. La détermination et la correction de paléotranche d'eau	237
E. Automatisation de la procédure : le programme SUBSILOG	237
III. DÉTERMINATION DE L'ENFOUISSEMENT DU SOUBASSEMENT : APPLICATION AUX SÉRIES DE LA TRANSVERSALE DE WAIROA ET DE LA RÉGION DE NAPIER	238
A. La bordure occidentale du bassin : colonne de Waikaremoana	239
1. Présentation de la colonne récapitulative (fig. VII-2)	239
2. Enfouissement	241
3. Conclusions	243
B. Le secteur médian : Frasertown	243
1. Présentation générale	243
2. Enfouissement du substratum	246
3. Conclusion	246
C. La zone distale : la Péninsule de Mahia	248
1. Présentation	248
2. Enfouissement du substratum	250
3. Conclusion	250
D. La région d'Hawke's Bay	252
1. Le domaine émergé : La coupe de "Napier"	252
2. Le forage Offshore "Hawke's Bay 1"	255
3. Enfouissement du substratum	256

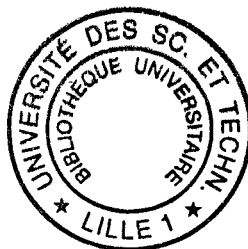
4. Conclusion	258
IV. BILAN DES DONNEES DE LA SUBSIDENCE	259
A. La transversale de Wairoa	259
B. Le secteur de Napier	259
C. Remarques sur la subsidence tectonique	259
D. Conclusions	262

CHAPITRE IX :

SYNTHÈSE DES RÉSULTATS ET CONCLUSIONS

I. BILAN DES OBSERVATIONS SUR LES SEDIMENTS NEOGENES ET QUATERNAIRES SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC	265
A. Les principaux types de sédiments syn-subduction du domaine avant-arc	265
1. Les sédiments détritiques terrigènes non volcanogènes	267
2. Les sédiments volcaniques	271
3. Les sédiments carbonatés biogènes	272
4. Autres composants sédimentaires	274
B. Les différents ensembles lithologiques identifiés	275
1. Age des formations reconnues	275
2. Epaisseur des formations	275
3. Les variations des taux de sédimentation	276
II. SIGNIFICATION DES SERIES ETUDIEES	276
A. Les données significatives	276
1. Les changements de faciès	276
2. Les discontinuités	277
3. Les variations des taux de sédimentation	278
4. Les variations bathymétriques	279
5. Les mouvements du substratum	281
6. Les déformations observées	285
B. Les différentes étapes d'évolution du domaine Avant-Arc	286
1. L'épisode transgressif initial (Miocène inférieur - début0 du Miocène moyen)	288
2. Etape de subsidence majeure au Miocène moyen et supérieur	290
3. L'épisode de surrection vers 6 - 5 Ma	293
4. La période récente postérieure à 5 Ma	295
C. Notion de Domaine avant-arc et de Bassin avant-arc	299
1. Introduction	299
2. Evolution des bordures du bassin avant-arc actuel	300
3. Bilan	301
D. Interprétation géodynamique : bilan	301
1. La phase de compression entre 25 et 18 Ma	301
III. IMPORTANCE DES FACTEURS INTERNES ET EXTERNES DANS LA SEDIMENTATION SYN-SUBDUCTION DU DOMAINE AVANT-ARC	307
A. Facteurs internes : la tectonique	307
1. Les séismes et la sédimentation	307
2. Tectonique compressive et sédimentation	307
3. Tectonique extensive et sédimentation	308
4. Tectonique décrochante et sédimentation	308

B. Facteurs internes : le volcanisme	308
C. Facteurs externes : le climat	309
D. Bilan	310
IV CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	310
BIBLIOGRAPHIE	315
ANNEXES	333
LISTE DES FIGURES	357



RÉSUMÉ

Bien qu'appartenant à une marge actuellement active (marge Hikurangi), le bassin avant-arc de l'île Nord de Nouvelle-Zélande émerge largement. Les variations enregistrées par la sédimentation néogène et quaternaire dans le domaine avant-arc émergé (incluant la Chaîne Côtière, correspondant à la partie haute du prisme d'accrétion) ont permis de mettre en évidence différentes étapes de développement des bassins depuis le début de la subduction Hikurangi vers 25 Ma.

Trois grands ensembles lithologiques, séparés par des discontinuités majeures, ont été reconnus. (1) Le premier ensemble est essentiellement constitué de dépôts silicoclastiques déposés en milieu profond (turbidites et silts massifs). Cette série d'âge Miocène (18-6 Ma environ) est transgressive et discordante sur une marge déformée lors du démarrage de la subduction. (2) Un deuxième ensemble est représenté par des calcaires et pélites d'âge pliocène (5-3 Ma environ) qui marque une diminution des paléotranches d'eau. (3) Un dernier ensemble, enfin, d'âge Pliocène supérieur - Quaternaire (3-0 Ma) présente des faciès diversifiés de milieux allant de la plate-forme interne au domaine littoral marin voire continental. Ces faciès montrent une cyclicité très nette.

Notre étude a permis de mettre en évidence une discontinuité majeure à la limite Mio-Pliocène (6-4 Ma) entre les ensembles (1) et (2). Cette discontinuité s'accompagne le plus souvent d'une lacune sédimentaire qui peut être très importante et d'une durée pouvant atteindre 6 à 8 Ma. De plus, la discontinuité est soulignée par une légère discordance angulaire (généralement 5 à 10°). La discontinuité observée entre les ensembles (2) et (3) est marquée par les premières arrivées congolomératiques majeures en provenance du secteur de la Chaîne Axiale.

Les courbes de subsidence réalisées sur une transversale de la marge ont permis de montrer que la période 6-4 Ma correspondait à un changement majeur de l'évolution des bassins. Le domaine avant-arc correspond d'abord à une marge en subsidence affectée de failles normales (érosion tectonique probable) puis à une marge en compression sur laquelle va se différencier un véritable bassin avant-arc limité par des bordures en soulèvement (Chaîne Axiale et Chaîne Côtière). Cette compression pourrait être liée au passage de la bordure du plateau Hikurangi (ou une autre aspérité majeure) dans la subduction puis au développement d'un prisme d'accrétion.

ABSTRACT

The forearc basin of the Hikurangi active margin is widely emerged on eastern North Island of New Zealand. Variations of Neogene to Quaternary sedimentation in the forearc domain (including the Coastal Ranges, highest ridge of the accretionary prism) led to determine different stages of basin development since the onset of Hikurangi subduction zone about 25 My ago.

The late Cenozoic series could be divided into three main lithological units separated by major discontinuities. (1) The first unit is mainly composed of siliciclastic deposits (turbidites and massive siltstones). This unit, of Miocene age (approx. 18-6 My), is transgressive and rests with an angular unconformity on older series deformed during the onset of subduction. (2) The second unit is represented by Pliocene limestones and siltstones (approx. 5-3 My) related to a sudden shallowing of paleowater depths. (3) The last unit, of late Pliocene to Quaternary age (3-0 My), presents various facies of shallow water (shoreface) to continental deposits with a cyclic organization.

This study led to outline a major unconformity between units (1) and (2) around the Miocene-Pliocene boundary (6-4 My). This discontinuity corresponds to a small angular unconformity (generally 5 to 10°) and is characterized by a stratigraphic gap sometimes very important (about 6 to 8 My long). The next unconformity, between units (2) and (3) is marked by the first major inputs of conglomerates issued from the Axial Ranges domain.

The analysis of subsidence evolution across the whole emerged margin (at latitude 39°S) shows that the 6-4 My interval corresponds to a major change in basins evolution. Before that time, the forearc domain corresponds to a subsiding margin affected by normal faulting (probably linked to tectonic erosion). Later, the margin is mainly compressive and it led to the formation of a "typical" forearc basin limited by uplifted borders (Axial Ranges and Coastal Ranges). This compressional episode could be linked to the subduction of the western edge of the Hikurangi Plateau (or another major asperity) then to the development of the present accretionary prism.