HAL
open science

Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré : exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest)

Violaine Chevillotte

To cite this version:

Violaine Chevillotte. Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré : exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). Géomorphologie. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2005. Français. NNT : 2005NCAL0011 . tel-01171599

HAL Id: tel-01171599

https://ird.hal.science/tel-01171599v1

Submitted on 6 Jul 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de la Nouvelle-Calédonie
Département Sciences et Techniques

THESE

N° :

Présentée par

CHEVILLOTTE Violaine

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Université de la Nouvelle-Calédonie

Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Géomorphologie et géologie

TITRE DE LA THESE

MORPHOGENESE TROPICALE
EN CONTEXTE EPIROGENIQUE MODERE
Exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest)

Soutenue le 14 mars 2005 devant la commission d'examen :

M. COLIN F.	Directeur de Recherche, IRD	Examinateur
LECOMTE P.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Rapporteur
CABIOCH G.	Directeur de Recherche, IRD	Rapporteur
MAURIZOT P.	Ingénieur-chercheur, BRGM,	Examinateur
LAGABRIELLE Y	Directeur de Recherche, CNRS	Directeur
CHARDON D.	Maître de Conférences, Univ. P. Cézanne	Directeur
PICARD C.	Professeur, Univ. Nouvelle-Calédonie	Co-directeur

Interaction of tropical morphogenesis and epirogeny: example of New Caledonia Island (Pacific southouest)

Abstract

This thesis is a contribution to the understanding of long-term (10^6 – 10^7 yr) tropical landform development under the influence of epeirogenic forcing and climate change, with a special reference to mainland New Caledonia. The approach combines geomorphic analysis, GIS-assisted mapping of lateritic landsurfaces, stratigraphic and structural analysis of fluvial sediments as well as the interpretation of geophysical, topographic, and bathymetric data. The results of this multidisciplinary approach allows proposing a morphotectonic development model for the New Caledonia ridge since the end of the Alpine orogeny in the earliest Oligocene. Two main periods are distinguished.

The first period records episodic uplift of the rigde, with times of quiescence enhancing lateritic planation, alternating with incision episodes of the lateritic surfaces. Enrichment of the main saprolitic Nickel ore deposits took place during this period, due to a prolonged episode of slow base level lowering, allowing weathered surfaces to evolve towards valley side slopes during continuous lateritization provided by good drainage conditions. Ni enrichment of the downstream lateritics plains (today dissected by erosion) could be contemporaneous- to slightly younger than that of the ore-bearing valley sides.

During a second period, a new erosional regime operated, driven by climate change and epeirogenic movements of tectonic or isostatic origin. The beginning of this period is marked, in the Late Oligocene to the earliest Miocene, by the settlement of two aggrading fluvial sedimentary systems following two regional phases of river incision. A system of three stepped, ferricrete-capped, pediments (glacis) of regional extent developed after the abandonment of the first deltaic sequence. They record alternation of phases of drier tropical climate (allowing pedimentation) and returns to humid conditions (allowing ferralitization of the previously settled pediment).

In the Late Oligocene / earliest Miocene, the New Caledonia ridge underwent a phase of extensional tectonics characterized by the activation of ridge-parallel faults with a stretching direction normal to the ridge. A regional kinematic change initiated a transtensional regime associated with ridge-oblique extension, compatible with the initiation of subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate in the Early/mid Miocene along the Vanuatu trench.

Neogene extensional tectonics led to the dissection and collapse of the piedmont and continental platform of the ridge into the adjoining ocean basins as well as the tilting of ridge towards the SW, resulting in the formation of a large coastal escarpment along the NE edge of the island. Tilting induced a phase of regressive erosion on the northeastward flowing drainage of the island whereas a large pediplain developed on the southwestward flowing drainage.

The imprints of Quaternary base-level changes appear to have been confined to the coastal regions of the island and its lagoon.

Keywords: Tropical geomorphology, epeirogeny, laterite, planation surface, nickel, extensional faulting, New Caledonia.

AVANT PROPOS

La problématique scientifique de ce sujet de thèse s'inscrit dans un programme mis en œuvre conjointement par l'Université de la Nouvelle-Calédonie (LGPMC), l'IRD de Nouméa et le BRGM. La thématique de recherche générale du programme est l'étude des processus de formation des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie, d'une part, et la quantification des impacts naturels et anthropiques sur l'environnement, conséquence de l'exploitation du Nickel et du Cobalt, d'autre part. Il s'agit plus particulièrement de préciser les caractéristiques géomorphologiques et structurales des différentes formations latéritiques, de définir les mécanismes et la cinétique de l'altération, de caractériser l'influence de mouvements tectoniques et de présenter un modèle de distribution des éléments chimiques mis en mouvement.

Le financement de cette étude a été assuré par le BRGM. Il a été réalisé au sein de l'UMR 161 à l'IRD Nouméa et au CEREGE UMR/CNRS 4661.

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier Guy Cabioch et Paul Lecomte d'avoir accepté d'examiner ce travail. Fabrice Colin pour m'avoir fait confiance depuis la fin de mon DEA et donnée les moyens de réaliser ce travail en entrant dans son équipe de recherche. Equipe à qui je dois beaucoup et dont je tiens à témoigner ma reconnaissance à chaque membre, pour m'avoir formée pendant ces trois années de Doctorat, pour les nombreuses contributions à ce travail et enfin pour leur gentillesse. Un grand merci à J.P. Ambrosi pour s'être creusé les méninges sur mes analyses chimiques et à Anicet Beauvais pour ses nombreux conseils et corrections.

Une pensée particulière à Georges Grandin à qui je dois beaucoup pour les nombreuses discussions et séances de travail dans nos antres cérégiennes respectives qui ont abouti à plusieurs pistes de recherche fructueuses menées dans cette étude.

Je remercie Pierre Maurizot pour sa disponibilité et son aide sur le terrain ainsi que Yves Lagabrielle pour avoir participé à l'initiation de cette étude et pour son implication dans une partie de mon travail. Je remercie également les compagnies minières du Territoire Falconbridge, SMSP, et la SLN qui nous ont autorisé l'accès à leurs exploitations lors de nos missions et assuré parfois notre logement. Je remercie dans ce sens INCO qui a assuré mon couvert et logement pendant mes longues semaines de terrain dans le Sud.

Un clin d'œil particulier à mes parents qui m'ont "encore" supportée pendant ces trois années même à 22 000 km, ainsi qu'à tous mes amis qui ont subi mes états d'âmes de thésarde (et entre la Kanaky et Signes, ça fait un certain nombre). Un autre petit clin d'œil à mes partenaires de labeur, bureau et terrain Nico, Daouda et bien sur à ma petite pile.

Mes derniers remerciements, et j'ai gardé le meilleur pour la fin, reviennent à Dominique Chardon qui a été d'une patience et d'une rigueur extraordinaire à mon égard. Depuis ma licence où j'ai suivi ses cours de géologie structurale, je n'ai pas cessée d'apprendre à ses cotés. Je le remercie également pour son investissement dans mon travail de thèse, ses idées géniales et son dynamisme.

SOMMAIRE

Avant propos 3
Remerciements 5
Sommaire 6

INTRODUCTION 7
I APLANISSEMENTS LATERITIQUES ET MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE 11
A – Aplanissements en milieu tropical : bref aperçu bibliographique
1 Introduction 13
2 Les aplanissements 14

B – Bauxitisation sur marge passive : exemple des bauxites de Guinée 21

II EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE DE LA RIDE DE NOUVELLE-CALEDONIE 37
A – Introduction 39

B – Présentation générale 41
1 Contexte géodynamique, aperçu géologique et physiograpique
2 Latéritisation des roches ultrabasiques 49
3 Historique des travaux, évolution des concepts morphogénétiques 51
4 Methodologie 55

C – Les étapes morphologiques de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la fin de l'orogenèse alpine 57
1 Evolution géomorphologique de l'île de Nouvelle-Calédonie 57
2 Caractéristiques géomorphologiques et géologiques des surfaces 71

D – Apports de l'Etude des sédiments Fluviatiles post Obduction. - Relation avec la tectonique 91

E – Compléments géomorphologiques 120
1 Introduction 120
2 Alvéoles d'érosion emboîtées et grands stades de l'évolution du réseau hydrographique
3 Géomorphologie terre-mer du SW de la ride de Nouvelle-Calédonie 126

F – Discussion 134
1 Introduction
2 Aplanissements, isostasie, incision, tectonique et climat
3 Contexte géomorphologique des gisements a valeur économique 138
4 Empreinte de la tectonique extensive Néogène dans le paysage 140

III CONCLUSION ET PERSPECTIVES 143
A – Introduction 145

B – Evolution morphotectonique post-obduction de la ride de Nouvelle-Calédonie

C – Perspectives 147
1 Analyse tridimensionnelle des surfaces latéritiques
2 Etude altérologique et géochronologique des formations superficielles
3 Biochronostratigraphie, sédimentologie, pétrographie et géochimie des sédiments fluviatiles post-obduction
4 Comparaison avec la marge Est australienne

BIBLIOGRAPHIE 149

INTRODUCTION

Le climat apparaît comme le facteur principal du façonnement des paysages cratoniques tropicaux où, par définition, seuls des mouvements tectoniques verticaux limités (épirogénie) se produisent. C'est pourquoi, au cours des trente dernières années, de nombreuses études pétrographiques et géochimiques ont été consacrées aux processus d'altération de basses latitudes sur les continents issus du Gondwana, dans une perspective essentiellement paléoclimatique (Tardy et Roquin, 1998). Si ces processus sont maintenant relativement bien compris, leur rôle dans la morphogenèse reste débattu, essentiellement parce que les relations spatiales et temporelles existant entre les mouvements épirogéniques, l'altération et la dénudation de la lithosphère sont encore relativement mal connues (Thomas, 1994 ; Wirthmann, 1999).

Une composante principale des paysages tropicaux est leur couverture latéritique associée à des surfaces d'altération d'ampleur locale ou régionale. Le développement d'horizons alumino-ferrigineux cuirassés (bauxites et ferricrètes) dans les profils d'altération permet en outre aux surfaces latéritiques de se trouver préservées comme reliques d'anciens paysages après l'abaissement du niveau de base, à la suite d'épisodes eustatiques ou tectoniques. Ces reliques peuvent donc constituer des jauges particulièrement adaptées à la calibration de la réponse des paysages aux variations relatives de niveau de base et à l'érosion, que ces phénomènes répondent à des changements de climat ou à la déformation de la lithosphère.

Le présent travail est une *contribution à la compréhension de l'impact des mouvements épirogéniques sur la distribution, la nature et l'évolution des surfaces latéritiques dans les paysages tropicaux.* Ce travail s'inscrit dans un des pans les plus dynamiques de recherche actuelle en sciences de la Terre visant à fournir des éléments de réflexion sur le type de paramètres géomorphologiques ou géologiques pertinents permettant de préciser, à terme, les parts relatives du climat, des mouvements verticaux et de l'altération chimique dans la dénudation continentale et leur rôle dans l'entretien de mouvements isostatiques (Molnar et al. 1990). Un objectif à long terme du présent travail est également de caractériser le rôle des mouvements verticaux et des processus érosifs dans l'enrichissement des gisements latéritiques à valeur économique (Al, Ni, par exemple). L'exemple retenu pour cette recherche est celui de la Nouvelle-Calédonie.

La Grande-Terre est en effet un cas d'école particulièrement pertinent pour cette étude. C'est une ride continentale étroite sur laquelle a été obductée une nappe péridotitique et qui est soumise, depuis son exondation au début de l'Oligocène, à un soulèvement en contexte climatique insulaire tropical. Cette évolution a permis la différentiation du paysage

ophiolitique et la mise en place de ferricrètes visibles du niveau de la mer jusqu'à des altitudes de 1600 m ainsi que l'enrichissement en nickel de nombreux profils d'altération.

Pour réaliser ce travail, nous avons mis en oeuvre les méthodes croisées de la géomorphologie de terrain, la cartographie des surfaces d'aplanissement latéritiques assistée par système d'information géographique (SIG), l'analyse stratigraphique et structurale de formations sédimentaires fluviatiles postérieures à l'obduction ainsi que l'analyse de données topographiques et bathymétriques.

Le présent mémoire s'articule en trois grandes parties. La première partie est une synthèse concise de l'état des connaissances qui met particulièrement l'accent sur les objets de référence en termes de géomorphologie tropicale que sont les bombements péricratoniques. La seconde partie, qui forme le cœur de l'ouvrage, décrit les résultats de l'approche pluridisciplinaire sur l'évolution des formes du relief de l'île. On y décrits notamment :

- la distribution et la nature des différentes générations d'aplanissements latéritiques, leurs implications sur la morphogenèse de l'île depuis 34 millions d'années.
- leurs relations avec les variations relatives du niveau de base enregistrées par le réseau hydrographique qu'elles soient d'origine tectonique ou climatique.
- les possibles guides de prospection de gisement de nickel supergène.

La troisième partie est dédiée à la définition de pistes potentielles de recherches à la lumière des résultats acquis en Nouvelle-Calédonie.

I APLANISSEMENTS LATERITIQUES ET MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

A – Aplanissements en milieu tropical : bref aperçu bibliographique

1 INTRODUCTION

La littérature concernant les problèmes d'aplanissement en milieu tropical est particulièrement dense. Une large part des contributions sur le sujet traite des modalités et des causes des aplanissements, surtout dans une perspective climatique et donc, par voie de conséquence, altérologique (pour des synthèses récentes, voir Thomas, 1994 et Wirthmann, 1999).

Même si la plupart des auteurs semblent aujourd'hui s'entendre sur les processus mis en jeu dans ces modes de façonnement des paysages tropicaux, il n'en va pas de même pour les interactions qui peuvent exister entre la mise en place de ces aplanissements d'une part et les mouvements verticaux (d'origine isostatique et/ou tectonique) d'autre part. Ceci est sans doute dû au fait que les processus épirogéniques intra- et péricontinentaux directement liés à la tectonique des plaques n'ont été que tardivement reconnus et intégrés par la communauté scientifique. En effet, les plus grandes avancées faites dans la compréhension des phénomènes d'aplanissement en milieu tropical ont été les fruits de travaux antérieurs ou presque immédiatement postérieurs (années soixante-dix) à l'avènement de la tectonique des plaques.

À quelques exceptions près, dont les plus remarquables sont les contributions de chercheurs tels que King (1962, références antérieures incluses), la prise en compte de la réponse des paysages à la mobilité horizontale de la lithosphère et de ses conséquences sur les mouvements verticaux ne semble avoir été intégrée de façon plus systématique qu'à partir de la seconde moitié des années quatre-vingt (Summerfield, 1985). C'est la géomorphologie (pas seulement tropicale) qui a depuis largement bénéficié de cette approche, en se plaçant dans une perspective résolument globale, non seulement en termes de climats, mais aussi et surtout en termes de mobilité du substrat (Summerfield, 2000).

2 LES APLANISSEMENTS

Les surfaces d'aplanissement sont ubiquistes dans les régions tropicales. La planéité des paysages des régions intracratoniques est d'ailleurs particulièrement frappante. Les recherches sur les aplanissements latéritiques ont presque toutes été conduites sur les continents issus du Gondwana (Afrique, Australie, Amérique du Sud, Inde péninsulaire). De larges régions de ces continents sont aujourd'hui encore largement situées dans la zone intertropicale et y ont séjourné de façon plus ou moins continue, au gré de la dérive continentale, depuis le Mésozoïque (Tardy et Roquin, 1998). Ces régions sont le siège de processus géomorphologiques directement contrôlés par le climat tropical. Ces masses continentales sont pour l'essentiel de larges plates-formes et des cratons précambriens dont les mouvements relatifs verticaux faibles, lents et/ou limités dans le temps a permis la préservation des surfaces anciennes (méso-cénozoïques) qu'ils portent, les manteaux d'altération latéritiques associés ayant enregistré au moins partiellement les paléoclimats ayant présidé à leur formation.

Altération, climats et façonnement des paysages

Les températures et les précipitations sont les deux facteurs principaux de la morphogenèse. C'est particulièrement le cas en zone tropicale où ces facteurs et leurs variations spatio-temporelles influencent de manière déterminante l'altération des roches. C'est pourquoi le concept de géochimie des paysages (Millot et al., 1976) prend tout son sens dans les tropiques ou l'enfoncement d'un front d'altération dans le substrat géologique est une composante essentielle du façonnement de la surface terrestre, notamment en l'aplanissant.

Les liens climat/altération en zone tropicale sont pratiquement à l'origine du concept de géomorphologie climatique (Büdel, 1982). Sans nier la complexité des processus mis en jeu dans l'évolution des profils d'altération dans le temps et dans l'espace (Nahon, 1991), un schéma s'établit entre géochimie, altération, formes du relief et climat (Tricart et Cailleux, 1965 ; Millot, 1980 ; Tardy et Roquin, 1998).

Pour simplifier, deux formes principales d'aplanissement, liées à deux grandes familles de processus érosifs, peuvent être distinguées. Ce sont les *etchplains* ou aplanissements latéritiques au sens large (Thomas, 1989a, 1989b) et les glacis.

Etchplains

C'est le modelé fonctionnel type des tropiques humides à saisons contrastées (précipitations 1400 – 1800 mm/an). En Afrique par exemple, cette bande s'étend sur les pays côtiers du golf de Guinée du Sud du Sénégal jusqu'au centre de la République Centre Africaine. Le fonctionnement de ce type de surfaces a été décrit et conceptualisé par Büdel (1982 et références antérieures incluses), repris et diffusé par Thomas (1989a, 1989b, 1994). Ce modèle (Fig. I-1) pourrait être étendu à une vaste gamme de conditions morphoclimatiques dans les tropiques humides (Thomas, 1989a, 1989b).

La surface d'aplanissement est en fait double (d'où le concept de *double planation* de Büdel, 1982). Elle comporte une surface basale d'altération, progressant vers le bas aux dépens du bedrock, et une surface supérieure de lessivage au niveau de laquelle sont redistribués, pendant la saison des pluies, les matériaux issus de l'altération et les colluvions issus des inselbergs environnants.

Le fonctionnement de ce système n'est concevable que dans de bonnes conditions de drainage des eaux de surface. En effet, pour que l'érosion à long terme du substrat soit efficace, il est nécessaire que les matériaux du bedrock, altérés et incorporés aux altérites du profil d'altération, puissent être régulièrement évacués de la surface. Cette évacuation est assurée par le réseau hydrographique temporaire connectant les bas-fonds de la surface supérieure, permettant ainsi au système érosif de fonctionner en régime quasi-permanent à long terme.

Il est important de noter que la surface résultant des processus combinés d'altération et d'érosion mécanique est ondulée. Le mode de fonctionnement de cette surface latéritique implique également que le niveau de base régional au moment du fonctionnement de cette surface soit situé à une altitude sensiblement plus faible que celle de la *etchplain*.

Glacis

La pédiplanation est l'autre grand mode d'aplanissement reconnu dans les tropiques. Les formes résultantes sont des glacis (le terme *pédiment* est plus couramment employé par les anglo-saxons et désigne à la fois la forme de glacis et les matériaux associés). C'est le mode d'aplanissement type des tropiques subhumides à semi-arides (courte et forte saison des pluies et saison sèche très longue) et des milieux méditerranéens. En Afrique par exemple, c'est au Sahel et dans le Maghreb que ce genre de système est fonctionnel.

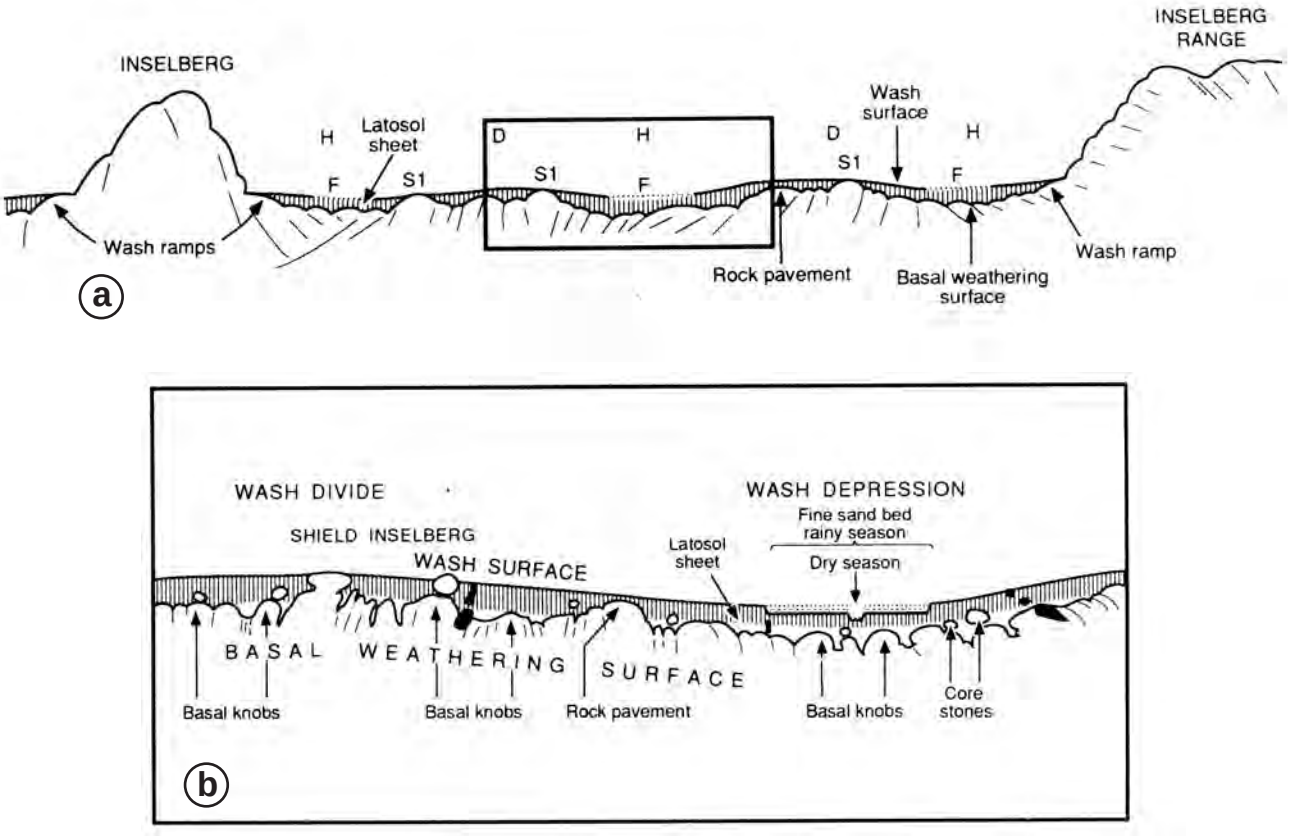


Fig. I-1. Coupe montrant le fonctionnement d'un aplanissement de type etchplain en référence à l'exemple de la plaine du Tamil Nadu (Inde Péninsulaire). H - bas-fond, D - ligne de partage des eaux de ruissellement, F - sables fins de lit de rivières temporaires (saisons des pluies), S1 - inselberg " moulé" sous la surface supérieure. La partie inférieure de la figure montre un agrandissement à l'échelle d'un demi-interfluve de la surface (d'après Büdel, 1982, in Thomas, 1994).

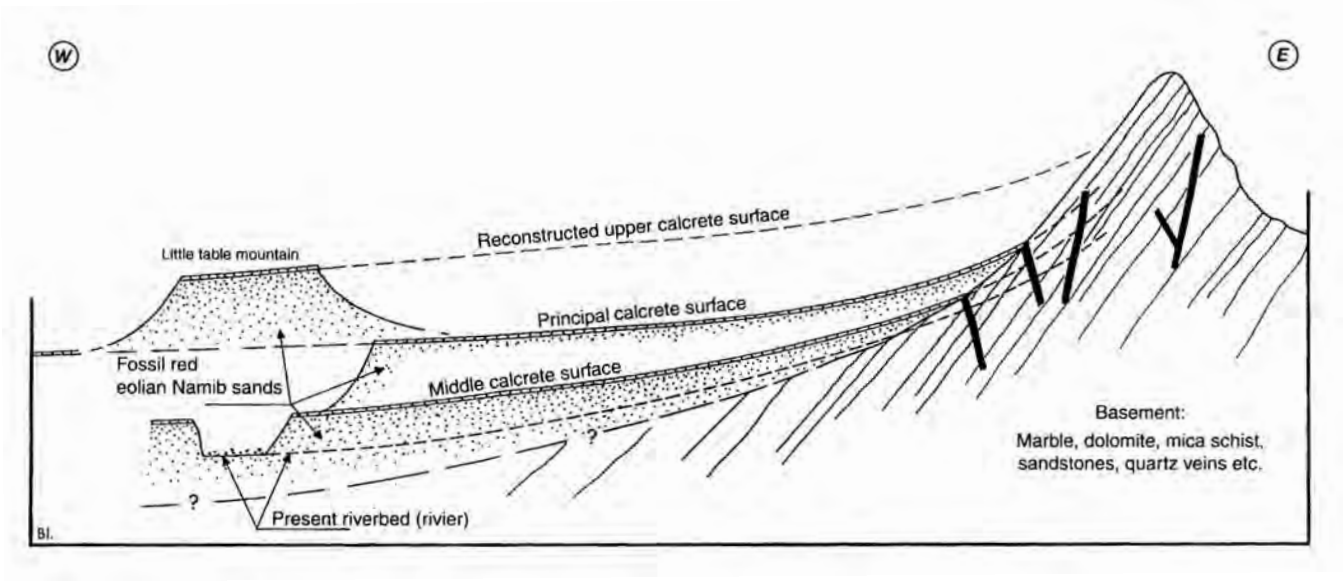


Fig. I-2. Exemple de trois glacis successifs développés aux dépens d'un inselberg du bassin du Kuiseb en Namibie (d'après Blümel, 1982 in Wirthmann, 1999). La surface de chaque pédiment est cuirassée par une calcrète, ce qui a permis une bonne préservation de ces surfaces.

Le façonnement d'un glacis (Fig. I-2) est permis par l'érosion mécanique de reliefs préexistants (inselbergs, anciennes surfaces latéritiques portées en hauteur après inversion de relief) et la redistribution des produits de cette érosion sur le piedmont de ces reliefs. La pédiplanation est donc un processus de pente. L'épandage est assuré par des coulées torrentielles ou un écoulement le long d'un réseau de drainage transitoire à géométrie complexe (en « tresse ») qui se redessine à chaque épisode pluvieux puissant et au court d'un même épisode. Le colluvionnement contribue également de façon non négligeable à l'épandage des matériaux. L'ensemble de ces matériaux de pente forme le pédiment. Les amonts des surfaces de glacis se raccordent en général à des piedmonts dénudés faisant apparaître le substrat. Un exemple classique de glacis fossiles cuirassés parmi les plus remarquables par leur extension et leur préservation sont ceux d'Afrique de l'Ouest (Grandin, 1976).

Cuirassement

Le terme *latérite* a désigné pendant longtemps et pour nombre d'auteurs les cuirasses ferrugineuses (ferricrètes) développées au sein des profils d'altération. Ce sont des horizons indurés résultants de l'accumulation relative et absolue d'aluminium et de fer dans les altérites. D'autres types de cuirassement pédogéniques sont communs, tels que les calcrètes (accumualations carbonatées) et les silcrètes (silicifications) qui seraient symptomatiques de climats relativement plus arides que ceux permettant la formation de ferricrètes (Thomas, 1994). Les ferricrètes se forment et évoluent par dissolution, migration et précipitation,du fer au gré de la variation du niveau des nappes aquifères au sein des profils d'altération.

Même si ces horizons cuirassés, particulièrement résistants lorsqu'ils sont dégagés par l'érosion, peuvent êtres considérés comme des marqueurs topographiques relativement fiables d'une surface d'érosion latéritique, ils ne sont pas nécessairement les marqueurs du processus primaire ayant conduit au façonnement de la surface considérée. Il convient en effet de dissocier le processus de façonnement des surfaces (purement mécanique dans le cas des glacis, hybride chimique/mécanique pour le cas des *etchplains*) du processus de cuirassement (Grandin, 1976). Dans le cas des glacis, le climat présidant au phénomène d'aplanissement et celui du cuirassement ferrugineux ne sont pas compatibles. Dans le cas de la *etchplain*, le processus de cuirassement ferrugineux peut être activé au cours de l'histoire du fonctionnement de la double surface.

Il est important de souligner que les ferricrètes ont souvent des évolutions complexes de construction, de transformation et de lessivage. Elles peuvent aussi bien se former avant qu'après les grandes phases d'aplanissement puisqu'on les trouve à la fois au sommet des manteaux d'altération portant des etchplains que des glacis ou pédiments. Dans la plupart des cas, elles sont en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles.

Cas particulier des bauxites

Les bauxites sont des latérites riches en aluminium. L'enrichissement relatif en cet élément se fait à la faveur d'un départ des actons basiques, du silicium et du fer du profil d'altération. Ces latérites alumineuses se développent en climat chaud et humide, sous des précipitations de l'ordre de 1300 à 2000 mm/an distribuées sur 11 à 9 mois suivis d'une saison relativement plus sèche de 1 à 3 mois. Les fortes moussons ou les fortes précipitations rapprochées ne semblent pas favoriser la bauxitisation (Bardossy et Aleva, 1990 ; Tardy et Roquin, 1998). En effet, des précipitations de faible intensité mais réparties sur toute la saison humide ont un fort pouvoir altérant et tendent à limiter le ruissellement des eaux en surface qui favoriserait plus un processus d'etchplanation.

Les grandes périodes de bauxitisation sont synchrones à l'échelle du globe et semblent être liées, au moins en partie, à la dilatation de la zone climatique intertropicale (on peut citer l'exemple des bauxites de Provence et du Languedoc, d'âge crétacé moyen et qui se situent largement en dehors de la zone intertropicale actuelle). Des phases de bauxitisation d'échelle continentale sont reconnues au Permo-Trias, au Jurassique Moyen, au Crétacé moyen et à l'Eocène (Grandin et Thiry, 1983).

Les périodes bauxitisantes sont longues et aboutissent classiquement à une pénéplanation (Grandin et Thiry, 1983 ; Boulangé, 1984), ce qui n'est pas le cas pour les autres processus d'érosion tropicaux (*etchplanation* et pedimentation). Il est classiquement admis que les reliefs ou surfaces antérieurs à la bauxitisation soient indistinctement nivelés.

Le paysage bauxitique fonctionnel est une pénéplaine multiconvexe drainée par un réseau hydrographique différentié (Grandin et Thiry, 1983 ; Boulangé et Millot, 1988). Le plus bel exemple de formes bauxitiques préservées dans des conditions proches de celle de leur formation est celui de la Guinée occidentale dans la région du district minier de Sangarédi et alentours (voir section B).

Par sa durée, son ampleur et le tamponnage des conditions climatiques qu'elle implique, la bauxitisation est un processus global dont les conséquences sont encore mal

évaluées aujourd'hui. La bauxitisation a eu une influence de premier ordre sur les bilans d'érosion continentaux, la régulation du cycle biogéochimique d'éléments comme le carbone et par conséquent sur le climat, sans parler de son possible impact sur les taux de surrection tectoniques en contextes orogéniques. Il est de ce point de vue intéressant à noter que la forte accélération de l'accrétion océanique cénomanienne, associée à la plus grande transgression eustatique du Phanérozoïque, est contemporaine d'une grande phase de bauxitisation.

Surfaces, climats, mouvements épirogéniques et érosion

Au gré des fluctuations climatiques à long terme (>10^4 ans) (dilatation-rétraction des zones climatiques, changement du climat global, dérive continentale), les grands modes d'aplanissement peuvent se succéder sur une même région (Fairbridge et Finkl, 1980) pour aboutir au paysage composite actuel, résultant de l'emboîtement et/ou de la superposition de formes marqueurs de stades morphoclimatiques successifs.

Ainsi, il est possible, par l'analyse géomorphologique couplée à la pétrologie et la géochimie des matériaux d'altération soulignant ces surfaces, de déconvoluer les formes multiconvexes des vieilles surfaces bauxitiques, des *etchplains* et des surfaces multiconcaves de pediplanations successives. Un exemple pertinent de paysage composite résultant de successions morphoclimatiques est celui de l'Afrique de l'Ouest, où, sous les reliques de cuirasse bauxitique éocènes, s'étagent un relief intermédiaire et trois systèmes de glacis distincts (Grandin, 1976).

L'analyse comparée des continents issus du Gondwana a montré l'existence de surfaces intercontinentales d'origine climatique (King, 1962, Grandin et Thiry, 1983). Seuls deux aplanissements majeurs sont reconnus dans le Tertiaire : celui qui porte la surface bauxitique éocène et celui qui est associé à la plus ancienne des pédiplaines développées après la surface bauxitique (Grandin et Thiry, 1983). Cette surface (dite *Haut Glacis* en Afrique de l'Ouest) correspond à « la dernière grande surface d'aplanissement climatique dont la marque soit assez générale dans la zone tropicale des divers continents » (Grandin et Thiry, 1983).

L'étagement des surfaces d'aplanissement à l'échelle des temps cénozoïques est rendu possible non seulement par l'intervention des changements climatiques contrôlant les processus érosifs mais aussi par les variations négatives à long terme du niveau de base des régions considérées. Ces variations sont en partie les conséquences de l'eustatisme (toujours d'origine climatique). Elles sont pour une plus large part le résultat de mouvements verticaux consécutifs aux aléas de la mobilité horizontale de la lithosphère (ex : rifting, rupture

continentale) mais dépendent aussi de la capacité d'incision du réseau hydrographique, elle-même contrôlée par le climat (Summerfield, 1991 ; Molnar, 2001).

Il peut alors se produire, si le climat favorise une érosion efficace (pour schématiser, pendant des périodes sèches de bas niveau marin, par opposition aux périodes humides, favorisant la séquestration des produits d'érosion dans les profils d'altération) un phénomène d'auto-entretient du soulèvement isostatique par la seule érosion. C'est l'isostasie de dénudation (*denudational isostasy*). Dès lors, le soulèvement du substrat peut être entretenu dans certains contextes climatiques, bien après (plusieurs dizaines de millions d'années) que les mouvements tectoniques ont cessé (Gilchrist and Summerfield, 1990). Les interactions entre dénudation et soulèvement ont été plus particulièrement examinées au niveau des marges continentales passives issues de la fragmentation du Gondwana du Crétacé au Paléogène (Summerfield, 1985, 1996 ; Ollier et Pain, 1997 ; Thomas, 1995).

La formation de ces marges a donc interféré avec les formes de relief pré-existantes du supercontinent et notamment les surfaces d'aplanissement latéritiques. Elle a aussi interféré avec les processus d'aplanissement subséquents durant l'histoire syn- et post-rift. Ces interactions ont été examinées plus particulièrement en Afrique australe, sur les marges est brésilienne, ouest indienne et est australienne (Partridge et Maud, 1987 ; Summerfield, 1985, 1996 ; Widdowson et Cox, 1996 ; Ollier et Pain, 1997 ; Gunnel, 1998 ; Peulvast et de Claudino Sales, 2004).

La section suivante présente, à titre d'exemple, une étude de la distribution régionale des bauxites latéritiques méso (?) – cénozoïques sur la marge Ouest Africaine. Ce travail permet d'appréhender le problème de l'installation d'une ou plusieurs surfaces d'aplanissement d'échelle continentale (pénéplaines) sur un épaulement de marge passive. Cette morphogenèse en contexte épirogénique faible à long terme constitue une référence pour la Nouvelle-Calédonie, émergée après l'Eocène et soumise à un soulèvement relativement vigoureux depuis 30 millions d'années « seulement ».

L'analyse est basée sur une cartographie à petite échelle des reliques d'aplanissements latéritiques, couplée à des observations de terrain. Ce travail, préliminaire aux recherches de thèse présentées dans la suite du mémoire, a montré la pertinence d'une telle approche que nous avons transposée aux reliefs latéritiques calédoniens.

B – Bauxitisation sur marge passive : exemple des bauxites de Guinée

Cette section est présentée sous la forme d'une publication soumis à *Géomorphology*.

PLANATION AND EPEIROGENY: ONE OR TWO SURFACES ON THE WEST AFRICAN PASSIVE MARGIN ?

Dominique Chardon[1,2], Violaine Chevillotte[1], Anicet Beauvais[1],
Georges Grandin[2] and Bruno Boulangé[2]

[1] Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 161 (CEREGE-IRD),
BP A5, 98848 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie
[2] Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement,
(UMR CNRS/IRD 6635/161), Université Paul Cézanne, BP 80, F-13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Abstract - Regional mapping of lateritic bauxites over the West African rifted margin and analysis of the geomorphic properties of bauxites lead to discuss the reality of either two Meso-cenozoic planation surfaces, or a single Eocene surface to account for the morphotectonic and palaeoclimatic evolution of the Guinean landforms. At large scale, two-stepped bauxitic levels are documented. Ongoing uplift following Gondwana breakup and Palaeogene climate changes are proposed to have allowed the making and abandonment of an early Mid-Cretaceous surface today preserved as the higher bauxitic level, and the setting of a Mid-Eocene planation surface bearing a second generation of bauxites, making the lower bauxitic level. Alluvial pebbles of the first generation of bauxites have been reworked by bauxites of the second generation.

Keywords: Laterites, bauxites, planation surfaces, epeirogeny, passive margin, Africa

INTRODUCTION

Climate appears to be the main landscape-shaping agent in tropical cratonic settings where, by definition, only limited vertical tectonic movements (i.e., epeirogeny) take place. This is why, over the past decades, low-latitude weathering processes operating on Gondwana-derived continents have been extensively studied from a petrological and geochemical point of view (e.g., Nahon, 1991; Colin et al., 1993; Beauvais, 1999). But long-term (10^6 – 10^7 yr) landscape response to combined denudation and vertical movements of the lithosphere in such environments is still poorly understood because of the lack of reliable geological markers.

The prominent component of the continental interior landsurface in the tropics is the pervasive lateritic cover associated with conspicuous planation surfaces. Thanks to the common occurrence of alumino-ferruginous duricrusted horizons (i.e., bauxites and ferricretes) within their weathering profiles, these surfaces may be preserved as dissected remnants of ancient landscapes after lowering of base level. Because of the long and repeated periods of worldwide tropical bauxitization that resulted in the formation of multi-convex peneplains (Grandin and Thiry, 1983; Boulangé and Millot, 1988), bauxites are expected to provide a particularly relevant regional gauge of landscape response to epeirogeny, base level changes and erosion.

We present a study of the regional distribution of the bauxites over the Guinean portion of the margin of West Africa. Our results are used to evaluate the possibility of the settlement and preservation of either two stepped bauxitic planation surfaces of Mid-Cretaceous and Mid-Eocene age, or a single Eocene surface on this upwarp, in relation to the epeirogenic movements resulting from continental break-up.

MORPHOTECTONIC SETTING

Among continents formed from Gondwanaland, Africa stands as a reference that exhibits a wide range of climatic and paleoclimatic environments and tectonic settings. Its landscape was shaped during the Meso-Cenozoic in response to long-term climate change and epeirogenic movements (Summerfield, 1996). The scenario of King (1962) advocating the setting of cyclic, continent-wide erosion surfaces over Africa driven by changes in base level during the Meso-Cenozoic has been given particular attention over the past decades.

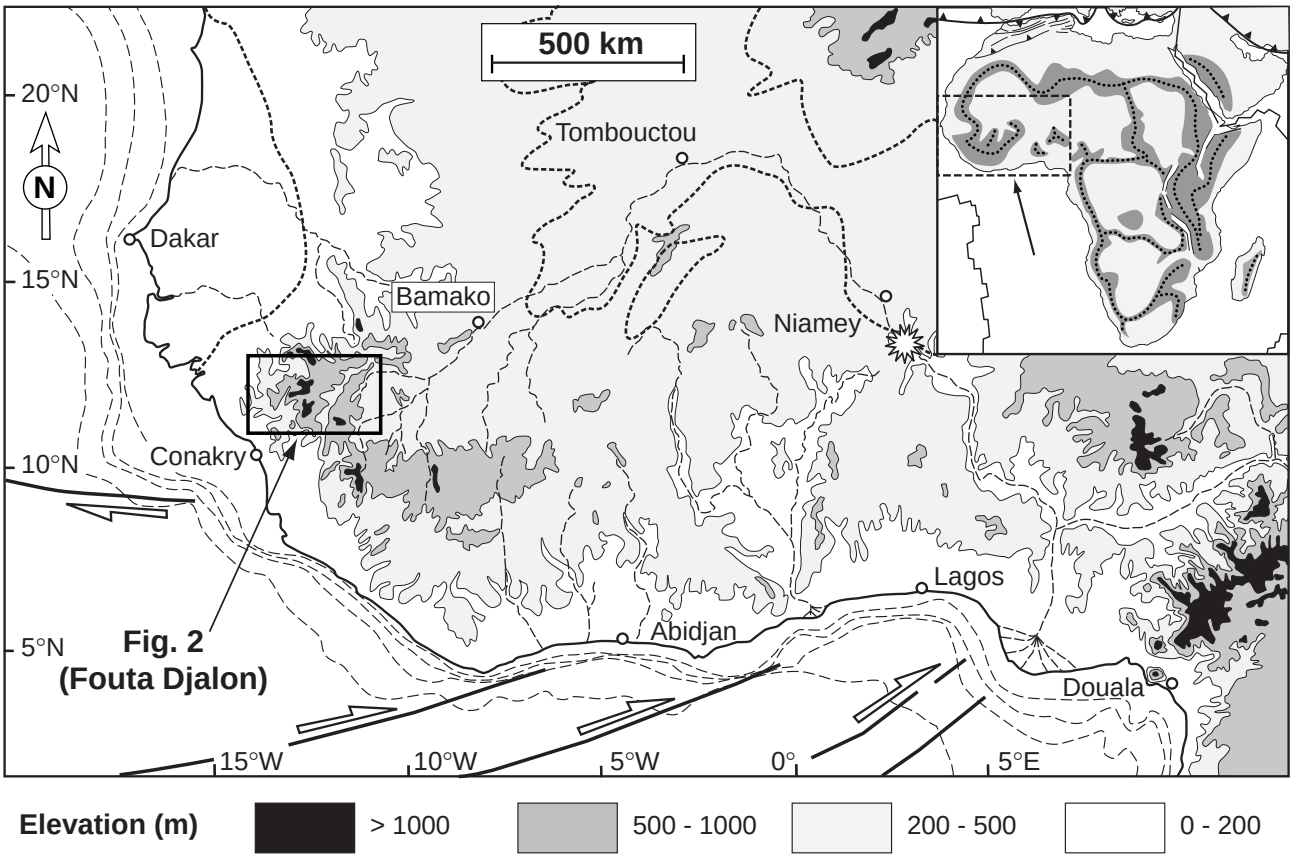


Fig. 1. Topography of West Africa showing the Guinean - Léo rise and its drainage. The main oceanic fracture zones are shown. The inset shows basin-and-swell topography of Africa. Thick dashed lines shows the extension of post-Paloecene sediments. The white star shows the location where the African surfaces has been dated with Ar-Ar method by Hénocque et al. (1998). L- Loma Mountains; N- Nimba Mountains. Depths are in meters.

But a crucial issue remains regarding the relations between the making, distribution and preservation of bauxites and ferricretes associated with ancient African landsurfaces, on the one hand, and the growth of the basin-and-swell topography of the continent (Fig. 1), on the other hand (Summerfield, 1985).

The Guinea – Leo rise roughly marks the divide between the internal and seaward drainage of West Africa (Fig. 1). The rise underlies an upwarp developed at the margin of the continent as a consequence of rifting and subsequent opening of the Central Atlantic Ocean (Summerfield, 1985, 1996). In Guinea, particularly well-preserved bauxites cap a large part of the hills and mesas of the rise over the Fouta Djalon and its surrounding low lands, from sea level to 1400 m (Fig. 1). The exceptional preservation and local enrichment of the bauxites in this region makes Guinea one of the biggest aluminum ore reserves in the world (Bardossy and Aleva, 1990).

The Fouta Djalon is a type locality in Africa where Michel (1973) identified three stepped bauxite-capped palaeo-planation surfaces of late Jurassic, mid-Cretaceous and Eocene ages that would correspond to the Gondwana, post-Gondwana and African surfaces respectively in the terminology of King (1962).

The study area is located between 10 and 12°N and 11 and 14° W, and is centered on the Fouta Djalon highlands (Fig. 1 and 2a). The geology of this area consists in tabular Paleozoic sandstones and silts lying unconformably on a Precambrian granite-gneiss basement. The unconformity is underlined by a 400-m-high, east-facing sandstone escarpment (Fig. 2). Both the basement and sediments are intruded by numerous, large dolerite sills of Early Jurassic age (Bertrand and Villeneuve, 1989).

BAUXITES PATTERN AND FIRST ORDER GEOMORPHOLOGY

Our GIS-assisted mapping is based on the interpretation of topographic maps (1:200,000 and 1:50,000) and aerial photographs (1:50,000), and on field observations made along an E-W corridor covering the area of Fig. 2. Three domains are distinguished from west to east, based on the geomorphic properties of the bauxite cover, i.e., degree of preservation, shape, extent on the interfluves, and incision by the drainage network.

Domain 1 is characterized by a good preservation of its bauxitic cover (22% of its area) over an elevation range of 200- to 600-m from west to east (Fig. 2a), implying a regional slope of the order of 5 %. Bauxite duricrusts largely extend onto the slopes of the

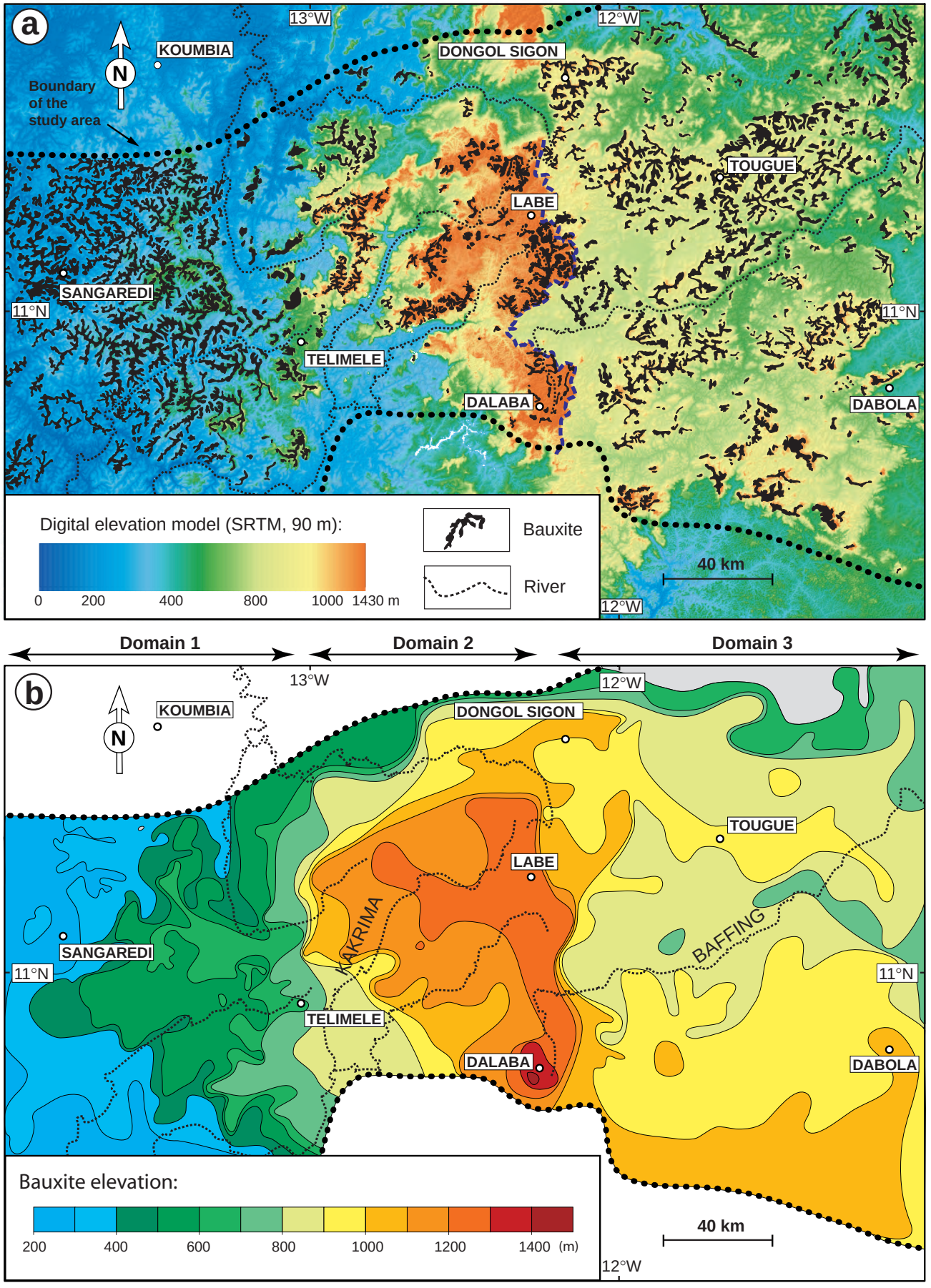


Fig. 2. (a) Hypsometry and distribution of Guinean lateritic bauxites between 11 and 14° W and 10 and 12° N. (b) Corresponding elevation contour map of the bauxitic surface. Dashed lines represent rivers. The thick dashed blue line represents the rock escarpment. The map area is located on Fig. 1.

capped hills as up to two third of the slopes are covered. The west-facing, convex slope segment of the bauxitic level in the western part of domain 1 is higher than the main rivers' slope (Fig. 3a), resulting in an increasing incision of the bauxites upstream, away from its transition with neighboring highlands to the east (Fig. 4).

One aluminum ore deposit of the Sangaredi district (Fig. 2), results from bauxitization process of alluvial pebbles of bauxite filling small basins (Pouliquen and Malm, *in* Bardossy and Aleva, 1990; and our own observations). This indicates a two-stage formation of this deposit, enhancing alluvial transport and bauxitic reworking of previously upslope-formed pure autochtonous lateritic bauxite.

Domain 2 is characterized by a lower preservation ratio of the bauxites (12%) that are confined to large distant hills rising 100- to 200-m above the gently west-dipping Labé plateau surface culminating up to 1000 m (Figs. 2 and 4). This plateau is little dissected by the drainage network. The west-facing transition slope between domains 1 and 2 is marked by large E-W ridges, bounded by deeply incised river valleys, and covered by bauxite remnants at various elevations (Fig. 2 and 4).

Domain 3, located in the upper Niger river drainage basin, displays large bauxite-capped plateaus rising 200- to 400 m above a 500- to 700-m-high gently east-dipping planar lowland that shows limited fluvial dissection (Figs. 2 and 4). Bauxites are little preserved (10%) and their incision increases downstream towards the east (Fig. 3b and 4). The transition between domains 2 and 3 corresponds to the rock escarpment shown on Fig. 2.

TIMING AND PALEOCLIMATIC CONSTRAINTS

The bauxitic landsurface prolonging domain 3 on the northern slope of the Guinea-Leo rise dips into the intracratonic Niger basin (Fig. 1) where the bauxitic level and its correlative Paleocene to lower Eocene sediments are topped by continental Oligo-Miocene series of the "Continental Terminal" Formation (Faure 1966; Greigert and Pougnet, 1967; Gavaud, 1977). This Paleocene- Eocene age for the bauxite carried by that landsurface is in agreement with 45-50-Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of K-Mn oxyhydroxydes-bearing manganiferous duricrusts that underlies the same landsurface in northernmost Burkina Faso, close to the interior basin (Hénocque et al., 1998) (Fig. 1). Studies of weathering patterns and clay minerals content of stratigraphically dated marine and continental series of the Senagal and interior sedimentary basins also indicate a Paleogene – Early Eocene age for bauxitization of the lowest bauxitic

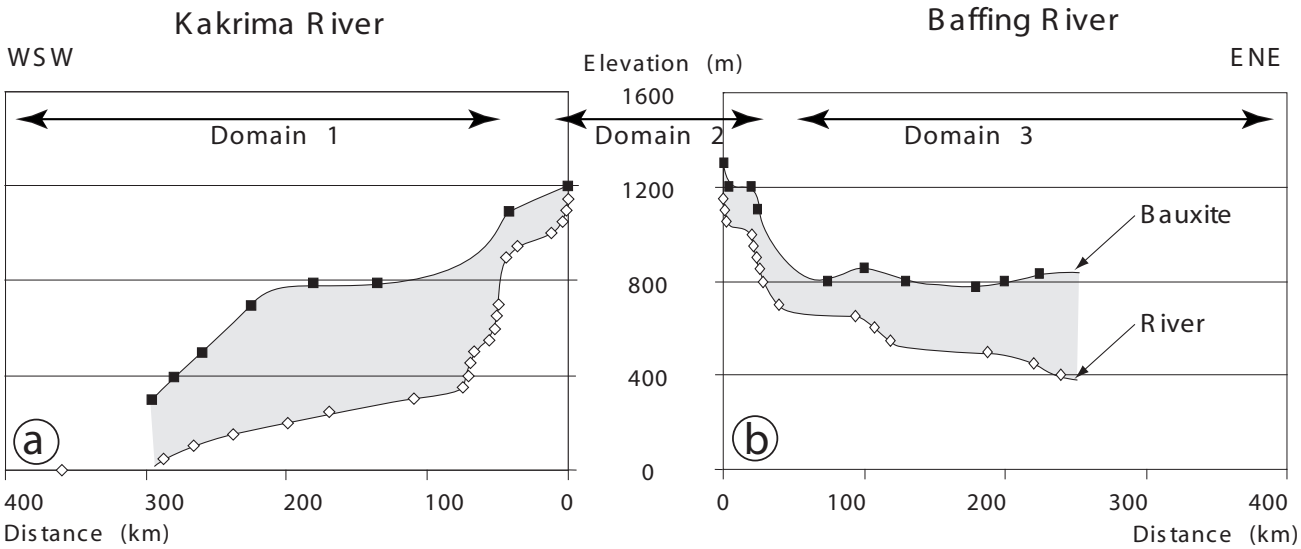


Fig. 3. Longitudinal profiles of the Kakrima (a) and Baffing (b) rivers and corresponding bauxite-capped interfluves. River courses are shown on Fig. 2b.

landsurface on both the Atlantic (extension of domain 1) and interior drainage (extension of domain 3) of the rise (Millot, 1970; Tessier, 1965; Michel, 1973).

Domains 1 and 3 are therefore preserved panels of the bauxitic African surface that settled until the Late-Early Eocene. West of the Fouta Djalon, this surface has been largely dissected and eroded and bauxites are distributed on small distant relictual hills or plateaus on both slopes of the Guinea-Leo rise (Egbogah, 1975; Schmidt, 1984; Boulangé and Millot, 1988). The Fouta Djalon highlands as well as bauxite relicts of the Nimba and Loma mountains (Jaeger, 1953; Leclerc et al., 1955; Fig. 1), given their high elevation above most of the bauxites of the rise, have classically been interpreted to result from pre-African cycles of planation / bauxitization (Michel, 1973).

Evidence for pre-Tertiary, worldwide bauxitization periods has been largely documented (Grandin and Thiry, 1983; Bardossy, 1984; Aleva, 1984; Rodin and Filatova, 1991; Tardy and Roquin, 1998; Thomas, 1994). These periods appear to mark climate change associated with a dilatation of the intertropical climatic zone (Tardy and Roquin; 1998). The Mid Cretaceous bauxitization phase (Albian – Cenomanian) is particularly well documented from a stratigraphic and paleoclimatic point of view and has provided economic aluminum ore deposits (Bardossy and Aleva, 1990). This is the reason why bauxitic hills of domain 2 (Fig. 2 and 4) could reasonably be the relicts of a Mid-Cretaceous bauxitic peneplain. The problem is that the relations between this surface and its correlative sedimentary deposits invoked by Michel (1973) are still rather poorly constrained and not exposed. In the following, we explore the implications of a one or two-bauxitic surfaces scenario for the interpretation of the Fouta Djalon geomorphology in the light of our present understanding of passive margin morphotectonics.

ONE OR TWO REGIONAL BAUXITIC SURFACES?

Two (post-Gondwana, African) stepped surfaces model

The break-up of the continental paleoplain (Gondwana) in West Africa must have taken place after the onset of extensional / transtensional faulting on the Guinean margin, 130 Ma ago (Benkhelil et al., 1995). By the Albian (100 Ma), at the onset of sea floor spreading, a cycle of planation initiated on the Guinean upwarp and set a new surface (i.e., post-Gondwana) by the late Cenomanian (91 Ma). By that time, climate change towards biostasic conditions led to a high-amplitude marine transgression (Bond, 1978) and extensive bauxite

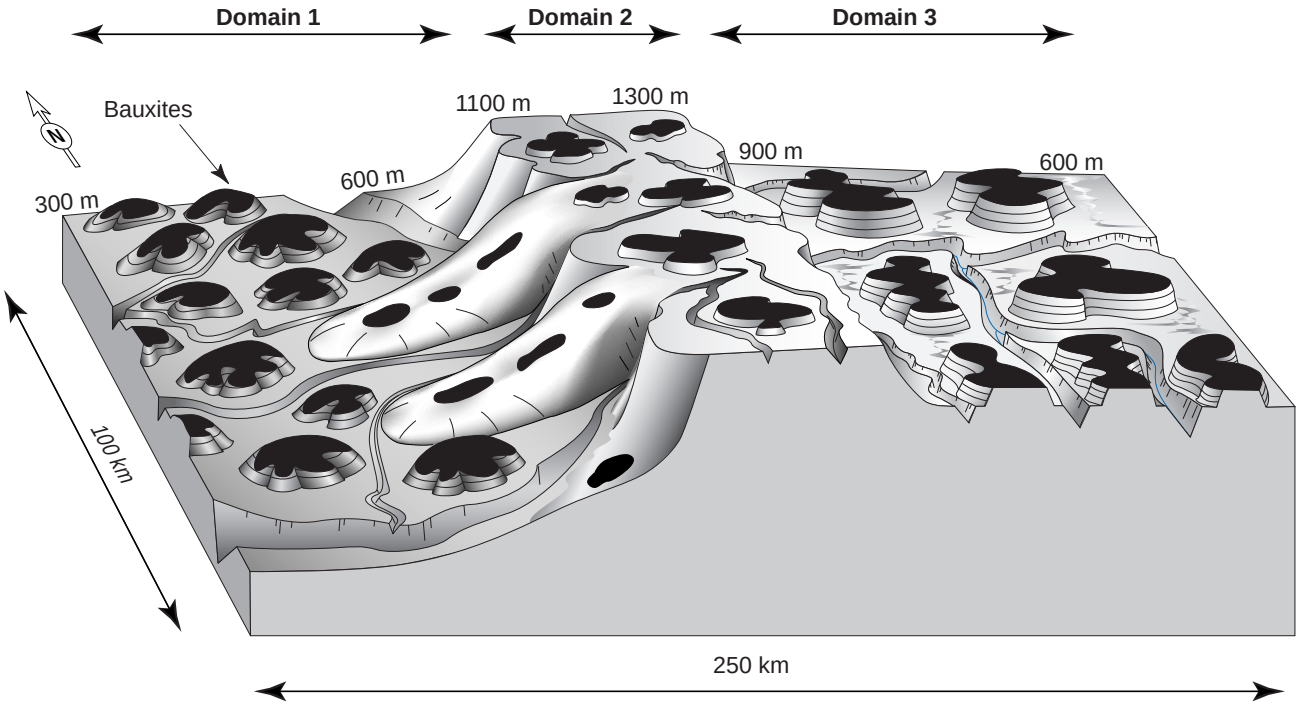


Fig. 4. Schematic block diagram summarizing the geomorphology of the bauxites across the Fouta Djalon and its surroundings.

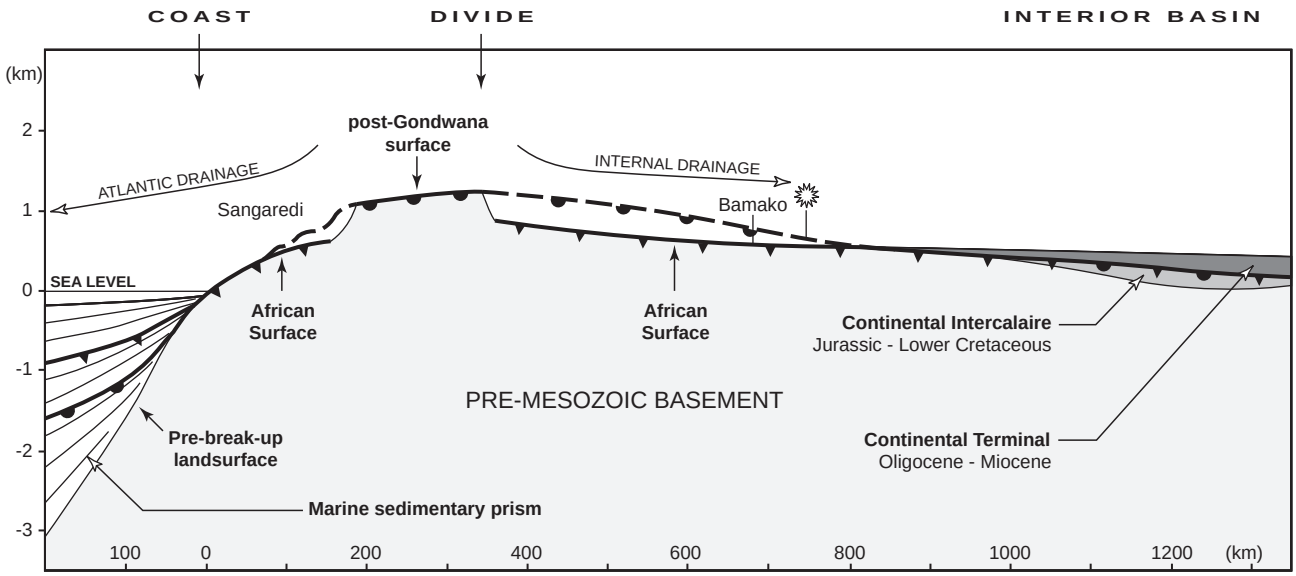


Fig. 5. Simplified cross-section of the Guineen - Léo rise across the Fouta Djalon showing the bauxitic surfaces. The two-surfaces interpretation is shown. The white star shows the location where the African surface has been dated with Ar-Ar method by Hénocque et al. (1998).

development on this new surface. Thermal relaxation during this time interval (c.a. 130-90 Ma) would have led to downwarping of the pre-break-up paleoplain (Gondwana surface) onto which a first bauxitization was taking place (Ollier and Pain, 1997). Downwarping is consistent with proximal offshore subsidence rates of post-rift sediments that continuously increased since the Early Cretaceous (onset of seafloor spreading) to attain their maximum by the end of the bauxitization period (i.e., 90 Ma ago; Latil-Brun et al., 1986; Latil-Brun and Lucazeau, 1988).

Subsidence rates progressively decreased until 65 Ma (Latil-Brun et al., 1986) during dismembering of the post-Gondwana surface and regressive erosion under the dual drainage and ongoing but decelerating downwarping. This erosion initiated a cycle that ended by the emplacement of the African bauxitic surface in the Early Eocene below the relict post-Gondwana surface actually preserved on domain 2 (Fig. 4 and 5). The slope bounding the post-Gondwana surface to the west may result from the shaping of the scarp initiated at the onset of rifting that has undergone retreat, degradation and bauxitization since the Early Cretaceous and during the Paleocene - Eocene African cycle of planation. At least parts of the bauxites preserved on that slope (Fig. 4) would represent relicts of the post-Gondwana highlands (domain 2) that have undergone African bauxitization (Fig. 5). In this two-surfaces model, Cretaceous bauxites of domain 2 most likely underwent reworking during the setting of the African surface as well.

The occurrence of reworked bauxites underlying the African surface in the Sangaredi district would agree with mechanical erosion of an earlier Post-Gondwana bauxitic surface and seaward fluvial transport before the African period of bauxitic weathering. Mechanical erosion and fluvial transport of bauxite pebbles would also imply a period of dryer climatic conditions in between two humid phases of bauxitization, Mid-Cretaceous and Eocene). The fact that the second bauxitic surface shows a convex regional slope (5 %) is compatible with African bauxitization having taking place on a previously bent surface, or with the African surface itself having being warped. Syn- to post-African warping of the surface would not however have triggered significant rejuvenation of the African surface as fluvial incision took place at the foot of the post-Gondwana surface (transition between domain 1 and 2), isolating a regional panel of preserved African bauxitic surface (domain 1; Fig. 4). Whatever old warping may be (pre- or post-African), the convex shape of that surface may likely reflect focused denudational isostasy on the seaward slope of the upwarp as expected from simple mechanical simulations (Gilchrist and Summerfield, 1990).

The two-surface hypothesis would not support the idea that the development of the basin-and-swell topography of Africa took place in the Neogene and that West Africa remained a low relief plain until the Paleogene (e.g., Burke, 1996). Indeed, considerable pre-Eocene uplift would have taken place to allow the preservation of ancient bauxites at the time of development of a new bauxitic peneplain by the end of the African cycle (Fig. 4 and 5).

One (African) single surface model

Bauxites settled on a previously seaward dipping surface, and Eocene bauxitization would have preserved a large part of the regional topography, including rock escarpments resulting from pre-Eocene upwarp and dissection of the paleolandsurface. This resulted in a single bauxitic surface at different elevations that recalls the polycyclic African Surface described by Partridge and Maud (1987) in Southern Africa.

The Guinean African surface has however recorded differential erosion on both sides of the Labe plateau leading to contrasted dissection patterns of the bauxitic landscape resulting from contrasted base levels and climates, i.e., strong and continuous monsoon regime on the seaward drainage, and less rainy and more seasonally contrasted regime in the interior drainage. Western bauxites (domain 1) are mostly gibbsitic whereas northeastern bauxites (domain 3) are enriched in boehmite and hematite (Bardossy and Aleva, 1990). This may also reflect a spatial climatic differentiation on both slopes of the Guinea-Leo rise in Paleocene-Eocene times (Tardy and Roquin, 1998).

The fact that an old boehmite-rich bauxite is reworked into a younger, essentially gibbsitic, bauxite in Sangaredi (Bardossy and Aleva, 1990) would however favor the scenario of two bauxitisation phases separated by an episode of fluvial dissection and aggradation, stressing the issue of temporal climate change effect on both the laterite facies evolution and long-term morphogenesis. Indeed, if the reworked bauxite at Sangaredi is of Eocene age, the last bauxite is necessarily Miocene (known as a post-Eocene humid period of bauxite formation; Bardossy and Aleva, 1990). In that case, these two generations of bauxite would underline a same Eocene planation surface (a scenario that has never been considered nor documented in West Africa). At the same time (i.e., during the Miocene), given the spatially contrasted climatic conditions evoked above, the eastern Eocene bauxites of domain 3 and their lateral extension would have been reworked downslope into a ferruginous pediment (the “high glacis” that has been extensively mapped and studied throughout West Africa; Grandin, 1976) rather than into bauxite.

Comparison with the conjugate South American margin

A regional geomorphic configuration similar to the one described in Guinea is seen on the N- to NE-facing sea slopes of the upwarp developed on the conjugate continental margin of northern South America, from French Guyana to Venezuela. The most widely developed and preserved paleolandsurface of the sea slope carries the most important bauxites reserves of the Guyana shield. It can reach 700 m in elevation and is seen within a distance of c.a. 200 km from the coast (McConnell, 1968). This bauxitic surface is well exposed in the coastal regions of Surinam where it has been stratigraphically dated to the Eocene as it truncates Paleocene - Eocene sediments and is itself covered by Oligocene series (Aleva, 1979; Zonneveld, 1982). Relics of an older planation surface have been described at higher elevations (above 900 m). This surface, that has been reported to carry lateritic bauxites (McConnell, 1968), is inferred to be Late Cretaceous – Early Tertiary in age. Given the fact that the younger surface is Eocene, one may reasonably infer a Mid-Cretaceous age for the older surface.

CONCLUSION

The present analysis suggests that two lateritic bauxitic surfaces, post-Gondwana and African, are more likely than a unique African surface to describe the morphotectonic evolution of the Guinean portion of the Guinea-Leo rise. It remains however much work to better discriminate the two models.

Comparing long-term morphotectonics of coeval cratonic uplifts in contrasted morphoclimatic settings by using the method presented here combined with geochronological dating of Fe/Mn oxyhydroxides in duricrusts associated with planation surfaces should help (1) testing emplacement models of planation surfaces on growing upwarps and (2) evaluating the contribution of climatically-driven weathering processes to the denudation of uplifts. This may eventually help assessing the contribution of upwarps denudation to the erosion budget of Gondwana-derived continents like Africa.

Acknowledgements

This work was funded by the CEREGE (CNRS) and the IRD (UMR 161). We are indebted to M. Villeneuve and Y. Boulvert for discussions about Guinean geology and for sharing maps and information. We thank F. Colin for his stimulating encouragements and J-J. Motte for drafting figure 4.

II EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE DE LA RIDE DE NOUVELLE-CALEDONIE

A – Introduction

Cette partie décrit les résultats d'une étude intégrée de la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie et de son plateau continental, combinant approches géomorphologiques et géologiques. Le but de ce travail est de comprendre l'évolution du modelé de l'île sur le long terme, c'est-à-dire à l'échelle du Cénozoïque, et d'évaluer la réponse du paysage insulaire aux sollicitations tectoniques, climatiques ou isostatiques que la ride de Nouvelle-Calédonie a subies depuis la fin de l'orogenèse alpine au tout début de l'Oligocène.

Les résultats de ce travail permettent de proposer un cadre morphotectonique et paléogéographique pour *les différentes générations d'aplanissements latéritiques* mises en place sur la Grande-Terre depuis l'Oligocène. Les résultats de cette étude fournissent également des contraintes d'ordre géomorphologique sur la localisation, l'âge (au moins relatif) et l'histoire des modelés susceptibles de produire des minerais de nickel supergènes à valeur économique sur les roches ultrabasiques.

Le premier chapitre décrit brièvement le contexte géodynamique et la géologie de la Grande-Terre et fait le point sur les travaux antérieurs dédiés à l'évolution géomorphologique et morphotectonique de l'île.

Dans un second chapitre, on présente les principaux résultats d'un programme de cartographie des surfaces latéritiques et des formations superficielles associées sur les deux tiers du territoire (Planche hors-texte 1), complétés par des observations de terrain recueillies également en dehors de la zone cartographiée.

Dans le troisième chapitre, on présente les résultats d'une analyse géomorphologique, stratigraphique et structurale des sédiments fluviatiles post-orogéniques de la Grande-Terre qui permettent de préciser la paléogéographie, la cinématique de la déformation post-orogénique et les conditions morphotectoniques limites de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la fin de l'Oligocène.

Dans un quatrième chapitre sont présentés les résultats d'investigations géomorphologiques complémentaires permettant de traiter de l'adaptation du réseau hydrographique de la ride de Nouvelle-Calédonie aux mouvements tectoniques post-orogéniques et aux variations eustatiques quaternaires du niveau marin.

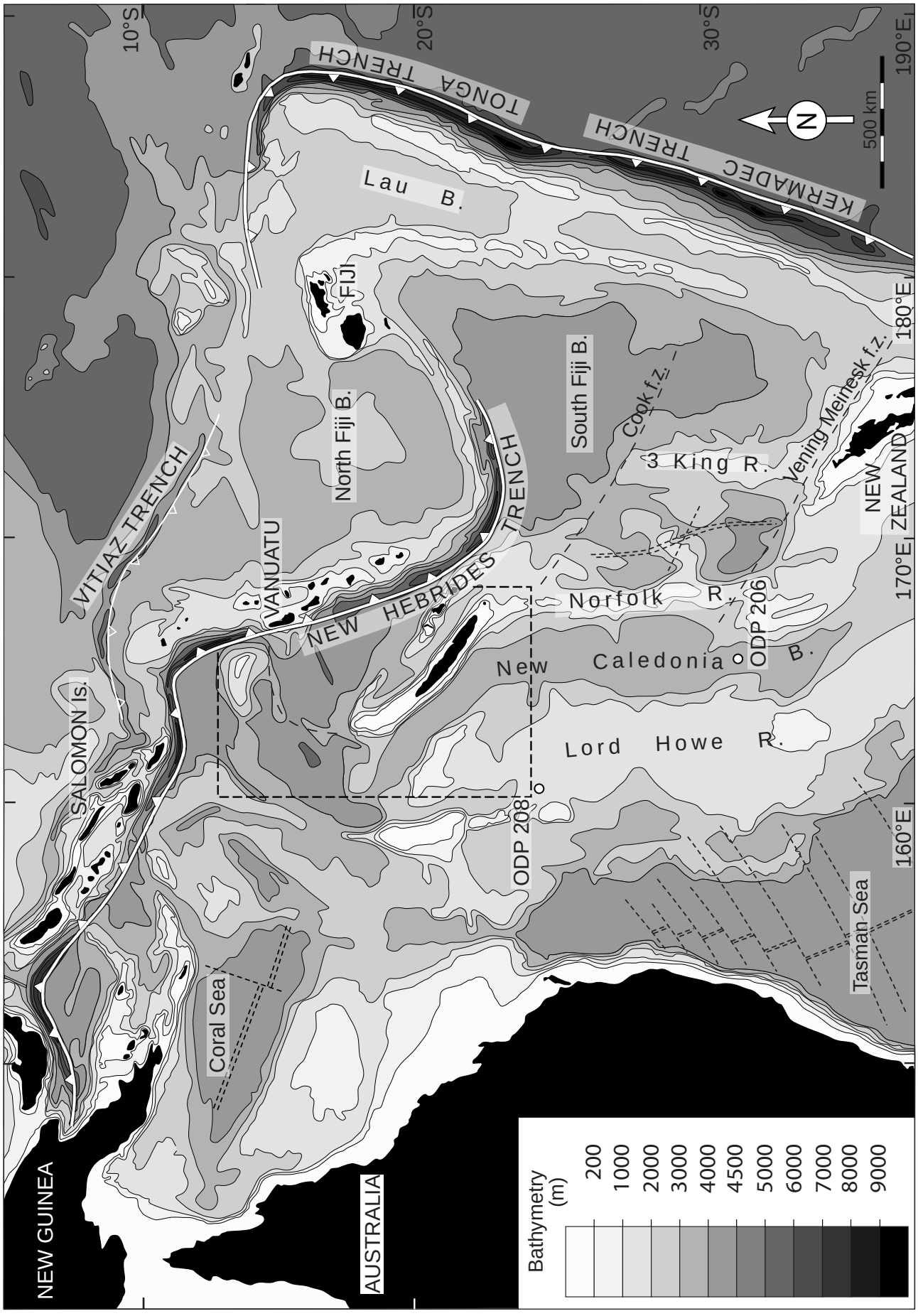


Fig. II-1. Contexte géodynamique de la Nouvelle-Calédonie. R - ride, B - bassin, f.z. - zone de fracture. Les sites DSDP 206 et 208 sont indiqués par des points noirs.

B – Présentation générale

1 CONTEXTE GEODYNAMIQUE, APERCU GEOLOGIQUE

Contexte géodynamique

La ride de Nouvelle-Calédonie représente le prolongement de la ride de Norfolk, qui constitue, avec la ride de Lord Howe et la ride de Fairway (Fig. II-1) trois fragments continentaux issus du continent australien au moment de la fragmentation du Gondwana du Crétacé terminal au Paléocène (Dubois et al. 1974a, Kroenke, 1984). Ces rides sont séparées par des bassins à plancher océanique. La ride de Nouvelle-Calédonie est bordée au nord-est par le bassin océanique des Loyauté qui est lui-même limité au NE par la ride des Loyautés. Cette dernière constitue un alignement de reliefs volcaniques d'âge Oligocène inférieur à Miocène supérieur (Monzier et al., 1989) dont le substrat n'est pas encore connu. La ride courbe d'Entrecasteau (Fig. II-2) constitue la prolongation morphologique de la ride de Nouvelle-Calédonie (Maillet et al., 1983) vers le NW. Ces rides et bassins sont portés par la plaque australienne qui subducte sous la plaque Pacifique le long de la fosse des Vanuatu au moins depuis le Miocène supérieur (Fig. II-1).

La région NE de la plaque Australienne a subi une phase orogénique alpine dont l'enregistrement a été reconnu sur les rides de Nouvelle-Calédonie/Norfolk et Fairway, ainsi que sur la ride de Lord Howe (Paris, 1981; Lafoy et al., 1994; Van de Beuque, 1999). Cette orogenèse a conduit à l'obduction de plusieurs corps ophiolitiques le long d'une chaîne allant de la Nouvelle-Zélande à la Nouvelle-Guinée (Aubouin et al., 1977; Fig. II-1).

Aperçu géologique

L'île de Nouvelle-Calédonie (Grande-Terre, Fig. II-2) présente la plus volumineuse de ces ophiolites alpines. Elle est constituée d'une nappe de manteau lithosphérique océanique charriée sur la ride de Nouvelle-Calédonie à la fin de l'Eocène supérieur (Avias, 1967; Auboin et al., 1977; Prinzhofer et al., 1980; Paris, 1981). Cette nappe, actuellement préservée en différents massifs (klippes) répartis sur toute la longueur de l'île (Fig. II-3b), s'enracine le long de la marge nord-est de la ride. Elle pend vers le NE sous le bassin des Loyauté, dont elle constitue le plancher (Collot et al., 1987).

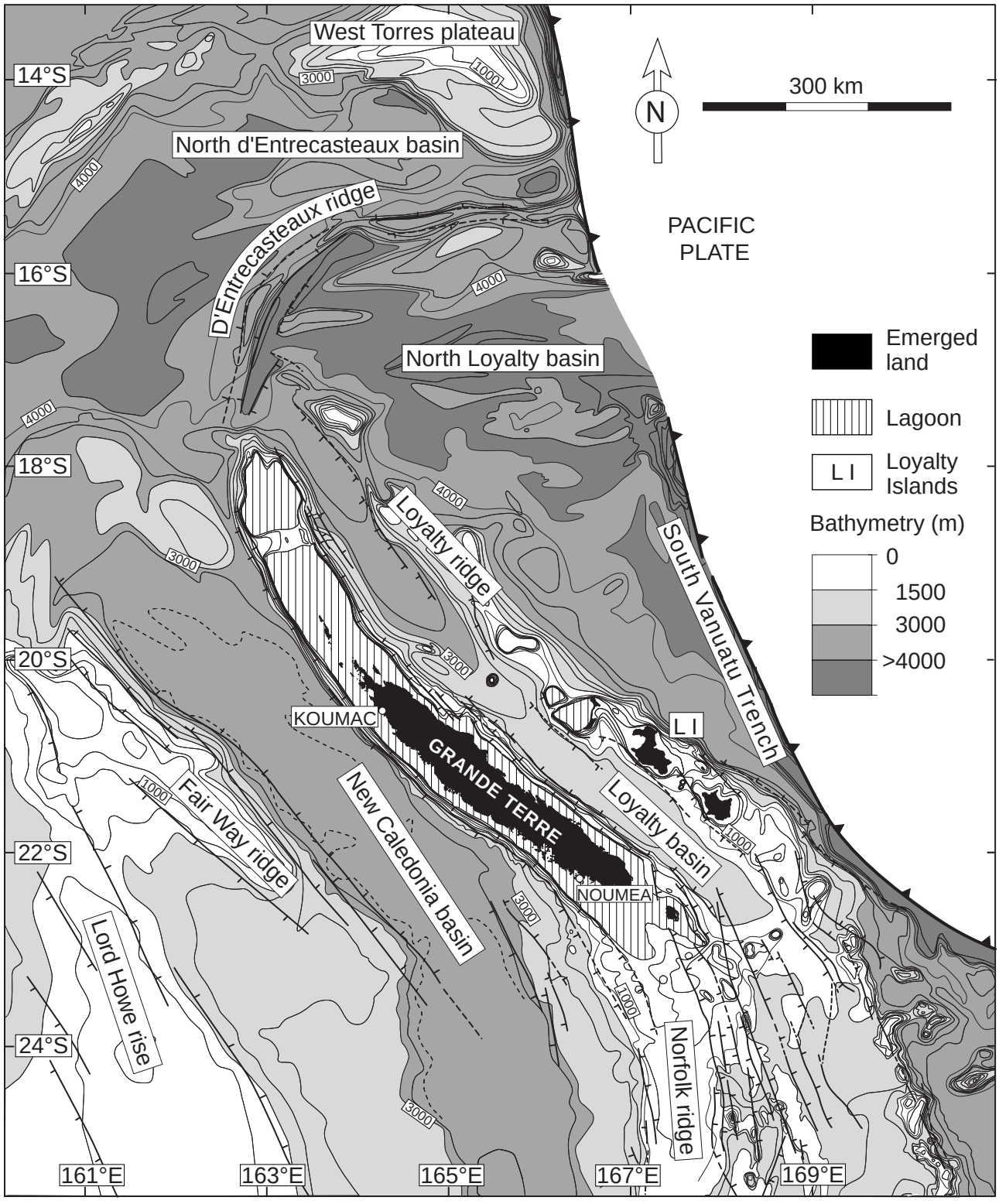


Fig. II-2. Morphologie et structures post-Eocène de l'archipel de Nouvelle-Calédonie et des régions environnantes. La Grande-Terre est la plus grande des îles de Nouvelle-Calédonie. Données compilée d'après l'ORSTOM (1982), Maillet et al. (1983), Mignot (1984), Rigolot (1988), Dupont et al. (1995) et Lafoy et al. (1995). Les limites de cette figure sont montrées sur la Fig. II-1.

Les plus vielles roches du socle anté-Crétacé supérieur de Nouvelle-Calédonie ont un âge paléozoïque supérieur (Paris, 1981). Pendant le Crétacé inférieur, la Nouvelle-Calédonie enregistre l'orogenèse Rangitata (Néo-Cimmérienne). La phase de rifting crétacé terminale liée à la fragmentation du Gondwana est enregistrée sur la Grande-Terre mais n'est pas facilement caractérisable du fait de la déformation ultérieure enregistrée par la ride. L'orogenèse alpine culmine avec la mise en place de l'ophiolite sur la nappe de Poya, une unité volcano-sédimentaire d'âge Campanien à Paléocène d'affinité tholéïtique à calco-alcaline qui a été charrié sur l'ensemble des roches de l'ouest calédonien, sédiments éocène moyen inclus. D'après Paris (1981), le chevauchement basal de la nappe ophiolitique serait scellé par les plutons de Koum et de St-Louis (Fig. II-3b). L'intrusion de Saint-Louis présente un âge Rb/Sr sur biotite de 32 ±3 Ma (Guillon et al., 1975) qu'il serait prudent de considérer comme un âge minimum.

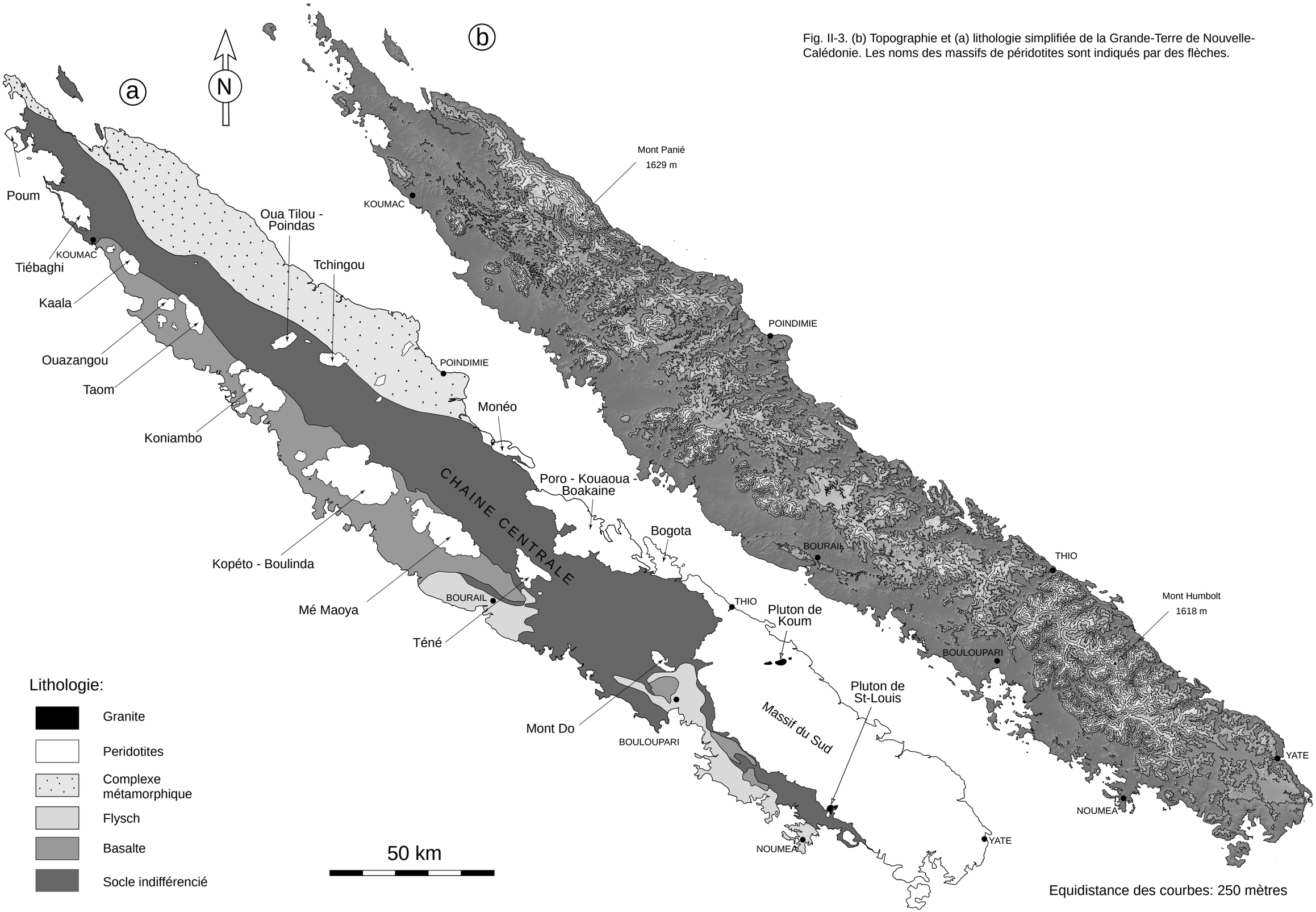
Le flysch marin éocène supérieur à Oligocène basal, (P. Maurizot, communication personnelle) qui est localement discordant sur la semelle de la nappe ophiolitique peut également être plissé (Coudray, 1976; Paris et al., 1979; Cluzel, 1998). La chronostratigraphie du flysch éocène supérieur indique que l'emplacement de l'ophiolite se termine vers 34 Ma, à la limite Eocène-Oligocène (Paris, 1981; Cluzel et al., 2001) et que le plissement de ce dernier peut avoir eu lieu au tout début de l'Oligocène (32 Ma, P. Maurizot, communication personnelle). L'obduction est contemporaine des derniers stades de refroidissement consécutif à la dénudation du complexe métamorphique haute-pression basse-température affleurant dans la partie nord-est de l'île (datations Ar-Ar et traces de fission, Baldwin et al., 1999), (Fig. II-3b). Depuis le début de l'Oligocène, la Nouvelle-Calédonie a subi une évolution aérienne (Paris, 1981). La Grande-Terre est donc soumise a un régime érosif de type tropical.

Aperçu physiographique

L'île de Nouvelle-Calédonie est bordée par un lagon peu profond s'étendant du nord-ouest au sud-est entre 17°30' et 23° de latitude sud, et entre 163° et 167°45' de longitude est (Fig. II-2). Située de ce fait en zone intertropicale, elle subit un climat subtropical soumis au régime des alizés, avec une saison chaude et humide de décembre à mars, et une saison plus fraîche et sèche de juin à septembre. La Grande Terre est une île allongée, suivant une direction nord-ouest/sud-est, de 400 km de long sur 60 km de large en moyenne. Son relief est extrêmement diversifié compte tenu de sa faible superficie (17 000 km^2). La partie centrale

comprend une chaîne montagneuse élevée avec des sommets culminants au nord à 1628 m pour le Mont Panié et au sud à 1618 m pour le Mont Humbolt (Fig. II-3b) et des vallées très encaissées entaillées par un réseau hydrographique dendritique, dont les cours majeurs sont perpendiculaires à l'allongement de l'île. De part et d'autre de cette chaîne, qui sépare l'île en deux bandes côtières, le relief est très différent. La partie méridionale traditionnellement dénommée "Côte Ouest" présente une plaine côtière à topographie faible et peu accusée, perturbée au nord par les klippes isolées de péridotites et qui se termine en biseau au sud après la presqu'île de Nouméa (Fig. II-3a et b). La partie septentrionale de l'île ou "Côte Est" ne présente pas de plaine côtière, les chaînons de la chaîne centrale se prolongent sans une trop grande diminution d'altitude jusqu'à la côte, où ils plongent brutalement dans le lagon parfois par des escarpements côtiers de plusieurs centaines de mètres. Les embouchures des grandes rivières peuvent alors former de véritables rias.

Fig. II-3. (b) Topographie et (a) lithologie simplifiée de la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie. Les noms des massifs de péridotites sont indiqués par des flèches.



2 LATERITISATION DES ROCHES ULTRABASIQUES

L'importance des manteaux latéritiques sur les ultrabasites indique qu'elles ont subi une altération météorique importante, lié au climat tropical que l'île subit depuis son exondation il y a plus de 30 Ma.

L'altération des péridotites se caractérise par l'hydrolyse des silicates primaires constituant la roche, parmi lesquels l'olivine est le minéral le plus rapidement altéré, suivi de l'orthopyroxène (enstatite), puis de la serpentine et des spinelles, amenant la lixiviation presque intégrale du magnésium et, dans une moindre mesure, de la silice, du fer et des éléments mineurs tels que le manganèse, le cobalt, le chrome, l'aluminium et le nickel (Trescases, 1975). Le magnésium très soluble est rapidement entraîné vers le bas du profil d'altération. La silice soluble est également entraînée vers la base du profil mais peut dans les premiers stades de l'altération arriver à saturation et précipiter sous forme de produits amorphes ou crypto-cristallins. Dans les zones mal drainées, elle peut se combiner au fer dans des argiles smectiques ferrifères (nontronites). Le manganèse et le cobalt sont oxydés sous forme d'asbolane. Le fer s'oxyde dès sa libération et devient insoluble se concentrant dans la phase résiduelle sous forme d'oxydes de fer (goethite) qui s'enrichissent en chrome et aluminium. Le nickel rapidement libéré vient se concentrer en base de profil où il est fixé par l'antigorite et fixé ou incorporé aux nontronites.

Sur un profil d'altération type, on distingue de bas en haut : la roche saine peu ou pas altérée. Lui succède une roche pénétrée par l'altération le long des diaclases ou fractures; celle-ci peut isoler des squelettes de roche saine, tandis que plus haut toute la roche est altérée, à texture encore conservée (saprolite). C'est dans cet horizon que commence l'hydrolyse des silicates. On passe ensuite aux terres où la texture de la roche a complètement disparue (latérites), et dont le sommet peut-être recouvert de cuirasse, ou de couche indurée d'oxyde de fer se formant dans des conditions particulières de drainage. Le cuirassement se produit en effet lors de brusques variations de l'aération du milieu (Trescases, 1975). Les processus d'altération ont permis la concentration à valeur économique de Nickel dans de nombreux profils d'altération. La Grande-Terre représente aujourd'hui la troisième plus grande réserve de Nickel supergène au monde.

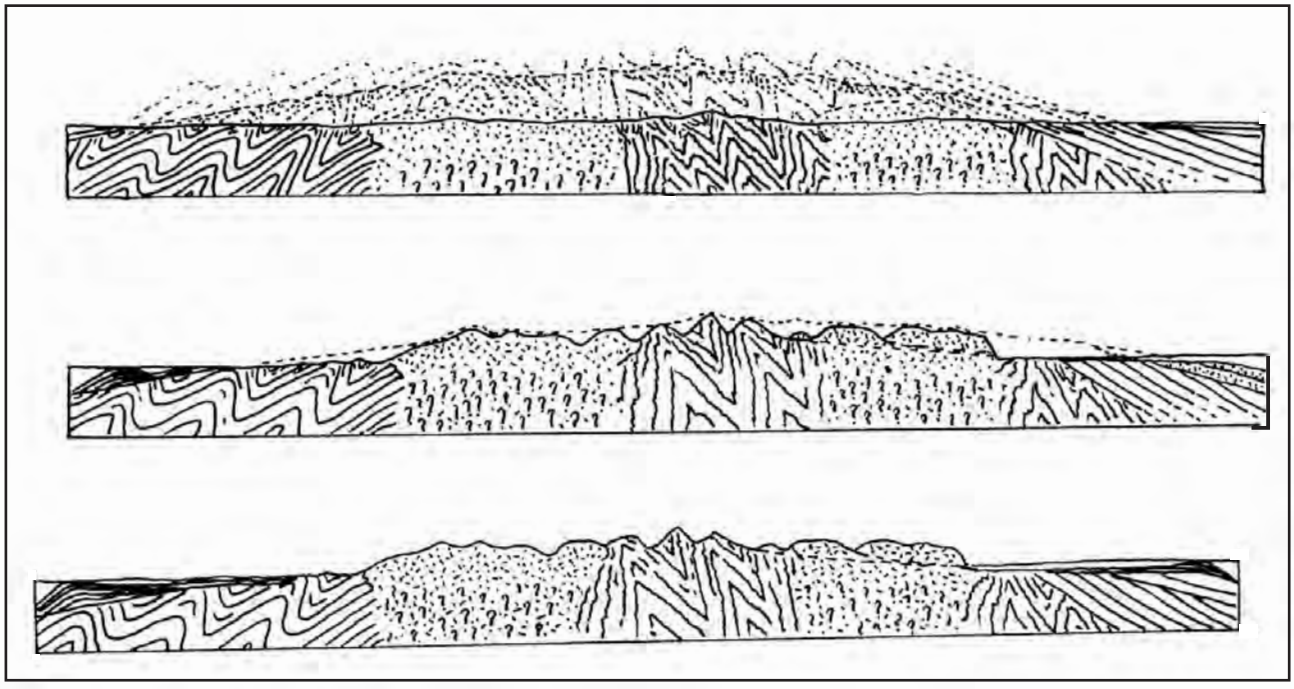


Fig. II-4. Modèle d'évolution en trois " cycles " de la pénéplaine de la Nouvelle-Calédonie sur une coupe transverse (d'après Davis, 1925).

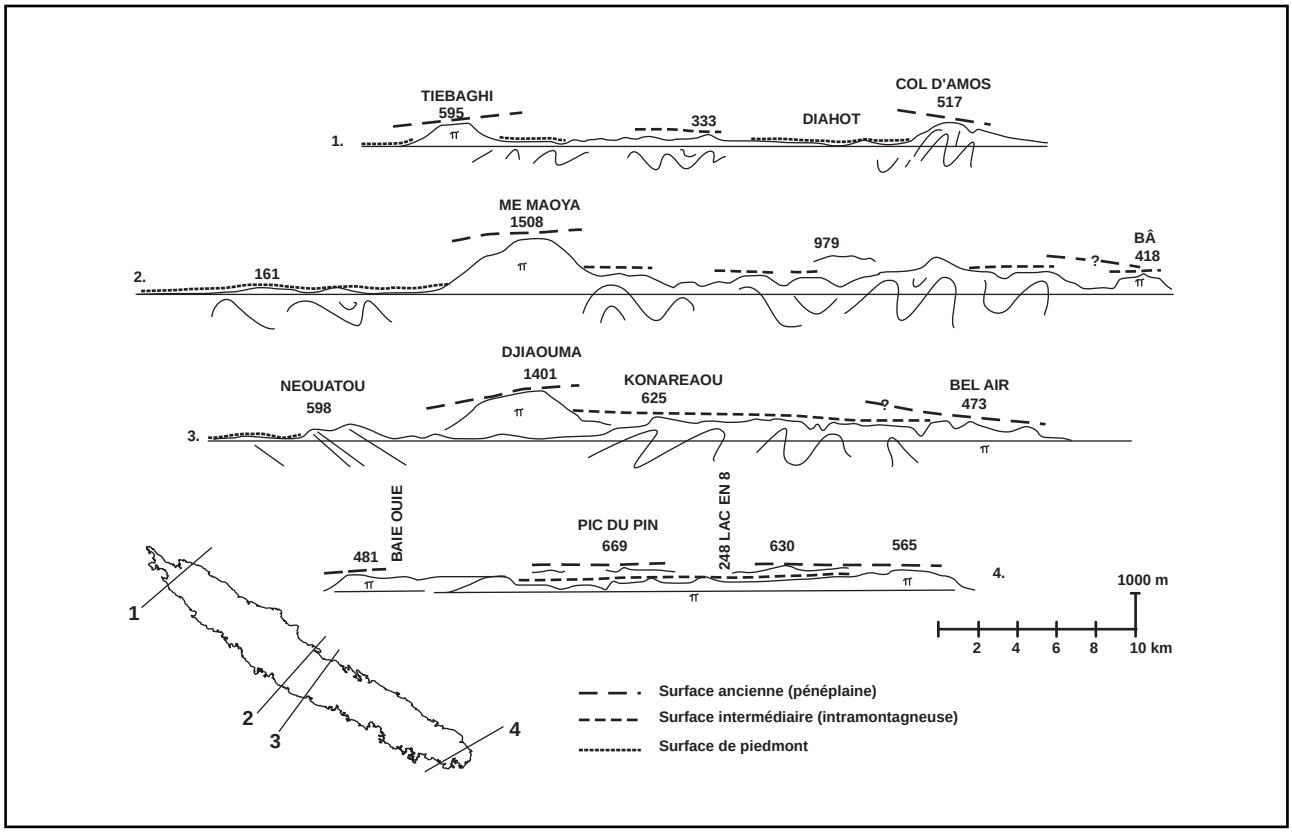


Fig. II-5. Coupes géomorphologiques à travers la Grande-Terre montrant l'existence d'une surface intermédiaire puis d'une surface de piedmont sous les reliques de la pénéplaine davisienne (d'après Wirthmann, 1966).

3 HISTORIQUE DES TRAVAUX, EVOLUTION DES CONCEPTIONS MORPHOGENETIQUES

Les premières interprétations du relief de la Nouvelle-Calédonie sont proposées par Davis (1925) relatant un voyage en bateau autour de l'île. Ces observations portent sur les étapes récentes de la morphogenèse côtière et sur les anciennes formes de relief conservées dans l'île. Il note des reliques d'aplanissement, observées notamment sur de nombreux massifs ultrabasiques qu'il interprète comme les témoins d'une ancienne pénéplaine au-dessus de laquelle ne subsistent que quelques reliefs résiduels, Fig. II-4. Un « cycle de dénudation normal aurait transformé une île montagneuse plus vaste que l'île actuelle en une surface aplanie d'un niveau voisin de celui de la mer ». Les altitudes actuelles très variées des aplanissements seraient dues à un second cycle de soulèvement et d'entaille du centre de l'île, d'affaissement et de submersion de sa périphérie. La surface enveloppe des témoins de la pénéplaine, « légèrement arquées dans le sens longitudinal de l'île » serait « en voûte beaucoup plus incurvée dans le sens transversal ». Davis insiste également sur le contraste de morphologie littorale entre la côte Ouest « baie le long des côtes en pente » et la côte Est « falaises inclinées des côtes plus abruptes ». Ces observations le conduisent à envisager un basculement transversal.

À la suite de ce travail, le schéma d'un unique grand aplanissement obtenu par érosion et de la diversification tectonique des altitudes de ces témoins deviendra un dogme. La « pénéplaine » d'âge miocène (Routhier, 1953) cintrée et disséquée par l'érosion restera pour les auteurs successifs, pendant près de cinquante ans, le premier cycle de morphogenèse du modelé de la Grande-Terre.

Wirthmann (1966) est le premier à tenter de remettre en question le cycle d'érosion unique de Davis en considérant les nombreux aplanissements qui ne se rencontrent pas en position dominante. Tout en gardant l'hypothèse de pénéplaine initiale, il suggère l'existence d'une surface d'ampleur régionale dite intermédiaire/intramontagneuse sur socle, située entre les sommets portant les cuirasses démantelées de la « pénéplaine » et les glacis côtiers (Fig. II-5). Il ne parvient cependant pas à les organiser en domaine péridotitique où il note qu'on peut les trouver à toute les altitudes. Cette idée d'une deuxième surface plus jeune sera reprise et adaptée par Trescases (1975) dans son schéma d'évolution du Massif du Sud, Fig. II-6. Ces deux auteurs mettent également l'accent sur le caractère karstique des massifs de péridotites pour expliquer la formation du modelé de bassin du sud du Massif du Sud qu'ils considèrent comme des poljés. Trescases (1975) suggère même que chaque grand stade d'aplanissement

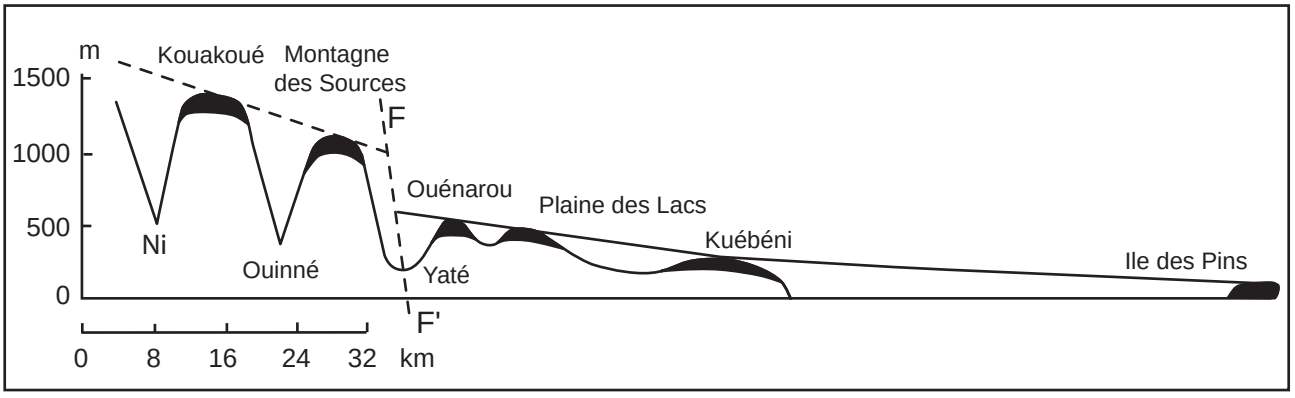


Fig. II-6. Interprétation de l'étagement des surfaces d'aplanissements cuirassées dans la partie méridionale du Massif du Sud. La surface basse des Lacs est interprétée comme un panneau de la pénéplaine effondré le long de la faille de la Montagne des Sources (d'après Trescases, 1969).

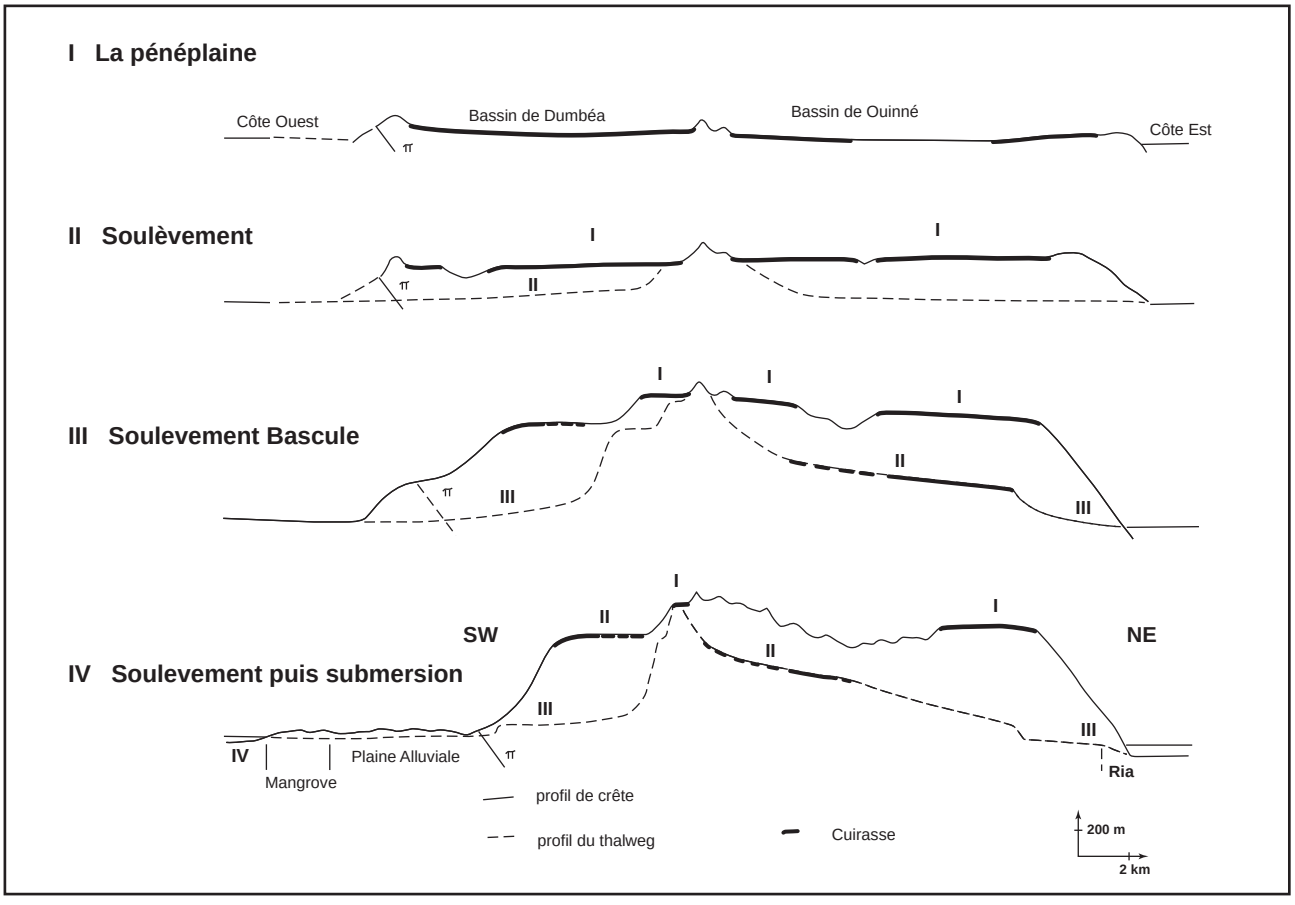


Fig. II-7. Modèle d'évolution du Massif du sud le long d'une transversale Dumbéa-Ouinnée (d'après Trescases, 1975).

sur péridotites (pénéplaine, surface intermédiaire) aurait fonctionné de la même façon que les bassins du sud aujourd'hui.

La complexité apparente de la distribution des reliques d'aplanissements ferrallitiques amène la majeure partie des auteurs à considérer, à partir des années soixante et jusqu'à aujourd'hui pour certains, que la surface voussée de la pénéplaine a en fait été découpée et décalée en blocs d'altitude variable par le réseau de failles affectant l'île (Orloff et Gonord, 1968 ; Orloff, 1968 ; Gonord et Trescases, 1970 ; Dubois et al., 1974b ; Gonord, 1977, Lagabrielle et al., sous presse). Les initiateurs de ce modèle (Orloff et Gonord, 1968 ; Orloff, 1968) invoquent systématiquement le jeu de failles plio-quaternaires. Les différences brutales d'altitude entre les plateaux cuirassés sur les points hauts du Massif du Sud (Montagne des Sources/Plaine des Lacs) sont également expliquées par Trescases (1969) comme résultant de décalages produits par des failles (Fig. II-6).

Depuis le milieu des années 70, et plus systématiquement à partir des années 80, parallèlement à l'avancée des connaissances dans le domaine de l'altération et des potentielles retombées économiques, des efforts de cartographie géologique ont été produits dans le domaine des formations superficielles sur péridotites (Guy et Moutte, 1977). Ils ont conduit les auteurs à distinguer localement des paliers d'altération indépendants les uns des autres sans qu'une fracturation tectonique en soit la cause (Vogt et al., 1984 ; Tessarolo et al., 1986). Forts de l'expérience cartographique acquise, ces auteurs critiquent sévèrement le modèle du « tout tectonique ». Ils considèrent également que le schéma d'une seule pénéplaine doit être abandonné : " il semble possible de renvoyer dos à dos le schématisme excessif des cycles [*d'érosion*] et les excès de la néotectonique (…). (…) néotectonique providentielle, inégalement argumentée pour ne pas en dire plus " (Vogt et al., 1984). Il est vrai qu'aucun décalage de surface d'aplanissement par faille n'a, à ce jour, été documenté en Nouvelle-Calédonie de façon rigoureuse. Deux observations méritent toutefois d'être signalées.

Leguéré (1976) signale la présence de gravillons ferrugineux cisaillés sur un miroir de faille normale dans le massif de Boulinda, suggérant qu'une partie au moins du jeu de cette faille soit intervenu après la mise en place d'un profil d'altération. Plus récemment, Lagabrielle et al. (sous presse) signalent la présence de surfaces cuirassées perchées au-dessus de l'escarpement côtier de l'extrémité sud de la Grande-Terre qu'ils rapportent à une faille normale de direction N-10, potentiellement active.

Un modèle récent propose une interprétation hybride de l'étagement des paliers d'altération (Genna et al., 2005). Il repose sur l'idée d'un abaissement des vallées par paliers successifs sous la forme d'alvéoles karstiques emboîtées à des altitudes de plus en plus basses

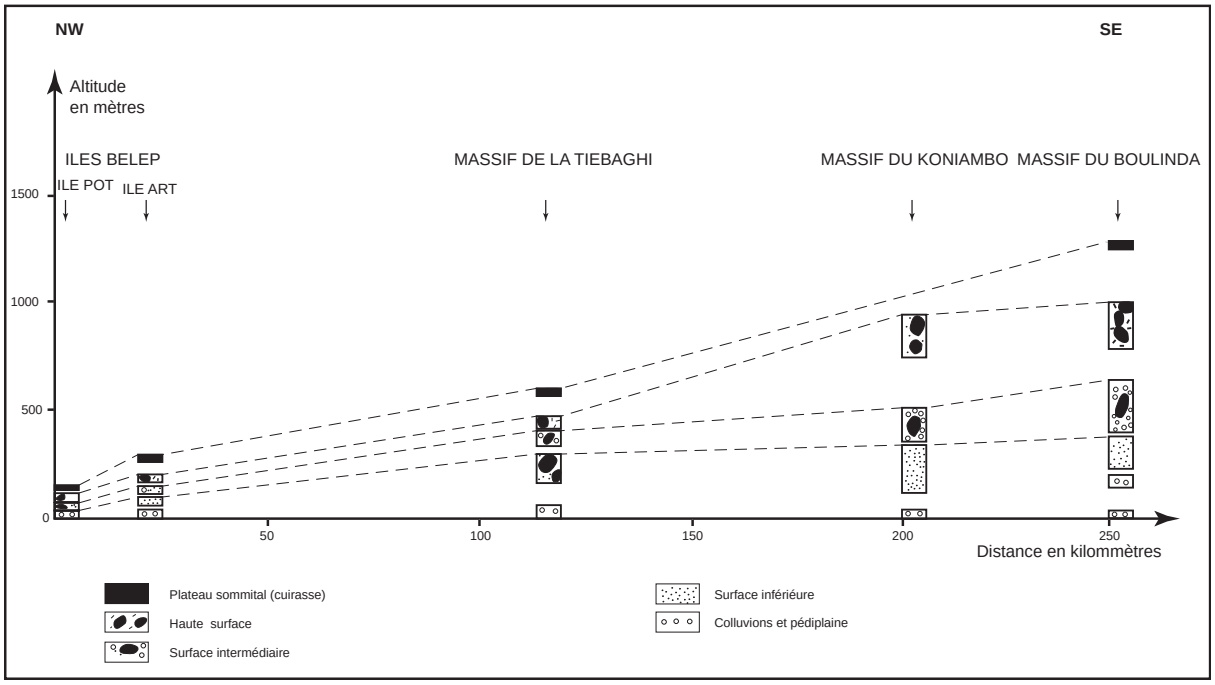


Fig. II-8. Interprétation de la distribution altitudinale des anciennes surfaces d'aplanissement des massifs péridotitiques du nord de la Grande-Terre, projetées sur un profil longitudinal (d'après Latham, 1986, modifié).

au gré de l'abaissement du niveau de base, le tout à l'aide de failles gravitaires de versant orientées de façon concentrique. Une telle évolution implique que la même cuirasse originelle de la pénéplaine se retrouve à toutes les altitudes sur les massifs (Fig. 5, Genna et al., 2005).

C'est Latham (1974) qui montrera que la présence d'une cuirasse interstratifiée dans les sédiments deltaïques miocènes de la côte ouest (Coudray, 1976) confirme l'existence d'au moins deux cycles de cuirassement sur les péridotites puisque les sédiments miocènes sont eux-mêmes tronqués par une surface portant une cuirasse ferrugineuse.

L'étude géomorphologique détaillée de la klippe péridotitique de Boulinda, en amont de cette séquence deltaïque, a montré que l'ophiolite avait été façonnée par une série de six aplanissements étagés interprétés comme résultant de cycles climatiques successifs au cours du soulèvement du substrat (Latham, 1977, 1986). L'analyse morphologique des klippes de la côte Ouest le long d'un profil longitudinal du SE vers le NW montre une diminution du nombre d'aplanissement associée à une décroissance de l'altitude des massifs, interprétée par Latham (1986) comme résultant du soulèvement différentiel du centre de l'île par rapport à son extrémité NW (Fig. II-8). Il est intéressant de noter que malgré les spéculations renouvelées de la littérature, notamment en ce qui concerne leurs relations avec les sédiments post-ophiolitiques, l'âge de ces aplanissements n'est toujours pas contraint.

4 APPERCU METHODOLOGIQUE, PLAN DE TRAVAIL

1 Cartographie et organisation des formes du relief

Ce travail est avant tout basé sur une analyse de terrain. Il fait appel en premier lieu à la cartographie des formes remarquables du relief en relation avec les matériaux latéritiques portés par ces dernières ainsi que les matériaux sous-jacents (alluvions, substrat rocheux). Les zones inaccessibles ont été cartographiées en combinant l'interprétation de photographies aériennes, des cartes topographique à 1/50 000 et des cartes géologiques à 1/50 000 pour lesquelles la caractérisation des latérites a été particulièrement poussée, la plus emblématique étant celle du Mont Humbolt (Vogt et al., 1984).

La partie SE du Massif du Sud a été choisie pour débuter la cartographie, à cause de son étendue et de la diversité de son relief, permettant d'appréhender la variabilité latérale de l'organisation des formes dans des bassins versant voisins et diversifiés. Cette région était également propice à l'étude des relations de détail entre les grands bassins sédimentaires fluviatiles post-obduction et les aplanissements.

Sur le terrain une typologie des reliques de surfaces d'aplanissement a été établie (matériaux, altération, cuirassement, forme, extension, pente, position par rapport au drainage, hauteur d'incision par le réseau hydrographique, étagement …). Cette typologie nous a conduit à la mise en place d'une séquence type d'étagement de plusieurs niveaux d'aplanissement variablement disséqués par l'érosion.

D'un bassin versant à l'autre, nous avons pu étendre la cartographie de cette séquence à l'ensemble du Massif du Sud et à son diverticule nord-est, ainsi qu'aux klippes péridotitiques de la côte nord-ouest. Ce déplacement était en partie motivé par la volonté de caractériser les relations pouvant exister entre les aplanissements d'une part, et les seuls sédiments fluviatiles post-obduction datés à ce jour (Miocène de Népoui), d'autre part.

Les observations faites sur la côte Est et la côte Ouest nous ont ensuite amenés à reconnaître les équivalents sur socle des reliques d'aplanissement essentiellement cartographiées sur péridotites. Les reliques des aplanissements d'une large partie de notre séquence inférieure ont ainsi été cartographiés sur l'ensemble de la chaîne centrale.

C'est lors d'une troisième phase de cartographie, dédiée à l'étude des formations latéritiques des bas piedmonts des massifs péridotitiques et de la plaine côtière ouest que les deux derniers systèmes d'aplanissement ont été reconnus. Ils sont particulièrement bien préservés et étagés sur le piedmont Est du massif de Tiébaghi et dans les environs de Népoui. La zone d'étude recouvre ainsi près des 2/3 de la surface du territoire (planche hors-texte).

Les levés de terrain et les interprétations des zones non accessibles ont été spatialisés sur les fonds topographiques à 1/50 000 digitalisés, et superposés au modèle numérique de terrain de l'IGN dont la résolution spatiale est de 50 m (planche hors texte). Le tout a été géré à l'aide du logiciel de traitement de système d'information géographique *Arcview*.

2 Analyse géomorphologique complémentaire

Une étude pilote sur la cartographie des marques des différentes phases d'érosion sur un corridor à travers le Massif du Sud a été réalisée à partir des cartes topographiques à 1/50 000. Le tracé des têtes d'incision associées aux différentes alvéoles d'érosion emboîtées ont été numérisées sur 3 bassins versants (Tontouta, Ni et Ngoï). Leur analyse a été couplée à celle des profiles en long des rivières associées.

De nouvelles données de bathymétrie fine acquises sur le plancher du lagon sud-ouest ont permis de préciser la morphologie de l'avant-pays sud-ouest calédonien. Les traces de chenaux, de canyons et de dépressions révélés par la bathymétrie permettent ainsi la reconstitution de la paléogéographie de cette partie du lagon lors de phases d'émersion (période de bas niveau marin) du Quaternaire supérieur.

3 Caractérisation des sédiments fluviatiles post-obduction

Les sédiments fluviatiles post-obduction ont fait l'objet d'une analyse géomorphologique et structurale de détail ainsi que d'une caractérisation lithostratigraphique (ces sédiments sont encore considérés comme azoïques). Une coupe stratigraphique de chaque relique sédimentaire a été levée. Par ailleurs, une étude microtectonique fine des sédiments a été entreprise (mesure des plans striés et analyse cinématique). L'interprétation ou la réinterprétation de profils sismiques marins acquis sur les marges de la ride de Nouvelle-Calédonie nous a par ailleurs permis de préciser (1) les relations entre les sédiments fluviatiles préservés à terre et leurs équivalents sur les marges, ainsi que (2) leurs relations avec les failles bordières de la ride et les bassins océaniques adjacents.

.

C – Les étapes morphologiques de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la fin de l'orogenèse alpine

1 EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ILE DE NOUVELLE-CALEDONIE

Cette partie est présentée sous la forme d'un article soumis à *Terra Nova*,

LONG-TERM GEOMORPHIC EVOLUTION OF NEW CALEDONIA ISLAND (PACIFIC SW)

Violaine Chevillotte[1], Dominique Chardon[1], Anicet Beauvais[1]
Pierre Maurizot[2] and Fabrice Colin[1]

[1] Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 161 CEREGE,
BP A5, 98848 Nouméa Cedex, New Caledonia,
and UMR 6635 CNRS, Université Paul Cézanne, Aix-en-Provence, France
[2] Bureau de Recherche Géologique et Minière, SME, BP 465, 98845 Nouméa Cedex, New Caledonia

Abstract

Systematic mapping of relict lateritic planation surfaces constrains a new morphogenetic model for New Caledonia Island since its emersion. Early uplift took place during the Oligocene under humid climate that does not appear to have varied significantly, suggesting epeirogenic events (slowing downs, stability periods) have controlled the shaping and nature of successive lateritic planation surfaces. Most of the relief of the island had been achieved by the end of this first period. Climate change controlled landscape evolution during the later Oligocene and Neogene times, marked by the aggradation of two fluvial sedimentary systems following fluvial incision phases, and emplacement of three lateritic pediment surfaces that may reflect episodes of drier tropical climate. Despite large Neogene normal fault movements between the New Caledonia ridge and its adjoining basins, the Island has recorded only low-amplitude tilt and limited finite vertical displacements with respect to the geoid since the Early Miocene.

Introduction

New Caledonia Island has a 1600-m-high mountainous relief that displays a benchland morphology controlled multiple lateritic levels (Latham, 1977; Vogt et al., 1984), particularly on its ultramafic massifs. Given its small width and its recent emersion in the Early Oligocene, the Island represents a pertinent case study of the way long-term interaction of base-level change, weathering and morphogenesis may be recorded under the influence of tropical climate. The Caledonia example should further provide insights onto the geodynamic significance of the terracing of lateritic planation surfaces relicts in landscapes of the tropical belt, one of the oldest and liveliest debated issues in tropical geomorphology (McFarlane, 1976; Thomas, 1994), that refers almost exclusively to cratonic contexts of limited and/or slow epeirogeny.

Here, we explore the geomorphic response of the island to post-Eocene base level changes and long-term climate variability in the light of the first comprehensive study of the lateritic paleolandsurfaces and correlative fluvial sediments over mainland New Caledonia.

Geological outline

New Caledonia lies on the northern extension of the Norfolk ridge, near to the northeastern edge of the Australian plate (Dubois et al., 1974a; Fig. 1). The island and its lagoon make a horst that consists of Gondwana basement and volcanic/sedimentary materials overlain by an ultramafic ophiolitic nappe emplaced in the Late Eocene (Paris, 1981 and references therein; Fig.1). After the obduction that stopped 34-32 Ma ago (Cluzel et al., 2001 and our own unpublished data), tropical weathering formed extensive lateritic mantles that are enriched in Nickel on the peridotites, making the island one of the biggest reserves of Nickel in the world (Trescases, 1973).

Lateritic landsurfaces

Our GIS-assisted mapping is based on extensive geomorphic analysis of lateritic mantles with a special emphasis on the peridotitic massifs and their piedmonts. It combines systematic field mapping, existing documentation on the geology and petrology of weathering mantles (Trescases, 1975, Latham, 1977, 1986; Guy et al., 1979; Vogt et al., 1984), aerial photographs interpretation, and detail reexamination of the post-obduction fluvial sediments. Mapping over two third of New Caledonian Island (Chevillotte, 2005)

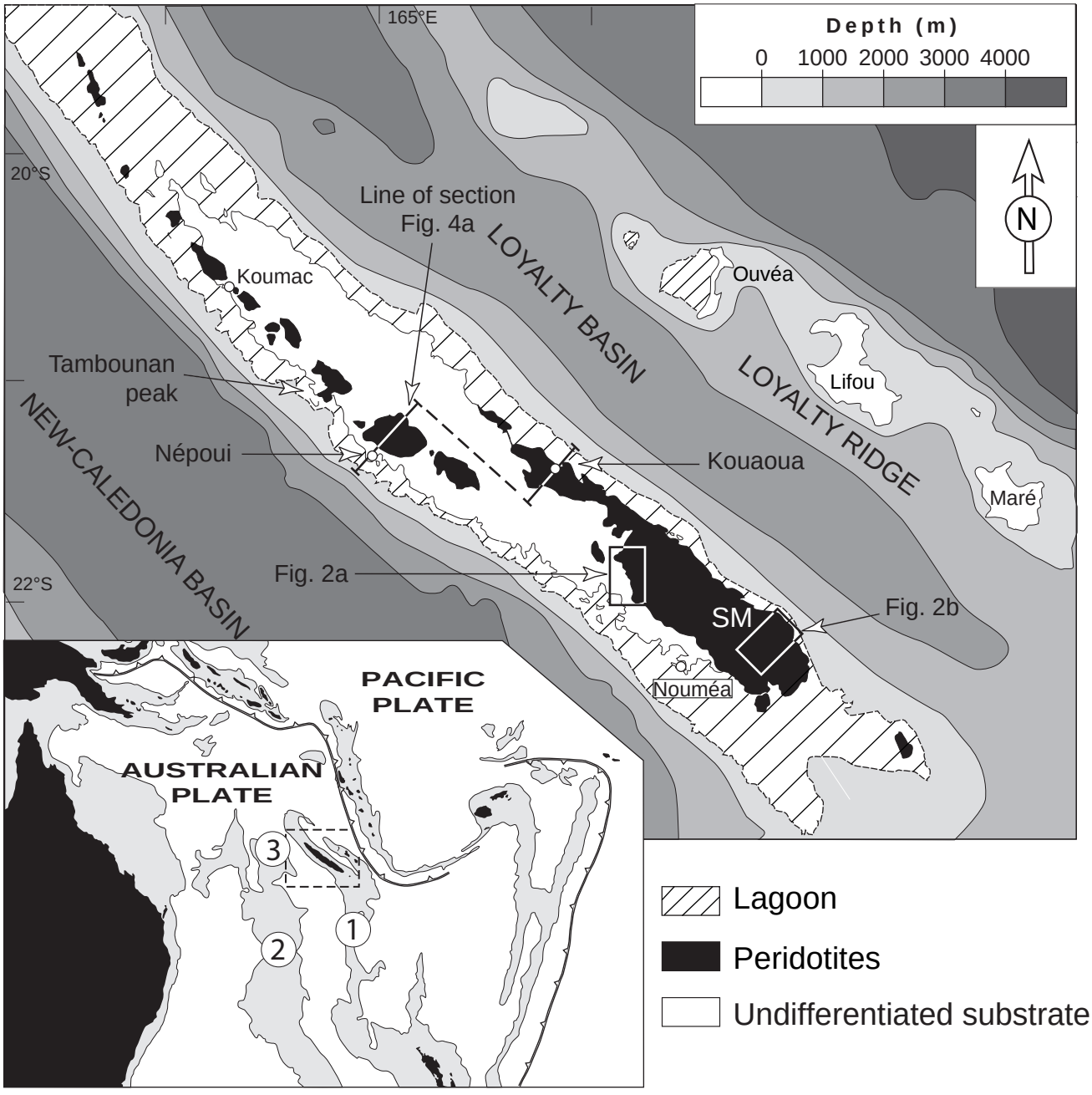


Fig. 1. Simplified geology and bathymetry of the New Caledonia archipelago. The ultramafic ophiolitic nappe is preserved in a number of massifs (SM: Southern Massif). On the inset, 3000-m-depth contour is shown. 1 - Norfolk ridge, 2 - Fairway rise; 3 - Lord Howe rise.

has allowed characterizing a systematic distribution of the relict lateritic landsurfaces arranged into a regionally correlated sequence of 8 levels that is integrally preserved along the western margin of the southern peridotite massif (Fig. 2a).

High surfaces sequence

Relics of the highest and oldest surfaces are found on the main divides, between 1100 and 1600 m elevation (Fig. 2a). They show thick, partly dismantled ferricretes directly overlying the bedrock. Where the ferricrete cover has been eroded away, only densely sinkholes-perforated peridotitic bedrock surfaces remain. In most places, this group consists in two generations of surfaces (A & B) that are stepped into one another (Fig. 2a).
C-type surface remnants extend onto steep concave-convex slopes over a wide elevation range (up to 400-m-high). Common dissection of surface C by closely spaced slope channels leads to a peculiar ridge pattern as shown on Fig. 2a. Surface C lacks ferricrete caps and is underlined by a thick lateritic mantle.

Lower surfaces sequence

Surface 1 is a low-relief surface that tops large smooth plateaus with rare inselbergs, especially in the peripheral areas of the Southern Massif (Fig. 2b) as well as on top of the west coast peridotite massifs. Weathered mantle of surface 1 can be several tens of meters-thick and is capped by a massive, goethitic ferricrete. Surface 2 shows a weathering pattern similar to the one of surface 1. Remnants of this surface delineate horseshoe-shaped relict etchplains (Fig. 2).

Ferricrete-capped surface 3 is composite. Within the massifs, it is preserved as dissected relicts of valley floors and also caps fluvial sediments that fill up large endoreic depressions of the southern part of the Southern Massif (Fig. 2b, see below). This surface connects to a pediment made up of ferricrete, bedrock and silcrete clasts in a matrix of reworked laterites. It is largely developed on the upper piedmont of the massifs (Fig. 2).

Two younger regional pediment surfaces are distinguished below surface 3 on the lower piedmonts and valley sides of the peridotite massifs. Pediment 4 is made up of reworked ferricrete and silcrete clasts and ferruginous pisolites. Colluviums and alluviums making the pediment and their underlying bedrock are turned into a 5- to 40-m-thick silcrete that is topped and reworked by a 2- to 10-meter thick ferricrete. The pediment surface extends onto the steep steep lower piedmonts of the massifs (Fig. 2a) where it is dismantled into a silcrete blocks-studded bedrock slope.

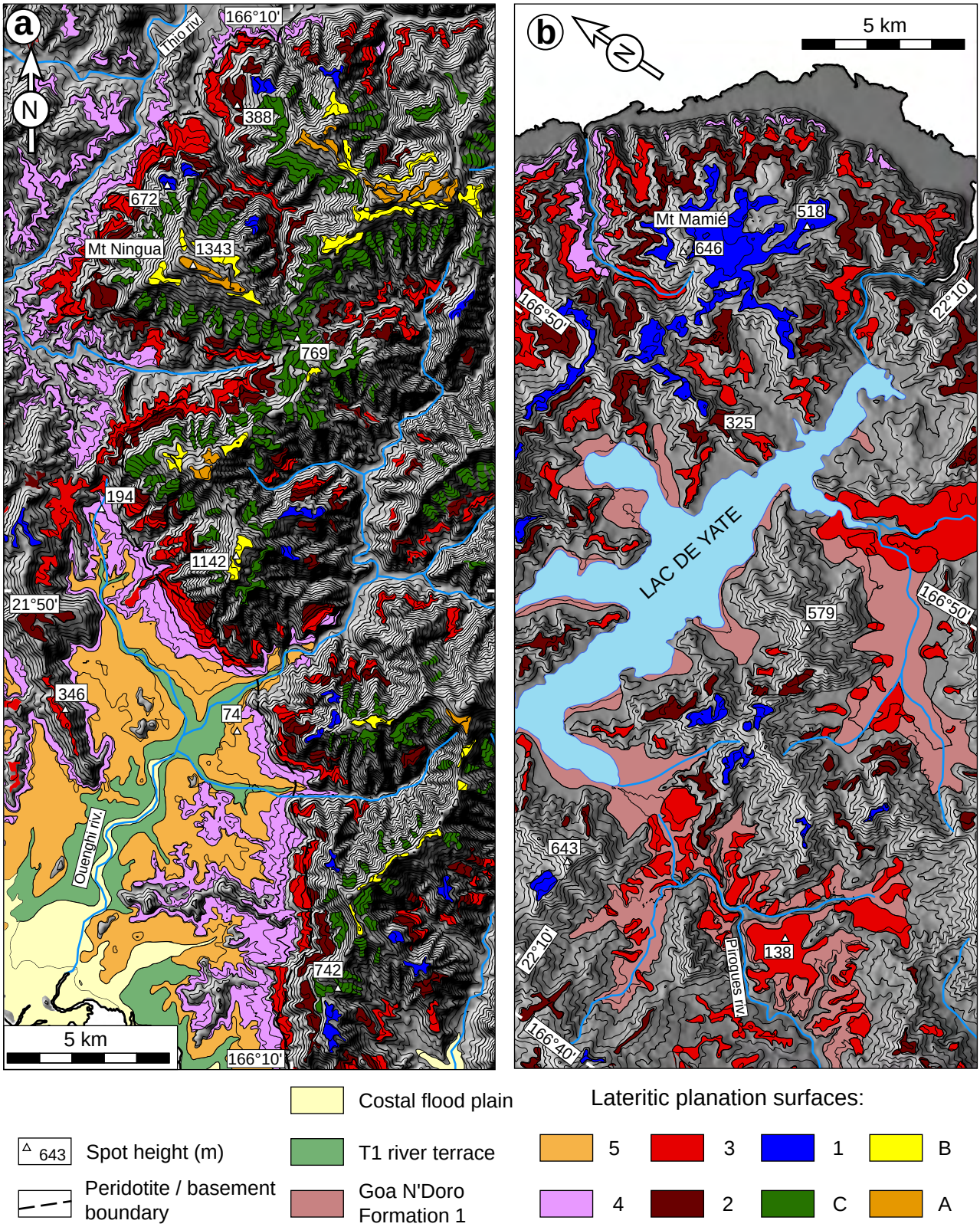


Fig. 2. Lateritic planation surfaces from type-areas of New Caledonia Island (a) Western edge of the Southern Massif, (b) Southeastern edge of the southern massif. Contours are 50 m. Location on Fig. 1.

The youngest lateritic pediment surface (5) makes up the gently rolling coastal plains (Fig. 2). This pediment connects downslope to the regional alluvial terrace T2. The pediment and correlative alluviums are almost exclusively made of centimetre-scale, weakly silicified bedrock clasts and pebbles and reworked lateritic silts. The weathering profile of an intense orange colour superimposed on the sediments is capped by a ferricrete that has locally undergone almost complete degradation.

Relations to post-obduction fluvial sediments

Along the west coast, the deltaic Miocene sequence of the Népoui Formation (NF), made of monomict conglomerates interbedded with, and topped by, coastal biocalcarenites (Coudray, 1976), is truncated by planation surface 4 (Fig. 3). It also lies at a lower elevation than the relict pediment of surface 3 (Fig. 3). Given the Aquitanian to Langhian stratigraphic age of the NF (Coudray, 1976), surface 3 should be considered as Oligocene in age and surface 4 as post-Langhian.

In the Kouaoua area, on the east coast, surface 3 is coincident with a fluvial sedimentary sequence boundary of the Goa N'Doro Formation (Fig. 3). Detailed re-examination of these sediments, first described by Orloff and Gonord (1968), reveals two units bounded by a channelling disconformity (Fig. 3). The lower unit (GDF 1) is mainly made up of microconglomerates and sandstones that pass to silts with traces of palaeosoils. The upper unit (GDF 2) is a conglomerate of rounded pebbles of peridotite that fills up canyons carved into both the GDF 1 and its peridotitic substrate (Fig. 3). Canyon aggradation reaches at least 300 m in thickness and overly the upper terms of the GDF 1. Ferricrete-capped surface 3 coincides with the abandonment surface of the GDF 1 (as seen in the southern part of the southern massif, Fig. 2b).

The GDF 1, being pre-surface 3, must be ascribed an Oligocene age. As the conglomerates of the GDF 2 overly Oligocene surface 3 and given their lithostratigraphic, weathering pattern and geomorphic characters compared to the GDF 1 and NF, the GDF 2 and NF may be seen as the topset beds of Early- to early-Mid Miocene deltas that aggraded on both the eastern and western drainage of the Island (Fig. 4a).

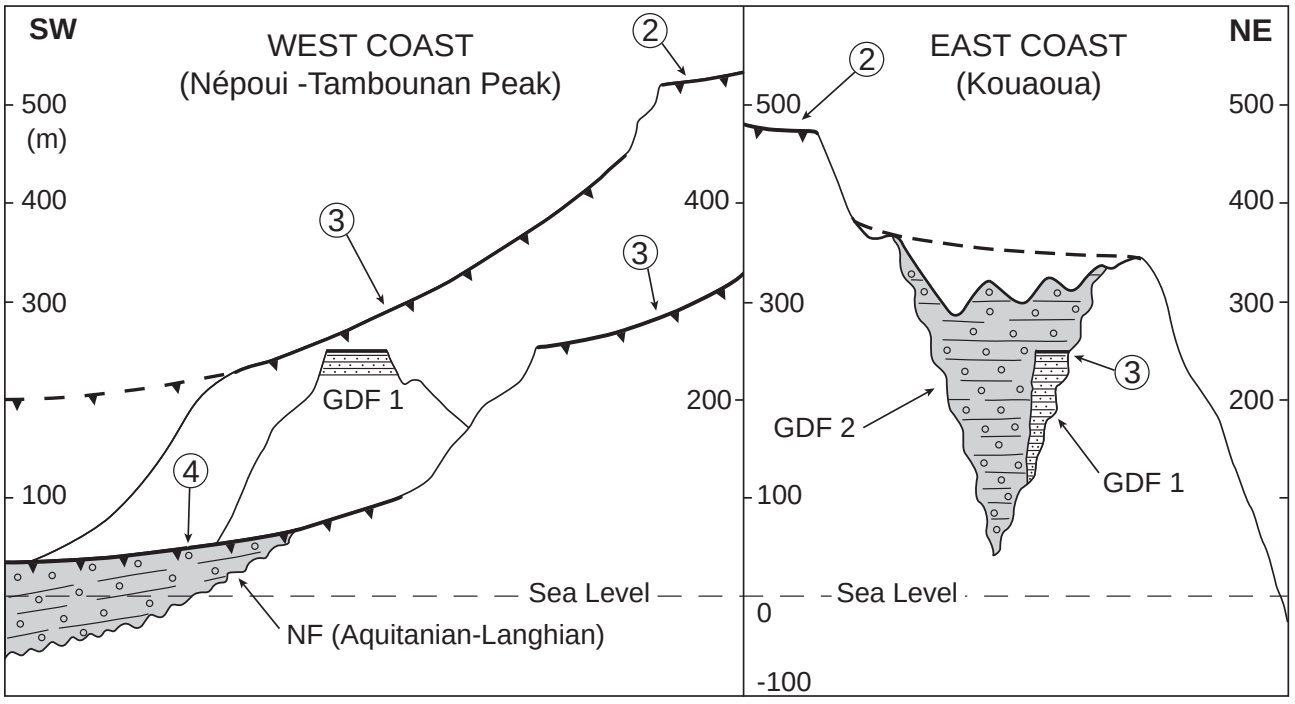


Fig. 3. Summary of the relationships between fluvial sediments and paleolandsurfaces on both sides of the drainage divide of New Caledonia Island. GDF - Goa N'Doro Formation; NF - Népoui Formation. Numbers refer to planation surfaces discussed in the text and shown on Fig. 2. C- coast. See localities on Fig. 1.

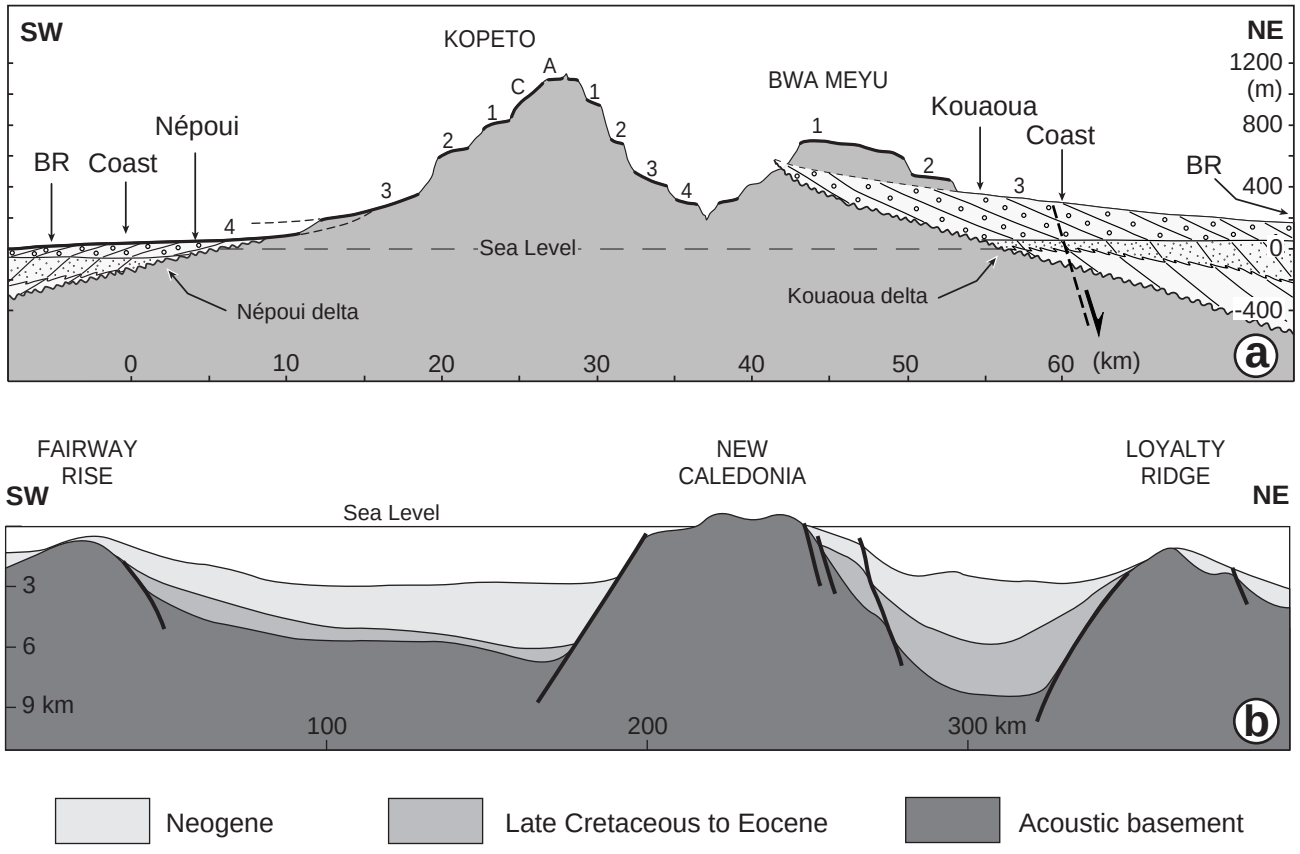


Fig. 4. (a) Reconstruction of the distribution of lateritic landsurfaces and Miocene deltas on a composite transect of New Caledonia. Numbers refer to the surfaces discussed in the text and shown on Fig. 2. BR designates today's position of the barrier reef. (b) Simplified structures, margin bathymetry and mainland relief of the New Caledonia ridge and adjacent basins and rises (modified after Dubois et al., 1974a).

Interpretation

Geomorphic response to early uplift history

The fact that high surfaces' relict weathering profiles result from *in situ* bedrock alteration rather than from lateritization process of allochtonous material suggests an etchplanation origin. By contrast, the distinctive characteristics of surface C rather suggest that it formed and evolved from a combination of river incision and downwearing of valley sides and large panels of surface B during weathering, requiring slope processes and weathering to have keeping pace with river downcutting. C surfaces benefited from both colluvial reworking of higher surface's regoliths (A, B) and renewed weathering of recycled lateritic material. This was at least partially enhanced by the high slope and the good drainage of the ridges due to the incision of slope channels, preventing ferricrete development and enhancing nickel to accumulate at depth in the weathering profile (Trescases, 1973).

Surface 1 appears to result from the geomorphic regime that presided at the formation of surface C, when base level fall and valley deepening started to decrease or ceased. Given its large extent, especially outside the deeply incised core of the Southern Massif, surface 1 is interpreted to have settled in low-relief, low-land areas located downstream of the outlets of C surface bearing valleys. This is in agreement with the fact that both surfaces C and 1 bear the richest nickel ore exploited in New Caledonia and with local occurrence of alluvial chromite under surface 1.

Response to later limited uplift and climate change

Emplacement of surface 2 by etchplanation marks a relative stabilization in base level during ongoing chemical weathering, after a relatively low-amplitude drop that led to the abandonment of surface 1.

The GDF and NF record at least two downcutting / aggradation cycles of regional extent postdating abandonment of etchplain 2, before emplacement of pediment 4. These cycles may result from two successive epeirogenic uplift episodes. The two bedrock incision events would also be consistent with base level changes being driven by climate change, with sea level fall and river downcutting triggered by drier climatic conditions, and subsequent sea level rise by more humid conditions enhancing a return to later ferralitization process. This interpretation is not to be neglected, especially knowing that the amplitude of the incision episodes considered are compatible with the range of eustatic sea-level changes recorded in Oligocene and Early Miocene times (Haq et al., 1987).

Pediment 3 attests to the first settlement of prolonged seasonally contrasted climate in post-obduction New Caledonia. It initiated a succession of stepped morphoclimatic stages, with seasonally contrasted climate (short heavy rainy season) producing pediments, and return to humid climatic conditions enhancing subsequent ferralitization of the previously settled pediment surface.

Pediment 3 could mark the Oligocene-Miocene climatic boundary, whose associated regression may explain the canyon incision phase preceding NF aggradation. Pediments 4 and 5 may coincide with two of the dryer climatic episodes recognized in the Tropics (e.g., Thomas, 1994) at 15-14 Ma (Langhian - Serravallian boundary), 11 Ma (base of Tortonian), 6-5 Ma (Mio-Pliocene boundary) or 2 Ma (Plio-Quaternary boundary).

Discussion

Our results support and precise the views of Wirthmann (1966, 1970) and Latham (1977) who recognized regional planation surfaces on several ultramafic massifs that Latham (1977) related to stepped morphoclimatic stages. Large tectonic offsets of landforms across the island may not be readily deduced from the regional lateritic surfaces pattern described here. Accordingly, our mapping precludes the model, entrenched in the literature since the work of Davis (1925), of a single peneplain over entire New Caledonia that would have been upwarped and/or cut into a number of tectonic blocks taken to various elevations by faulting during the Plio-Quaternary (Routhier, 1953; Orloff and Gonord, 1968; Trescases, 1969; Gonord and Trescases, 1970; Dubois et al., 1974b; Gonord, 1977).

Long-term positive epeirogeny has therefore primarily been driven by slip on the New Caledonia ridge normal boundary faults (Dubois et al., 1974a; Dugas and Debenay, 1978). Normal faulting responded to the combination of (1) late- to post-orogenic erosional denudation of the ridge (Dubois et al., 1974b; Moretti and Turcotte, 1985), (2) extensional tectonics enhanced by appropriate free boundary conditions and (3) hydro-isostasy (Dubois et al., 1974b).

The difference in elevation of the two Early Miocene deltas (Fig. 4a) suggests the island has undergone a southwestward tilt. This is supported to by the fact that delta aggradation took place during relative sea level rise in Népoui (Coudray, 1976), indicating that part of the tilt was acquired during the Early Miocene. This tilt is consistent with slip along the faults underlying the 200- to 300-m-high coastal cliffs and ridge’s eastern margin slope (Bitoun and Récy, 1982) that show a minimum post-Mid Miocene slip of 450 - 800 m

(Daniel et al., 1976). The Langhian sea level recorded by the Népoui delta marine / continental transition lies however close to eustatic sea level at that time (Haq et al., 1987). This indicates that New Caledonia freeboard has not evolved significantly since that time, suggesting isostasy maintained at, or brought the Early Neogene shoreline back to, its original elevation despite large finite slip along the ridge's normal boundary faults (Fig. 4b).

Acknowledgements

This work was funded by the BRGM and initiated with Y. Lagabrielle. We are indebted to G. Grandin and J-P. Ambrosi for very fruitful discussions and suggestions during the course of this work.

2 CARACTERISTIQUES DES SURFACES LATERITIQUES

Cette section a pour but de systématiser les différentes observations géomorphologiques et géologiques faites sur les témoins des systèmes d'aplanissement reconnus sur la Grande-Terre. Ce texte fait référence à la figure II-9 ainsi qu'aux cartes de la planche hors-texte et de la planche cartographique en fin de document (Massif de Tiebaghi et Massif de Koniambo). Il constitue en quelque sorte la notice de ces cartes.

Pour plus de clarté et étant donné le grand nombre de cartes ou publications existantes sur les formes du relief et les formations latéritiques, nous présentons dans un tableau synthétique les correspondances pouvant être établies entre les dénominations et/ou descriptions des auteurs antérieurs et la terminologie de la nouvelle séquence que nous proposons (Tableau II-1).

Surfaces Hautes A et B (surfaces du Mont Ouin)

Géomorphologie

Ces formes sont préservées en reliques de surface d'aplanissement en position sommitale ou sur les flancs immédiats des lignes de crêtes principales et secondaires de l'île. Les surfaces formant les crêtes sont localement dominées par des inselbergs. De nombreuses perforations dolinaires sont visibles lorsque le bedrock a été dénudé, ce qui est couramment le cas (karst rocheux de Vogt et al., 1984).

Sur substrat péridotitique, on distingue 2 groupes de surfaces étagés (A et B). La dénivelée de chaque relique est inférieure à 100 m, pour une gamme d'altitudes 1600 à 1100 m pour la famille A et de 1200 à 900 m pour la famille B.

Ces aplanissements se sont développés sur péridotites et sur socle.

Matériaux associés, altération

Sur péridotite, le profil d'altération correspondant à ces surfaces a été presque totalement érodé. Sur socle, on ne trouve généralement plus de trace de profil d'altération. Du profil d'altération ne subsiste généralement que la cuirasse goethitique, très démantelée en un chaos de blocs reposant à même le toit taraudé du bedrock.

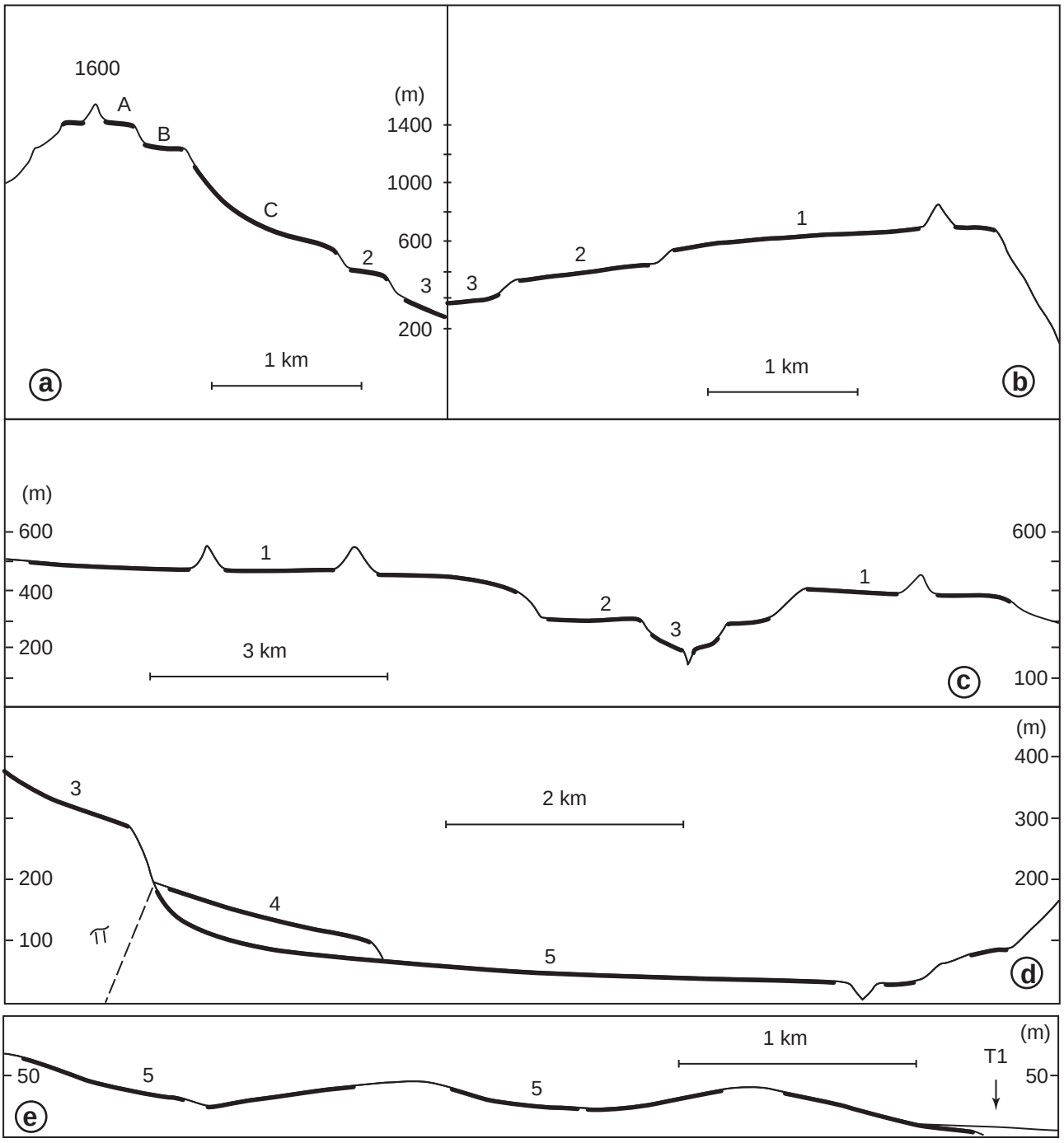


Fig. II-9. Coupes schématiques des différentes surfaces latéritiques de la Grande-Terre. (a) Relations types des surfaces de haute altitude des parties incisées du Massif du sud. (b) Plateau minéralisé de la surface 1 (type côte ouest). Ce dispositif est classiquement rencontré sur tous les grands éperons dont le toit pend vers la mer (l'exemple type est celui de la presqu'île de Bogota. (c) Relations entre les surfaces 1, 2 et trois dans la partie méridionale du Massif du Sud. (d) Les trois dernières surfaces pédimentaires telles qu'elles s'étagent sur le piedmont du massif de Tiébaghi. (e) Plaine ondulée multiconcave de la surface 5.

Localités type

Crète du Mont Ouin, Surfaces du Mont Kouakoué, Mont Ningua.

Surface C (surface du Mont Ningua)

Géomorphologie

C'est une surface de versants très pentés (32 % en moyenne), qui est le plus souvent disséquée par un drainage parallèle d'ordre inférieur en séries de croupes convexo-concaves. Ces surfaces n'ont pas été le siège d'érosion mécanique, mais plutôt de processus d'érosion / accumulation. On les trouve sur les pentes des chaînons principaux et secondaires. Elles sont toujours situées sous les surfaces les plus anciennes (A et B) dont elles constituent une forme de dégradation (surtout de la surface B), consécutive à l'enfoncement progressif du réseau hydrographique principal. Les reliques s'étalent sur 300-400 m de dénivelée pour une gamme altitudinale de 400 à 900 mètres.

Cette famille de surfaces n'est documentée que sur substrat péridotitique.

Matériaux associés, altération

Le profil d'altération soulignant les surfaces est très épais (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres). Il s'est développé en partie sur matériel allochtone (remaniement colluvial des surfaces préexistantes ou dominantes) mais également sur roches en place. Ceci a contribué, avec la longue histoire de recyclage et de redistribution de ces matériaux sur versant au cours de l'enfoncement du réseau, au fort enrichissement en nickel de ces latérites. L'horizon de saprolite grossière est particulièrement bien développé et préservé.

L'apport de matériaux préalablement enrichis lors d'altérations anciennes (surfaces A et B), le recyclage et l'enrichissement renouvelés de ces latérites remaniées, ainsi que l'enfoncement du profile d'altération dans le bedrock sous-jacent, font de ces surfaces les porteuses des plus riches minerais saprolitiques classiques (ex : Camps des Sapins à la périphérie du Mont Ningua).

Cette surface ne montre pas de cuirassement mais localement un carapacement récent.

Localités type

Marge ouest du Massif du Sud, grandes vallées du Massif du Sud.

Surface 1 (surface du Mont Mamié)

Géomorphologie

C’est la surface d'aplanissement des reliefs de moyenne altitude. Elle présente les caractéristiques d’une *etchplain*.

Sur les péridotites des régions faiblement incisées du Massif du Sud, elle est préservée sous forme de plateau, au relief mou, percée de rares inselbergs qui dominent la surface de 100 à 150 m. C'est également la surface sommitale des massifs de la côte NW (ex: Massif de Koniambo, Tiébaghi). Au cœur et sur les piedmonts externes du Massif du Sud, elle subsiste en reliques de versant affaissées, souvent remaniées par les aplanissements ultérieurs. La surface présente de nombreuses dolines perforant les plateaux cuirassés.

L'altitude de la surface 1 est comprise entre 450 et 750 m, la variation d'altitude pour chaque surface est inférieure à 150 m, cette gamme pouvant croître vers le nord de la Grande-Terre. Cette surface a eu *une extension régionale*.

Elle a arasé sans distinction les péridotites et les roches du socle. Comme pour la majorité des reliques de surfaces de génération 2 et 3 (voir ci-après), l'aplanissement a évolué en une surface multiconvexe dont les points hauts définissent une surface enveloppe tendue à relief plus faible que celui de son équivalent sur péridotites.

La surface 1 est rarement présente sous la surface C sur les mêmes versants (à l'intérieur des massifs). Cette exclusion mutuelle, la position altitudinale relative des deux familles de surfaces (les amonts de surface 1 semblent coïncider, à l’échelle d’un massif, avec les avals des surfaces C), ainsi que la teneur économique en nickel de l’aplanissement 1 indiquent un lien cogénétique entre ces deux familles de surfaces.

Matériaux, altération

Sur péridotites, cette surface est systématiquement soulignée par un épais manteau de latérites en partie remaniées surmontant des altérites produites in situ sur le bedrock. Sur péridotites, son profil d'altération épais (jusqu’à plusieurs dizaines de mètres) est cuirassé.

Des placers de chromite ont été décrits dans les matériaux sous-jacents à la surface (Gonord, 1977), suggérant une origine en partie alluviale pour les latérites de cette surface. Sur péridotites, la surface porte une puissante cuirasse goethitique massive à vacuoles, pouvant n'être préservée que sous forme de blocs démantelés sur bedrock.

Cette surface porte des gisements nickélifères saprolitiques qui ont été, sont ou seront les plus intensivement exploités en Nouvelle-Calédonie (ex: plateau de Thio, Tiébaghi, Canala, Kouaoua, future mine Koniambo). Sur socle, les profils d'altération (comme pour les surfaces 2 et 3) ont été tronqués : le sol actuel mince (quelques dizaines de centimètres) repose directement sur le toit du bedrock sein sur les points hauts de la surface multiconvexe.

Localités types

Plateaux du district de Kouaoua, Mont Mamié.

Surface 2 (Surface de la Fausse Yaté)

Géomorphologie

Sur péridotites, dans les régions périphériques des massifs incisés, cette surface souligne des plaines encastrées entre les pentes rocheuses portant la surface 1. C'est aussi une surface de type *etchplain*. Les reliques ont le plus souvent une forme de fer à cheval. Comme la surface 1, elle ne subsiste qu'en petites reliques de versant dans les parties incisées ou sur les piedmonts des massifs. Quelques rares dolines affectent les surfaces cuirassées. Son altitude va de 250 à 400 mètres en moyenne avec une dénivelée inférieure à 100 mètres. En amont quand elle est en position de piedmont, elle peut atteindre 700 mètres, sa dénivelée est alors de 150 mètres.

Sur socle, cette surface est démantelée en une surface multiconvexe très incisée par le réseau hydrographique (ex: Forêt Plate, Plateau de Tango). La dénivelée de cette surface est inférieure à 100 mètres, son altitude est comprise entre 350 et 500m.

Altération, matériaux

Les matériaux soulignant cette surface sont similaires à ceux de la surface 1 bien que les manteaux latéritiques associés soient bien moins puissants. Sur péridotite, l'altération a été poussée jusqu'au cuirassement et l'ensemble du profil est alors préservé. La cuirasse est goetitique, massive, de 50 cm à 3 m d'épaisseur à vacuoles et alvéoles. La cuirasse est démantelée en blocs et gravillons ferrugineux en surface.

Sur socle, les buttes de la surface multiconvexe ne portent plus de profils.

Localités type

Surface de la Fausse Yaté, surfaces sur socle.

Surface 3 (Surface de Prony)

Géomorphologie

Cette surface correspond à un épisode d'aplanissement qui a affecté toute la Grande-Terre et ses reliques s'étendent largement au-delà de la ligne de rivage actuelle (voir chapitre traitant des formations fluviatiles post-obduction). C'est la phase principale de façonnement des piedmonts des massifs de péridotites, des bas de versants des vallées largement incisées et des bas-fonds de l'intérieur de ces massifs. C'est également une surface largement enregistrée par le socle non péridotitique.

La surface résultante s'est moulée sur les contreforts du relief déjà très différenciés de l'île. Elle représente le premier grand aplanissement rencontré au-dessus du niveau de base dans les massifs de péridotites. Elle est faite de glacis coalescents formant *une surface composite, multi-concave, d'ampleur régionale* qui n'a été que faiblement disséquée à l'intérieur des massifs. C'est une surface pédimentaire qui peut remanier les reliques de surfaces d'aplanissements 1 et 2 antérieures, générant ainsi des glacis polygéniques à plusieurs segments de pentes contrastées, notamment sur les piedmonts des massifs péridotitiques.

Les reliques de cette surface soulignent, à l'intérieur des massifs, les fonds de larges vallées perchées, dont les profils transverses faiblement concaves sont liés à la forme des glacis de la surface 3 qui se télescopaient à leur aval à l'aplomb du drainage actuel. Ce

dispositif correspond notamment aux vallées dans lesquelles la surface 3 se raccorde à la surface d'abandon des remplissages sédimentaires de la formation du Goa N'Doro. Dans cette configuration, la surface 3 apparaît, de l'amont vers l'aval, tour à tour comme un glacis d'érosion sur péridotites en position de piedmont, un pédiment raccordant les bassins au piedmont, la surface subhorizontale marécageuse marquant la fin de l'agradation des sédiments.

La surface 3 est ubiquiste sur les piedmonts des massifs de péridotites. C'est là qu'elle montre la forme typique de glacis, dont les deux plus beaux exemples sont le Glacis du Mont Kaféaté (extension SW du massif de Koniambo) et le plateau de Tia (butte témoin immédiatement à l'ouest du massif de Kopéto-Bounlinda).

La surface 3 est perforée de dolines en position de bas-fonds (ex: Plaine des Lacs). Ces dolines peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de diamètre (ex : Doline du Tahitien, Plaine des Lacs).

La surface trois est visible à des altitudes très variables, de quelques mètres au-dessus de la mer (Baie de Port-Boisé) à 480 m (amont des glacis de piedmont de la côte ouest). Les reliques intramontagneuses montrent une dénivelée plus faible que les reliques de piedmont, qui peuvent être cartographiées sur une dénivelée de près de 280 m, les avals de glacis de piedmont de la côte ouest étant généralement tronqués vers 200 m d'altitude, systématiquement à l'aplomb du contact socle / péridotites. Ces surfaces semblent pourtant devoir largement s'étendre au-dessus de la plaine côtière et du lagon. Cette remarque s'applique aussi à la côte est.

La surface 3 est polycyclique. En effet, les glacis de la côte ouest, par exemple, se raccordaient à un niveau de base dont on peut estimer qu'il se situait entre 100 et 200 m d'altitude et remontent dans les massifs jusqu'à des altitudes de 450 m. Or la côte de ce niveau de base est apparemment plus basse que la surface d'abandon (surface 3) du Goa N'Doro se situant à 240 m d'altitude (Sommet du Tambounan, Montagne Rouge) sur la côte ouest (Fig. D-4-a). Ceci suggère qu'une phase érosive (matérialisée au moins en partie par les formations pédimentaires des glacis de piedmont côtiers) a amené à une inversion de relief permettant d'isoler au moins partiellement les bassins fluvio-lacustres du Goa N'Doro dans les massifs et des piedmonts qui se tendaient en contrebas.

La surface 3' désigne l'aplanissement latéritique visible sur les conglomérats de la formation de Népoui dans les différents endroits où ils ont été reconnus. Elle présente les caractéristiques d'une surface d'abandon dans certains cas (ex : région de Kouaoua, la Capture). Le plus souvent, sur les affleurements intramontagneux des formations fluviatiles

(rivière Dumbéa, et haute vallée de la Tontouta, par exemple) la surface 3’ est une forme de glacis qui tronque les formations conglomératiques. Cette surface a été au moins en partie une surface de redistribution alluviale de matériaux comme nous l’avons observé dans la haute vallée de la Dumbéa, où des graviers latéritiques chenalisés sont immédiatement sous-jacents à la surface (coupe située au dessus du radier de la Dumbéa dans la partie aval de l’affleurement des sédiments de la formation du Goa N’Doro). Partout ailleurs sur le terrain étudié, cette surface n’est pas distinguable de la surface 3, indiquant qu’elle a dû se mouler sur cette dernière.

Les reliques de cette surface, trop restreintes, ne sont pas répertoriées sur la carte hors-texte.

Sur socle, comme pour les aplanissements plus anciens, la surface 3 est démantelée en une surface multiconvexe.

Matériaux, altération

La surface 3 s’est développée sur quatre types de substrat qu’elle recoupe ou recouvre. Ce sont les roches du substrat (péridotites, socle), les grès et silts de la formation du Goa N’Doro et les pédiments associés aux glacis.

Le pédiment est constitué de clastes de bedrock sain ou altéré, de blocs de silcrète et de tous les produits de démantèlement de profils d'altération latéritiques (latérite, pisolites, clastes de cuirasse). Selon les cas, les matériaux peuvent êtres roulés. Les structures sédimentaires relevées dans les pédiments sont caractéristiques d’épandages torrentiels par des réseaux temporaires divagants (chenaux recoupés par de nombreuses surfaces de ravinement, etc.…). De beaux exemples sont visibles sur les incisions latérales du glacis du Mont Kaféaté, le rebord du plateau de Tia, ainsi que dans la dépression amont entaillant la surface 3 dans le nord de l’alvéole de Goro.

Sur substrat péridotitique, la surface 3 est systématiquement associée à un puissant profil d’altération. Il porte une cuirasse goetitique massive à vacuoles et alvéoles, de 1 à 7 m d'épaisseur. Les vacuoles peuvent être remplies de matériel latéritique jaune orangé. En contexte endoréique, la cuirasse montre souvent de nombreux réseaux de cutanes goethitiques se recoupant, traduisant une histoire complexe de chenalisation des fluides, de dissolution ou de reprécipitation de fer, à la faveur des battements de nappe. Le toit de la cuirasse est

souvent démantelé en blocs et gravillons ferrugineux en surface. La ferrallitisation de la surface 3 se traduit, sur les sédiments sous-jacents du Goa N'Doro, par la précipitation en grande quantité de larges cutanes de goethite, contournées ou laminaires, ainsi que par la ferruginisation des niveaux gréseux à proches de la surface d'abandon en cuirasse à structures sédimentaires préservées.

La cuirasse est en voie de démantèlement avancé sur les glacis de piedmont.

Les observations faites dans les matériaux sous-jacents à la surface 3 dans l'alvéole de Goro suggèrent que le gisement de Nickel latéritique en voie d'exploitation sous cette surface est au moins en partie remanié, sinon entièrement fluviatile, c'est à dire qu'il ferait partie de la formation Fluvio-lacustre du Sud du territoire. Le fort enrichissement de ces matériaux s'expliquerait alors par le fait que (1) les alluvions ont été préalablement enrichies en nickel dans les profils d'altération in situ auxquels ils ont été arrachés par l'érosion mécanique et (2) qu'une altération postérieure, se surimposant à la surface 3, a repris ces sédiments ainsi que le bedrock sous-jacent.

Surface 4 (surface du col de Chagrin)

Géomorphologie

Cette surface marque une phase de façonnement des piedmonts inférieurs des massifs de péridotites. Elle est relativement mal préservée sur socle de la chaîne centrale. Elle est le mieux représentée sur les piedmonts de la côte ouest. Des reliques en position de terrasses dans les vallées incisées à travers l'escarpement côtier du Massif du Sud lui ont été rattachées, sans que les caractères distinctifs de cette surface n'y soient clairement reconnus (seul l'étagement morphologique a alors été considéré). Cette interprétation repose essentiellement sur la bonne continuité cartographique de cette surface sur la transversale Bouloupari – Thio, le long de la limite ouest du Massif du Sud. Les critères morphologiques, notamment d'étagement ont également permis la cartographie de cette surface sur le socle de la chaîne centrale (ex : amont du bassin versant de la Houaïlou, Monéo, Nimbaye).

Sur les piedmonts de la côte ouest, cette surface a les caractéristiques d'un glacis pédimentaire qui se raccorde presque systématiquement aux avals de reliques perchées de la

surface 3 par une très faible rupture de pente. Sur certains piedmonts, les reliques de ces deux générations de surfaces sont plus clairement étagées.

Les amonts de glacis sont fortement pentés. Ils sont caractérisés par une érosion ayant mis à nu le bedrock (le plus souvent les basaltes de la côte ouest). Ces portions d'aplanissements montrent le plus souvent un chaos de blocs de silcrète massif démantelé. L'aval des surfaces acquière une pente très faible (quelques degrés) et montre généralement un pédiment pouvant atteindre plus de 10 mètres d'épaisseur. Sur presque toute la côte ouest, l'aval de cette surface est d'ailleurs presque exclusivement préservé sur substrat basaltique, suggérant, à de rares exceptions près (formation de Népoui, phtanites du piedmont Est du Massif de Tiébaghi) un contrôle lithologique relativement fort du substrat sur le développement et la préservation de la surface.

L'altitude minimale de l'aval des glacis est de 30-40 m (extrémité SW des îles de la région de Népoui) alors qu'ils se raccordent en amont à 180-200 m d'altitude sur presque tous les piedmonts de massifs ultrabasiques.

Matériaux, Altération

Le pédiment distal est constitué de clastes relativement anguleux de cuirasse, de silcrète ainsi que des produits plus ou moins roulés provenant du démantèlement mécanique de profils ferralitiques.

Les matériaux pédimentaires ainsi que leur substrat sont pris dans un puissant silcrète, pouvant atteindre 40 mètres d'épaisseur sur les conglomérats de la presqu'île de Muéo (région de Népoui). Les blocs de silcrète parsemant l'amont de la surface dénudée lui sont rattachés. Cette cuirasse siliceuse est recouverte d'une puissante ferricrète (5 à 8 mètres d'épaisseur). La transition entre ces deux formations d'altération semble se faire par l'intermédiaire d'une zone complexe dans laquelle s'interdigitent des cutanes siliceuses et goetitiques.

Ces observations suggèrent la superposition de deux phases d'altération contrastées diachrones (l'une, primaire associée à un climat relativement sec, la seconde ferralitique) ou à une superposition de deux cuirasses plus ou moins synchrones, les silicifications marquant des accumulations en base de profil d'altération alors que la ferricrète marquerait les accumulations ferrugineuses de la partie supérieure.

Localités types

Les sites les plus remarquables montrant les formes, matériaux et relations entre les deux cuirassements de la surface 4 sont (1) le bord de la route descendant du col de Chagrin vers le Nord (Piedmont du Massif de Tiébaghi) et (2) la presqu'île de Muéo (portant le village de Népoui).

Surface 5 (surface de Bouloupari)

Géomorphologie

C'est la dernière et la plus basse des surfaces latéritiques de la Grande-Terre. C'est un glacis ondulé visible en contrebas de la surface 4, qui moule l'essentiel de la surface de la plaine côtière ouest.

Les facettes faiblement concaves de cette surface raccordent des collines à formes molles dont la longueur d'onde est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à un kilomètre). Ces facettes pédimentaires sont coalescentes dans des bas-fonds assimilables au niveau de base de l'époque où cette surface était fonctionnelle et qui sont particulièrement bien préservés ou recouverts, dans les régions littorales, par les sédiments de la terrasse régionale T1.

La surface résultante peut être assimilée à une surface ondulée « convexo-concave » emboîtée dans les reliefs relictuels portant la surface 4. En base des piedmonts de massifs de péridotites, la surface ondulée fait place à un large glacis pouvant atteindre et/ou retailler les avals de reliques de surface 4. Dans la partie NW de la plaine côtière (au-delà de Bouloupari), les avals de glacis de la surface 5 se raccordent à la terrasse alluviale régionale T2 (ou terrasse de la Iouanga). Les avals de cette surface sont donc des glacis-terrasses.
Dans le sud du territoire, la plaine ondulée pend de telle sorte qu'elle se prologe sous le niveau de la mer. Dans la partie NW de la plaine côtière, les terrasses alluviales de base de glacis peuvent atteindre des altitudes de 60 m au dessus du niveau de base, lui-même proche de zéro. L'extrême amont du glacis sur les bas piedmonts des massifs péridotitiques peut atteindre 100 m d'altitude (bassin de la Iouanga, piedmont Est du massif de Tiébaghi).

Matériaux, Altération

Cette surface s'est développée uniquement sur substrat non péridotitique et semble mieux préservée sur les phtanites et les schistes siliceux éocènes. Le glacis est souligné par un pédiment de faible épaisseur. Cette observation est peut-être liée au fait que ces matériaux ne sont visibles que, pour l'essentiel, sur les coupes de bord de routes généralement taillées dans les collines, c'est-à-dire sur l'amont des systèmes pédimentaires. En aval, c'est-à-dire au niveau des faciès alluviaux, l'épaisseur d'aggradation dépasse très rarement 8-10 m.

Le pédiment est essentiellement constitué de clastes centimétriques de bedrock (surtout phtanitique), faiblement silicifiés et de latérites fines remaniées. Ces sédiments montrent des faciès de convergence (ex : piedmont du massif de Tiébaghi) avec les alluvions de la terrasse T2. Les éléments figurés sont similaires à ceux des pédiments, mais ils sont franchement roulés. Les chenaux de graviers ravinent ou sont surmontés par des latérites alluviales de couleur beige clair, lie-de-vin ou rouge. Quelques poupées de giobertite sont visibles.

Le profil d'altération qui s'est superposé à ces matériaux et, le cas échéant, sur leur substrat, est relativement peu épais. Les observations faites proches des crêtes de collines font plus que probablement apparaître un profil ayant été largement tronqué parce que situé sur un point haut du paysage. La saprolite présente des tâches de couleur orange intense témoignant de remobilisations de fer au sein du profil. La surface est portée par une cuirasse ferrugineuse pédimentaire, bréchique dont les éléments figurés de grande taille (pluri-centimétriques) sont constitués de débris de roche saine ou silicifiée. Elle contient aussi de petits nodules de taille centimétrique de cuirasse plus ancienne et des pisolites manganésifères. Cette cuirasse présente des cutanes brunes à composition supposée de goethite. Les vides tubulaires sont remplis de matériel blanchâtre et de matériel terreux orangé. Cette cuirasse est largement démantelée (consommée par les sols fonctionnels) sur les toits des collines et montre des épaisseurs pouvant aller de 20 cm (toit des collines) à 4 m (Piedmont NE du massif de Tiébaghi).

Localités types

Les formes et figures d'altération associées à la surface 5 sont visibles sur une très large partie du tracé de la route territoriale 1, qui, au passage des collines, a nécessité des retailles systématiques. Pour les localités types, on peut citer la surface cuirassée portant l'hippodrome de Bouloupari, dont une coupe est visible au bord de la RT 1 à 200 m au SW de l'entrée du stade. La surface est particulièrement bien préservée et observable sur le piedmont Est du massif de Tiébaghi, où elle montre, à notre connaissance, la cuirasse la mieux préservée. En ce qui concerne la terrasse T2 marquant l'aval des glacis, elle est très bien exposée, outre le long de la basse vallée de la Néhoué, sur les cours de la Koné et de la Iouanga.

Tableau II-1. Tableau synthétique des correspondances pouvant être établies entre les dénominations et/ou descriptions des auteurs antérieurs et la terminologie de notre séquence (* se reporter aux cartes topographiques IGN au 1/200 000 pour les localités). Nos commentaires sont en italiques.

	Surfaces Hautes A et B	**Surface C**	**Surface 1**	**Surface 2**	**Surface 3**	**Surface 4**	**Surface 5**
Avias, 1953	- Plateau de Dogny (pénéplaine).						
Espirat, 1967 (Paagoumène)							- alluvions anciens ferrugineux a1
Wirthmann, 1966	*- Lignes de crête principales et secondaires.*		*- Surface intramontagneuse de la chaîne centrale ou surface dite intermédiaire.*	- Surface intramontagneuse de la chaîne centrale ou surface dite intermédiaire.	*- Surface intramontagneuse dans le Sud du Massif du Sud.*	*- Surface de piedmont.*	*- Surface de piedmont*
Trescases, 1969 (Massif du Sud)	- Etroit plateau cuirassé sommital des Zumacs, Plateau du Pic du rocher, Plateau de la Montagne des Sources *(pénéplaine)*.	- Lourdes croupes sur les crêtes secondaires.		- Plateau cuirassé sommital de l'île Ouen, de Ouénarou (alt. 300-400m).	- Surface basse de l'île Ouen, 150 m en-dessous de la surface sommitale. - Sud du massif du Sud : *surface de la pénéplaine abaissée par la faille de la Montagne des Sources.*		
Wirthmann, 1970	- Croupes aplanies étendues de surface ancienne: Mt Humbolt, Mé Maoya, Boulinda *(considérés comme reliques de la pénéplaine).*		- Nombreux restes d'aplanissements qui sont subordonnés à la surface ancienne. Attribuables au seul niveau intermédiaire sur *socle (c'est à dire nos surfaces 1 et 2 sur socle).*		-Surface ancienne descendant sous forme d'éperon étroit du Mt Kaféaté, plateau de Tia/Pic aux Hirondelles.	- Chaînon de colline basse incisée au sud du Taom (colline de piedmont), (140-200m).	- Surface de piedmont autour du Ouala et du Taom (100m).
Noesmoen, 1965 (Nouméa)					- Formation des Koghis, conglomérats de piedmont (b2) *(en fait le pédiment 3).*		
Carroué, 1972 (Poya)						- Formation de Muéo (b2), *(dénomination des matériaux de la surface sommitale des presqu'îles de Muéo et Népoui)*	- Alluvions anciens ferrugineux (a1a)
Guillon et al., 1972 (Prony)			- Lambeaux de pénéplanation à 400 m près de Goro.	- Lambeaux de pénéplanation sur les sommets de l'île Ouen.	- Plateau cuirassé de Prony.		
Trescases, 1975 (Massif du Sud)	- Reliques de surfaces couronnant les lignes de crêtes principales et secondaires du Massif du Sud. - Plateau de Dogny.	- Lourdes croupes des chaînons secondaires transversaux du Massif du Sud.		- Surface avec aspect originel de remplissage de bassin en Amont de la Ouinée. - Glacis cuirassés du Sud *(dans notre séquence ces surfaces du sud sont étagés en 2 groupes : 2 et 3).*	- Surface de piedmont de la Dumbéa à 200 m d'altitude *(3' sur Formation du Goa N'Doro).*	- Surface de piedmont de la Kouakoué et de la Ouinée, à une 10 aine de mètres d'altitude *(près des embouchures).*	
Guillon et al., 1975 (St-Louis)	- Plateaux (1000 m) sur les lignes de crête principales, percés de petites dolines et dominés par de petits pointements rocheux.	- Lourdes croupes sur les crêtes secondaires mal cuirassées (600-700 m), parsemmées de blocs de cuirasse.			- Surface de fond de bassin de la rivière Blanche, amont du bassin des Pirogues (…) représentant des plateaux remplis de sédiments fluvio-lacustre.		
Lozes et al., 1976 (Thio)	- Surface sommitale du Mt Ningua, Mt Cidoa (karst perché, dolines). - Entablement de la Surface sommitale du Mt Do (950m).	- Crêtes mineures dissymétriques qui s'arrondissent en croupes molles (Secteur est de Thio) - Les hauts de versant abrupts aboutissent à de larges replats.	- Plateaux sub-tabulaires cuirassés de la presqu'île de Bogota, plateau de Ouenidja. Deuxième niveau de surfaces du Mt Do (alt. moy. 650 m).	- Surface étagée au sud du plateau de Ouénidja (plateau, parfois cuirassé, 400-440m).			
Trescases et Guillon, 1977 (Yaté)			- Plateau souvent cuirassé du Mt Mamié (dolines et pointements rocheux).	- Surface de la Fausse Yaté, ancien bassin à fond cuirassé.	- Plaines perchées des bassins de Yaté, Creek-Pernod, et de la Plaine des Lacs.		
Gonord, 1977							- Plateau de Bouloupari
Latham et Mercky, 1979a (Yaté)							- Formations de piedmonts, à indurations ferrugineuses de 30 - 40 cm.
Denis et Mercky, 1979 (Oua Ménie)							- Surface de piedmont zones planes ou à faible pente des rivières jusqu'aux bas de pente des collines.
Guy et al., 1979 (Kouaoua)	- Les inselbergs plus rocheux dominant la surface cuirassée majeure *(surfaces A ou B)* montrent souvent des restes de cuirasse.		- Surface sommitale cuirassée du plateau de Kouaoua, de la Presqu'île de Bogota, de Kadjitra, du massif de Poro.	- Niveaux cuirassés inférieurs (extrémité de la presqu'île de Bogota, de la presqu'île de Kouaoua. - Massif de Poro: gradins bien séparés. *(ces niveaux inférieurs sont répartis en 2 groupes dans notre séquence: 2 et 3).*	- Niveaux cuirassés inférieurs.		
Orloff, 1968 (Kouaoua)							- Alluvions anciens à évolution pédogénétique prononcé (vallée de la Kouaoua).

	Surfaces Hautes A et B	Surface C	Surface 1	Surface 2	Surface 3	Surface 4	Surface 5
Podwojewski, 1981 (Oua-Tom)							- Glacis colluvial (raccord entre versants et terrasse ancienne). - Terrasse ancienne, avec niveau conglomératique à ciment siliceux ou ferrugineux.
Denis et Mercky, 1982 (Pouembout)							- Formations alluviales anciennes: au pied des collines basaltiques et des massif d'UB. Argile +/- limoneuse, colluvio-alluvions riche en Mg, ou recouvrements de roches UB étroitement imbriqués.
Faure, 1984 (Mé Maoya)		- Croupe assez large (500-800m).			- Palier 300-400 m.		
Podwojewski et al.,1983 (Kaala-Gomen)						- Niveau de glacis supérieur observé au nord du lieu dit "Tuney*" *(matériaux ferritiques)*.	- Glacis altéré: colluvions anciens d'UB en provenance du Kaala avec niveau de gros blocs de cuirasse ferrugineuse. - Terrasse alluviale ancienne de la vallée de la Iouanga*, à galet de phtanite dans les terres rouges.
Vogt et al., 1984 (Humbolt)	- Surface sommitale du Humbolt (karst rocheux).	- Amphithéatre de la Tontouta, (J.J. Bache): premier niveau sous la côte 800 m et plus bas: cuirasse en place, compacte qui se suit parfaitement bien qu'elle soit réduite à des témoins assez éloignés les un des autres.		-Second niveau (Tontouta) : cuirasse plus démantelée mais sub-en place (descendue verticalement).	- Troisième niveau (Tontouta) : couvert de blocs et de grenaille témoignant du démantèlement extrême de la cuirasse.		
Podwojewski et Bourdon, 1984 (Tiwaka* / Poindimié)				- Les péridotites forment un plateau d'altitude voisine de 400 mètres, au pied du Mont Pobe Indiabete* (509 m).			- Niveau alluvial et colluvial riche en galets altérés, (à proximité de la tribu de Pombeï).
Blavet et Bourdon, 1984 (Ponérihouen*)							- Terrasse alluviale ancienne: plusieurs m au-dessus du niveau de base, galets altérés, sol fersialitique désaturé.
Latham, 1985 Nord de l'île	- L'entité (zone sommitale) de relief de l'extrémité NO de la chaîne métamorphique du Panié.						
Maurizot et al., 1986 (Paéoua*)				- Plateau perché de la Forêt Plate, ancienne surface d'aplanissement.			
Tessarolo et al., 1986 (Kouakoué)	- Surface sommitale du Kouakoué.		- Plateau de Do Kwiné.	- Plateau de la presqu'île de Ouiné.			
Latham,1986 (Boulinda et Nord de l'île)						- Niveaux colluvio-alluvionaires anciens cuirassés	- Terrasses alluviales anciennes
Blavet et Bourdon, 1987 (La Foa)							- Glacis colluvial: situé sur pente faible, en piedmont des massifs.
Podwojewski, 1992 (côte ouest)							- Glacis colluvial au pied des collines, faisant le raccord avec les versants

Discussion

Caractère ancestral d'une partie du drainage de la Grande-Terre

Cette description et l'examen de la carte (planche hors texte 1) révèlent le caractère très ancien des grandes lignes du réseau hydrographique de la Grande-Terre. En effet, dès l'abandon des surfaces hautes (A, B), les systèmes d'aplanissement successifs se sont installés dans les grandes vallées taillées dans le cœur du Massif du Sud. Le caractère ancestral du drainage de la zone de haut-relief du massif du sud (situé au NW de la Montagne des sources) ne doit toutefois pas exclure des phénomènes de modification du drainage postérieur à l'extérieur de cette zone.

Par exemple, la surface du Mont Mamié qui chapeaute le chaînon NW-SE délimitant au nord du lac de Yaté, montre une pente régionale vers le SE, alors que les surfaces 2 et 3 se sont mises en place dans des vallées drainant cette même ride dans une direction NE-SW. Ceci suggère un drainage régional vers le SE au temps ou la surface 1 était fonctionnelle et qu'elle formait une grande plaine limitant au sud des hauts-reliefs du Massif du Sud, symétrique par rapport la grande surface contemporaine développée plus au nord sur le socle de la chaîne centrale et sur les péridotites côtières du NW de Thio. Ce n'est qu'après qu'un réseau hydrographique transverse à l'axe actuel de l'île a disséqué cette surface régionale, avant l'installation des surface 2 et plus jeunes. Des épisodes de capture plus récents ont eu lieu à la périphérie des zones hautes (voir partie E).

Traçage de processus d'altération spécifiques à des aplanissements

Il ressort également de la présente analyse que les surfaces les plus hautes et les plus anciennes sur péridotites (de A à 2) ne se distinguent pas clairement du point de vue de la nature des formations superficielles associées et du type d'altération à l'exception notable mais non criante de la surface C. Ceci est particulièrement vrai pour les cuirasses qui soulignent ces surfaces. Il semble également que les surfaces anciennes soient issues d'un même processus de façonnement de type *etchplanation* dans des contextes climatiques qui n'ont pas varié.

Comme nous l'avons vu, les profils d'altération soulignant les surfaces d'aplanissement ont été érodés presque intégralement sur substrat non péridotitique dans la

zone étudiée. Ce décapage peut s'expliquer par le fait que les formations superficielles associées n'ont pas été cuirassées. En effet, le substrat de la chaîne centrale est essentiellement schisteux, c'est-à-dire relativement pauvre en fer.

Il semble toutefois que certaines de ces surfaces (notamment A, B ; 1 à 3) soient associées à d'importantes épaisseurs de régolite sur les roches du complexe métamorphique septentrional. La chimie contrastée de ces roches métamorphiques (schistes à glaucophane, éclogites, métabasites plus ou moins alumineuses) par rapport aux péridotites pourrait permettre, à l'avenir, de tracer les processus d'altération potentiellement spécifiques à des paléoclimats ayant présidé à l'altération de certains niveaux géomorphologiques.

D – Apports de l'Etude des sédiments Fluviatiles post obduction. – Relation avec la tectonique

Cette partie est présentée sous la forme d'un article soumis à *Tectonophysics*

MORPHOTECTONIC EVOLUTION OF THE NEW-CALEDONIA RIDGE (PACIFIC SOUTHWEST) FROM POST-OBDUCTION TECTONOSEDIMENTARY RECORD

Dominique Chardon and Violaine Chevillotte

Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 161 CEREGE,
BP A5, 98848 Nouméa Cedex, New Caledonia

Abstract

The tectonostratigraphic and geomorphic study of two post-obduction fluvial sedimentary systems recognized on mainland New Caledonia and imaged offshore on seismic reflection lines provides a new perspective on the post-orogenic evolution of the New Caledonia ridge. Relations between sedimentary sequence boundaries, regional erosion surfaces and faults, both on land and on offshore seismic reflection profiles indicate that an episode of extensional tectonics initiated in the Early Neogene led to the disruption and collapse of the island landsurface previously shaped during a Latest Oligocene phase of planation. Microtectonic analysis further suggests early slip on the normal faults was associated with ridge-normal extension. A later set of faults distributed over New Caledonia Island accompanied ridge-parallel to ridge-oblique extension that is interpreted to result from a shift toward a transtensional regime driven by the initiation of East-verging subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate starting at least in the Late Miocene.

Keywords: New Caledonia, aggradation, incision, fault-slip data, planation surface, seismic reflection, normal faulting, transtension.

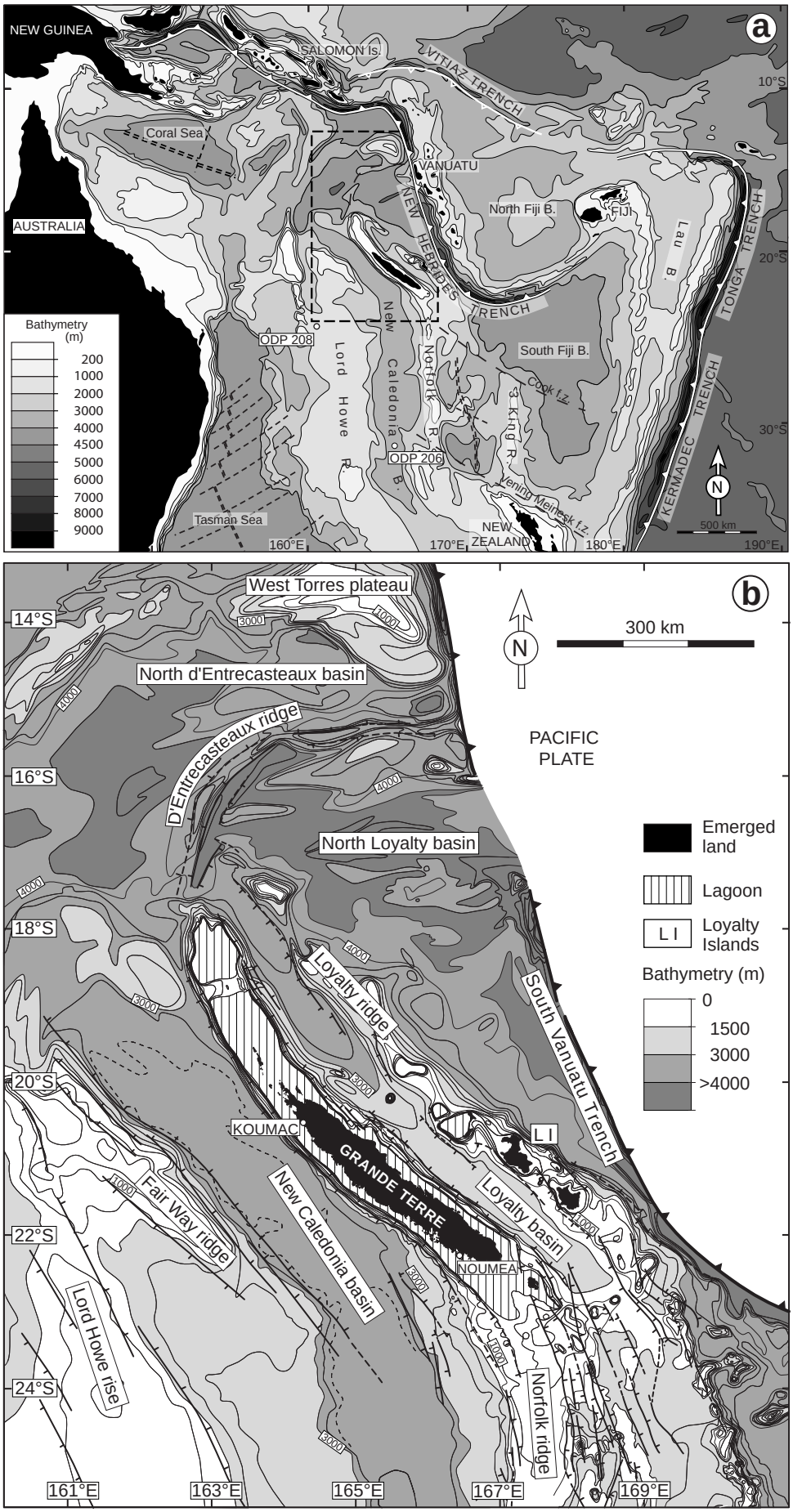


Fig. 1 : (a) Geodynamic setting of New Caledonia. R - rise or ridge, B - basin, f.z. - fracture zone. DSDP site 206 and 208 are shown. (b) Morphology and post-Eocene structures of the New Caledonia archipelago and surrounding regions. Compiled after ORSTOM (1982), Maillet et al. (1983), Mignot (1984), Rigolot (1989), Dupont et al. (1995) and Lafoy et al. (1995). Frame of Fig. (b) is shown on (a).

1. Introduction

Insular landscapes are sensitive gauges of the geomorphic responses to base level change. Because of the small distance separating divides and shelf edges of islands, their drainage network may rapidly adapt to climatically or tectonically driven relative sea level change. The continental ridge carrying New Caledonia Island has emerged and has been rising up since the end of the Paleogene orogeny that affected the Southwest Pacific. With more than 1500-m of inland relief and 2000-m bathymetry of its adjacent basins, the New Caledonia ridge is a particularly relevant case study of the interactions of tectonic deformation, eustasy and isostasy (Dubois et al., 1974b). Here we present the results of combined onshore geomorphic, stratigraphic, and structural analysis of post-orogenic fluvial sediments and offshore seismic reflection data across the New Caledonia ridge and its margins. This allows assessing the Late Oligocene to Neogene paleogeography and tectonostratigraphy of the ridge and its margins and adjoining basins in a context of post-obduction extensional tectonics.

2. Geological background

2.1. Tectonic context

New Caledonia lies on the northwestern extension of the Norfolk ridge that forms, with the Lord Howe rise and the Fairway ridge (Fig. 1a) the three main elongated continental fragments that drifted away from the Australian continent as a result of Gondwana breakup from the Late Cretaceous to the Paleocene (Dubois et al., 1974a; review in Crawford et al., 2003). The ridges are separated by oceanic basement-floored basins. The New Caledonia ridge is flanked to the northeast by the oceanic Loyalty basin that is itself bounded to the northeast by the Loyalty ridge, an alignment of Early Oligocene to Late Miocene volcanic reliefs (Monzier et al., 1989) whose basement is unknown. The curved D'Entrecasteaux ridge (Fig. 1b) represents the northerwestern extension of the New Caledonia ridge (Maillet et al., 1983). These ridges and basins are carried by the Australian plate that has been subducting beneath the Pacific plate along the Vanuatu trench (Fig. 1) since at least the Mid Miocene (Auzende et al., 1995).

The eastern part of the Australian plate has undergone a Paleogene (i.e. "Alpine") orogeny whose imprint has been recognized on the New Caledonia /Norfolk and Fairway ridges and the Lord Howe rise (Paris, 1981; Lafoy et al., 1994; Van de Beuque, 1999). This

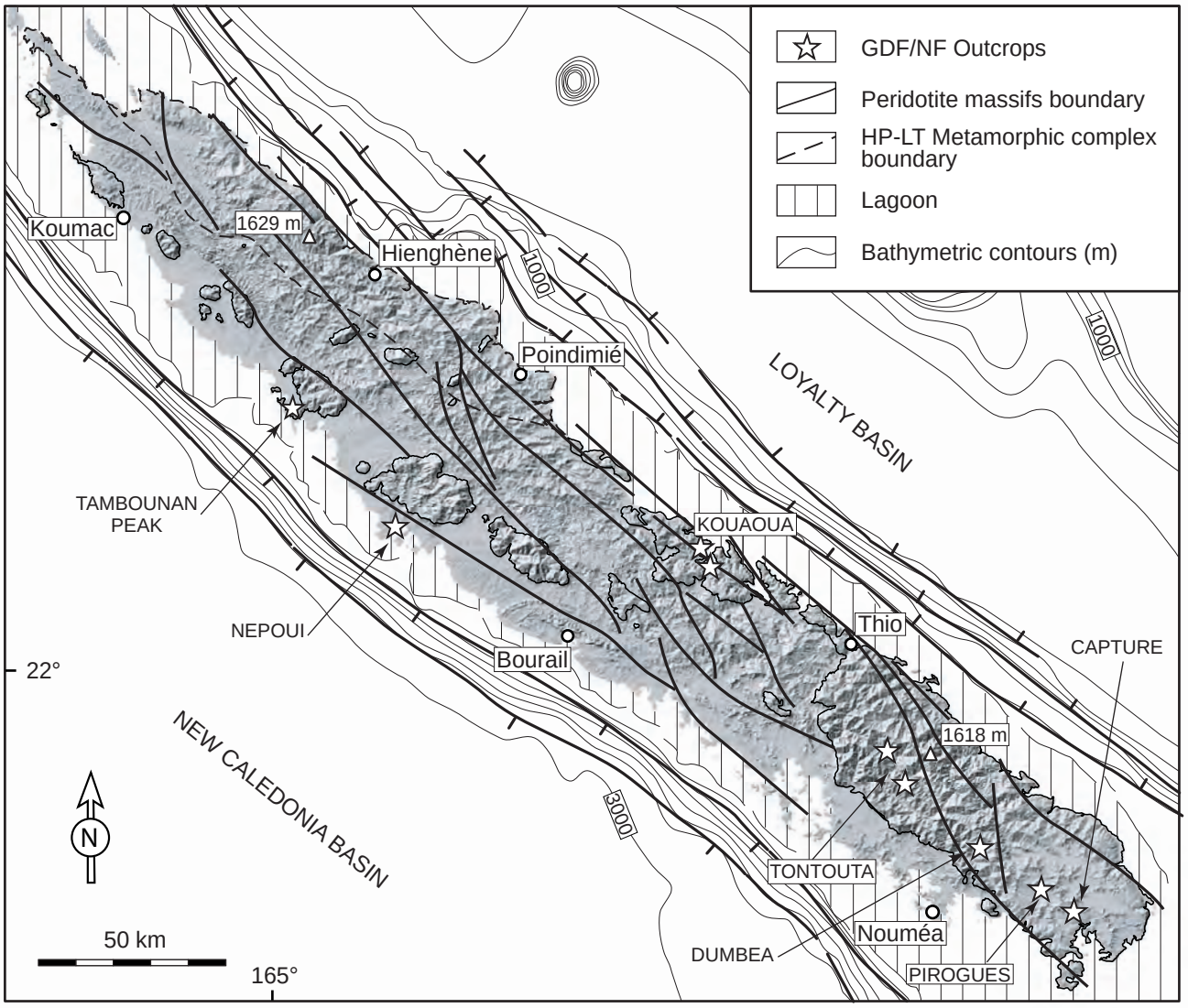


Fig. 2 : Shaded relief map of New Caledonia Island and its margins showing the main faults activated after the obduction (partly based on Paris, 1981; Bitoun and Récy, 1982 and Rigolot, 1989). GDF - Goa N'Doro Formation; NF - Népoui formation. Bathymetric contours are c.a. 500 m.

orogeny led to the obduction of several ophiolitic bodies along a belt stretching from New Zealand to New-Guinea (Aubouin et al., 1977; Fig. 1).

2. 2. Geological outline

New Caledonia Island (Grande-Terre; Fig. 1b) displays the largest of these ophiolites. It is a nappe made of oceanic lithospheric mantle thrust upon the New Caledonia ridge (Avias, 1967; Aubouin et al., 1977; Prinzhofer et al., 1980; Paris, 1981) that is now preserved in several massifs throughout the Island (Fig. 2). The nappe that roots to the NE along the northeastern margin of the ridge is interpreted as the mantle lithosphere underlying the Loyalty basin (Collot et al., 1987).

Pre-Late Cretaceous Gondwana basement rocks of New Caledonia can be as old as Late Paleozoic (Paris, 1981). By the Early Cretaceous, New Caledonia recorded the Rangitata (Neo-Cimmerian) orogeny. Late Cretaceous rifting linked to the onset of Gondwana breakup may be detected but has not been well characterized on the Island. Alpine orogeny culminated with the emplacement of the Ophiolite in the Latest Eocene (Paris, 1981; Cluzel et al., 2001) and folding of the late orogenic marine flysh may have lasted at least until the earliest Oligocene (P. Maurizot, pers. com.). Obduction is coeval with the latest unroofing and cooling of the HP-LT metamorphic complex exposed in the northeastern part of the Island (Ar-Ar and fission track dating; Baldwin et al., 1999) (Fig. 2).

2. 3. Late- to post obduction deformation

Fault-slip data analysis within the ophiolitic nappe argues for three main faulting episodes (Leguèré, 1976). A first compressive phase related to NE- to NNE-trending shortening was recorded by consistent conjugate sets of strike-slip faults. The second compressive phase, associated with a shortening axis consistently oriented N-160E, reactivated the NW-trending basement faults (probably inherited from Gondwana break-up) right laterally (Gonord et al., 1973). Extensional faulting marks the last deformation event in the peridotite massifs, with a NNW- to NW-trending extension direction.

Evidence for faulting in the post-obduction continental sediments described below has been reported by Orloff and Gonord (1968), Orloff (1968) and Gonord and Trescases (1970). More recently, pervasive, mulidirectional normal faulting has been documented in the Cretaceous and Eocene sediments of the Nouméa Peninsula (Lagabrielle et al., in press). These authors argue that southern New Caledonia displays evidence for fresh normal fault

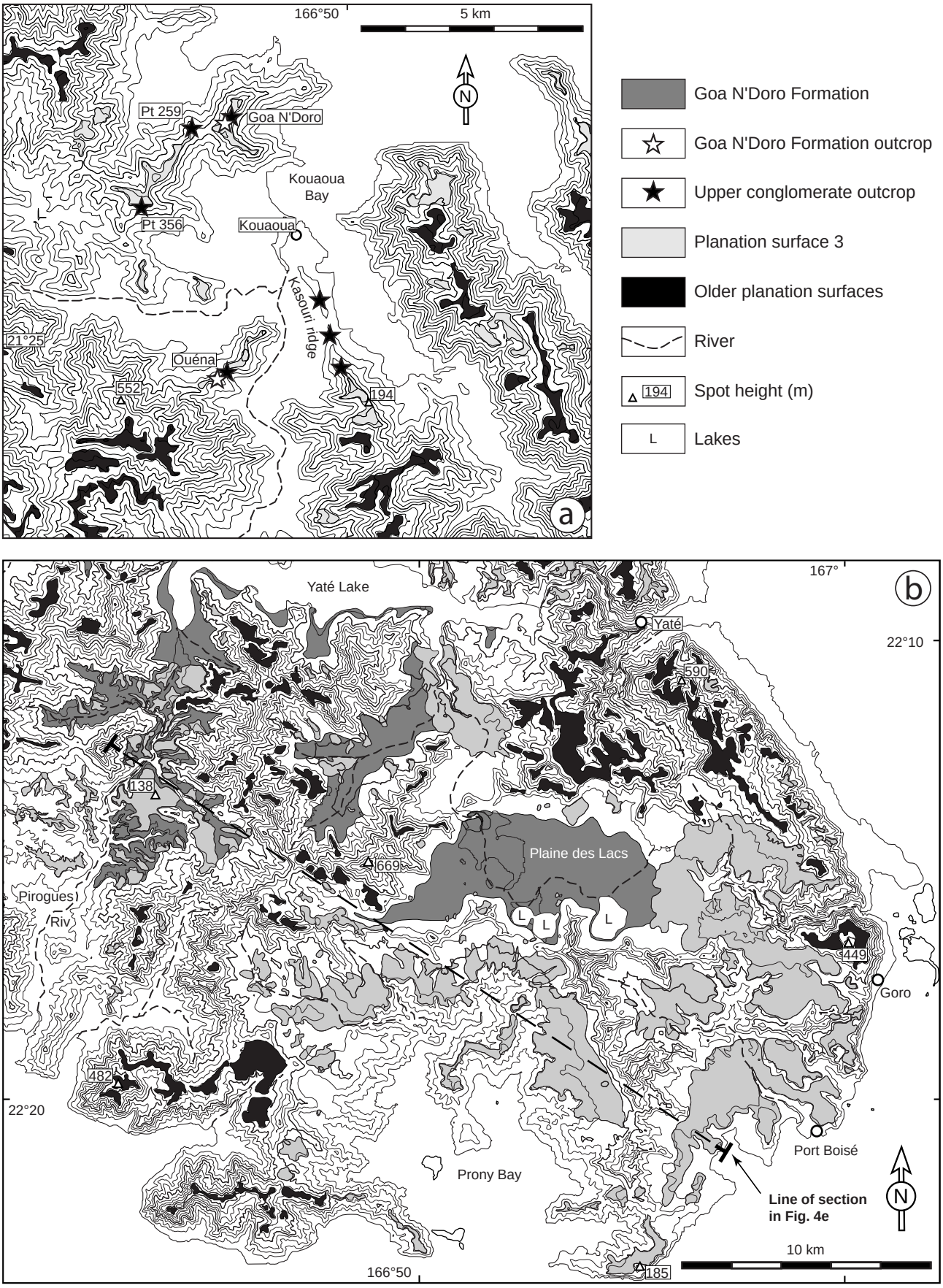


Fig. 3 : Setting of the Goa N'Doro Formation in the type locality of Kouaoua (a) and in the southern part of the island (b). Minor contours are 50 m and major contours (bold) 200m.

scarps that would relate to Neogene - Quaternary extension in a context of post orogenic collapse.

The lack of Oligocene marine sedimentation in New Caledonia is explained by an aerial evolution of the Island since the obduction (Paris, 1981). The barrier reef bounding the New Caledonia Lagoon (Fig. 1b and 2) would have installed during the Pleistocene (Coudray, 1976). The systematic geomorphic analysis of lateritic planation surfaces undertaken on mainland New Caledonia (Chevillotte et al., 2003; Chevillotte, 2005) led us to study in greater detail the known outcrops of post-obduction sediments preserved on the island.

3. Post-obduction sediments: lithostratigraphy and distribution

3. 1. Previous works

With the exception of the Miocene Népoui Formation (NF), defined and studied around Népoui by Coudray (1976), onshore post-obduction sediments have not received much attention. In the Kouaoua area (Fig. 2), Orloff and Gonord (1968) and Orloff (1968) have defined the Goa N'Doro Formation (GDF) that they described as a Post-Miocene fluvial complex made of sandstones overlain by conglomerates that would have been brought up by faulting. Subsequent geological mapping of mainland New Caledonia led to the recognition of other relicts of fluvial sediments located on Fig. 2 (Carroué, 1972; Guillon et al., 1975; Trescases, 1975; Paris, 1981; Vogt et al., 1984). Gonord (1977) and Vogt et al. (1984) had suggested some of them might belong to the Goa N'Doro Formation.

3. 2. The Népoui Formation

The NF at the type location (Fig. 2 and 3b) is a deltaic sequence showing gradation from prominent conglomeratic fluvial deposits to biocalcarenitic deposits (Coudray, 1976). The NF delta is Aquitanian to Langhian in age (Coudray, 1976; Paris, 1981). Detailed stratigraphic analysis has shown that relative sea level rise was coeval with late aggradation of the NF (Coudray, 1976). Topographic relations between the deltaic sequence and relicts of regional planation surface 3 and 4 (Fig. 4b) indicate that settlement of surface 3 is pre-Aquitanian.

3. 3. The Goa N'Doro Formation at the reference site

Detail reexamination of the various sections of fluvial sediments in the stratotypic area of Kouaoua (Fig. 3a) shows that the GDF consists in fact in two units that are not piled up as

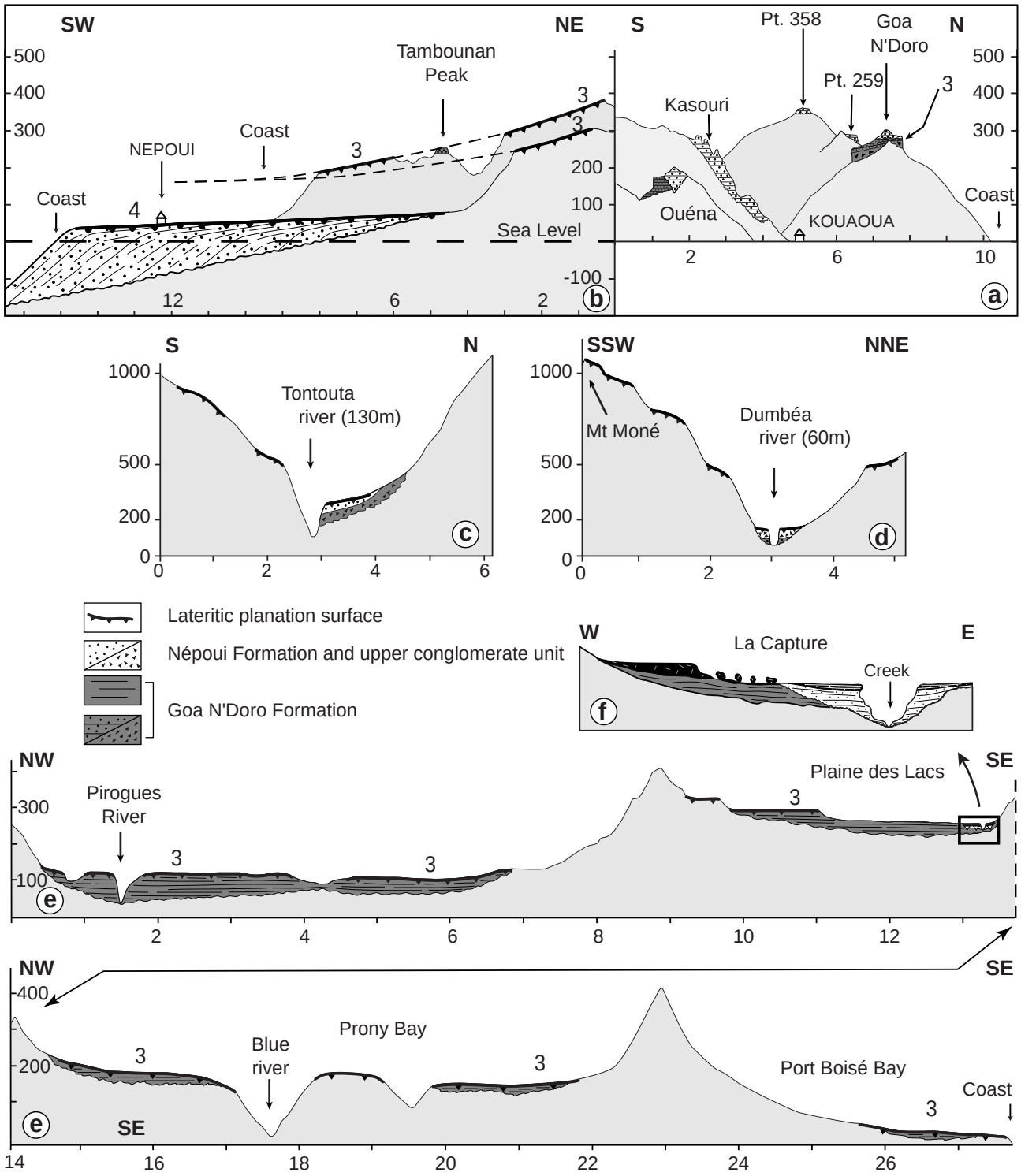


Fig. 4 : (a) Cross-sections showing the geomorphic environment of the main occurrences of the Goa N'Doro and Népoui Formations. Numbers refer to generations of lateritic planation surfaces. (a) Kouaoua area (outcrops are projected); (b) Tambounan / Népoui areas; (c) Upper Tontouta river; (d) Dumbea river; (e) Southern part of the southern Massif; (f) at la Capture (locations on Fig. 2 and 3). Elevation is in m and horizontal distance in km. Vertical exaggeration is x10 on (a) and (b) and x4 on sections (c) to (e). Geological substrate (dominantly peridotites) is shown in grey.

previously thought (Orloff and Gonord, 1968), but stepped into one another, and bounded by a channelling disconformity.

An early unit (the GDF *sensus stricto*), best seen at Goa N'Doro (Fig. 3a and 4a) comprises a lower term of conglomerates / breccias reworking the surrounding bedrock substrate and material derived from weathering profiles, overlain by microconglomerates and sandstones that pass to silts with traces of paleosoils, indicative of a flood plain environment (Fig. 4a and 5). A younger conglomeratic unit, almost exclusively made of peridotite pebbles, rests on a channeling erosional surface that truncates both the GDF and its peridotitic substrate (Fig. 3a), attesting to the carving and subsequent aggradation of a post-GDF canyon that was at least 300-m-deep. The distribution of the outcrops and the relations between the conglomerate and sandstone units does not therefore appear to be controlled by faulting as stated by Orloff and Gonord (1998) and Bibent et al., (1972) but, as pointed out by Guy (1977), who nevertheless considered only one sedimentary unit, from relief inversion having taking place after deposition of the conglomerate. As seen below, the GDF and younger conglomeratic unit have been identified at other locations on the island.

3. 4. Analysis of the post-obduction sedimentary systems

The fluvial sedimentary relicts over mainland New Caledonia (excluding the post-Miocene T1 and T2 regional alluvial terrace levels, generally preserved outside the peridotite massifs, Chevillotte, 2005) have been investigated considering (1) their elevation and position with respect to base level, (2) their relationships with regional lateritic planation surfaces correlated over New Caledonia (Chevillotte et al., 2003; Chevillotte, 2005), (3) their lithostratigraphy and (4) their weathering pattern. It is important to note that intense the ferralitic weathering undergone by the fluvial sediments prevents their paleontological dating. The characteristics and paleogeography of the sediments may be summarized as follows.

Sedimentary relicts are found from sea level to 350 m. They are inset into a differentiated landscape with more than 1300 m of relief. Their emplacement was preceded by a long erosional history of the island starting after the obduction and that led to the development of a mountainous benchmark landscape made of stepped lateritic planation surfaces recognized from 1600- to 400 m elevation (Chevillotte et al., 2003; Chevillotte, 2005). Sedimentary relicts are now exposed above base level thanks to relief inversion produced by dissection by the rivers.

The relicts display a regional consistency in the elevation of the talweg line from which they aggraded with respect to today's local base levels (Fig. 5). The relicts show good

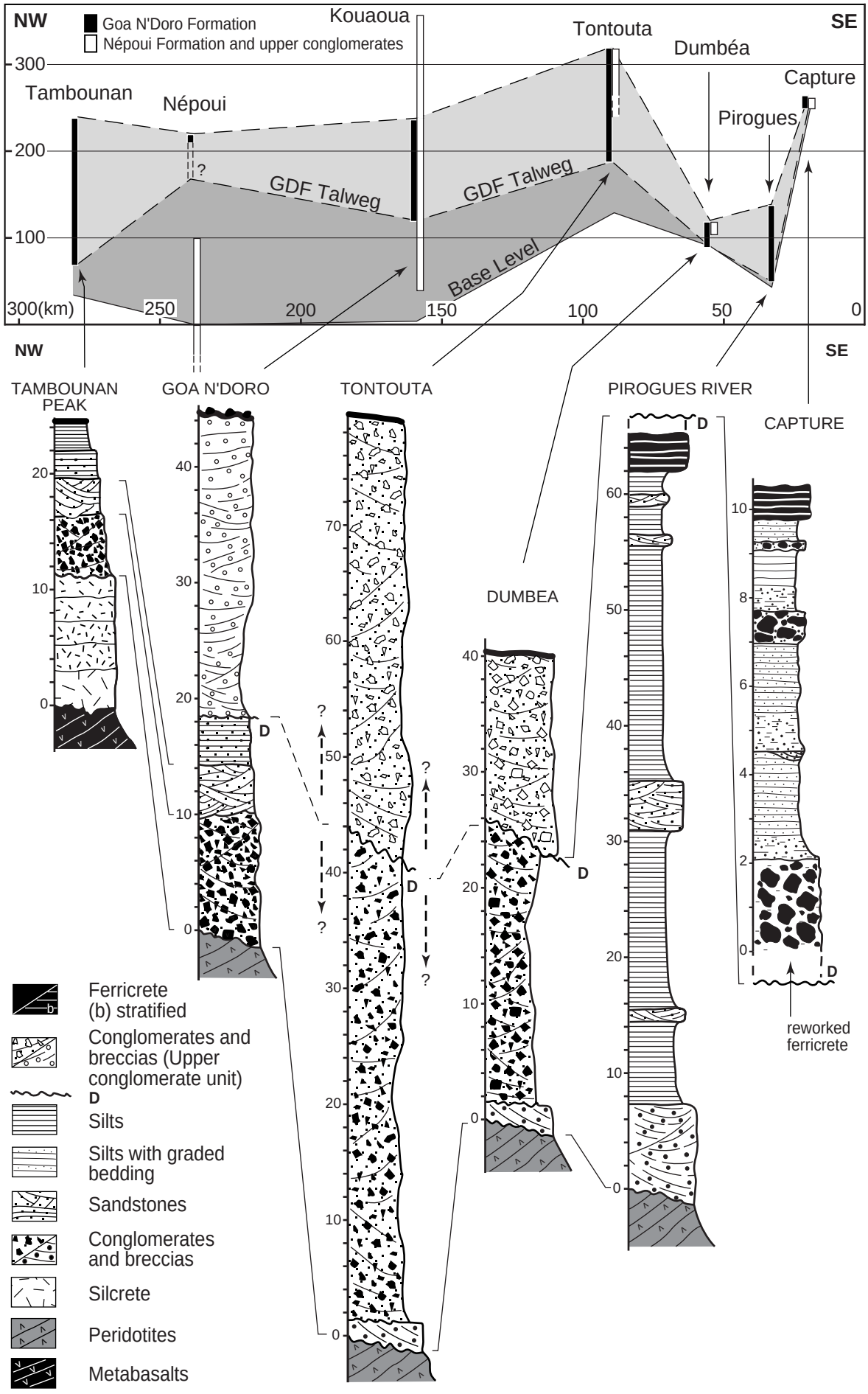


Fig. 5: Vertical distribution of the post-obduction sediments projected on a longitudinal transect of the island and corresponding stratigraphic logs. Elevation / thickness are in m. Locations are shown on Fig. 2 and 3

lithostratigraphic correlations (Fig. 5). The basal sections always bear a proximal breccia / conglomerate reworking immediately underlying bedrock and that may overly a fluvial conglomerate (Fig. 5). Upper terms are generally made of sandstones that pass to silts with traces of paleosoils as in the reference locality of Goa N'Doro. This is especially true for outcrops lying in the southern part of the Southern Massif were dominant facies are silts filling up large endoreic basins (Fig. 3b). By contrast, relicts from the core of the southern massif, close to the highest reliefs marking the main divide (Upper Tontouta or Dumbéa rivers outcrops for instance; Fig. 2 and 5) are almost exclusively made of breccias or weakly rounded pebbles bearing conglomerates, showing the dominance of the proximal facies type upstream.

As in the Kouaoua area, in most relicts, a major channeling disconformity resulting from the incision of steep-sided valleys into the fluvial sediments is documented. These canyons are filled with either conglomerates / microconglomerates in low-lying (downstream) regions (e.g., southern part of the island; Fig. 4f and 5) or with second-generation breccias in intramountainous catchments (e.g., Dumbéa river, Fig. 4c and 5). The limited access to the outcrops of the Upper Tontouta river relict does not allow to precisely locate the channeling disconformity seen on large cliffs. Blocks of second generation-type breccia, similar to the one found in the Dumbéa river valley sections, are seen in the gorges at the bottom of the cliff outcrops.

The abandonment surface of the pre-disconformity sediments coincides with a low-elevation regional lateritic planation surface mapped throughout the Island (surface 3 of Chevillotte, 2005). This surface that has undergone intense ferralitization (it carries the thickest ferricretes in New Caledonia). It is best seen in the southernmost part of the island where it caps the large GDF basins (Fig. 3b). Later weathering led to the truncation and ferralitization of the abandonment surface of the conglomerates aggraded above the channeling disconformity. Depending on the amount of post-disconformity aggradation and on the position considered on the drainage, this erosional lateritic surface is either stepped into, or stands at higher elevation than, surface 3 (Fig. 4 and 5).

3. 5. Interpretation

These sedimentary relicts are pieces of an island-scale fluvial aggradation system that once filled the river valleys network that is still operating today on both sides of the main divide of the island, indicating the precursor of today's drainage presided at their deposition. This aggrading system has a two-stage evolution.

A first aggradation episode marked by the deposition of the GDF took place after an incision episode consecutive to a lowering in base level. It was followed by a relative stability period allowing planation and ferralitic weathering. A new drop in base level led to the incision of the GDF sediments and subsequent aggradation of a conglomeratic sequence. We interpret these conglomerates to correlate with the Early/Mid Miocene NF deltaic sequence. This correlation is based on (1) the relative geomorphic position of the GDF and post-disconformity conglomerates, (2) the similitude in the weathering of the post-disconformity conglomerates (transformation of their matrix into Mg-bearing silicates post-dating silicification of the pebbles, and superimposition of a ferralitic weathering profile; Orloff, 1968; Latham, 1974; Coudray, 1975; Guy, 1977 and our own observations), and (3) their relations to the regional lateritic planation surfaces.

The present analysis further indicates that the GDF aggraded during the Oligocene as its weathered abandonment surface (3) predates the installation of the NF delta in Népoui in the Early Miocene. Given the long morphogenetic history of the island before deposition of the GDF and after the end of the obduction in the latest Eocene (Chevillotte, 2005), it seems reasonable to ascribe a Late Oligocene (Chattian) age to this Formation.

4. Offshore seismic reflection data

Considering the occurrence of a Late Oligocene aggradational system separated from Miocene deltaic sediments by a regional erosional surface on the island provides a new perspective on the interpretation of offshore seismic data acquired on the New Caledonia ridge and adjoining basins. We have worked on seismic lines (Fig. 6) previously published by Ravenne et al. (1977); Bitoun and Récy (1982); Collot et al. (1987, 1988) and Rigolot (1989) as well as on data that had not been fully interpreted yet (Dubois et al., 1974a; Daniel et al., 1976).

4. 1. Onshore / offshore correlations

The southeastern lagoon is floored by the offshore extension of regional planation surface 3 that is ubiquitous in southern New Caledonia (Fig. 3b and 4e; see also Rigolot, 1989). This regional lateritic surface is well expressed on line *e* (Fig. 6) right offshore the Isle of Pines that also exposes this surface (Fig. 1b and 10). It is marked by a highly energetic reflector (Bitoun and Récy, 1982) that extends into the Loyalty basin as a major disconformity. On line *e* (Fig. 6), the geometry of the reflector appears to reflect the pristine

morphology of the New Caledonia ridge eastern margin at the time the erosional surface was functional. The slope rupture in the reflector is armed by a shallowly east-dipping reflective unit resting on the peridotites (Fig. 6e, 6c and 6d). With a seismic wave velocity of 5.2 km/s, this unit would correspond to the basaltic / gabbroic cover of the ophiolite (Bitoun and Récy, 1982, Collot et al., 1987).

Underneath the submerged planation surface (Fig. 6e), groups of reflectors that appear to overly a channeling unconformity (Bitoun and Récy, 1982) are interpreted to represent the GDF basins seen onshore southern New Caledonia (Fig. 3b and 4e). The erosional surface is overlain by a reflective sedimentary unit that thins up towards the crest of the ridge (Fig. 6e). The configuration imaged on line *e* is documented all along the eastern margin of the New Caledonia ridge (Fig. 6c to 6g). The erosional surface / unconformity is also correlated up to the northern parts of the ridge (Fig. 6d) and to the New Caledonia basin (Fig. 6a and 6h). Seismostratigraphic properties of the unit overlying the erosion surface reveal pervasive evidence for seaward progradation and numerous channeling disconformities (Rigolot, 1989).

South of line *e* (Fig. 6f, 6g), the erosional surface and its offshore extension as well as its sedimentary cover are cut by the NNW- to N-trending, east-dipping normal faults making the ridge margin. Samples dredged from the sedimentary cover on the nose of the half-grabens (Fig. 6) are conglomerates whose biomicritic matrix is Mid-Miocene in age (Langhian-Serravallian), and Serravallian and Late Miocene biocalcarenites (Daniel et al., 1976).

These results confirm the hypothesis that the GDF and its capping planation surface are Oligocene in age and overlain by Miocene deltaic sediments that we relate to the NF. Relations between the GDF and NF in southernmost New Caledonia (e.g., la Capture, Fig. 4f and 5) appears as an upstream configuration with respect to their relations on seismic line *e* (Fig. 6) where NF conglomerates overly the abandonment surface of the GDF basins, instead of being stepped into it. Seismic lines also indicate that normal faults that have shaped the New Caledonian ridge margin post-date the settlement of erosional surface 3.

4. 2. Relations to normal faulting

Seismic lines *f* and *g* (Fig. 6) show that the northeastern margin of the New Caledonia ridge has undergone normal faulting at least after the Early Miocene. This is also seen further north (Fig. 6c and 6d) where surface 3 has been downthrown along the ridge's normal boundary faults, its onshore counterpart being preserved at 200- to 300-m above sea level as seen in the Kouaoua region (Fig. 4a).

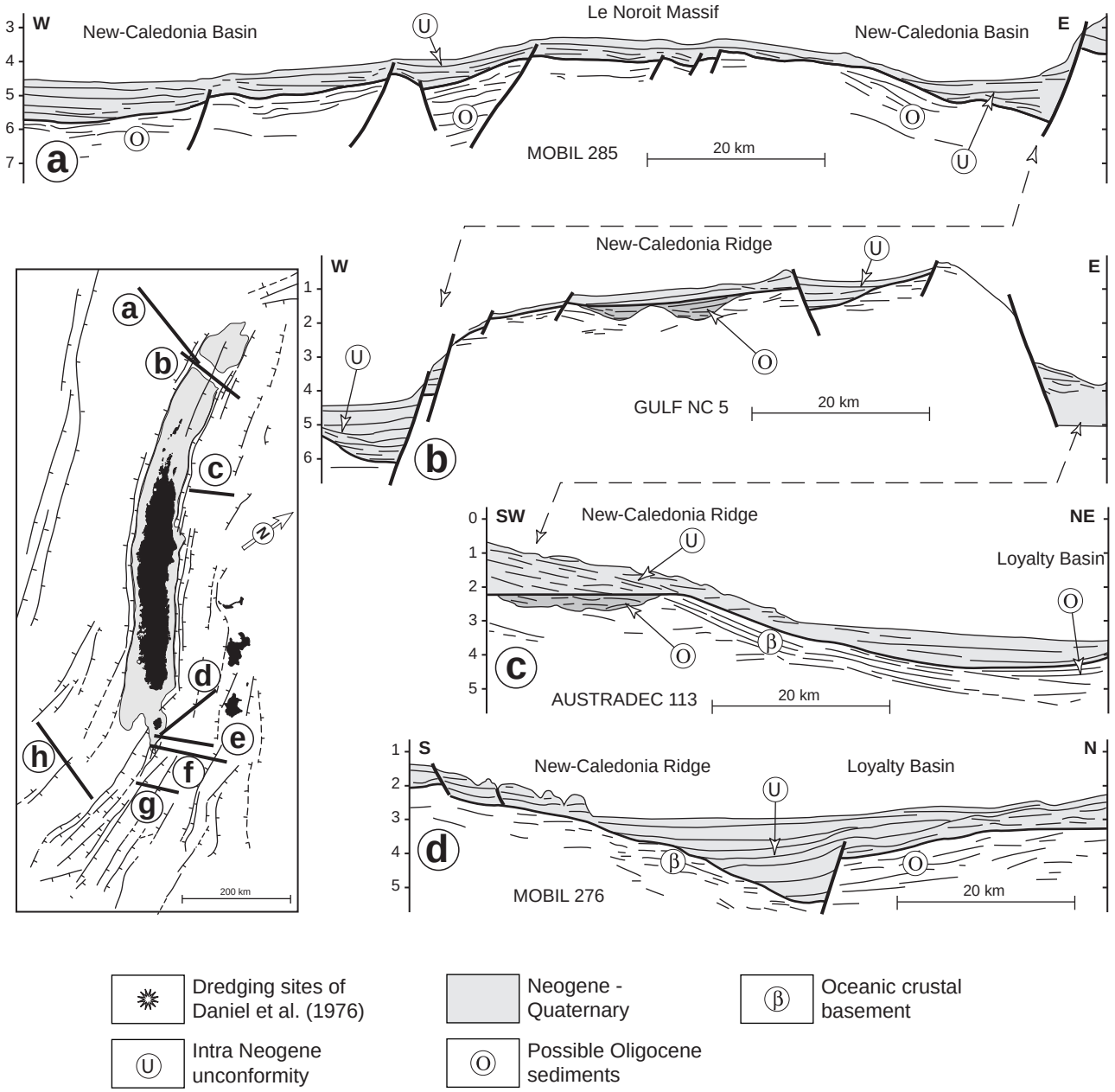


Fig. 6 : Line drawing of seismic lines across th New Caledonia ridge and its margins. Section (a) is adapted from Rigolot (1989) znd (h) from Ravenne et al. (1977) and Rigolot (1989). Depths are given in seconds (two-way travel time). Dredging site located on the upper fault scarp on line (f) provided the biomicrosparite samples of Miocene ages. Samples collected at other dredging sites on lines (f) an (g) are conglomerates with Mid-Miocene biomicritic matrix (Daniel et al. 1976).

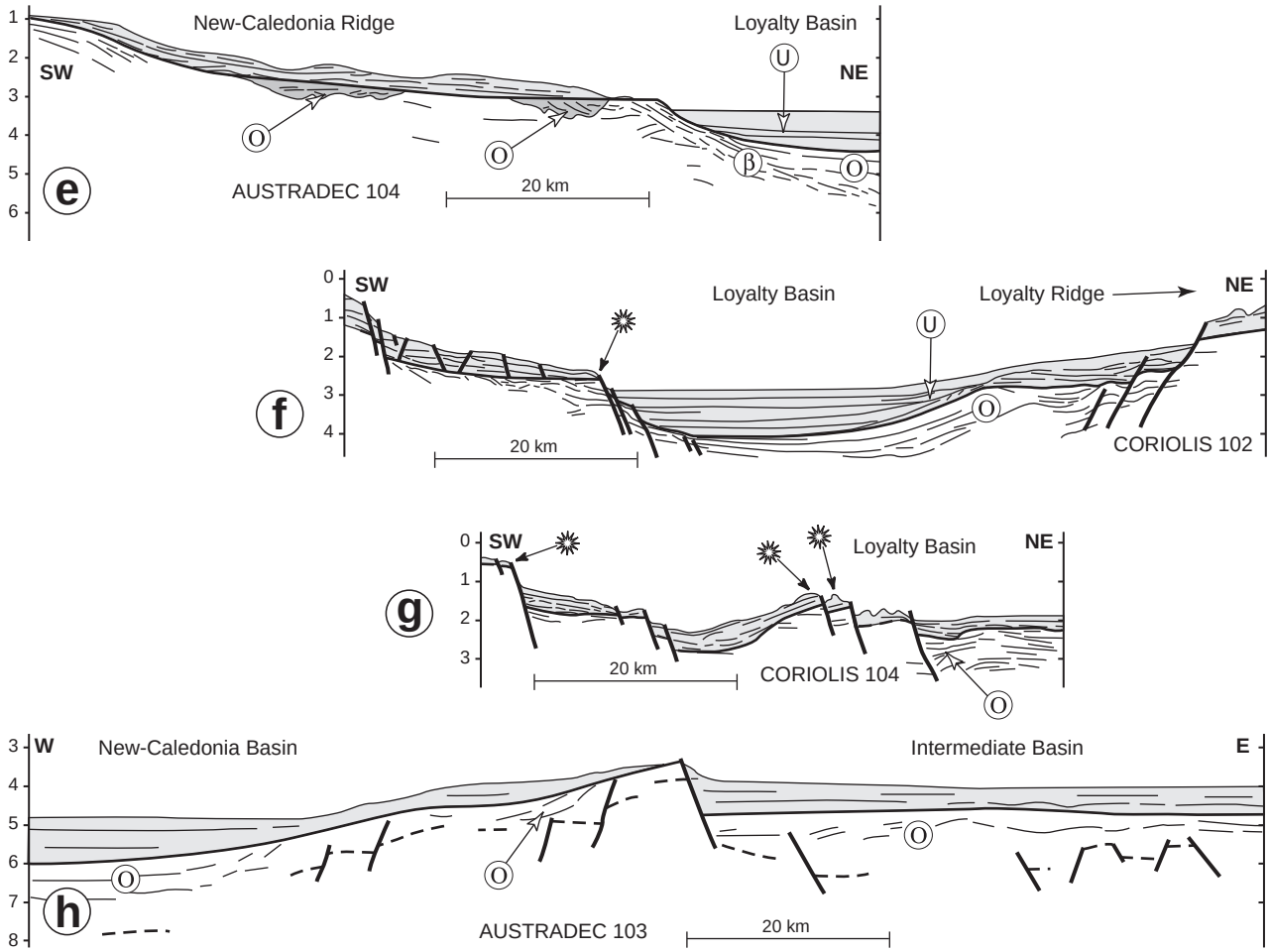


Fig. 6 (continued)

Second order, (mostly) synthetic faults are seen to affect Miocene sediments resting on the margin (Fig. 6d and 6 f) without cutting across the pre-Miocene erosional surface that dips basinward. These features suggest that decoupling took place along the inclined erosional surface onto which gravitational gliding of the Miocene sediments took place towards the basin.

If the pre-Miocene erosional surface pre-dates activation of most of the normal faults seen on the eastern margin of the New Caledonia ridge, the overlying Early Neogene sediments show evidence for syn-rift deposition. This is attested to by lateral sediment thickness variation, disconformities and fan-shaped reflector patterns in the vicinity of the faults (Fig. 6b, 6d, 6f to 6h). At least one intra Neogene unconformity is seen on the seismic lines. The oldest one seals the earliest Neogene syn-rift sediments, suggesting it developed after a main phase of normal faulting (Fig. 6), although extensional tectonics appears to have reactivated these faults later in Neogene – Quaternary times, especially along the southwestern margin of the ridge.

Late Oligocene inland aggradation of the GDF must have had a sedimentary equivalent on the New Caledonia ridge margin and neighboring basins. The sedimentary units immediately underlying the Neogene on seismic lines (Fig. 6) could correspond to the Late Oligocene offshore prisms. These sediments show reflector patterns suggestive of pre-Miocene, potentially syn-rift in nature (Fig. 6). The occurrence of Oligocene sediments in the basins flanking the New Caledonia ridge, although not proven, may not be precluded, especially considering that the onset of erosion of the ophiolitic nappe is of that age.

The first order cross-section morphology of the New Caledonia ridge results primarily from Neogene extensional tectonics. Normal faulting has disrupted the Late Oligocene ridge margin erosional slope that is preserved at the southeasternmost tip of the archipelago or downthrown along the margins of the ridge. Tertiary normal faulting is interpreted to have led to tilting of the ridge that now exhibits a southwest-dipping roof (Fig. 6b).

5. Structural geology of the fluvial sediments

We performed a structural and fault-slip data analysis of the GDF and NF sedimentary relicts in order to further constrain the kinematics of post-obduction extensional tectonics.

5. 1. Kouaoua area

Structural analysis of the Goa N'Doro and upper conglomerates was performed on the Goa N'Doro site and on the Kasouri ridge (Fig. 3a). The Goa N'Doro outcrop is slightly tilted towards the NNW (Fig. 7a). It comprises a lower GDF unit and an upper unit made of tilted blocks of conglomerates. The two units are separated by a décollement that coincides with the ferricrete carried by abandonment surface (3) of the GDF. Numerous normal faults are seen to affect the GDF (Fig. 7b). Fault-slip measurements reveal two extensional directions, the most prominent one being associated with a horizontal σ3 trending N 50E (Fig. 7c). A much smaller data set, compatible with N 160E directed extension (Fig. 7d) is documented in the sandstones. One fault cross cutting relationship could indicate this event post-dates NE-directed extension.

The décollement is marked by a ridge-and-groove striated platform (Fig. 7a, 7f), with a systematic NW directed slip direction (Fig. 7e). Southeastward tilting of the conglomerate blocks is seen to result from rotation along synthetic normal faults rooting into the décollement (Fig. 7a).

On the Kasouri ridge (Fig. 3a), the conglomerates show shallowly dipping décollements running parallel to the stratification plane, the most prominent one (Fig. 8a) being underlined by a 1-meter-wide belt of anastomosed faults affecting a steep cleavage (Fig. 8b). Fault slip data, compatible with cleavage orientation, indicate systematic top-to-the NNW sense of slip on the décollement (Fig. 8c). Despite a certain dispersion of the data due to the fact that measurements were made on pebbles, bed-parallel faults seen near the top of the conglomerate outcrop (Fig. 8d) show the same consistent top-to-the NW sense of movement.

5. 2. West coast and Southern Massif

The Tambounan Peak GDF outcrops lie unconformably on the basalts of the Poya nappe (Fig. 9a). A single fault population is seen to affect the sediments of the higher outcrop (Fig. 9c), compatible with NW-directed extension. Slip data measurements made on a fault zone that is seen to affect the lower breccia outcrop SE of the Peak (Fig. 9a) suggest NE-directed extension (Fig. 9b).

At only one location in the southern massif we found evidence for faulting in the GDF. This is in the Pirogues river basin where the documented conjugate set of normal faults is compatible with NW-directed extension (Fig. 9d and 9e).

In the Népoui area, fault-slip measurements in the NF conglomerates (Fig. 10a and 10b) show that the conglomerates have undergone NNW-directed extension, in agreement

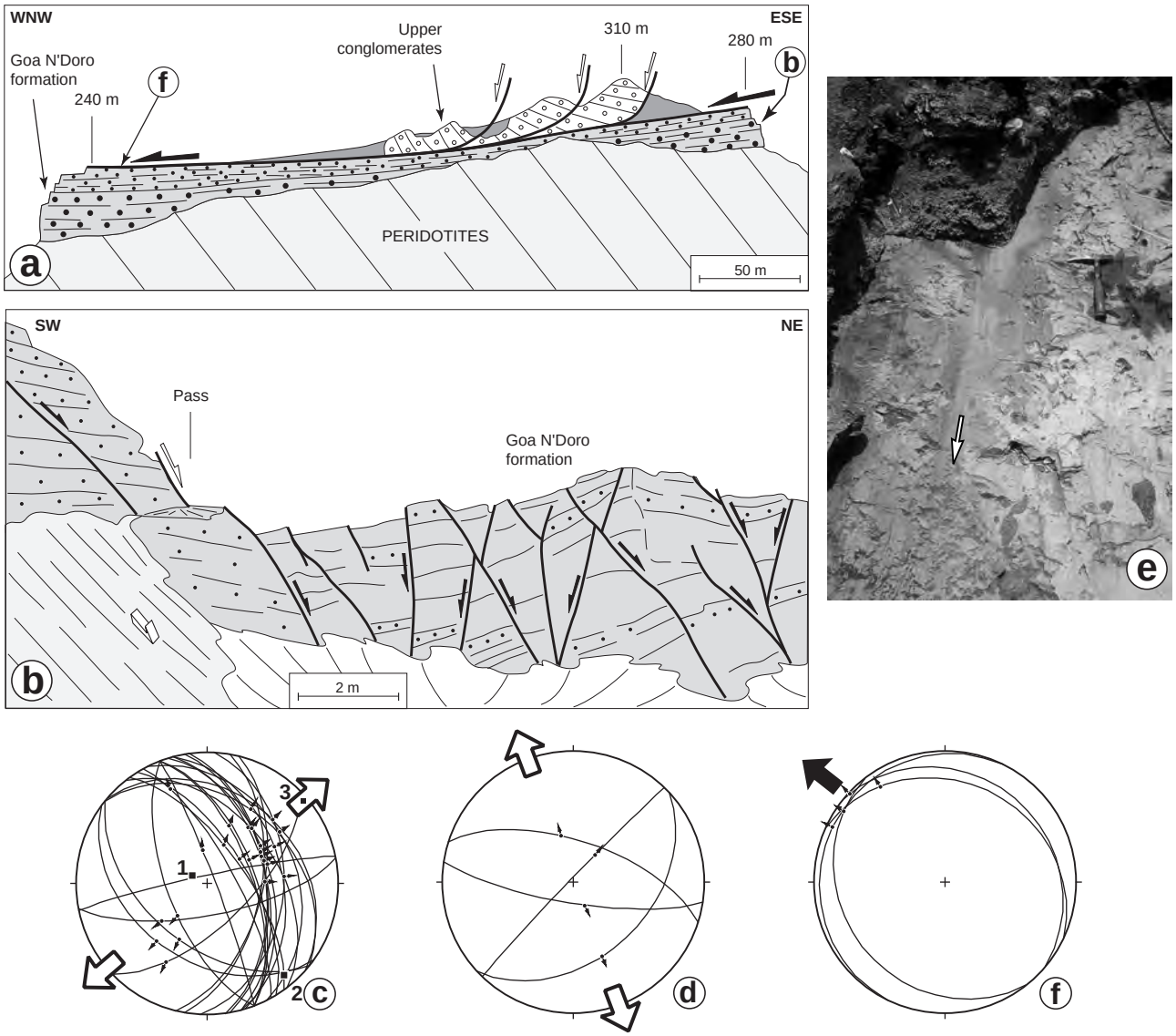


Fig. 7 : Structure of the fluvial sediments at the Goa N'Doro site (Kouaoua area). (a) Cross section of the outcrop. (b) Fault pattern in the sandstones of the Goa N'Doro Formation on the southeastern cliff of the outcrop. (c) - (d) Fault-slip data of first and second phase extension in the Goa N'Doro Formation. Axes 1, 2 and 3 refer to the maximum, intermediate and minimum principal stress axes, respectively. (e) Ridge-and-groove striated décollement (the white arrow shows motion of upper block) and (f) corresponding fault-slip measurements. See location on Fig. 3. Equal area, lower hemisphere projections.

with the analysis of Lagabrielle et al. (in press). Our own observations of this site further reveal that extensional tectonics was synsedimentary, as shown on Fig. 10b.

5. 3. Kinematic implications

Relative chronology between NNW extension-related striated planes and NE-directed extension related slip data is rather poorly constrained. One set of faults records ridge-normal extension whilst fault populations associated with NE to NNE-directed stretching record ridge-parallel to ridge-oblique extension (Fig. 11). We did not recognize normal faults compatible with NE-stretching in the NF and upper conglomerate unit, even in the vicinity of GDF outcrops showing NE-directed extension. This suggests that NE-directed extension could have taken place before the earliest Miocene. Whereas NNW extension is coeval with the deposition of the NF conglomerates in Népoui, indicating ridge-parallel extension operated in the Early to Early-Mid Miocene. Gravity gliding of the conglomerates above the GDF appears to have occurred in the direction and sense of the regional slope (Fig. 3a).

6. Discussion

6. 1. Paleogeographic significance of the Goa N'Doro and Népoui Formations

The global greenhouse-to-icehouse transition (Barrett et al., 1987; Miller et al., 1991) that led to the largest eustatic sea-level fall in Cenozoic times (c.a. 150 m; Haq et al., 1987) and incision of continental realms worldwide 31-29 Ma ago (e.g., Séranne, 1999), must have had a significant impact on the Island's morphology. An erosional unconformity of that age, marking a Late Eocene to Early Oligocene stratigraphic gap, is recognized offshore New Caledonia (Kennet et al., 1972; Burn and Andrews, 1973; Fig. 1a). On the Lord Howe rise, the unconformity underlies Late Early Oligocene strata (DSDP 208) and is overlain by Late Oligocene sediments in the New Caledonia basin (DSPD 206). The GDF could be the Chattian fill of the corresponding onshore Mid-Oligocene incision. The GDF aggradation episode would have been enhanced by the negative isostatic response of the ridge to eustatic unloading of the adjacent oceanic basins due to the regression.

The development and further ferralitization of regional planation surface 3 developed on the GDF marks a return to a relative stability period. Incision of that surface took place only upstream (i.e., on today's island) so that further NF aggradation took place above surface 3 downstream (Fig. 6e) and is stepped into it upstream (Fig. 12). This requires post-surface 3 relative sea-level rise that was not necessarily due to a tectonic event, as the various type-

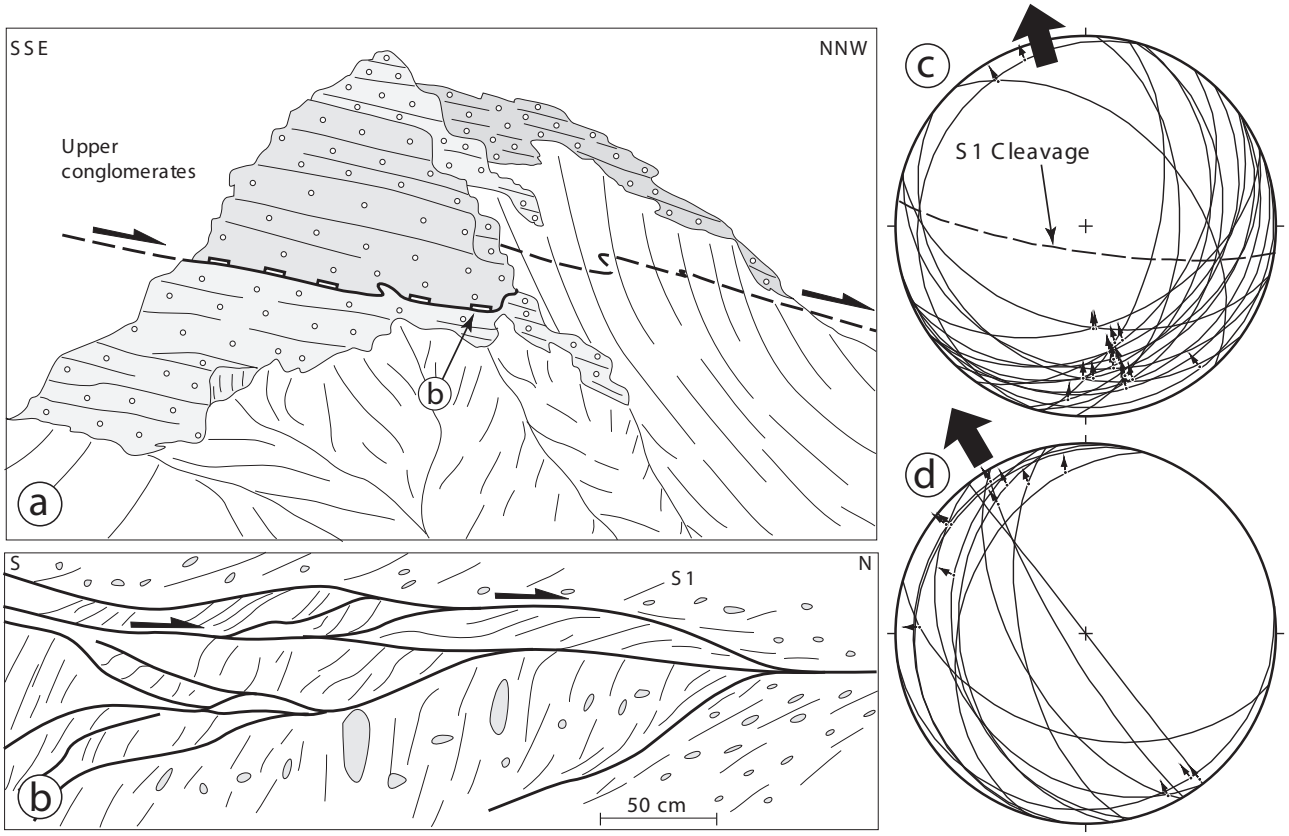


Fig. 8 : Structure and kinematic analysis of the upper conglomerate unit along the Kasouri ridge (Kouaoua area). (a) View of the décollement. (b) Field sketch of the décollement and (c) corresponding fault-slip measurements. (d) Fault-slip measurements from the top of the Kasouri ridge outcrop. See location on Fig. 3. Equal area, lower hemisphere projections.

relations observed between the GDF, surface 3 and NF all fit into a simple profile where the NF channeling erosional surface would have a shallower slope than that of surface 3 (Fig. 12).

6. 2. Causes and consequences of extensional tectonics

6. 2. 1. Faulting pattern

On a regional scale, two main sets of faults may be considered. The most prominent one is NW trending, parallel to the ridge (called hereafter Caledonian trend). It groups most of the normal faults making the ridge's margin (Fig. 1b, 2 and 11) that have been activated during the Neogene as dominantly normal faults (Fig. 6). On land and offshore, this set of faults appears to be inherited from the Late Cretaceous rifting episode (e.g., Rigolot, 1989). The second set of faults (called hereafter the Norfolk trend) is roughly NNW to NS trending. Most of the faults conferring the Norfolk ridge its morphology belong to this group that accommodated Neogene normal faulting at the northern termination of the ridge (Fig. 6). They are documented on mainland New Caledonia and offshore SE New Caledonia and often terminate against faults of the Caledonian set (Rigolot, 1989; Fig. 2 and 11). The region under consideration must therefore be regarded as an interference zone between two Neogene normal fault systems trending NW and N-S.

Both NE and NNW extensional directions are unlikely to fit into a simple kinematic framework. The fact that NF sediments did not undergo NE-directed extension further suggests the extensional events are diachronous. It is reasonable to interpret fault-slip data indicating NE-directed extension to result from Caledonian trend normal faulting. NNW-directed extension, indicative of slightly oblique stretching of the New Caledonia ridge, would have driven oblique strike-slip (i.e. transtension) on the Caledonian trend faults. The change from ridge-normal to ridge-oblique extension requires a change in the tectonic boundary conditions to the New Caledonia ridge in the vicinity of the Oligocene/Miocene boundary.

6. 2. 2. Morphotectonic evolution

The morphotectonic events documented here took place after a period of aerial morphogenesis of New Caledonia Island that lead to at least 1200 m of relief (Chevillotte, 2005). The mechanics of this uplift has to be searched in isostatic adjustments that took place in response to loading by the ophiolite nappe as well as the buoyancy force exerted by the orogenic root of the ridge imaged by Régnier (1988). Erosional denudation (Dubois et al.,

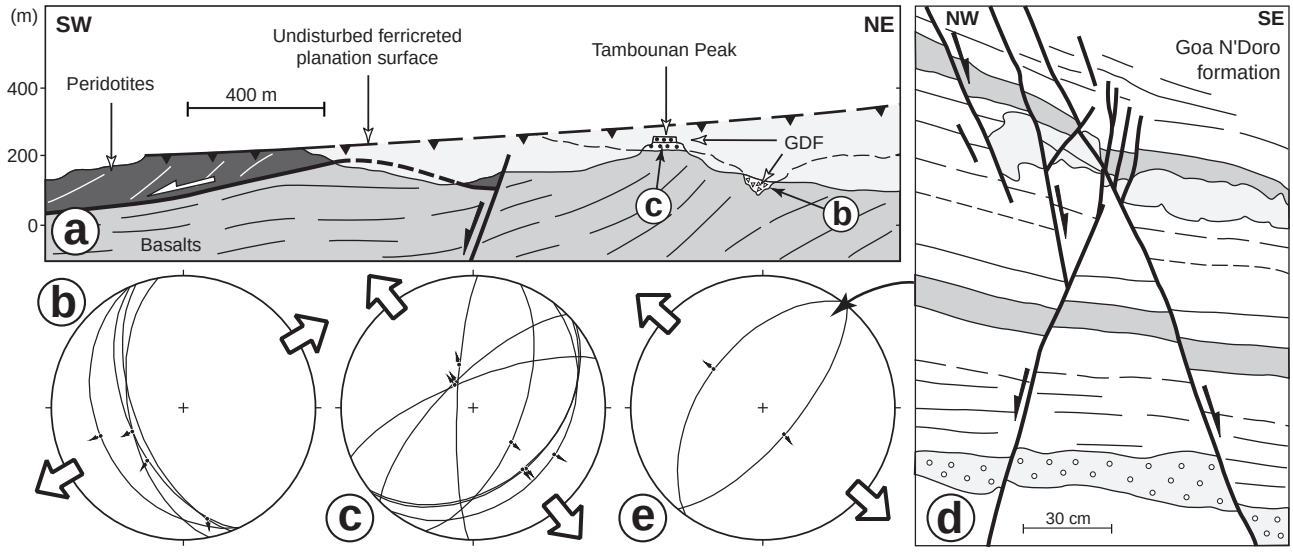


Fig. 9 : (a) Cross-section of the Tambounana Peak Goa N'Doro Formation outcrops (location on Fig. 2). (b) Fault-slip measurements on the fault affecting the lower conglomerate / breccia. (c) Fault-slip data from the upper sequence. (d) Normal fault pattern in the Goa N'Doro Formation in the Pirogues river basin and (e) corresponding fault-slip measurements. Equal area, lower hemisphere projections.

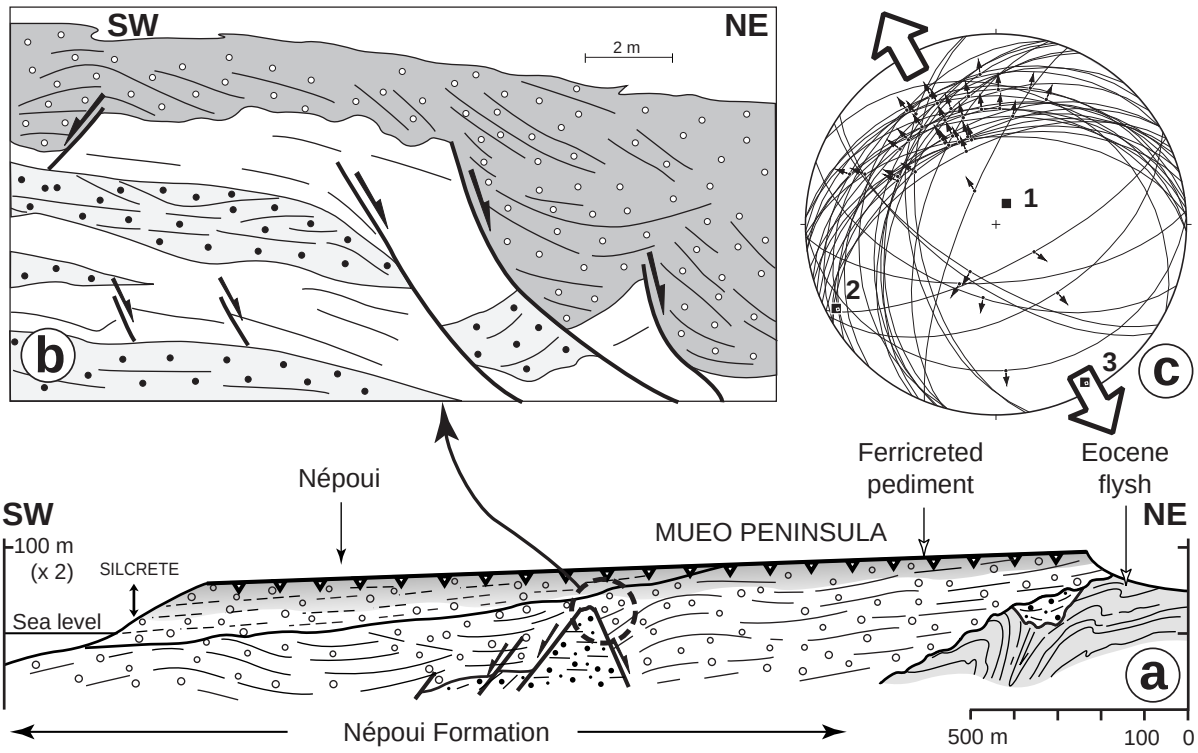


Fig. 10 : Structure and faulting pattern in the Népoui Formation near Népoui. (a) General cross section of the Muéo Peninsula. (b) Synsedimentary normal fault pattern in the conglomerates. (c) Corresponding fault-slip data. Axes 1, 2, and 3 refer to the maximum, intermediate and minimum principal stress axes, respectively. Note that in (b) faults are steeper than they appear due to the obliquity of the view. Location on Fig. 2.

1974b) as well as coeval adjacent basin infill (Tissot-Moignard, 1979; Moretti and Turcott, 1985) must have contributed to at least part of this uplift. How faulting may have accompanied early uplift is not known. One possibility is that early NE-directed extension accompanied the latest pre-Miocene movements that were sealed by erosional surfaces 3. This extensional episode did not lead to significant onshore differential vertical movements as attested to by the regional consistency in the elevation of the GDF talweg (Fig. 5) and pre-GDF erosional surfaces of regional extent (Chevillotte, 2005).

Abandonment of surface 3 was followed by river incision and the aggradation / progradation of large deltas on the margin and the upper piedmont of the New Caledonia ridge. Detachment and basinward gravity gliding of part of the Early Miocene prograding deltaic sequence, documented both onshore and offshore (Fig. 6, 7 and 8), took place later in a mode analogous to the one taking place on the slope of passive continental margins (Vendeville and Cobbold, 1987; Cobbold and Szatmari, 1990). With that respect, Miocene basin-verging folds and thrusts identified by Rigolot and Pelletier (1988) at the foot of the margin may be seen as the compressive front of glided units detached from the upper slope of the margin.

The main phase of Neogene normal faulting activated Caledonian and Norfolk fault sets in a transtensional context, allowing disruption and collapse of planation surface 3 and overlying deltaic sediments into the New Caledonia and Loyalty basins (Fig. 13). The far-field extension vector was normal neither to the New Caledonia ridge nor to the Norfolk ridge. The very low angle between the Norfolk trend faults and extension direction implies extreme partitioning and almost pure dextral strike-slip on those faults. This is in agreement with offshore data suggesting pre-extensional, post obduction, strike-slip kinematics of these faults (Rigolot, 1989). Very low obliquity between the extension direction and faults of the Caledonian trend implies highly partitioned slip along those faults as well, but with a left-lateral component (Fig. 14). As for earlier extension, this transtensional episode did not induce significant offsets on mainland New Caledonia. Within sediments of the GDF and NF, stretching oblique to the New Caledonia ridge led to the activation of newly formed, dip-slip normal faults that are distinct from faults of the Caledonian or Norfolk trend (Fig. 7 to 10).

6. 2. 3. Tectonic boundary conditions

Transtensional slip along both sets of faults at the junction of the New Caledonia and Norfolk ridges reveals a pseudo-conjugate pattern compatible with NE-trending shortening (Fig. 14). This orientation suggests shortening at the time of transtension was already related

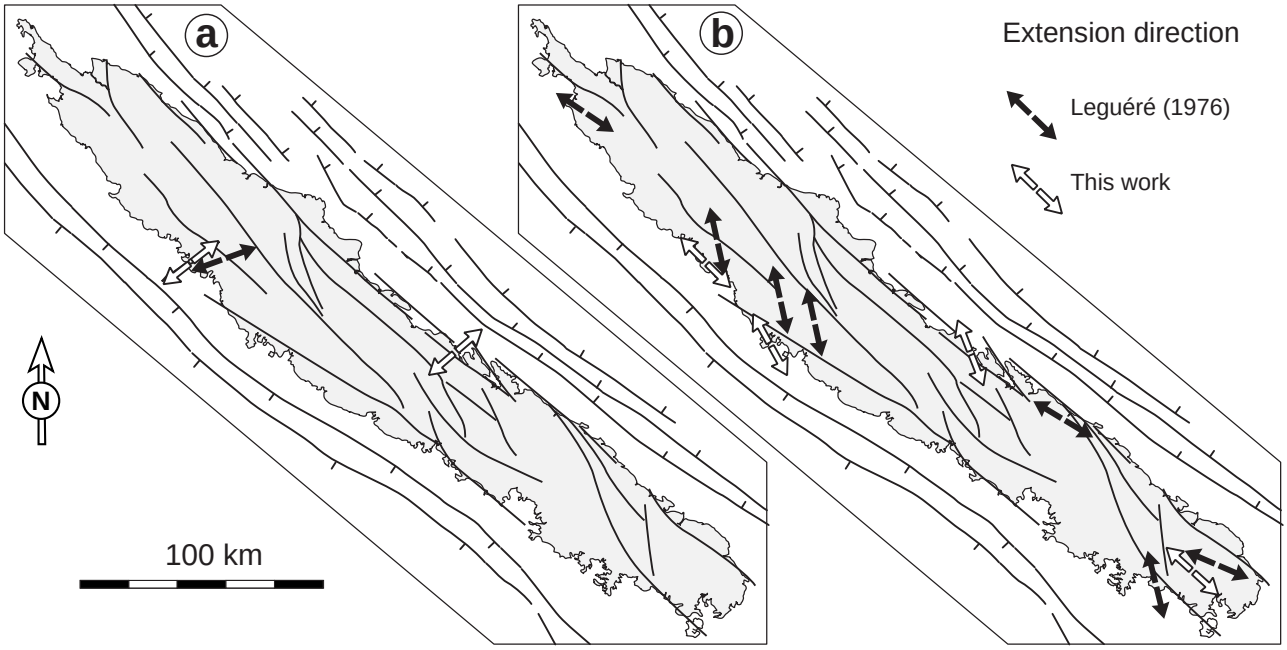


Fig. 11: Post-obduction extension directions deduced from microtectonic analysis over mainland New Caledonia. (a) NE-directed extensional episode. (b) Longitudinal / oblique extensional episode. Directions of Leguèré (1976) are modified from the author's microtectonic measurements in peridotite massifs.

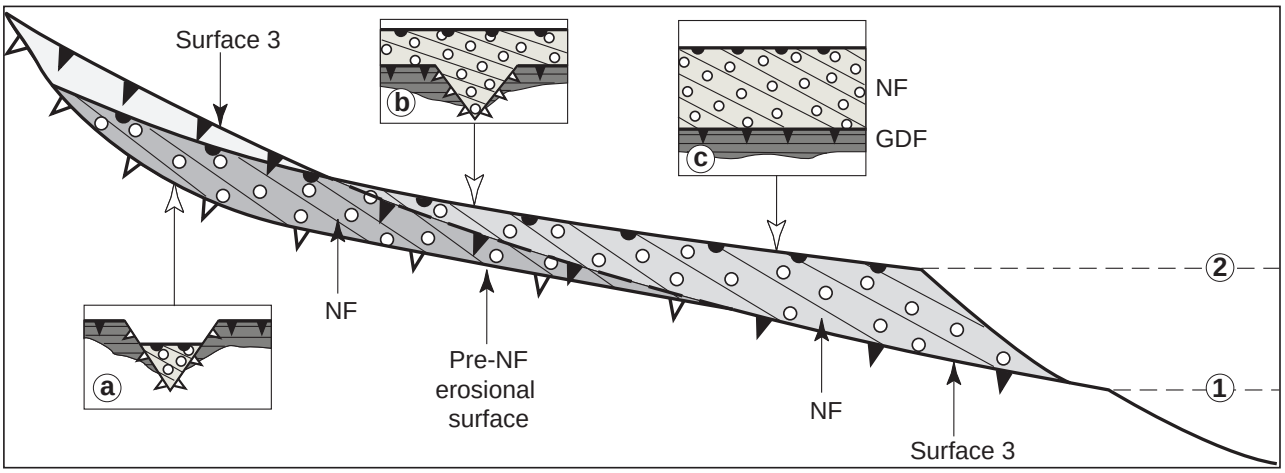


Fig. 12: Interpretation of the relations between the Goa N'Doro Formation (GDF) and Népoui Formation (NF). The insets show the three type-relations amongst the sedimentary units on cross-sections perpendicular to the drainage. Relations shown in (a) are similar to Népoui or La Capture for instance (Fig. 4b and 4f). Configuration (b) is seen in Kouaoua, Upper Tontouta river and Dumbea river (Fig. 4a, 4c and 4d); whereas (c) is seen on the offshore seismic lines (Fig. 6d to 6g). (1) Sea level at the Oligocene-Miocene boundary; (2) sea level at the end of aggradation of the Népoui formation.

to the Vanuatu convergent plate boundary (Fig. 14). Indeed, the Vanuatu subduction zone and coeval opening of the North-Fiji basin initiated at least in the late mid Miocene (Auzende et al., 1995) and has been a convergent zone since the early Miocene (Carney and McFarlane, 1982) during and after the progressive abandonment of the Vitiaz trench that accommodated earlier subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate. (Fig. 14). Activation of this newly formed subduction zone could provide change in far-field boundary conditions that allowed transtension in New Caledonia. Oblique extension of the New Caledonia ridge further required a free edge in the d'Entrecasteaux – north Loyalty basin area that enhanced northwestward spreading or extrusion of the wedge containing the New Caledonia ridge against the Vanuatu trench (Fig. 14).

6. 2. 4. Implications of a Neogene transtensional regime on the New Caledonia ridge

The results of the present study imply that Neogene faulting may not result from simple post-orogenic collapse of the ridge as suggested by Lagabrielle et al. (in press). Indeed, although gravity driven uplift of the ridge may have taken place during the Neogene, far-field boundary conditions constraining the horizontal movements would still have been contractional in nature. Our results further suggest that a large part of isostatic reequilibration of the ridge could even have been achieved by the Latest Oligocene and that a significant part of the finite extension of the ridge's margin in fact results from Neogene tectonics. In that case, the limited width of the ridge would not have provided the orogenic root with a critical volume to built-up the large gravity potential required to enhanced crustal spreading. This, together with the fact that the ridge was laterally constrained by oceanic crust, prevented continental collapse.

6. 3. Geomorphic implications

The New Caledonia ridge is a horst resulting from Neogene extensional faulting that has cut an Island that was wider at the end to the Oligocene. Neogene extension has induced southwestward tilt of the roof of the horst that does not appear to have been disrupted by large normal faults during the Neogene. The tilting movement may have started at least in the Early Miocene as aggradation of the Népoui delta has been taking place during relative sea level rise on the West coast of New Caledonia. Tilting may have continued until after the end of aggradation of the NF, as the top of the Kouaoua NF delta is higher than the top of its counterpart in Népoui by at least 250 m (Fig. 4a and 4b). Tilting is also consistent with the capture, by the southerly flowing Pirogues River, of a drainage originally flowing towards

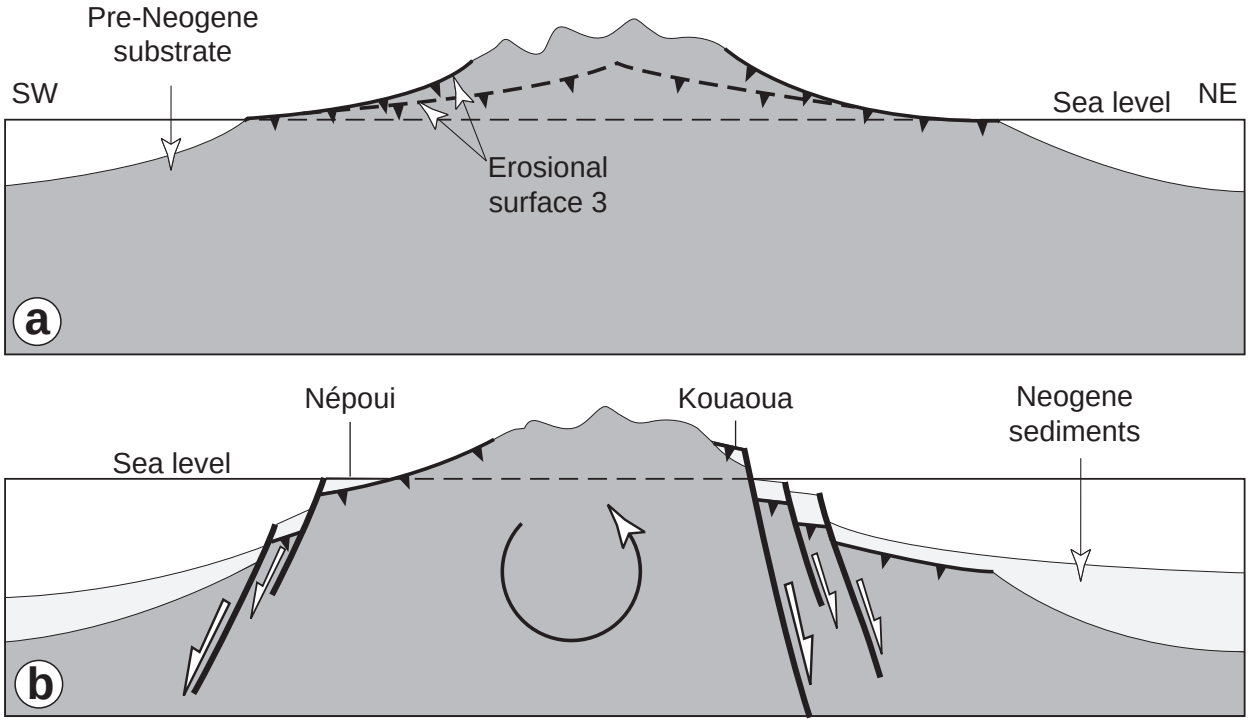


Fig. 13: Sketch cross-sections showing two stages in the morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge, in the Late Oligocene (a) and in the Late Neogene (b).

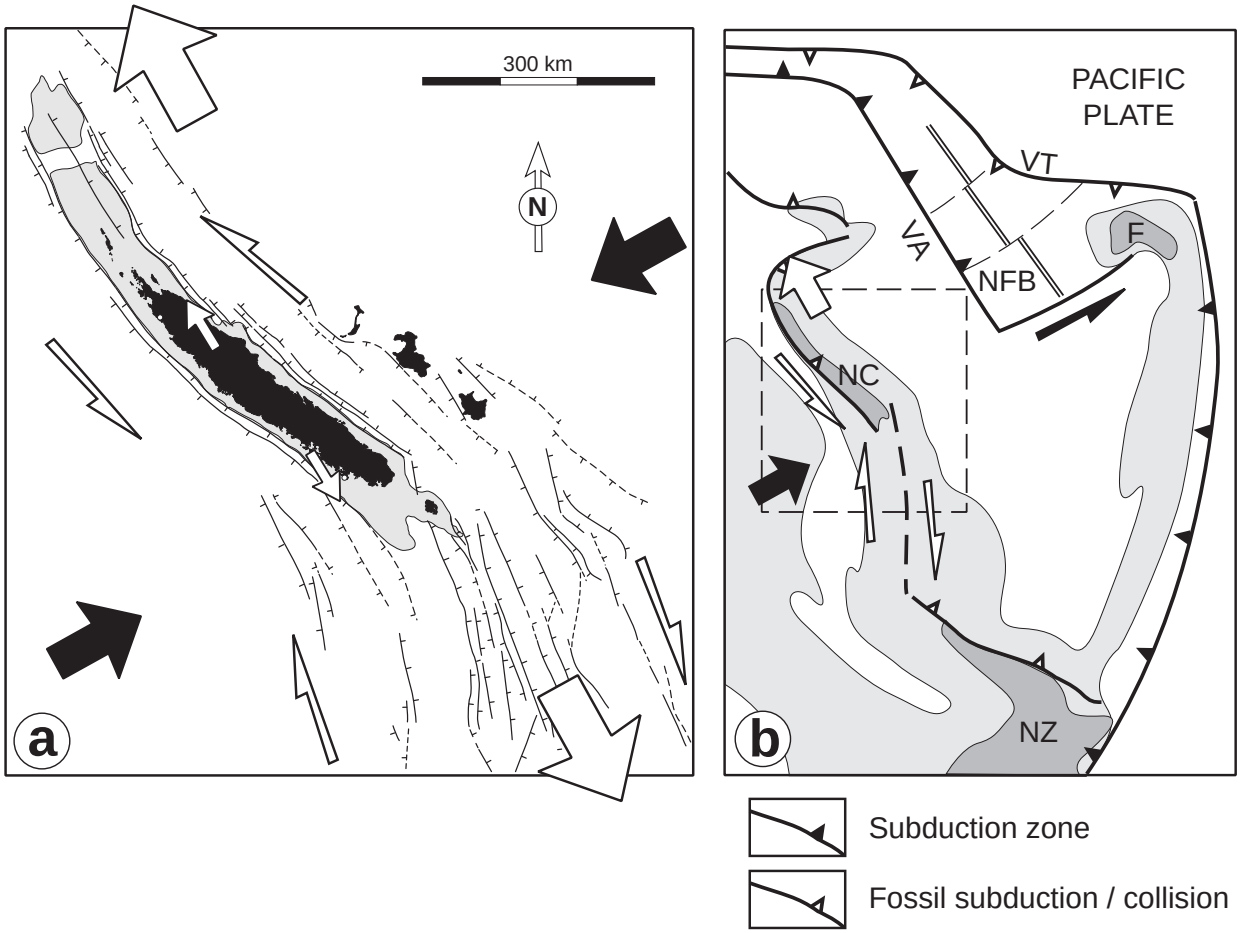


Fig. 14: (a) Kinematic framework of Neogene transtensional deformation of the New-Calédonia ridge. (b) Boundary conditions to Neogene transtension on a reconstruction of the Pacific SW around 10 Ma ago (reconstruction partly based on Auzende et al., 1995 and Crawford et al., 2003). NC - New Caledonia; VA - Vanuatu arc; VT - Vitiaz trench; NFB - North Fiji basin; NZ - New-Zealand; F - Fiji.

today's Yaté Lake in the southern part of the Island (Trescases, 1969; Fig.3a). This capture occurred after abandonment of the GDF and ferralitization of its capping surface 3, i.e., after the latest Oligocene.

Southwestward tilt of the island had early been considered by Davis (1925) on the basis of the geomorphic asymmetry of the Island on a transverse cross-section. Indeed, the steep cliffs underlying most of the east coast are in fact retreated normal fault scarps inherited from Neogene and possibly younger extension (see also Rawling and Lister, 2002; Lagabrielle et al., in press) (Fig. 13).

7. Conclusions

The recognition and characterization of two stepped fluvial sedimentary systems post-dating Eocene obduction indicate that the New Caledonia ridge underwent two regional river aggradation cycles, each of which was preceded by a deep river incision phase. The first system may be ascribed a Chattian age whilst the second one started to aggrade in the Early Miocene**.** An extensional tectonic episode, initiated in the Early Neogene after a long erosional history of the ridge, led to the disruption and collapse of the aggraded sedimentary sequences into the basins flanking the ridge. Structural analysis of the post obduction sediments indicates a pre-early Miocene phase of ridge-normal, and later ridge-parallel to ridge-oblique extension. This shift is interpreted to results from the onset of a transtensional regime driven by the initiation of East-verging subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate in the Mid- to Late Miocene.

Acknowledgements

This work was funded by a BRGM program initiated with Y. Lagabrielle and P. Maurizot. We are indebted to A. Beauvais, J.P. Ambrosi, F. Colin, G. Cabioch, B. Pelletier and B. Robineau for fruitful discussions, help and support. Fault-slip data were reduced using R. Allmendinger's FaultKin software.

E – Compléments géomorphologiques

1 INTRODUCTION

L'analyse de la distribution des aplanissements, combinée à l'étude des sédiments fluviatiles, a permis de proposer un schéma cohérent de morphogenèse à long terme de la Grande Terre en relation avec la structuration du bâti de la ride de Nouvelle-Calédonie et de ses marges. Dans cette section, on présente les résultats d'une analyse des formes non aplanies du relief du massif du Sud dans un corridor NE-SW, ainsi que l'interprétation d'un modèle numérique de terrain terre-mer de l'avant-pays de ce même massif, notamment par l'analyse des formes ennoyées du lagon SW.

Ces analyses ont pour but (1) de fournir des éléments géomorphologiques complémentaires permettant de documenter plus avant et/ou de tester l'hypothèse du basculement de la ride de Nouvelle-Calédonie, (2) de qualifier les stades et/ou les modes d'enfoncement du réseau hydrographique et (3) de comprendre les liens géomorphologiques terre-mer du SW Calédonien, notamment en relation avec les variations quaternaires du niveau marin.

2 ALVEOLES D'EROSION EMBOITEES ET GRANDS STADES DE L'EVOLUTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Le réseau hydrographique est fortement encastré au cœur du Massif du Sud. En effet, les talwegs de vallées transverses principales ne dépassent 200 m d'altitude que lorsque l'on approche (de 2 à 6 km) la ligne de partage des eaux. La portion centrale du Massif du Sud a été retenue pour la présente analyse, car elle montre particulièrement bien la dualité des modes d'érosion de part et d'autre de la ligne de partage des eaux et que le drainage y est essentiellement transverse à l'axe de l'île (Fig. II-10). Le réseau étudié est celui de la Tontouta, pour le drainage SW, comprenant trois branches principales ainsi que les bassins versants de la Ni, de la Ngoï et de la Xwé Bwi pour le drainage NE.

Alvéoles d'érosion

Un élément remarquable des versants de ces vallées, outre la présence de reliques d'aplanissement bien sûr, est la marque systématique de ruptures de pente quasiment

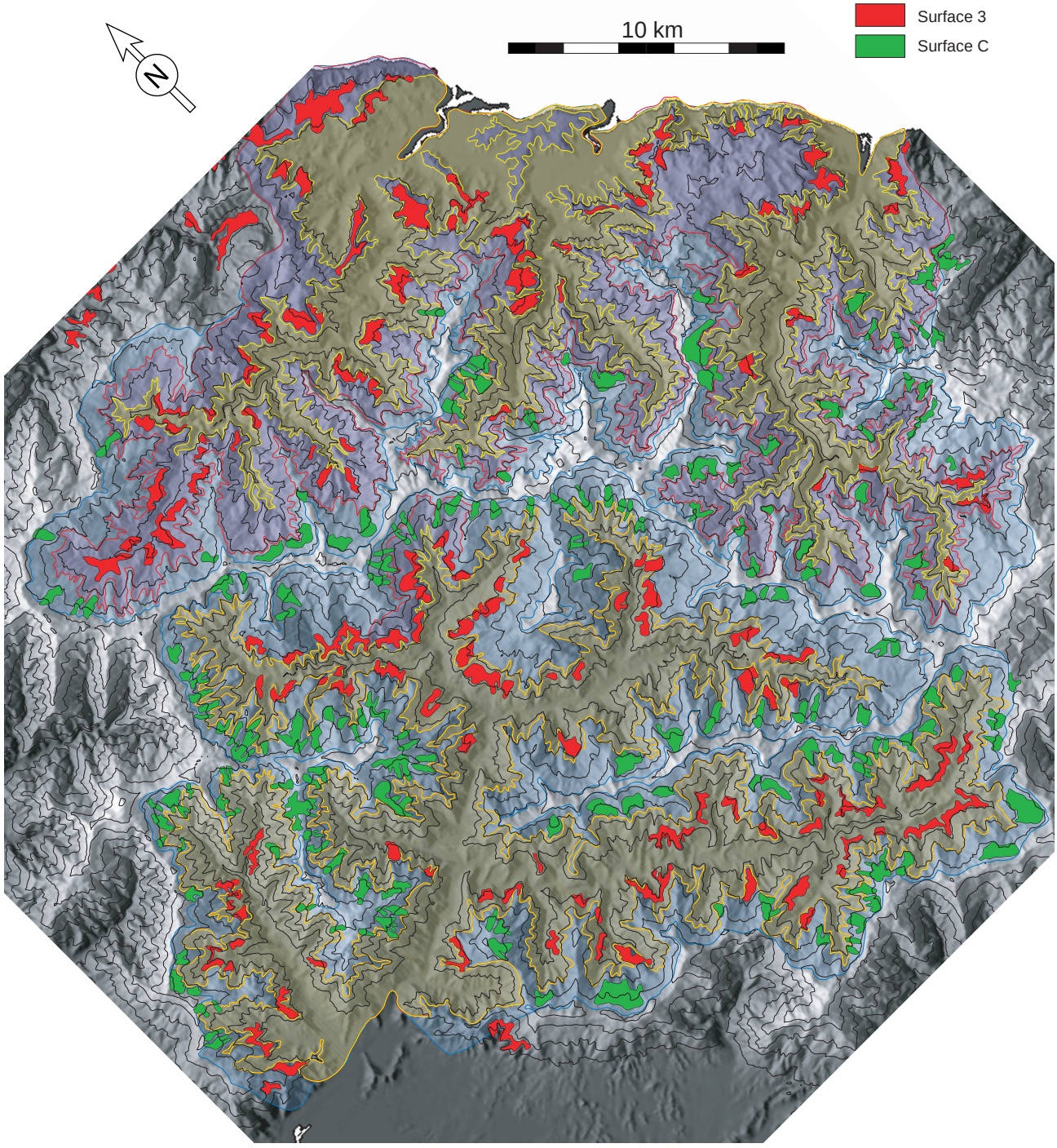


Fig II-10. Alvéoles d'érosion successives à travers le segment central du Massif du Sud (bassins versants de la Tontouta, de la Ni, de la Ngoi et de la Xwé Bwi). Les zones colorées représentent les surfaces de déblaiement associées à chaque tête d'érosion. L'alvéole 1 est en bleue (contour bleue), l'alvéole 2 est en mauve (contour rouge) et l'alvéole 3 en jaune (contour jaune). Les reliques de surface C (en vert) et 3 (en rouge) sont également figurées (voir section II-C). Les éléments sont superposés à un relief ombré. L'équidistance des courbes de niveau est de 200 m.

continues à l'échelle des bassins versants et qui se suivent facilement dans la topographie (Fig. II-10). Les lignes de ruptures soulignent soit les têtes d'incision de biefs d'ordre 1 parallèles incisés dans une surface à pente plus faible que celle de leurs talwegs, soit la reprise érosive d'une pente par une surface concave plus pentée qu'elle.

Ces lignes de rupture, au nombre de trois, définissent des alvéoles à l'échelle des bassins versants (Fig. II-10) que nous interprétons comme la marque de têtes d'érosion emboîtées successives du réseau hydrographique. La représentation en coupe des têtes d'érosion est montrée sur la Fig. II-11b.

L'alvéole 1 est la plus ancienne. Elle atteint quasiment les lignes de partage des eaux principales et secondaires sur tous les amonts de bassins. Seules les surfaces hautes (A, B) semblent avoir été épargnées par la phase d'érosion 1. La tête des alvéoles 1 est la moins marquée en termes de rupture de pente et la rugosité de la surface d'érosion qu'elle délimite est faible comparée à celle des deux alvéoles plus récentes. Il semble que la phase d'érosion 1 ait largement contribué à la dissection de la surface C sur le drainage SW. La situation est moins claire sur le drainage NE ou les reliques de surfaces C, vraisemblablement façonnées par la phase d'érosion 1, ont été reprises lors du cycle suivant d'érosion marqué par l'alvéole 2. L'épisode érosif 1 est donc postérieur à la mise en place de l'aplanissement C.

La tête des alvéoles 2 est relativement plus digitée que la précédente. Elle est absente, à une exception près, sur le drainage SW. La surface délimitée par cette alvéole a une topographie beaucoup plus différenciée que cette de l'alvéole 1. Elle montre une dissection importante marquée par de grandes incisions linéaires. Comme nous l'avons vu précédemment, la tête d'érosion a largement atteint les reliques de la surface C et les a incisées. Elle a également contribué à la dissection de la surface 3 puisque les reliques de cette dernière sont largement distribuées dans la surface délimitée par l'alvéole 2. L'épisode enregistré par l'alvéole 2 a été particulièrement puissant et semble lié à une phase majeure d'érosion régressive qui a presque atteint, par endroits, la ligne de partage des eaux principale. L'épisode érosif 2 est au moins postérieur à l'aplanissement 3. Il serait donc néogène (voir section II-C). Par conséquent, l'épisode 1 doit être considéré comme Oligocène.

L'aspect très digité de la limite de l'alvéole 3 marque une phase d'incision récente enregistrée par les deux drainages. Les têtes d'incision atteignent rarement plus de 600 m d'altitude aux abords de la ligne de partage principale. L'amont de l'incision 3 n'atteint que très rarement la tête d'érosion 2. Les versants de cette alvéole présentent un relief plutôt mou, marqué par des épandages de piedmont quasi-fonctionnels se raccordant au niveau des rivières actuelles. Ces remblaiements colluviaux ne sont toutefois pas contemporains de la

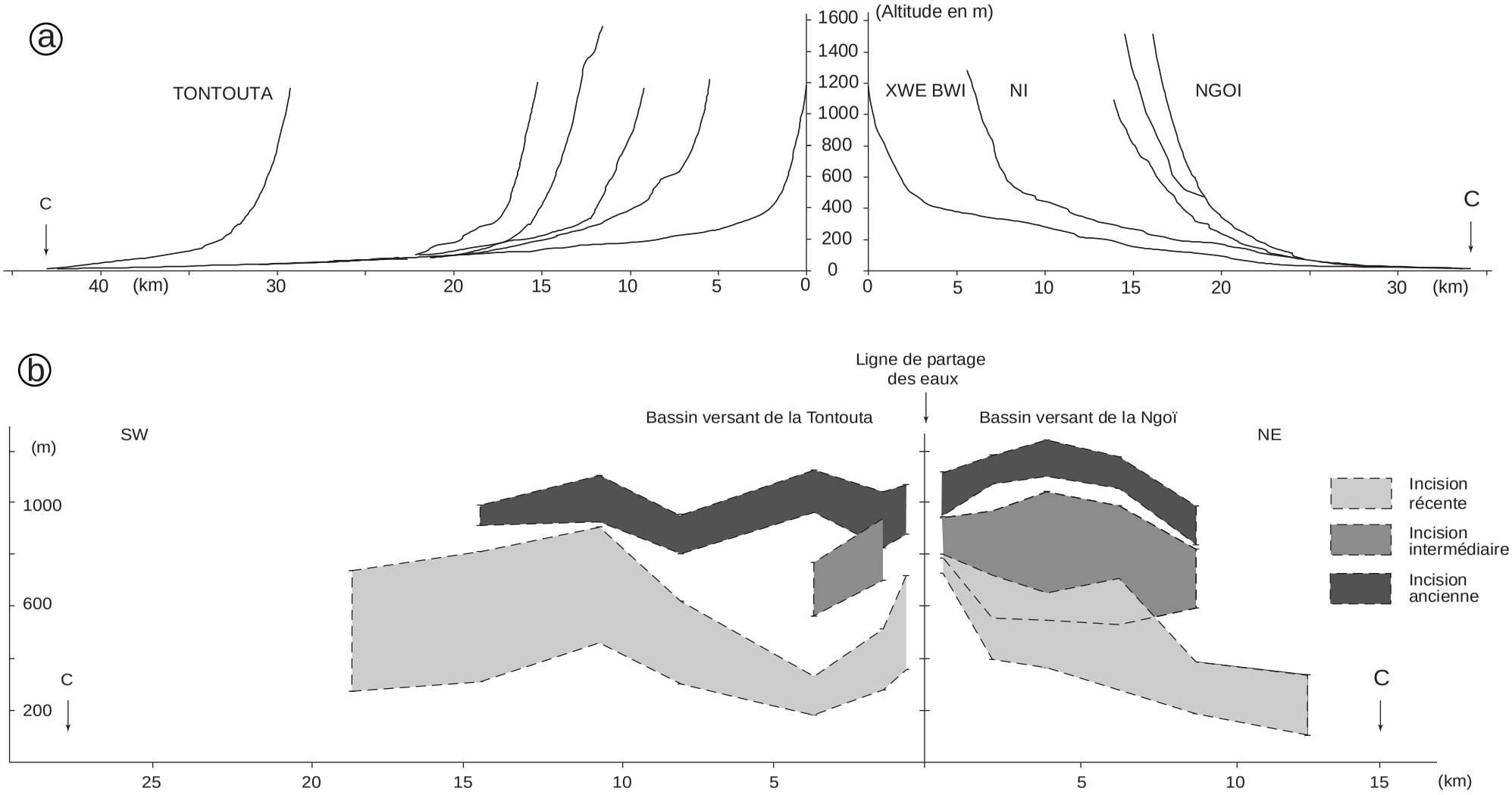


Fig. II-11. (a) Profils longitudinaux des principaux biefs des bassins versants du segment central du Massif du Sud représentés sur la Fig. II-10. (b) Projection longitudinale des têtes des trois alvéoles d'érosion cartographiées dans cette même région (voir Fig. II-10). Les zones grisées marquent la gamme maximale d'altitude des têtes d'érosion.

phase d'érosion 3. Ils marquent plus probablement une reprise récente de ces versants sous le contrôle du climat actuel. Aux abords de la côte Est, la tête de l'incision 3 délimite les reliques de la surface régionale de faible altitude que nous avons corrélé à l'aplanissement 4 (planche hors-texte 1). L'épisode érosif 3 serait donc postérieur à la mise en place de cet aplanissement. Il est également antérieur aux terrasses holocènes qu'il porte.

Interprétation

L'alvéole 1 est la marque d'une phase érosive oligocène ayant affecté le Massif du Sud après la mise en place de la surface C (et par conséquent de la surface 1, voir section II-B et C). La surface d'érosion résultante a été reprise lors des phases d'aplanissement et d'érosion successives ayant abouti a la mise en place des surfaces 2 et 3. C'est d'ailleurs elle qui porte l'essentiel des reliques de ces deux systèmes d'aplanissement. Une phase d'érosion mécanique de grande ampleur (phase 2), déclenchée après l'abandon de la surface 3, a eu pour effet de surcreuser de façon généralisée le drainage NW du massif en réponse à une chute substantielle du niveau de base. Cet épisode semble n'avoir eu qu'un impact limité sur le drainage SW sur lequel seuls les extrêmes amonts semblent avoir enregistré cette phase d'érosion régressive.

Nous interprétons cet épisode érosif 2 comme une réponse du réseau hydrographique au basculement de la ride de Nouvelle-Calédonie durant le Néogène. Le basculement résulte du soulèvement de la côte Est et de la rotation antihoraire de la ride (autour d'un axe horizontal parallèle au grand axe de l'île) induits par le jeu des failles normales de la marge de la ride qui a contribué à générer l'escarpement côtier. La côte ouest a alors subi un léger enfoncement, enregistré, au moins en partie, par les sédiments du delta de Népoui. La chute du niveau marin relatif induite sur la côte est a provoqué une rapide érosion régressive du réseau hydrographique NE et la dissection de l'escarpement côtier rendues possibles par la faible largeur du plateau continental. Une érosion régressive de moindre ampleur a été déclenchée sur le drainage SW à l'amont de la ligne neutre des mouvements verticaux (c'est-à-dire l'axe de rotation de la ride) qui se situait entre la ligne de partage des eaux et le delta de Népoui. C'est pourquoi l'épisode d'érosion régressive 2 n'est visible que sur de rares hauts versants de la ligne de partage des eaux. L'adaptation du réseau hydrographique à cet épisode tectonique a pu se manifester par des phénomènes de capture dans les régions les moins incisées de la ride.

De par son ampleur et son caractère distribué, l'épisode d'incision 3 nous paraît devoir être relié a une chute de niveau de base comparable sur les deux drainages. L'hypothèse d'une

origine eustatique pour cet épisode semble raisonnable. Cette chute de niveau marin pourrait représenter un stade d'initiation des variations eustatiques à haute fréquence du Quaternaire. Cette interprétation tient compte de (1) la position de la plus jeune et plus basse des surfaces latéritiques reconnues aux abords ou sous le niveau actuel de la mer (la surface 5, Section II-C), (2) l'intensité de cuirassement de cette dernière, requérant un à plusieurs millions d'années pour se constituer, et (3) du fait que cette incision soit postérieure à l'abandon de la surface 4.

Profils de rivières

Les profils de rivières de la zone étudiée sont concaves indiquant que leurs cours sont en voie de régularisation (Fig. II-11b) même s'ils conservent une très forte pente amont. Ceci pourrait être dû, en plus d'un déséquilibre d'origine climatique ou tectonique, à la courte distance séparant les exutoires de la ligne de partage des eaux et l'altitude relativement forte (1500-1600 m) de la ligne de crête principale. La comparaison des profils du drainage SW avec ceux du drainage NE ne montre pas de dissymétrie majeure, exception faite de la Ngoï, dont le drainage est beaucoup plus court, indiquant aussi des processus d'érosion/incision tendant à ramener les profils vers un état d'équilibre avec les conditions climatiques et orographiques actuelles sans que des mouvements tectoniques différentiels ne soient à l'origine du déséquilibre.

Les cours avals des rivières sont systématiquement régularisés pour atteindre un profil linéaire. Nombre de paliers (*knick points*) sont visibles, notamment à l'amont des tronçons rectilignes avals. Ceci semble indiquer que la régularisation en cours procède par migration de *knick points* vers l'intérieur du massif, entraînant la translation du profil amont plutôt que par simple « déroulage » ou dépliage des profils vers l'amont. Ce genre d'évolution indique que la régulation se fait par un processus d'érosion régressive.

Discussion

L'épisode de basculement de la ride de Nouvelle-Calédonie enregistré par le réseau hydrographique de l'île a dû avoir un impact sur la distribution altitudinale des surfaces d'aplanissement antérieures. Même si l'amplitude des mouvements verticaux induits par le basculement semble avoir été limitée (le maximum serait vraisemblablement de l'ordre de la hauteur de l'escarpement de la côte Est, complété de la profondeur du lagon actuel aux pieds de ces escarpements), une analyse régionale tridimensionnelle de la topographie digitale des surfaces A à 3 pourrait permettre de les détecter. L'essentiel du basculement a dû cesser avant

la mise en place de la surface 4 (sous réserve de validation de notre interprétation de la surface la plus basse dans les régions côtières du massif du Sud en tant que surface 4).

Le réseau hydrographique actuel n'a pas atteint une forme d'équilibre, suggérant qu'il répond, en temps réel ou de façon différée, à une sollicitation eustatique ou a un événement épirogénique simple (uniforme dans l'espace).

3 GEOMORPHOLOGIE TERRE-MER DU SW DE LA RIDE DE NOUVELLE-CALEDONIE

Ce travail est présenté sous la forme d'un publié dans les *Comptes-Rendus Géosciences*.

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 695–701

COMPTES RENDUS GEOSCIENCE

http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/

Géodynamique

Évolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires

Violaine Chevillotte [a], Pascal Douillet [b], Guy Cabioch [c], Yves Lafoy [d], Yves Lagabrielle [e,*], Pierre Maurizot [f]

[a] *Institut de recherche pour le développement (IRD), UMR CNRS 6635 et UMR IRD 161, BP A5, 98848 Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie*
[b] *Institut de recherche pour le développement (IRD), UR 103 Camelia, BP A5, 98848 Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie*
[c] *Institut de recherche pour le développement (IRD), UR055 Paléotropique, BP A5, 98848 Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie*
[d] *Service des mines et de l'énergie, BP 465, 98845 Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie*
[e] *Laboratoire « Dynamique de la lithosphère », UMR 5573, ISTEEM–USTL, 4, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France*
[f] *Bureau de recherche géologique et minière, SME, BP 56, 98845 Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie*

Reçu le 12 juillet 2004 ; accepté après révision le 14 février 2005

Disponible sur Internet le 12 avril 2005

Présenté par Jacques Angelier

Résumé

Nous présentons les résultats de l'analyse morphologique d'une compilation cartographique réalisée par fusion de modèle numérique de terrain marin et terrestre du Sud de la Nouvelle-Calédonie. Le but de l'étude est de préciser l'évolution morphotectonique quaternaire du lagon sud-ouest en relation avec celle de l'avant-pays émergé. Le MNT marin a été obtenu par interpolation de points de mesure de sonde provenant de minutes de bathymétrie. Nous confirmons que la morphologie visible dans la bathymétrie actuelle du lagon (profondeur moyenne : 20 m), résulte d'une évolution fluviatile aérienne en période de bas niveau marin. L'ennoiement de ce domaine est très récent (deux cycles glaciaires probablement). Deux paléo-réseaux hydrographiques sont mis en évidence, s'écoulant parallèlement, puis perpendiculairement à l'axe actuel de l'île. Les relations géométriques entre les paléo-fleuves, lacs et rivières ennoyés suggèrent des modifications de sens d'écoulement en relation avec des mouvements tectoniques récents. ***Pour citer cet article : V. Chevillotte et al., C. R. Geoscience 337 (2005).***
© 2005 Publié par Elsevier SAS pour l'Académie des sciences.

Abstract

Geomorphological evolution of the foreland of southwestern New Caledonia during the last glacial–interglacial episodes. We present the morphological analysis of a combined digital elevation model (DEM) obtained by merging data from terrestrial and coastal regions of southern New-Caledonia. Our aim is to describe the Quaternary morphotectonic evolution of the southwestern lagoon of New Caledonia, a region with a shallow average bathymetry (20 m), recently submerged in re-

* Auteur correspondant.
Adresse e-mail : lagabrielle@dstu.univ-montp2.fr (Y. Lagabrielle).

1631-0713/$ – see front matter © 2005 Publié par Elsevier SAS pour l'Académie des sciences.
doi:10.1016/j.crte.2005.02.008

sponse to both tectonic and eustatic fluctuations. The marine DEM was obtained by interpolating 131 000 depth soundings from MOP–SHOM ('Mission océanographique du Pacifique'–'Service hydrographique et océanographique de la Marine', France). We confirm that morphologies such as meandering channels and deeply incised canyons are the result of a sub-aerial fluviatile evolution during periods of low sea levels. The marine sedimentation in this region is very recent, probably corresponding to no more than two glacial–interglacial cycles. Geometrical relationships between submerged paleo-rivers and streams, including captures and incisions, strongly suggest that Quaternary active tectonics affected river development. We identify two hydrographic palaeo-networks suggesting outflow changes, from parallel to the present-day island axis to perpendicular. ***To cite this article: V. Chevillotte et al., C. R. Geoscience 337 (2005).***
© 2005 Publié par Elsevier SAS pour l'Académie des sciences.

Mots-clés : MNT terre–mer ; Lagon ; Paléorivières ; Captures ; Néotectonique

Keywords: DEM land–sea; Lagoon; Palaeorivers; Captures; Neotectonics

Abridged English version

The New Caledonia island group is located on the eastern margin of the Australian plate, close to the active subduction of the New-Hebrides (Vanuatu Trench). The 400-km-long main island (Grande Terre) is mostly characterized by: (1) the presence of a large allochtonous sheet of oceanic lithosphere obducted during the Upper Eocene onto arc-derived continental terranes (the Peridotite Nappe, [11]), and (2) a semi-continuous barrier reef surrounding the island and enclosing one of the world's largest lagoons. The barrier reef is interrupted by passes at regular intervals separating reef sections 25–30 km long. This barrier is the result of the superposition of reef formations each 100 000 years back several 100 ka (1 ka = 1000 years), due to both a slight subsidence of the New Caledonian margins and glacio-eustatic oscillations. In this paper, we discuss the Quaternary morphotectonic evolution of the southwestern lagoon of the main island of New Caledonia on the basis of the analysis of a combined digital elevation model (DEM) obtained by merging data from terrestrial and marine coastal regions.

The marine DEM was obtained by interpolating 131 000 depth soundings from MOP–SHOM. The data was interpolated on two grids (100- and 200-m mesh) using the UNIRAS software library from Advanced Visual Systems. The lagoon is shallow, with an average depth of 20 m. It was submerged recently in response to a slight subsidence of the island margins and exhibits a thin sedimentary cover [9]. The morphology of the lagoon is characterized by discontinuous ridges trending N140°, parallel to the barrier reef and to the coast, bounded by linear depressions with a similar orientation. These structures are locally cross-cut by channels showing a series of meanders considered as typical of palaeo-rivers. These palaeo-rivers are connected to the passes through canyons incised into the ridge formed by the barrier reef and the sedimentary rocks making up the foreland of the 'peridotite nappe'. These canyons are the deepest and probably the most recent morphological features of the lagoon. During periods of lower sea level, these palaeorivers were connected to the present-day hydrographic network formed by the 'Dumbéa', 'La Coulée' and 'Pirogues' Rivers. Another morphological feature of the southwestern lagoon is the occurrence of large ovoid depressions, probably representing fossil endorheic basins, such as those found today in the 'Plaine des Lacs'.

During the last glacial period, from 100 to 20 ka ago, the global sea level was 120 to 130 m lower than it is today. Consequently, a large part of the lagoon and the upper parts of the barrier reef were entirely uncovered during glacial periods so that the morphology of the modern lagoon floor must be regarded as a palaeo-topography acquired while emerged. The relatively low sedimentation of the lagoon floor, acquired during comparatively recent and rare periods of flooding, results in a good preservation of the palaeofluvial morphology. It is noteworthy that the sharpness of the incision also suggests a relatively fast decrease of the base level, which can be related to rapid lowering of the mean sea level.

Analysis of the relationships between the palaeorivers and the palaeocanyons cutting through the barrier strongly suggests several processes of capture re-

sulting in local changes and inversions of the palaeoflows. The effect of tectonic activity on the direction of stream flow can be related to recent foreland motions of separate tectonic blocks. Nevertheless, in the present state of our knowledge, we cannot exclude influences of isostatic readjustments and effects of loading by seawater in the ocean during the interglacial and glacial periods.

1. Introduction

La Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest) est située sur la bordure orientale de la plaque australienne, engagée dans la subduction au niveau de la fosse des Nouvelles Hébrides–Vanuatu. Elle se caractérise avant tout par la présence d'une vaste nappe ophiolitique composée de péridotites, charriée vers le sud-ouest à l'Éocène supérieur [11]. Les péridotites couvrent totalement la surface de l'extrémité sud de l'île (Sud du massif du Sud). La Nouvelle-Calédonie est entourée par une barrière récifale subcontinue [1], délimitant un des plus vastes ensembles lagunaires au monde. Le lagon sud-ouest, d'une superficie de 2000 km^2 et d'une profondeur moyenne de 17,5 m, borde la plaine côtière, de la baie de Saint-Vincent jusqu'à la presqu'île de Nouméa et le massif du Sud [10]. Sa largeur varie, du nord au sud, de 8 jusqu'à 30 km au large de l'île Ouen. La barrière récifale est segmentée en tronçons de longueur constante de l'ordre de 25 ± 3 km, séparés par les passes Saint-Vincent, Uitoé, Dumbéa, Boulari, Mato et Uatio.

Le récif barrière s'est édifié par superposition de constructions récifales environ tous les 100 000 ans, depuis plusieurs centaines de milliers d'années, en réponse à la subsidence des marges de la Nouvelle-Calédonie, aux variations glacio-eustatiques et à la tectonique récente. Les études sur les récifs ont montré des mouvements verticaux différentiels sur la périphérie de l'île, interprétés comme des basculements différentiels [2,3]). L'activité sismique significative se concentre le long de linéaments marquant la limite des blocs. Deux séismes de magnitude supérieure à 5 ont été enregistrés entre 1992 et 1996, au sud-est de la passe Mato, confirmant une activité tectonique récente à proximité des passes [12]. La subsidence de la bordure externe du lagon au sud de Nouméa, calculée d'après forage dans les récifs, est de 0,14 mm an^{-1} [2]. L'évolution quaternaire se place dans la continuité de la subsidence générale des marges de la Nouvelle-Calédonie, amorcée au moins au Miocène [4]. Les premières études sur le lagon ont mis en évidence l'existence de chenaux et de canyons aux abords immédiats des passes, interprétés comme des traces d'anciens réseaux hydrographiques [6]. Plus récemment, les données de sismique petit fond et de bathymétrie multifaisceaux (campagne ZoNéCo 7) d'une partie du lagon, acquises entre les passes de Dumbéa et de Boulari [8,9], ont confirmé la présence d'anciens réseaux hydrographiques et de grabens à l'aplomb des passes [7].

Nous présentons ici des données bathymétriques du lagon sud-ouest, permettant de décrire l'évolution morphologique du domaine formant la jonction terre–mer du Sud de la Nouvelle-Calédonie, en relation avec les variations eustatiques et les déformations tectoniques récentes. Ces données sont jointes à un modèle numérique de terrain du Sud de la Nouvelle-Calédonie à un pas de 50 m (IGN), pour réaliser le premier MNT joint terre–mer de cette région (Fig. 1).

2. Bathymétrie du lagon sud-ouest : données et description

Actuellement, on ne dispose pas de couverture bathymétrique multifaisceau de l'ensemble du lagon sud-ouest. La carte présentée ici résulte de la digitalisation de 131 000 points de sonde provenant de 90 minutes de bathymétrie réalisées entre 1960 et 1985 par la Mission océanographique du Pacifique (MOP), émanation en Nouvelle-Calédonie du Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM). Ces minutes, au 5000e, 10 000e et 20 000e, présentent des sondages bathymétriques réalisés respectivement tous les 20, 30 et 60 m sur des transects séparés de 50, 100 et 200 m. Les cartes marines développées par le SHOM à partir de ces données sont des cartes de navigation. C'est pourquoi, afin de constituer, pour la première fois, la carte morphobathymétrique de notre zone d'étude, une interpolation des données sur des grilles de 100 et 200 m, respectant les contraintes liées à la densité des sondages, a été réalisée à l'aide du logiciel UNIRAS (commercialisé par AVS).

Cette nouvelle carte permet d'appréhender la morphologie du lagon. Elle est caractérisée par des rides d'une profondeur moyenne de moins de 10 m, discon-

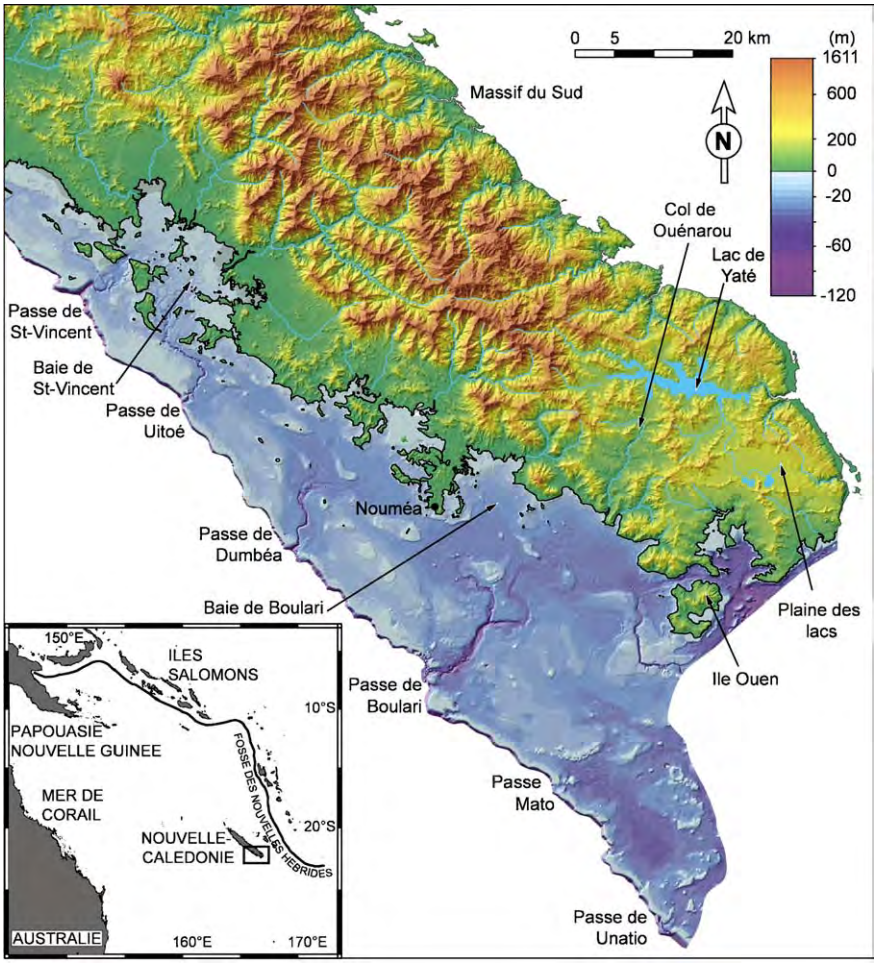


Fig. 1. MNT terre–mer du Sud-Ouest de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie (en encadré, localisation de la NC dans le Sud-Ouest Pacifique).

Fig. 1. Marine-terrestrial DEM of the southwest of New Caledonia's main island (Grande Terre). Box: location of New Caledonia in the SW Pacific.

tinues sub-parallèles au récif barrière et à la côte, s'atténuant dans la zone la plus large à partir de 22°30′S (rides 1 à 4, Figs. 1 et 2). Ces rides portent des îlots coralliens et des bancs récifaux et sont bordées par des dépressions rectilignes de même orientation, d'une profondeur de 15 à 25 m et d'une largeur de 0,5 à 4 km. Cet ensemble ride–dépression, d'orientation NW–SE, est recoupé par des chenaux localement méandriformes (comme entre R2 et R3 au nord de la passe de Boulari, Fig. 2), qui sont dans le prolongement des grandes rivières actuelles (La Dumbéa, La Coulée et Les Pirogues), sans que les connections initiales puissent être clairement matérialisées en raison du remplissage sédimentaire aux embouchures. Les chenaux sont connectés en aval à des canyons qui débouchent au niveau des passes du récif barrière (Saint-Vincent, Uitoé, Dumbéa et Boulari). Les canyons sont larges de 0,5 à 1 km et profonds de 50 m, voire plus de 70 m à leur extrémité aval. Les canyons les plus remarquables sont ceux connectés aux passes de Dumbéa et de Boulari. Leur tracé est structuré par un réseau de failles d'orientation est–ouest, nord–sud et N40°, mis en évidence par les données sismiques [7,9]. Le canyon de Boulari débouche dans une échancrure du récif barrière, dont la structure évoque celle d'un rift symétrique de 5 km de large [6]. Les canyons s'orien-

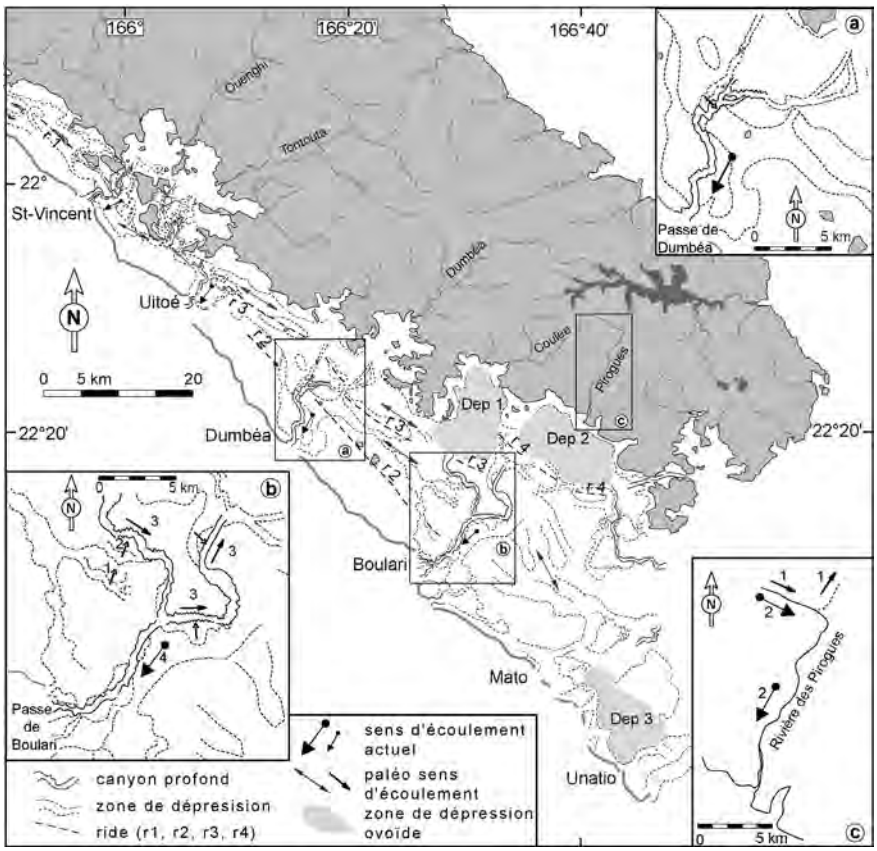


Fig. 2. Interprétation morphologique du paléoréseau hydrographique lors de l'émersion du lagon.

Fig. 2. Interpretation of the hydrographic network.

tent selon quatre grandes directions, nord–sud, N30°–N40°, est–ouest et N120°–N130°, parallèlement aux structures observées sur la Grande Terre. Ils montrent des changements brusques de direction, parfois à 90°.

Un autre trait morphologique est la présence de trois larges dépressions ovoïdes. La première (Dep1), longue de 12 km au maximum, large de 6 km et dont la profondeur augmente vers le sud jusqu'à 30 m, prolonge la baie de Boulari vers le sud. La seconde dépression (Dep2), à l'est de la précédente, s'étend sur 8 km de large de la côte à la ride 4 et sur 20 km de longueur jusqu'au large de l'île Ouen, en s'approfondissant parallèlement à la côte (direction N140°). La troisième (Dep3) se situe en amont du récif barrière, entre les passes Mato et Uatio. Son fond, quasiment plat, varie de 40 à 45 m de profondeur, sur une longueur maximum de 18 km et une largeur de 7 km.

3. Discussion

L'alternance des phases glaciaires et interglaciaires du Quaternaire, qui se manifeste selon une cyclicité de l'ordre de 100 000 ans, amène à des périodes de bas et de hauts niveaux marins, dont l'amplitude peut être de l'ordre de plus de 100 m. En raison de la faible profondeur d'eau du lagon, ces variations du niveau marin d'origine glacio-eustatique ont entraîné une succession d'immersions et d'émersions, avec pour ces dernières des durées significatives. C'est lors d'émersions sub-aériennes successives que la morphologie du fond du lagon actuel s'est mise en place. Ainsi, lors du dernier maximum glaciaire (20 000 ans), le niveau marin était de 120 à 130 m plus bas qu'aujourd'hui (Fig. 3) et le lagon, ainsi que la barrière récifale, étaient complètement émergés, doublant pratiquement la superficie

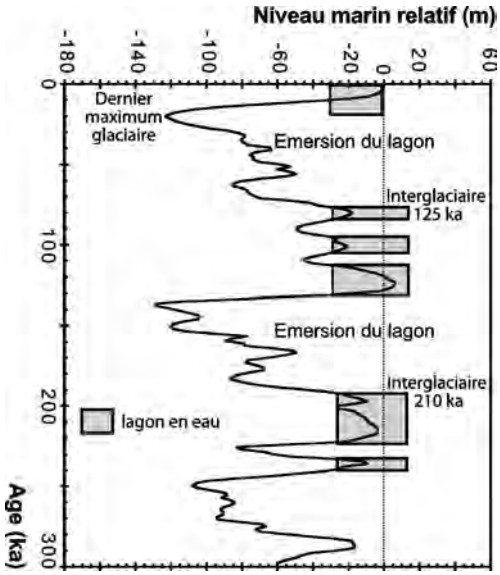


Fig. 3. Variation du niveau de la mer depuis les derniers 300 ka (1 ka = 1000 ans), modifié d'après [15].

Fig. 3. Sea-level oscillation during the last 300 ka, after [15].

de l'avant-pays sud-ouest. Au début de l'interglaciaire actuel, la mer envahit d'abord les passes. L'essentiel du lagon commence à se remplir quand le niveau marin atteint −20 m, soit vers 10 000 ans. En plus de l'effet des variations climatiques sur la structure du lagon, il convient également de tenir compte de l'action des mouvements tectoniques comme la subsidence. En prenant comme hypothèse que, depuis le Quaternaire terminal, la subsidence a été de 0,14 mm an^{-1} sur l'ensemble du lagon [2] il y a 300 000 ans (= 300 ka, 1 ka = 1000 ans), les fonds actuels de −20 m se situaient à +22 m et ne pouvaient donc être ennoyés, même en période de haut niveau marin. En tenant compte de ce taux de subsidence et en effectuant les mêmes calculs pour les interglaciaires suivants, on peut en conclure que la mer n'a envahi le lagon qu'au cours des deux derniers interglaciaires, à savoir il y a 125 et 210 ka.

Les canyons, situés en amont des grandes passes, sont les structures les plus profondes et recoupent l'ensemble des autres traits morphologiques (rides et dépressions), avec une orientation à peu près perpendiculaire à la côte et transverse au lagon. Ceci montre que ces canyons sont les structures les plus récentes. Leurs tracés, parfois rectilignes, et les changements brusques de direction à 90° suggèrent un contrôle structural sur la mise en place de ce paléoréseau.

L'analyse du paléoréseau entre les rides permet d'identifier des migrations de chenaux impliquant des basculements lents de panneaux de la marge. Les relations entre les paléocours longitudinaux et les canyons transverses révèlent, en revanche, des changements plus brutaux de régime et de direction d'écoulement des paléorivières. La puissance des entailles des canyons suggère un abaissement rapide du niveau marin. C'est le cas de la « paléo-Dumbéa », entre 22°16′ et 22°18′S (Fig. 2a) où le chenal le plus récent et le plus profond, à tracé en baïonnette, recoupe en s'encaissant des paléoméandres plus larges. La partie centrale rectiligne nord-sud du canyon de Boulari se connecte, quant à elle, par une étroite incision, à un paléocoude d'un cours d'eau plus ancien, présentant une succession de méandres serpentant entre R2 et R3, de direction parallèle à l'axe de la Nouvelle-Calédonie. Cette disposition est typique d'une capture de rivière, imposant des inversions de sens d'écoulement de certains méandres (Fig. 2b). À terre, en amont de la rivière des Pirogues, une capture similaire peut être observée (Fig. 2c). En effet, la rivière d'orientation N45° qui s'écoulait vers le lac de Yaté avec une direction N25° a été capturée, en amont du col de Ouénarou, par la rivière des Pirogues [14].

D'un point de vue morphologique, les dépressions ovoïdes peuvent être comparées aux grands bassins endoréiques de l'Extrême Sud de l'île comme celui de la plaine des Lacs. Ce bassin actuel, à fond plat comblé par des sédiments fluvio-lacustres, présente une légère pente vers le sud, repoussant deux lacs à sa limite sud. Ces dépressions sous-marines correspondraient donc à d'anciens lacs fonctionnels pendant les périodes d'émersion du lagon, c'est-à-dire lors des deux dernières phases glaciaires. La dépression 2 est limitée au sud par la ride R4, d'orientation est–ouest, correspondant probablement à une faille contrôlant également la limite sud de la Grande Terre. Cette ride est entaillée par une paléorivière à tracé en L, qui fonctionne comme un exutoire de la dépression 2. À l'image des bassins observés à terre (plaine des Lacs), elle présente un approfondissement vers le sud.

4. Conclusion

La compilation cartographique réalisée ici confirme que les structures visibles dans la bathymétrie actuelle

du lagon résultent d'une évolution aérienne en période de plusieurs bas niveaux marins. Compte tenu de la subsidence des marges de la Nouvelle-Calédonie, l'ennoiement en période de haut niveau marin de cette partie de l'avant-pays sud-ouest est très récent (deux cycles glaciaires probablement). L'étude morphologique révèle la présence de réseaux de fleuves, lacs et rivières ennoyés, dont les relations géométriques suggèrent des modifications de sens d'écoulement sous l'action de mouvements tectoniques. Un premier paléoréseau hydrographique peut être mis en évidence, qui s'écoule parallèlement au récif barrière et à la côte actuelle (de direction générale sud-est). Un deuxième paléoréseau, plus récent, perpendiculaire au premier, se termine par les profonds canyons à l'aplomb des passes. Le réseau plus ancien se caractérise par des chenaux plus larges et moins profonds. Il a été capturé par des rivières traversant le relief de la barrière récifale et dont l'écoulement est perpendiculaire à l'axe de l'île. Ces captures sont l'indice d'un changement récent de direction de la circulation générale hydrographique de l'avant-pays sud-ouest, probablement en relation avec des mouvements tectoniques verticaux. Ces mouvements pourraient être liés à une tectonique en blocs indépendants, lente mais active, en relation avec la déformation à très grand rayon de courbure, due au bombement de la plaque australienne à l'aplomb de la subduction des Nouvelles-Hébrides [5]. En l'état actuel des connaissances, on ne peut exclure, ni l'intervention de mouvements verticaux en relation avec la poursuite du réajustement isostatique suivant l'obduction des ophiolites [7], ni les effets de charges et décharges successives [13] dues aux variations glacio-eustatiques, d'une amplitude maximale de 120 m.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM), qui leur a permis d'utiliser les données des points de sonde du lagon de Nouméa et les a autorisés à utiliser ces dernières dans le présent travail. Nos remerciements s'étendent également aux deux rapporteurs de cet article pour leurs commentaires constructifs.

Références

[1] A. Bernard, L'archipel de la Nouvelle-Calédonie, Hachette, Paris, 1895, 459 p.
[2] G. Cabioch, J. Récy, C. Jouannic, L. Turpin, Contrôle environnemental et néotectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal, Bull. Soc. géol. France 167 (1996) 729–742.
[3] J. Coudray, Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie, Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Éocène de la Nouvelle-Calédonie, in : Fondation Singer–Polignac (Ed.), Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, 8, Paris, 1976, pp. 1–276.
[4] J. Daniel, F. Dugas, J. Dupont, C. Jouannic, J. Launay, M. Monzier, J. Recy, La zone charnière de Nouvelle-Calédonie–ride de Norfolk (SW Pacifique). Résultats de dragages et interprétation, Cah. Orstom, sér. Géol. 8 (1) (1976) 95–105.
[5] J. Dubois, J. Launay, J. Récy, Uplift movements in New Caledonia–Loyalty islands area and their plate tectonics interpretation, Tectonophysics 24 (1974) 133–150.
[6] F. Dugas, P. Ville, J. Coudray, Étude sismique du lagon sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique). Paléomorphologies successives et comportement au Quaternaire supérieur du littoral de l'île, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 290 (1980) 963–966.
[7] Y. Lagabrielle, P. Maurizot, Y. Lafoy, G. Cabioch, B. Pelletier, M. Régnier, I. Wabete, S.Calmant, Neogene–Quaternary extensional tectonics in Southern New Caledonia: insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, Tectonophysics (sous presse).
[8] Y. Lafoy, R. Smith, C. Labails, S. Young, La campagne ZoNéCo 7 (11–25 juin 1999) dans le lagon sud-ouest de Nouvelle-Calédonie, Rapport final et principaux résultats, Rapport ZoNéCo, 1999, 28 p. + Annexes. Inédit.
[9] Y. Lafoy, J.-M. Auzende, R. Smith, C. Labails, Évolution géologique post-Pléistocène moyen du domaine lagonaire Néo-Calédonien méridional, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 330 (2000) 265–272.
[10] J. Launay, La sédimentation en baie de Dumbéa (côte ouest, Nouvelle-Calédonie), Cahiers Orstom, sér. Géol. 4 (1) (1972) 25–51.
[11] J.P. Paris, Géologie de la Nouvelle-Calédonie, Mém. BRGM 113 (1981) 1–178.
[12] M. Régnier, S. Van de Beuque, C. Baldassari, G. Tribot Laspiere, La sismicité de Sud de la Nouvelle-Calédonie : implications structurales, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 329 (1999) 143–148.
[13] C. Tisseau-Moignard, Modèle de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique), thèse, 1979, 112 p.
[14] J.-J. Trescasses, Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie, Cah. Orstom, sér. Géol. 1 (1) (1969) 27–57.
[15] C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, M. Labracherie, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Sci. Rev. 21 (1–3) (2002) 295–305.

F – Discussion

1 INTRODUCTION

À la lumière des résultats acquis et des questions qui restent en suspends, nous proposons, dans les paragraphes qui suivent, de discuter quelques aspects importants de la morphogenèse calédonienne.

2 APLANISSEMENTS, ISOSTASIE, INCISION, TECTONIQUE ET CLIMAT

Introduction

Le présent travail montre que la mise en place des surfaces d'aplanissement n'est pas le simple fruit du soulèvement de la ride de Nouvelle-Calédonie dans un contexte climatique qui n'aurait que peu changé au cours du Tertiaire. En effet, la variabilité temporelle et spatiale de la nature et de la forme des aplanissements résulte de l'interaction entre :

1 - des variations de niveau de base d'origine tectonique (soulèvement - basculement), climatique (eustatisme) ou isostatiques (compensations des deux facteurs précédents) ;

2 – des modes d'érosion et d'altération qui ont fluctué en réponse à des changements climatiques.

Nous distinguons deux grandes périodes dans la morphogenèse de la Grande-Terre.

Morphogenèse ancienne et hautes surfaces

La mise en place des hautes surfaces (A à 2) ne requiert pas de variations climatiques majeures. Elle est caractérisée par l'abaissement épisodique ou cyclique du niveau de base entre des phases d'aplanissement latéritiques par processus d'*etchplanation* en période de stabilité relative de ce dernier. L'aspect épisodique ou cyclique de la mise en place de ces surfaces hautes, enregistré par l'emboîtement des aplanissements, peut traduire un phénomène autoentretenu par l'alternance de phases d'érosion latéritique et d'incision par le réseau hydrographique. On peut en effet concevoir qu'au-delà d'une certaine décharge érosive de la ride par le processus d'etchplanation, un seuil géomorphologique est atteint qui déclenchera

l'incision des surfaces latéritiques et de leur substrat, jusqu'à une nouvelle position d'équilibre à partir de laquelle l'aplanissement peut reprendre.

Ce fonctionnement implique une réponse isostatique rapide à une perturbation de la distribution des masses (en l'occurrence, la perte de matériel par érosion), permise par deux propriétés spécifiques de la ride que sont (1) la faible largeur de la ride de Nouvelle-Calédonie dont le substrat continental montre une différence de densité avec les deux planchers océaniques adjacents et (2) l'épaisseur crustale importante de la ride malgré sa largeur, héritée de l'orogenèse alpine (Régnier, 1989).

Le phénomène cyclique invoqué peut fonctionner en régime permanent jusqu'à ce que le système géomorphologique rentre en déséquilibre sous l'impulsion d'un changement climatique ou tectonique. Cette impulsion est enregistrée sur la Grande-Terre par la mise en place de deux systèmes fluviatiles aggradants / progradants succédant à deux grandes phases d'incision. Il n'est pas possible de trancher entre une origine tectonique ou une origine climatique pour cette rupture. Par ailleurs, les relations entre les deux systèmes sédimentaires fluviatiles suggèrent qu'un épisode tectonique (cintrage transversal de l'île) peut être à origine de leur emboîtement.

Morphogenèse récente, changements climatiques et tectonique

Les processus érosifs enregistrés par les systèmes deltaïques traduisent de toute façon des conditions climatiques bien différentes de celles ayant présidé au fonctionnement des surfaces latéritiques antérieures. En effet, ces dernières tendent à séquestrer en partie les matériaux issus de l'altération ou de ne libérer ces matériaux que sous forme dissoute. En revanche, les matériaux détritiques parfois grossiers des systèmes sédimentaires post-obduction traduisent une érosion mécanique efficace des couvertures latéritiques et surtout du bedrock. Un climat à saisons plus contrastées ou tout simplement plus sec que celui ayant permis le développement des surfaces anciennes doit être envisagé pour expliquer la nature des sédiments post-obduction.

Un changement climatique majeur est donc intervenu après l'abandon de la dernière surface ancienne (2). L'origine tectonique de l'incision précédant la mise en place des sédiments de la formation du Goa N'Doro ne peut être exclue. Quoi qu'il en soit, l'incision s'est exprimée à la faveur d'un changement climatique. Les formations fluviatiles post-obduction de la Grande-Terre et de ses marges semblent pouvoir être rapportées à l'initiation de volumineux systèmes détritiques progradant sur les marges continentales à l'échelle mondiale, à partir de l'Oligocène supérieur (Séranne, 1999).

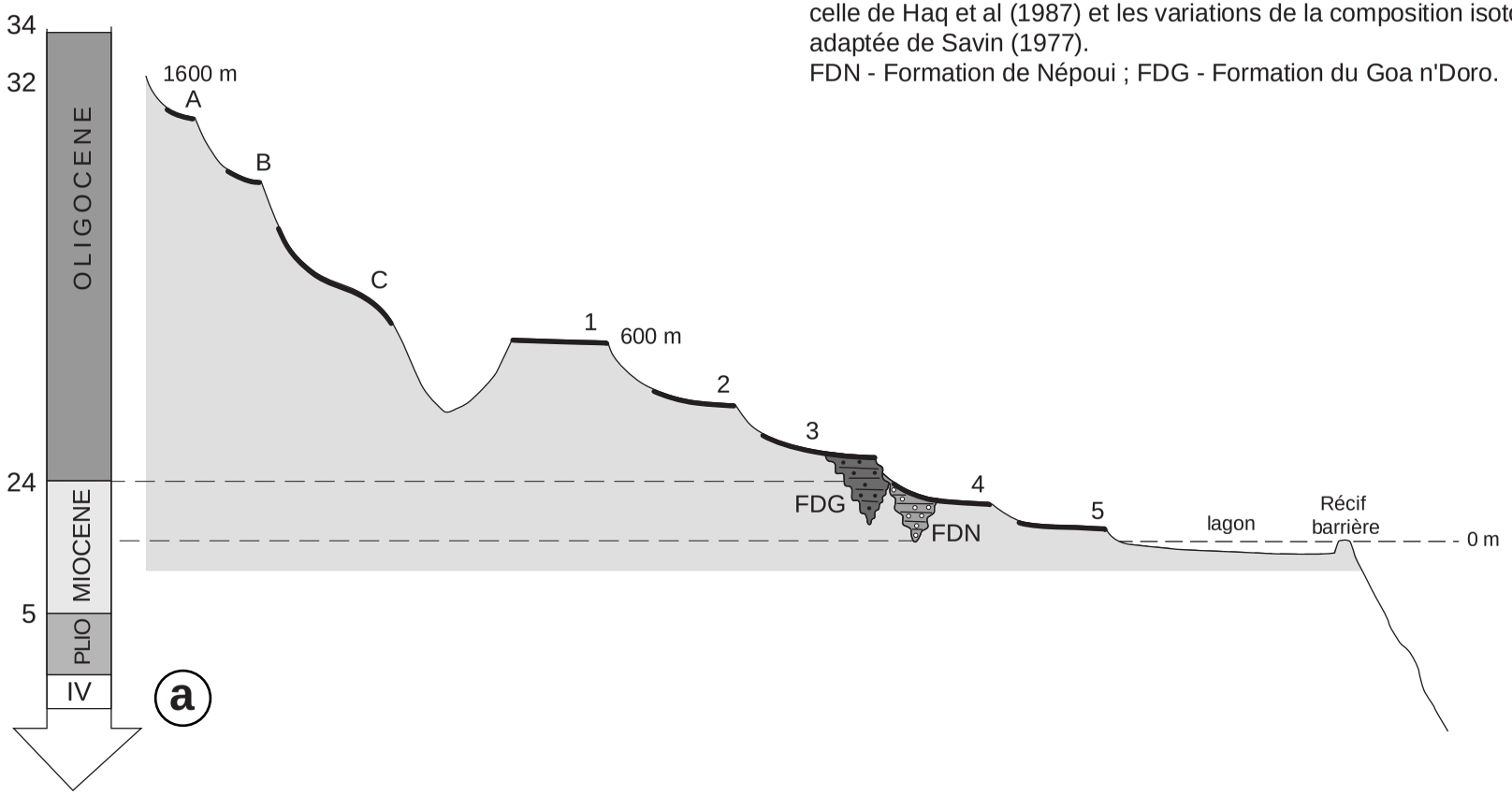
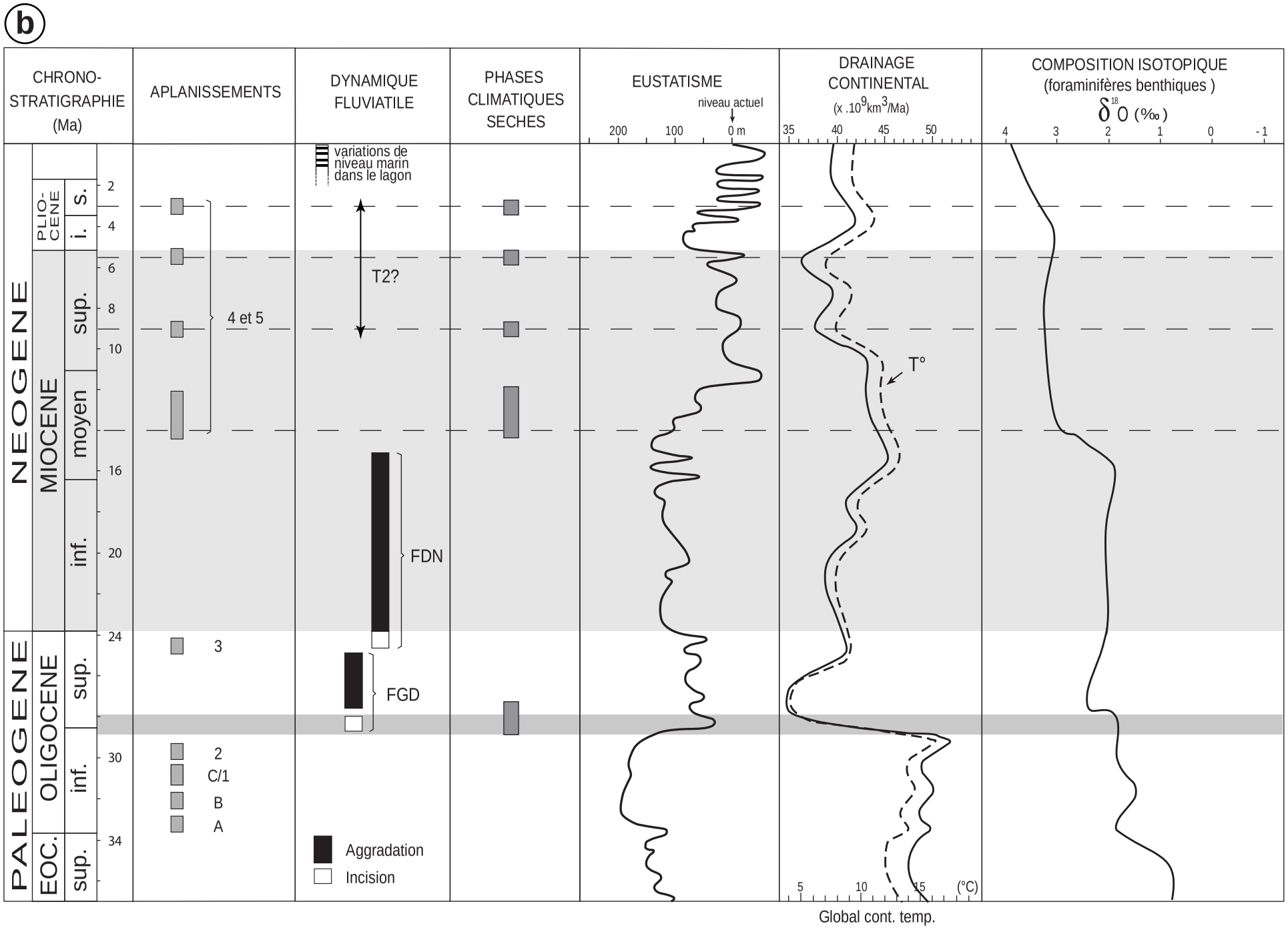


Fig. II-12: (a) Reconstitution schématique de la mise en place des aplanissements en fonction du temps sur la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie. (b) Tableau synthétique des évènements morphogénétiques, de leurs âges possibles, et des corrélations avec les données paléo-environnementales globales et régionales. Les âges des phases climatiques sèches ont été adaptés de Chamley (1986) à partir de son étude des argiles des forages ODP distribués sur la ride de Lord Howe. La courbe des paléodrainages et températures continentaux est tirée de Tardy et Roquin (1998). La courbe eustatique est celle de Haq et al (1987) et les variations de la composition isotopique de l'oxygène est adaptée de Savin (1977).
FDN - Formation de Népoui ; FDG - Formation du Goa n'Doro.


b
CHRONO-STRATIGRAPHIE (Ma)
APLANISSEMENTS
DYNAMIQUE FLUVIATILE
PHASES CLIMATIQUES SECHES
EUSTATISME
niveau actuel
200
100
0 m
DRAINAGE CONTINENTAL
(x .10⁹km³/Ma)
35
40
45
50
COMPOSITION ISOTOPIQUE
(foraminifères benthiques)
δ18O (‰)
4
3
2
1
0
- 1
NEOGENE
PALEOGENE
PLIO-CENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOC.
s.
i.
sup.
moyen
inf.
sup.
inf.
sup.
2
4
6
8
10
16
20
24
30
34
4 et 5
3
2
C/1
B
A
variations de niveau marin dans le lagon
T2?
FDN
FGD
Aggradation
Incision
T°
5
10
15
(°C)
Global cont. temp.

Cette rupture climatique inaugure une ère marquée par l'alternance de climats humides (ferralitisants) et de climats à saisons contrastées (puissamment érosifs) sur la ride de Nouvelle-Calédonie. À terre, elle s'est traduite par la mise en place de trois glacis cuirassés successifs (surfaces 3, 4 et 5). Il est intéressant de noter l'analogie qui peut être faite entre ces glacis calédoniens et la séquence de trois glacis cénozoïques supérieurs mise en place en Afrique de l'Ouest (Grandin, 1976).

La mise en place du premier glacis (3) a été contemporaine ou légèrement postérieure à l'épisode de basculement de la ride de Nouvelle-Calédonie. Cette surface de grande ampleur semble marquer une adaptation morphologique de la ride au basculement tectonique sur une large part du drainage SW de l'île. En effet, l'aplanissement 3 est représenté par un pédiment essentiellement sur la façade ouest de l'île où il a formé des piedmonts d'une très large extension. Cet épisode de pédimentation pourrait être pénécontemporain de la grande phase d'incision du massif du sud par le drainage NW, synchrone du basculement ou consécutive à ce dernier (partie II-C et E). Ainsi, le fait que les faciès pédimentaires de la surface 3 ne soient pas reconnus sur le drainage NE pourrait expliquer que la surface 3 « originelle » (c'est-à-dire une surface intramontagneuse) a été simplement entaillée par les rivières s'écoulant vers le NE pendant l'installation de la pédiplaine occidentale. Sur le drainage NE, la surface 3 aurait donc été découpée par les failles normales côtières et les autres failles visibles en mer, soulevée et largement incisées par le réseau hydrographique s'enfonçant dans l'escarpement de faille côtier.

3 CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DES GISEMENTS A VALEUR ECONOMIQUE

Un résultat important de ce travail concerne la géomorphologie des surfaces minéralisées. Nous avons vu que les grands gisements de nickel de type saprolitique sont portés par deux types de surfaces (C et 1), probablement génétiquement liées à un même stade morphoclimatique. L'enrichissement des surfaces d'amont (C) semble lié à la façon dont le réseau hydrographique a disséqué et drainé ces surfaces. Ces surfaces ont évolué en versant acquérant une pente croissante au cours de l'enfoncement du réseau hydrographique pendant l'évolution des profils d'altération. L'extension verticale et la pente de ces surfaces témoignent de la grande quantité de substrat consommé par altération au cours de la descente de niveau de base et peuvent expliquer à eux seuls, le taux d'enrichissement du minerai. Une telle évolution est rendue possible essentiellement par les bonnes conditions de drainage des croupes de surface C au cours de ce processus, permettant l'évacuation en solution des

éléments les plus mobiles, ainsi que la concentration et la migration en base de profil du nickel selon le processus décrit par Trescases (1975).

Le processus morphologique décrit ici nécessite un soulèvement du bâti calédonien au cours de cette phase d'érosion, pendant laquelle l'altération a pu rester fonctionnelle. L'abaissement du niveau de base ne s'est dont pas fait par incision, comme cela avait été le cas pour les intervalles inter-aplanissement de la période de mise en places des autres surfaces hautes (A, B, 1, 2). Le maintien de l'altération sur les versants au cours de l'enfoncement des rivières, permettant l'enrichissement des gisements tout en les préservant de l'érosion mécanique, n'est concevable que dans le cas d'un régime stationnaire entre altération et descente du niveau de base. Ce régime établit une sorte d'équilibre entre la vitesse d'enfoncement des profils d'altération et la vitesse d'enfoncement du réseau hydrographique.

Les gisements de plateaux, portés par la surface 1, semblent s'être établis en aval du réseau hydrographique qui drainait les surfaces C fonctionnelles dans un environnement de type *etchplain*. La nature alluviale / colluviale de cette surface, attestée au moins en partie par l'existence de placers de chromite, suggère qu'une partie des matériaux érodés des surfaces C ait pu transiter ou être piégée dans ces environnements. La nature et l'étendue initiales des plaines de type 1 suggèrent que le processus *d'etchplanation* (mécanisme du double aplanissement, voir partie I) soit à l'origine de ces enrichissements, d'une manière quasi similaire à celle déjà envisagée par Trescases (1975). Une partie de l'enrichissement des surfaces de type 1 a également pu bénéficier de conditions de drainage particulièrement efficaces après un début d'incision de cette dernière, c'est-à-dire après un épisode d'abaissement du niveau de base local.

L'analyse des alvéoles d'érosion dans le Massif du Sud suggère que l'épisode érosif 1 (voir partie II-E) ait contribué à la dissection de la surface C et donc, en partie, de son enrichissement. Les relations topographiques entre les reliques de surfaces C et de surface 1 ne permettent cependant de contraindre l'âge relatif de la phase d'érosion en question. Elle pourrait être postérieure à l'aplanissement 1.

En conclusion, la présente analyse indique que *les gisements de nickel saprolitiques se sont formés à une période donnée de l'histoire du relief calédonien dans un contexte géomorphologique spécifique.* Ce contexte paraît *lié à un épisode d'érosion d'ampleur régionale qui n'est pas nécessairement liée à un changement climatique*. En ce sens, la mise en place des minerais nous paraît devoir être contrôlée en premier lieu par l'installation d'un régime isostatique stationnaire prolongé, par opposition à un régime cyclique ou épisodique tel que celui ayant contrôlé la mise en place d'aplanissements emboîtés de type *etchplain*.

Ces résultats pourraient servir de fondement à l'élaboration d'un guide de prospection des surfaces nickélifères, sur la base de critères essentiellement géomorphologiques.

4 EMPREINTE DE LA TECTONIQUE EXTENSIVE NEOGENE DANS LE PAYSAGE

Décalage par failles sur la Grande-Terre

Malgré la reconnaissance de failles normales dans les sédiments post-obduction et l'observation d'escarpements rapportés à des failles normales et portant à leur toit des reliques d'aplanissement (notamment ceux de la surface 3, voir aussi Lagabrielle et al., sous presse), nous n'avons pas réussi à identifier de décalage de surface d'aplanissement à partir de notre cartographie régionale.

Nous voyons deux raisons principales à cela. La première est que les grands déplacements sur failles normales ont principalement eu lieu le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie. La seconde est le fort pouvoir « cicatrisant » des surfaces latéritiques cuirassées. Ces dernières ont effectivement de grandes capacités de moulage et d'atténuation des reliefs, notamment ceux issus de déplacements sur des failles.

Une analyse quantitative ultérieure de la distribution altitudinale des reliques d'aplanissement permettra peut être de détecter certains décalages mais aussi et surtout de quantifier l'ampleur du basculement de la ride.

Potentielle déformation longitudinale récente de la ride

La distribution altitudinale des glaçis - terrasses de la surface 5 le long de la côte ouest-calédonienne pourrait suggérer des mouvements verticaux différentiels le long d'un profil longitudinal de l'île.

Dans le sud de l'île, les surfaces 5 pédimentaires amont pendent sous la terrasse holocène au niveau de la mer. Dans la partie NW de l'île, c'est-à-dire au NW de Pouembout, la terrasse constituant l'aval des glacis (c'est-à-dire le niveau de base à l'époque de l'épandage des pédiments), deviennent clairement visibles car elles sont incisées par les rivières même au voisinage des côtes. La surface d'abandon de ces terrasses (rivière Iouanga, Koné, Néhoué…) peut atteindre des altitudes de plus de 60 m à faible distance de la mer. Ce contraste altitudinal nous conduit à considérer un déplacement vertical différentiel postérieur à l'abandon de la terrasse de la surface 5 entre le NW et le SE de la côte ouest de l'île. Ce mouvement différentiel tardi-néogène à quaternaire (selon l'âge considéré pour la surface 5) d'une amplitude minimale de 60 m pourrait être lié à une bascule qui expliquerait

l'ennoiement de cette surface au sud et son incision considérable au nord. Il serait intéressant d'étudier les relations possibles entre ce mouvement de bascule et l'enfoncement différentiel du plateau continental SW de la ride de Nouvelle-Calédonie qui a donné naissance au lagon au cours de l'édification du récif barrière.

5 INFORMATIONS GEOCHRONOLOGIQUES COMPLEMENTAIRES

Des populations de zircons des intrusions de Koum et de Saint-Louis ont été datées et donnent de nouvelles contraintes géochronologiques concernant l'âge des granites tardi à post-orogéniques du Massif du Sud (Cluzel et Paquette, 2002). Les âges U-Pb (méthode non communiquée) des zircons semblent coïncider avec l'intervalle 27-24 Ma déjà obtenus par la méthode K-Ar sur biotites dans ces mêmes intrusions (Guillon, 1975 ; Paris, 1981). Cette gamme d'âge est paradoxalement plus jeune que l'âge de 32+/- 3 Ma déjà obtenu sur biotites par la méthode Rb-Sr (Guillon, 1975 ; Paris, 1981).

Dans l'attente d'un confirmation de ces dates U-Pb en tant que marqueurs de la cristallisation primaire de ces intrusions, ces âges amènent les réflexions suivantes :

1– L'interprétation stratigraphique des relations entre les formations du Goa N'Doro et de Népoui ainsi que la chronologie relative du modèle d'évolution morphotectonique proposé restent valides.

2 – Un âge de 27-24 Ma pour ces granites, dont la surface d'érosion coïncide en altitude avec celle des reliques de la surface 2 (Fig. II. 3, planche hors texte), impliquerait que la formation du Goa N'Doro soit Oligocène tout à fait terminal ou aquitanienne inférieur. La mise en place des deux systèmes sédimentaires aurait alors pris place en une période de temps très courte.

3 – Une autre implication de ces âges zircon serait que le soulèvement et la dénudation du Massif du Sud ayant pris place avant l'aggradation de la formation du Goa N'Doro aient été d'une très grande rapidité considérant le temps nécessaire à la mise en place et à la ferralitisation des surfaces étagées du Massif du Sud.

4 – La chute de niveau de base invoquée pour l'incision des canyons remplis par les sédiments du Goa N'Doro ne pourrait alors plus être rattachée à la régression marquant la limite Oligocène inférieur / Oligocène supérieur, mais, en gardant une optique eustatique, à

l’une des oscillations fini-Oligocènes ou aquitaniennes inférieures du niveau de la mer. Dans le cas d’une interprétation tectonique, la même gamme d’âge s’appliquerait.

5 – Les âges des 3 glacis subséquents seraient en conséquence rajeunis.

III CONCLUSION ET PERSPECTIVES

A – Introduction

Le présent travail permet de poser les principaux jalons de l'histoire morphotectonique de la ride de Nouvelle-Calédonie, sur les bases d'une étude géomorphologique et structurale du relief de la Grande-Terre et de ses marges. Dans cette partie, nous rappelons succinctement les résultats de l'étude ainsi que les principales pistes de recherches à explorer dans le futur afin de préciser certaines modalités de l'acquisition du modelé de la ride de Nouvelle-Calédonie et de sa déformation.

B – Evolution morphotectonique post-obduction de la ride de Nouvelle-Calédonie

Après la fin de l'obduction de la nappe ophiolitique au tout début de l'Oligocène (32 Ma), l'évolution aérienne de la ride de Nouvelle-Calédonie, soumise à une épirogénie positive en contexte climatique tropical a donné lieu à *la mise en place de systèmes d'aplanissement latéritique successifs, étagés et emboîtés*. Deux périodes de morphogenèse sont distinguées.

La première est marquée par un soulèvement isostatique épisodique du soubassement de la ride. Ce soulèvement est ponctué par des périodes de quiescence propices à la planation latéritique, alternant avec des événements d'incision des surfaces latéritiques par le réseau hydrographique. L'essentiel de l'altération des surfaces est acquis pendant les périodes de bon drainage de ces dernières, avant que l'incision ne les isole en reliques perchées.

C'est au cours de cette première période que s'opère l'enrichissement des principaux gisements de nickel supergènes sur substrat péridotitique. Cet enrichissement est lié à un épisode érosif prolongé, associé à un abaissement progressif du niveau des rivières qui permet aux surfaces anciennes d'évoluer vers des formes de croupes de versant tout en étant soumise à une forte altération dans de bonnes conditions de drainage. L'enrichissement en nickel des plaines latéritiques situées en aval de ces versants pourrait être contemporain ou légèrement postérieur à celui des surfaces de versant.

Au cours de la deuxième période de morphogenèse se met en place un régime érosif principalement contrôlé par des alternances climatiques et des mouvements épirogéniques d'origine tectonique et isostatique. Le début de cette période est marqué, à l'Oligocène

supérieur ou au tout début du Miocène, par l'aggradation et/ou la progradation de systèmes sédimentaires fluviatiles consécutive à des épisodes d'incision du réseau hydrographique. C'est à la suite de l'installation du premier delta que se met en place un système de trois glacis cuirassés successifs sur les piedmonts des massifs de péridotites. Ils sont les témoins de l'alternance de climats relativement secs (permettant la pédimentation) et humides (permettant la ferruginisation de ces derniers).

Au cours de cette période la ride de Calédonie acquière sa morphologie finale, essentiellement contrôlée par le développement de grandes failles normales qui tronquent à l'emporte-pièce la masse des terres émergées dont l'extension était plus grande que celles de l'île actuelle.

Un épisode de déformation extensive postérieur à la mise en place de la première génération de deltas est identifié sur la Grande-Terre. Il débute à l'Oligocène supérieur ou au Miocène tout à fait basal. Il se caractérise par l'activation de failles parallèles à la ride et une direction d'extension normale à la ride. Un changement cinématique d'ampleur vraisemblablement régionale initie un régime transtensif associé à une direction d'extension parallèle ou légèrement oblique à la ride de Nouvelle-Calédonie. Cet épisode transtensif est compatible avec le contexte de convergence de plaque initié au cours du Miocène moyen ou supérieur et accommodé par la zone de subduction de Vanuatu. En effet, c'est à cette époque que la plaque australienne passe de la position de plaque supérieure à celle de plaque subductée sous la plaque Pacifique.

L'activation et la réactivation des failles normales longitudinales au cours de l'extension néogène a induit le découpage des surfaces morphologiques repères et du plateau continental de la ride pendant ou après le Miocène inférieur, et leur effondrement dans les bassins océaniques adjacents. Un des résultats de cette tectonique extensive / transtensive est le basculement transversal de la ride vers le SW, ce qui lui confère une géométrie de bloc basculé. La dissymétrie du bloc est marquée en surface par un escarpement côtier nord oriental de plusieurs centaines de mètres de haut et une large plaine côtière sud occidentale. Le basculement induit une phase majeure d'érosion régressive sur le drainage nord-oriental de la ride alors qu'une très large pédiplaine se mettait en place sur le versant sud occidental.

Il semble que la marque des oscillations eustatiques, isostatiques et tectoniques quaternaires de niveau de base soit confinée aux régions côtières de la Grande-Terre et à son lagon.

C – Perspectives

Si la présente étude pose les bases d'un modèle d'évolution morphotectonique de la ride de Nouvelle-Calédonie, elle laisse néanmoins certaines questions sans réponse ainsi que des interprétations à valider. Nous présentons les grandes lignes de recherches futures qui pourraient permettre de valider, d'infirmer ou de préciser les modalités ou l'âge des différentes étapes de la morphogenèse et de déformation post-obduction de la Grande-Terre. Nous voyons quatre pistes principales :

1 – ANALYSE TRIDIMENSIONNELLE DES SURFACES LATERITIQUES

L'objectif est de restituer, à l'aide de la topographie digitale des reliques de surfaces cartographiées, les surfaces enveloppes des différents systèmes d'aplanissement à l'échelle de la Grande-Terre. Cette approche permettra de reconstituer les paléomorphologies et les anciens réseaux de drainage de chaque grand stade morphoclimatique. Le schéma tridimensionnel résultant sera utilisé pour quantifier les mouvements tectoniques différentiels ou les ruptures éventuelles par failles ainsi que les grandes phases d'adaptation du réseau hydrographique. Cette méthode permettra également d'effectuer des bilans de volume érodés entre chaque grand stade et de contraindre la part de la dénudation de la ride dans un modèle mécanique de soulèvement.

2 – ETUDE ALTEROLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Nous proposons de reprendre de manière plus systématique et complète (pétrographie, minéralogie, géochimie et hydrogéochimie) l'étude des manteaux d'altération dans le nouveau cadre morphologique proposé à l'échelle de la Grande-Terre. Afin de préciser la chronologie des altérations des différents aplanissements, cette approche devra être couplée avec la datation par la méthode (U-Th)/He des cristaux de goethite présents dans les manteaux d'altération.

3 – BIOCHRONOSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES SEDIMENTS FLUVIATILES POST-OBDUCTION

L'objectif d'une telle étude est évident. Il est d'abord de confirmer ou d'infirmer l'âge pré-Népoui de la formation du Goa N'Doro, de mieux contraindre l'âge de la formation de Népoui et de son équivalent dans la région de Kouaoua. Ce genre de contrainte chronologique aura bien sûr des répercussions majeures sur la durée et la succession des phénomènes géodynamiques mis en évidence par la présente étude : incisions et aplanissements, tectonique extensive.

C'est aussi en tant qu'archives du climat et des altérations passés que les formations fluviatiles de Népoui et du Goa N'Doro constituent des objets de toute première importance pour l'histoire de la ride de Nouvelle-Calédonie et l'évolution du climat dans le Pacifique SW au cours du Cénozoïque. C'est pourquoi l'étude intégrée (de la sédimentologie à la géochimie isotopique) de ces sédiments doit être entreprise.

4 – COMPARAISON AVEC LA MARGE EST AUSTRALIENNE

Il nous semble important de pouvoir comparer l'évolution géomorphologique oligocène et néogène de la ride de Nouvelle-Calédonie à celle d'une terre voisine qui aurait pu enregistrer des fluctuations climatiques comparables ou tout au moins synchrones de celle enregistrées par la Grande-Terre mais dans un contexte géodynamique contrasté. Une telle approche permettrait de mieux caractériser la composante climatique de la morphogenèse en s'affranchissant des effets de la tectonique sur les formes de relief.

Un exemple approprié est celui de la marge continentale passive Est de l'Australie. En effet, cette marge présente un bourrelet côtier qui a enregistré des mouvements verticaux lents depuis l'épisode de rifting crétacé supérieur ayant abouti a l'ouverture de la mer de Tasman (Bishop et Goldrick, 2000). Elle est en ce sens capable de préserver de vielles formes et d'enregistrer de manière plus fidèle les alternances climatiques du Tertiaire.

BILIOGRAPHIE

Aleva, G.J.J., 1979. Bauxitic and other duricrust in Surinam. Geol. Mijnb., **58**, 321-336.

Aleva, G.J.J., 1984. Lateritisation, bauxitisation and cyclic landscape development in the Guiana Shield. In: Bauxite, Proceedings 1984 Symposium, Los Angeles (L. Jacob Jr. ed), 111-151.

Aubouin, J., Mattauer, M. et Allègre, C., 1977. La couronne ophiolitique périaustralienne: un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. C. R. Acad. Sc. Paris, **285**, 953-956.

Auzende, J.M., Pelletier, B. et Eissen, J.P., 1995. The Noth Fiji Basin Geology, Structure, and Geodynamic Evolution. In: Backarc Basins: Tectonics and Magmatism (Brian Taylor ed). Plenum Press, New York.

Avias, J., 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations anté-Crétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Sciences de la Terre, **1**, 292 pp.

Avias, J., 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tectonophysics, **4**, 531-541.

Baldwin, S.L., Rawling, T.J. et Fitzgerald, P.G., 1999. Thermochronology of the northern high P/T terrane of New Caledonia: implications for mid-Terciary plate boundary processes in the SW Pacific. In: Mid-Cretaceous to recent plate boundary processes in the Southwest Pacific, Penrose conference. Abstr. Vol., 13.

Bardossy, G., 1984. Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites - Effect of global tectonism on bauxite formation. In: Bauxite, Proceedings 1984 Bauxite Symposium (L. Jacob Jr ed). AIME, New-Yorkpp. 287-294.

Bardossy, G. et Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxites. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

Barrett, P.J., Elston, D.P., Harwood, D.M., McKlevey, B.C. et Webb, P.N., 1987. Mid-Cenozoic record of glaciation and sea level change on the margin of the Victoria Land Basin, Antarctica. Geology, **27**, 634-637.

Beauvais, A., 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. Geochim. Cosmochim. Acta, **63**, 3939-3957.

Benkhelil, J., Mascle, J. et Tricart, P., 1995. The Guinea continental margin: an example of a structurally complex transform margin. Tectonophysics, **248**, 117-137.

Bertrand, H. et Villeneuve, M., 1989. Témoins de l'ouverture de l'Atlantique central au début du Jurassique: les dolérites tholeïtiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). C. R. Acad. Sc. Paris, **308**, 93-98.

Bibent, B., Gonord, H. et Rabinovitch, M., 1972. Observations complémentaires sur un complexe détritique continental de type ferrallitique dans la région de Ouéna (Nouvelle-Calédonie). C. R. Acad. Sc. Paris, **274**, 170-173.

Bitoun, G. et Recy, J., 1982. Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie. In: Contribution à l'étude géodynamique du sud-ouest Pacifique ed). Trav. doc. ORSTOM, **147**, pp. 505-539.

Blavet, D. et Bourdon, E., 1984. Etude morpho-pédologique de la vallée de la Ponérihouen. Rap. ORSTOM, Nouméa.

Blavet, D. et Bourdon, E., 1987. Carte et notice explicative sur l'étude pédologique de la vallée de La Foa. Rap, ORSTOM, Nouméa.

Bond, G., 1978. Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, south America, Australia and Europe. J. Geol., **86**, 47-65.

Boulangé, B., 1984. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. doc. ORSTOM, 362 pp.

Boulangé, B. et Millot, C., 1988. La distribution des bauxites sur le craton Ouest Africain. Sci. Géol. Bull., **41**, 113-123.

Büdel, J., 1982. Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton.

Burke, K., 1996. The African plate. S. Afr. J. Geol., **99**, 339-409.

Burns, R.E. et Andrews, J.E., 1973a. Site 206. In: Initial Report of the Deep See Drilling Project (Andrews J.E. et al.) ed), Washington, **21**, pp. 103-195.

Burns, R.E., Andrews, J.E. et et al., 1973b. Site 208. In: Initial Report of the Deep See Drilling Project (Andrews J.E. et al.) ed), Washington, **21**, pp. 271-331.

Carney, J.N. et Macfarlane, A., 1982. Geological evidence bearing on the Miocene to recent structural evolution of the New Hebrides Island Arc. Tectonophysics, **87**, 147-175.

Carroué, J.P., 1972. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Pouembout. BRGM.

Chamley, H., 1986. Continental and marine paleoenvironments reflected by west Pacific clay sedimentation. Geol. Runds., **75**, 271-285.

Chevillotte, V., Chardon, D., Beauvais, A., Maurizot, P., Lagabrielle, Y., Grandin, G. et Colin, F., 2003. Uplift, erosion and the distribution of planation surfaces in New-Caledonia: preliminary results. EGS-AGU-EUG joint assembly, 7 - 11 April, Nice.

Chevillotte, V., 2005. Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). Ph. D thesis, Thèse. Université de Nouvelle-Calédonie, 156 pp.

Cluzel, D., 1998. Le flysh post-obduction de Népoui, un bassin transporté? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest). C. R. Acad. Sc. Paris, **327**, 419-424.

Cluzel, D., Aitchison, J.C. et Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (southwest Pacific): geodynamic implications. Tectonophysics, **340**, 23-59.

Cluzel, D., Paquette, J.L. et Trotet, F., 2002. Late Oligoncene granodioritic plutonism in New Caledonia, a clue for post-obduction slab detachment. In: West. Pac. Geophys. Meet., 87.

Cobbold, R. et Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. Tectonophysics, **188**, 249-286.

Colin, F., Vieillard, P. et Ambrosi, J.-P., 1993. Quantitative approach to physical and chemical gold mobility in equatorial rainforest lateritic environment. Earth Planet. Sci. Lett., **114**, 269-285.

Collot, J.Y., Malahoff, A., Recy, J., Latham, G. et Missegue, F., 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. Tectonics, **6**, 215-232.

Collot, J.Y., Rigolot, P. et Missegue, F., 1988. Geologic structure of the northern New Caledonia ridge, as inferred from magnetic and gavity anomalies. Tectonics, **7**, 991-1013.

Coudray, J., 1976. Recherche sur le Néogène et le Quaternaire marin de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène. Expédition française sur les récifs coralliens de Nouvelle-Calédonie, Fondation Singer-Poulignac, 272 pp.

Crawford, A.J., Meffre, S. et Symonds, P.A., 2003. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman fold Belt System. Geol. Soc. Australia Spec. Publ., **22**, 383-403.

Daniel, J., Dugas, F., Dupont, J., Jouannic, C., Launay, J., Monzier, M. et Recy, J., 1976. La zone charnière Nouvelle-Calédonie Ride de Norfolk (S.W. Pacifique), résultats de dragages et interprétation. Cah. ORSTOM, sér. Géol., **VIII**, 95-105.

Davis, W.M., 1925. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. An. Géogr., **34**(191), 244-269; 322-359; 423-441; 521-556.

Denis, B. et Mercky, P., 1979. Etude pédologique de la basse vallée de la Oua Ménie, section pédologie, Rap. ORSTOM, Nouméa, 34 pp.

Denis, B. et Mercky, P., 1982. Carte et notice pédologique de la région de Pouembout. Rap. ORSTOM, Nouméa.

Dubois, J., Guillon, J.H., Launay, J., Recy, J. et Trescases, J.J., 1973. Structural and other aspects of New-Caledonia - Norfolk area. In: The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry (P. J. Coleman ed). University of Western Australia Press, pp. 223-235.

Dubois, J., Ravenne, C., Aubertin, A., Louis, J., Guillaume, R., Launay, J. et Montadert, L., 1974a. Continental margins near New Caledonia. In: The Geology of continental margins (C.A. Burk and C.L. Drake ed). Springer-Verlag, New York, pp. 521-534.

Dubois, J., Launay, J. et Recy, J., 1974b. Uplift movements in New-Caledonia-Loyalty islands area and their plate tectonics interpretation. Tectonophysics, **24**, 133-150.

Dugas, F. et Debenay, J.-P., 1978. Interférences des failles-flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes: le lagon de Nouvelle-Calédonie. C.R. Acad. Sci. Paris, **287**, 1091-1094.

Dupont, J., Lafoy, Y., Pautot, G., Le Suavé, R., Cluzel, D., Missegue, F., Grandperrin, R., Hénin, C., Voisset, M., Durant Saint Omer, L., Gautheron, L., Butcher, J., Mollard, L. et Rakoia, M., 1995. Etude morphostructurale de la zone sud des rides Nouvelle-Calédonie et Loyaute (Zone Economique Exclusive de Nouvelle-Calédonie, Pacifique Sud -Ouest). C. R. Acad. Sc. Paris, **320**(II, a), 211-218.

Egbogah, E.O., 1975. Height distribution of West African bauxites as an index of Neogene tectonism. J. Nigerian Min. Geol. Met. Soc., **10**, 1-14.

Espirat, J.J., 1967. Carte gélogique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Paagoumène. BRGM.

Fairbridge, R.W. et Finkl, W., 1980. Cratonic erosional unconformities and peneplains. J. Geol., **88**, 69-86.

Faure, G., 1984. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Mé Maoya. BRGM.

Faure, H., 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **29**, 1-630.

Gavaud, M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse au Niger Méridional. Trav. doc. ORSTOM, **76**, 1-102.

Genna, A., Maurizot, P., Lafoy, Y. et Augé, T., 2005. Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie. C. R. Acad. Sc. Paris, **337**(3), 367-374.

Gilchrist, A.R. et Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in the formation of rifted-margin upwarps. Nature, **346**, 739-742.

Gonord, H. et Trescases, J.J., 1970. Observations nouvelles sur la formation post-Miocène de Muéo (côte ouest de la Nouvelle-Calédonie). Conséquences paléogéographiques et structurales. C. R. Acad. Sc. Paris, **270**, 584-587.

Gonord, H., Saos, J.L. et Leguère, J., 1973. Note préliminaire sur la présence de décrochement en Nouvelle-Calédonie centrale. C. R. Acad. Sc. Paris, **277**, 1841-1844.

Gonord, H., 1977. Recherche sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Doctorat d'état, Université des Sciences et Technique du Languedoc, Montpellier, 341 pp.

Grandin, G., 1976. Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Mém. ORSTOM, **82**, 275 pp.

Grandin, G. et Thiry, M., 1983. Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., **13**, 3-18.

Greigert, J. et Pougnet, R., 1967. Essaie de description des formations géologiques de la République du Niger. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **48**, 1-199.

Guillon, J.H., Trescasses, J.J., Pyens, Y., Rivière, F., Saos, J.L., et M.C. et Schmidt, M., 1972. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Prony. BRGM.

Guillon, J.H. et Trescases, J.J., 1975. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Saint-Louis. BRGM.

Gunnell, Y., 1998. The interaction between geological structure and global tectonics in multistoreyed landscape development: a denudation chronology of the South Indian shield. Basin Res., **10**, 281-310.

Guy, B., 1977. Nouvelles observations sur les formations du Goa N'Doro (Nouvelle-Calédonie). In: International symposium on geodynamics in south-west Pacific, Noumea, New Caledonia. 283-288.

Guy, B. et Moutte, J., 1977. Evolution de la cartographie des formations superficielles des massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie. Bull. B.R.G.M., **1**(IV), 37-42.

Guy, B., Paris, J.P. et Prinzhofer, A., 1979. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50000 et notice explicative, Kouaoua. BRGM.

Haq, B.U., Hardenbol, J. et Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, **235**, 1156-1167.

Hénocque, O., Ruffet, G., Colin, F. et Féraud, G., 1998. 40Ar/39Ar dating of West African lateritic cryptomelanes. Geochem. Cosm. Acta, **62**, 2739-2756.

Jaeger, P., 1953. Contribution a l'étude du modelé de la dorsale guinéenne. Les monts Loma. Rev. Géomorph. dyn., **4**, 105-113.

Kennet, J.P. et al., 1972. Australian-Antarctic continental drift, paleocirculation changes and Oligocene deep-sea erosion. Nature Phys.Sci., **239**, 138-156.

King, L.C., 1962. The morphology of the Earth. Olivier and Boyd, London, 726 pp.

Kroenke, L.W., 1984. Cenozoic tectonic development of the southwest Pacific. UN. ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull., **6**, 1-122.

Lafoy, Y., Pelletier, B., Auzende, J.M., Missegue, F. et Mollard, L., 1994. Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle-Calédonie et Australie. C. R. Acad. Sc. Paris, **319**, 1063-1069.

Lafoy, Y., Missegue, F., Cluzel, D., Voisset, M., Saget, P., Lenoble, J.P., Rigaut, F., Lanckneus, J., Lehodey, P., Bouniot, E., Cornec, J., De Souza, K., Gallois, F., Garioud, N., Grenard, P., N'Diaye, M., Perchoc, Y. et Perrier, J., 1995. Morphostructure du segment septentrional du système bassin et ride des Loyauté, SW Pacifique: résultat de la campagne ZoNéCo 2. C. R. Acad. Sc. Paris, **321**(IIa), 1009-1016.

Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Régnier, M., Wabete, I. et Calmant, S. Neogene-Quaternary extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. Tectonophysics, in press.

Latham, M., 1974. Nouvelle observation de la coupe de Népoui (Nouvelle-Calédonie); conséquence sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les massifs de roches ultrabasiques. C. R. Acad. Sci. Paris, **279**, 1055-1058.

Latham, M., 1977. On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs. In: International symposium on geodynamics of the South-West Pacific, Noumea, New Caledonia. 235-244.

Latham, M. et Mercky, P., 1979. Etude pédologique de l'agrandissement de la réserve d'Unia (commune de Yaté), section pédologie, rap. ORSTOM, 35 pp.

Latham, M., 1985. Carte des sols et carte d'aptitude culturale et forestière, région de Pam-Ouégoa. Rap. ORSTOM, Nouméa.

Latham, M., 1986. Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Et. & Thèses, ORSTOM, 331 pp.

Latil-Brun, M.-V., Flicoteaux, R. et Brunet, M.-F., 1986. Subsidence thermique de la marge continentale ouest-africaine au large de la Casamance (Sénégal), depuis l'Aptien. Brève comparaison avec la marge est-américaine. Bull. Soc. géol. France, **8**, 819-824.

Latil-Brun, M.-V. et Lucazeau, F., 1988. Subsidence, extension and thermal history of the West African margin in Senagal. Earth Planet. Sci. Lett., **90**, 204-220.

Leclerc, J.C., Richard-Molard, J., Lamotte, M., Rougerie, G. et Portères, R., 1955. La réserve naturelle du Mont Nimba, fasc. 3: La chaîne du Nimba. Essai géographique. Mém. Inst. fr. Afr. noire, Sénégal, **43**, 1-271.

Leguéré, J., 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 80 pp.

Lozes, J., Yerles, J.J., Schmid, M., Lajoinie, J.P. et Vogt, J., 1976. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Thio. BRGM.

Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux zone (Southwest Pacific), a petrological and geochronogical reappraisal. Marine Geol., **53**, 179-197.

Maurizot, P., Feignier, D., Schmid, M. et Yerles, J.J., 1986. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie et notice explicative, Paéoua. BRGM.

Mc Farlane, M.J., 1976. Laterite and landscape. Harcourt Brace Jovanovich, 151 pp.

McConnell, R.B., 1968. Planation surfaces in Guyana. Geogr. J., **134**, 506-520.

Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique. Mém. ORSTOM, **63**, 1-752.

Mignot, A., 1984. Sismo-stratigraphie de la terminaison nord de la ride de Lord Howe, Evolution géodynamique du sud-Ouest Pacifique entre l'Australie et la Nouvelle-Calédonie. Université Pierre et Marie Curie, 203 pp.

Miller, K.G., Wright, J.D. et Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. J. Geophys. Res., **96**, 6829-6848.

Millot, C., 1970. Geology of clays. Chapman and Hall, London.

Millot, C., Bocquier, G. et Paquet, H., 1976. Géochimie et paysage tropicaux. La recherche, **65**, 236-244.

Millot, G., 1980. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. Mém. h. sér. Soc. Géol. France, **10**, 295-305.

Molnar, P. et England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change.

Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. Geology, **29**, 1071-1074.

Monzier, M., Boulin, J., Collot, J.Y., Daniel, J., Lallemand, S. et Pelletier, B., 1989. Premiers résultats des plongées Nautile de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "ride des Loyauté arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique). C. R. Acad. Sc. Paris, **309**, 2069-2076.

Moretti, I. et Turcotte, D.L., 1985. A model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonia. J. Geodyn., **3**, 155-168.

Nahon, D., 1991. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. Wiley, New York, 313 pp.

Noesmoen, A., 1965. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Nouméa. BRGM.

Ollier, C.R. et Pain, C.F., 1997. Equating the basal unconformity with the paleoplain: a model for passive margins. Geomorphology, **19**, 1-15.

Orloff, O., 1968. Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). Thèse, Université de Montpellier, Montpellier, 189 pp.

Orloff, O. et Gonord, H., 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région côtière à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions. C. R. Acad. Sci. Paris, **267**, 5-8.

Paris, J.P., Andreieff, P. et Coudray, J., 1979. Sur l'âge éocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. C. R. Acad. Sc. Paris, **288**, 1659-1661.

Paris, J.P., 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse (including 1/200 000 geological map). Mém. BRGM, **133**, 1-278.

Partridge, T.C. et Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. S. Afr. J. Geol., **90**, 179-208.

Peulvast, J.P. et Claudino Sales, V., 2004. Stepped surfaces and paleolandforms in the northtern Brazilian "nordeste": constaints on models of morphotectonic evolution. Geomorphology, **62**, 89-122.

Podwojewski, P., 1981. Etude pédologique de la basse vallée de la Oua-Tom, éléments de pédogenèse salée et gypseuse, Mém. de stage, ORSTOM, Nouméa, 97 pp.

Podwojewski, P., Latham, M. et Bourdon, E., 1983. Etude des sols de la région de Kaala-Gomen, Rap. ORSTOM, Nouméa, 73 pp.

Podwojewski, P. et Bourdon, E., 1984. Notice et carte morpho-pédologique de la vallée de la Tiwaka. Rap. ORSTOM, Nouméa.

Podwojewski, P., 1992. Les vertisols à gypse de Nouvelle-Calédonie dans leur environnement pédologique. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 279 pp.

Prinzhofer, A., Nicolas, A., Cassard, D., Moutte, J., Leblanc, M., Paris, J.P. et Rabinovitch, M., 1980. Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: implications for oceanic mantle and crust. Tectonophysics, **69**, 85-112.

Ravenne, C., De Brouin, C.E., Dupont, J., Lapouille, A. et Launay, J., 1977. New Caledonia basin-Fairway ridge: structural and sedimentary study. In: International symposium on geodynamics on South-West Pacific, Noumea, New Caledonia. 145-154.

Regnier, M., 1988. Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from P-wave receiver function; evidence for a fossil subduction zone. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **95**, 561-577.

Rigolot, P. et Pelletier, B., 1988. Tectonique compressive récente le long de la marge Ouest de la Nouvelle-Calédonie: Résultats de la campagne ZOE 400 du N/O Vauban (mars 1987). C. R. Acad. Sc. Paris, **307**, 179-184.

Rigolot, P., 1989. Origine et évolution du "système" ride de Nouvelle-Calédonie/Norfolk (sud-ouest Pacifique): Synthèse des données de géologie et géophysique marine, Etude des marges et bassins associés. Université de Bretagne Occidentale, Brest, 290 p pp.

Rodin, R.S. et Filatova, N.R., 1991. Cretaceous and Paleogene bauxites and paleoclimate in the north of Asia. Soviet. Geol. Geophys., **6**, 77-80.

Routhier, P., 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mém. Soc. géol. France, **32**, 1-271.

Savin, S.M., 1977. The history of the Earth's surface temperature during the past 100 millions years. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **5**, 319-355.

Schmidt, F., 1984. Geology of the recent / potential bauxite producing areas of Sierra Leone and in the Revolutionary Republic of Guinea (West Africa). In: Bauxite, Proceedings 1984 Bauxite Symposium (L. Jacob Jr ed). AIME, New Yorkpp. 486-499.

Séranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition? Terra Nova, **11**, 135-140.

Summerfield, M.A., 1985. Plate tectonics and landscape development on the African continent. In: Tectonic geomorphology (M. Morisawa and J.T. Hack ed). Allen & Unwin, Boston, pp. 27-51.

Summerfield, M.A., 1991. Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms. Longman Scientific & technical, New York, 537 pp.

Summerfield, M.A., 1996. Tectonics, geology, and long-term landscape development. In: Physical geography of Africa (W.M. Adams, A.S. Goudie and A.R. Orme ed). Oxford University Press, Oxford, pp. 1-17.

Summerfield, M.A., 2000. Geomorphology and global tectonics: introduction. In: Geomorphology and global tectonics (M.A. Summerfield ed). John Wiley & Sons Ltd, pp. 3-12.

Tardy, Y. et Roquin, C., 1998. Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales. BRGM, Orléans, 473 pp.

Tessarolo, C., Podvin, P., Vogt, J. et Veillon, J.M., 1986. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Kouakoué. BRGM.

Tessier, F., 1965. Les niveaux latéritiques du Sénégal. In: XXIInd Intern. Geol. Congr., New-Dehli, 1964. **14**, 29-43.

Thomas, F., 1995. Models for landform development on passive margins. Some implications for relief development in glaciated areas. Geomorphology, **12**, 3-15.

Thomas, M.F., 1989a. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their application. Zeit. Geomorph., **33**, 2, 129-142.

Thomas, M.F., 1989b. The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. Zeit. Geomorph., **33**, 3, 257-274.

Thomas, M.F., 1994. Geomorphology in the tropics. Wiley & Sons, Chichester, 460 pp.

Tisseau-Moignard, C., 1979. Modèles de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (sud-ouest Pacifique). Thèse, Université Paris-Sud, 112 pp.

Trescases, J.-J., 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Mém. ORSTOM, **78**, 1-259.

Trescases, J.J., 1969. Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Cah. ORSTOM, sér. Géol., **I**(1), 27-57.

Trescases, J.J., 1973. Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New Caledonia, Bur; miner. resources, Geology and geophysics, Canberra, 141, 149-161.

Trescases, J.J. et Guillon, J.H., 1977. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Yaté. BRGM.

Tricart, J. et Cailleux, A., 1965. Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes. SEDES, Paris, 332 pp.

Van de Beuque, S., 1999. Evolution géologique du domaine péri-calédonien. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 265 pp.

Vendeville, B. et Cobbold, R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sc. Paris, **305**, 1313-1319.

Vogt, J., Podvin, P. et Hoff, M., 1984. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Humbolt-Port-Bouquet. BRGM.

Widdowson, M. et Cox, K.G., 1996. Uplift and erosional history of Deccan Traps, India: Evidence from laterite and drainage patterns of the western Ghats and Konkan coast. Earth Planet. Sci. Lett., **137**, 57-69.

Wirthmann, A., 1966. Die reliefenwicklung von Neukaledonien. Deutscher Geog. Boch.(June 1965), 323-335.

Wirthmann, A., 1970. Zur geomorphologie der peridotite auf Neu Kadedonien. Tubinger Geog. Stud., **34**, 191-201.

Wirthmann, A., 1999. Geomorphology of the tropics. Springer-Verlag, Berlin, 314 pp.

Zonneveld, J.I.S., 1982. Summit levels in Surinam. ICT J., 237-242.

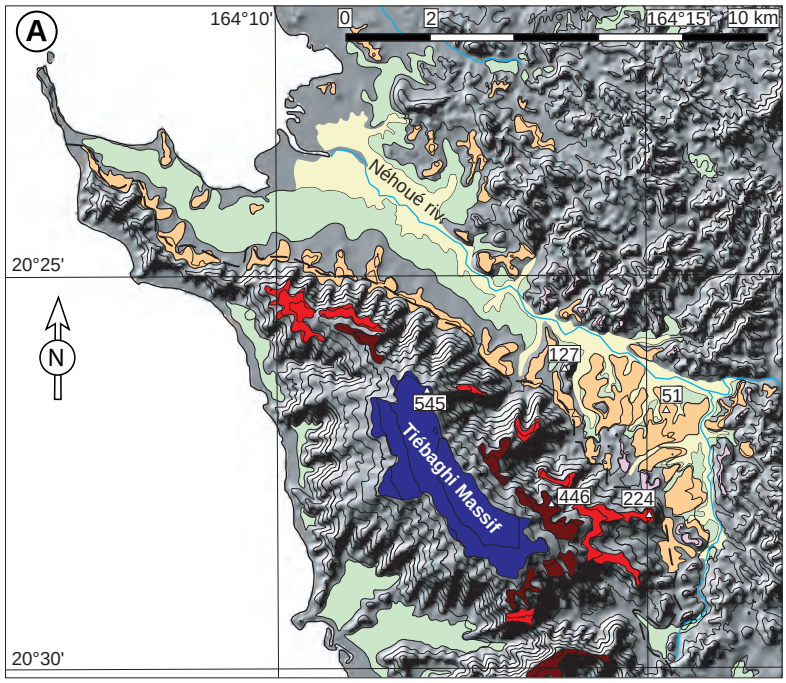
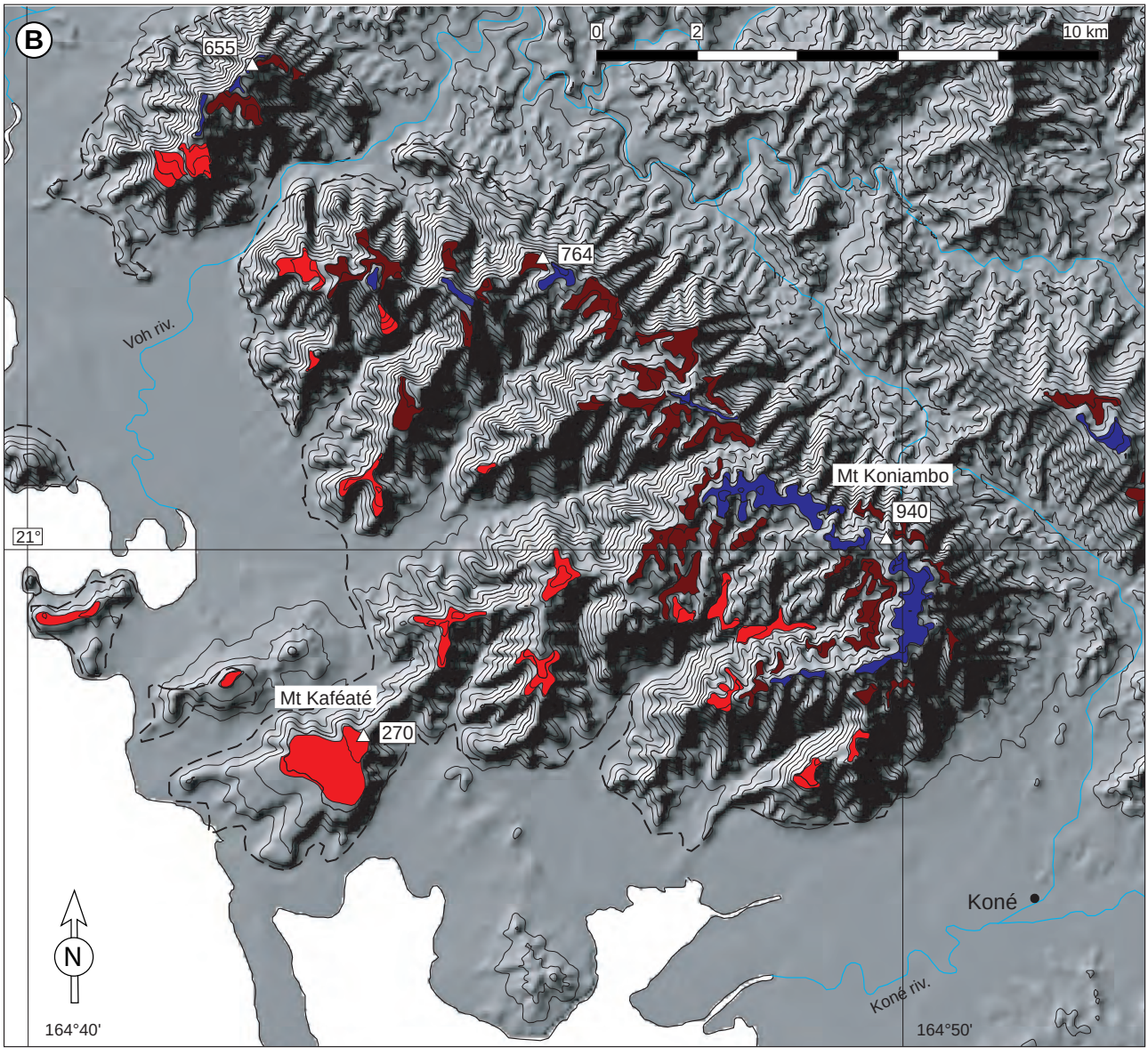


PLANCHE CARTOGRAPHIQUE

(A) Carte des reliques d'aplanissement du massif de Tiébaghi et de son piedmont nord-est.
(B) Carte des reliques d'aplanissement du massif de Koniambo.
L'équidistance des courbes est de 20 m.
(Se reporter à la planche hors-texte pour la légende)



a

Vue vers le SE du plateau de Kouaoua (baie de Kouaoua au premier plan). En extrême amont, le plateau porte la surface 1. On note la faible pente vers la mer du plateau, qui porte, à l'extrème NW, des reliques de surface 2. Vue prise depuis l'affleurement Est du Goa N'Doro.

b

Vue vers le Sud d'une relique de la surface 2 qui présente une forme de fer à cheval. On distingue en arrière plan le Lac en 8 (plaine des Lacs). Le cirque entaillé dans la surface constitue la tête d'érosion de la rivière Fausse Yaté. La vue est prise depuis la route de Yaté, entre le Lac de Yaté et Wao.

c

Massif péridotitique du Mé Umé (premier plan) vue vers le SE. Région de Poya. On distingue l'amont du glacis de la surface 3 qui coiffre le massif. On remarque à l'aval du glacis le raccord avec l'amont de la surface 4, qui domine faiblement la plaine alluviale de la côte Ouest. Au deuxième plan, le massif du Mé Maoya.

d

Glacis entaillé de la surface 3, baie de Prony. Vue vers le NE. Les amonts de cette surface se raccordent aux inselbergs limitant les alvéoles du Sud.

e

Vue vers le NW de l'embouchure de la Yaté depuis le relais de télécommunication de Wao. Le sommet du plateau est occupé par la surface du Mont Mamié (surface 1). Au-dessus des éperons dominant le fleuve, on distingue les reliques de la surface 3, faiblement pentées vers la mer. Les reliques démantelées de la surface 2 occupent une position intermédiaire entre la surface 1 et la surface 3. La surface 3 est tronquée par l'escarpement côtier qui domine le platier surélevé (125 ka) délimitant la frange côtière. Le récif frangeant est limité par la ligne d'écume.

f

Vue vers le NW du glacis de la surface 5 sur le piedmont NE du massif de Tiébaghi. La surface 5 marque les entablements du premier plan (ou des blocs de la cuirasse son visibles) et du second plan (portant la maison). L'éperon sur la gauche de la photo est une relique avale du glacis de la surface 4. Au dernier plan, le massif de Tiébaghi.

LEGENDE PLANCHE PHOTO 1

PLANCHE PHOTO 1

Vue oblique d'un niveau de décollement dans les conglomérats de la pointe de kasouri (formation de Népoui), région de Kouaoua. On remarque la trace extrêmement localisée du décollement sur un niveau de grès au sein des conglomérats. Remarquer la taille du galet sous le marteau.

a

Stries mécaniques affectant le cortex d'altération d'un galet de la formation de Népoui dans le décollement montré en (a). L'observation a été faite dans un abris-sous-roche. Ce site correspond à la station microtectonique de la figure 8b et 8c du chapitre II-D. Le sens de cisaillement est vers le NNW (vers la droite).

b

Faciès de la brèche basale de la formation du Goa N'Doro sur le site stratotypique de Orloff et Gonord (1968), région de Kouaoua (Fig. 7a et 7b, chapitre II-D).

c

Falaise Ouest de l'affleurement du Goa N'Doro. On distingue les faciès de brèche à la base et les bancs de grès lités dans la partie supérieure (Fig. 7a, chapitre II-D). Vue vers le SSW.

d

Faille normale dans les grès et microconglomérats de la falaise Est du Goa N'Doro. Ce plan s'intègre à la population de failles montrées sur les figures 7b et 7c du chapitre II-D, indiquant une direction d'extension NE.

e

Zone de transition entre le silcrète et la cuirasse ferrugineuse sur le pédiment de la surface 4. Route du col de Chagrin, Nord de Koumac. On distingue les cutanes siliceuses (blanchâtres) et ferrugineuses interdigitées ainsi que des clastes de cuirasse ferrugineuse remaniée.

f

Conglomérats du glacis de la surface 5. Les faciès indiquent ici la zone de raccord entre les matériaux pédimentaires du glacis et les formations fluviatiles de la terrasse de la Néhoué. La couleur orange est typique du profil d'altération de la surface 5. La cuirasse n'est pas présente sur cet affleurement. Les éclats bleutés de certains galets traduisent une faible silicification. Piedmont NE du massif de Tiébaghi.

g

LEGENDE PLANCHE PHOTO 2

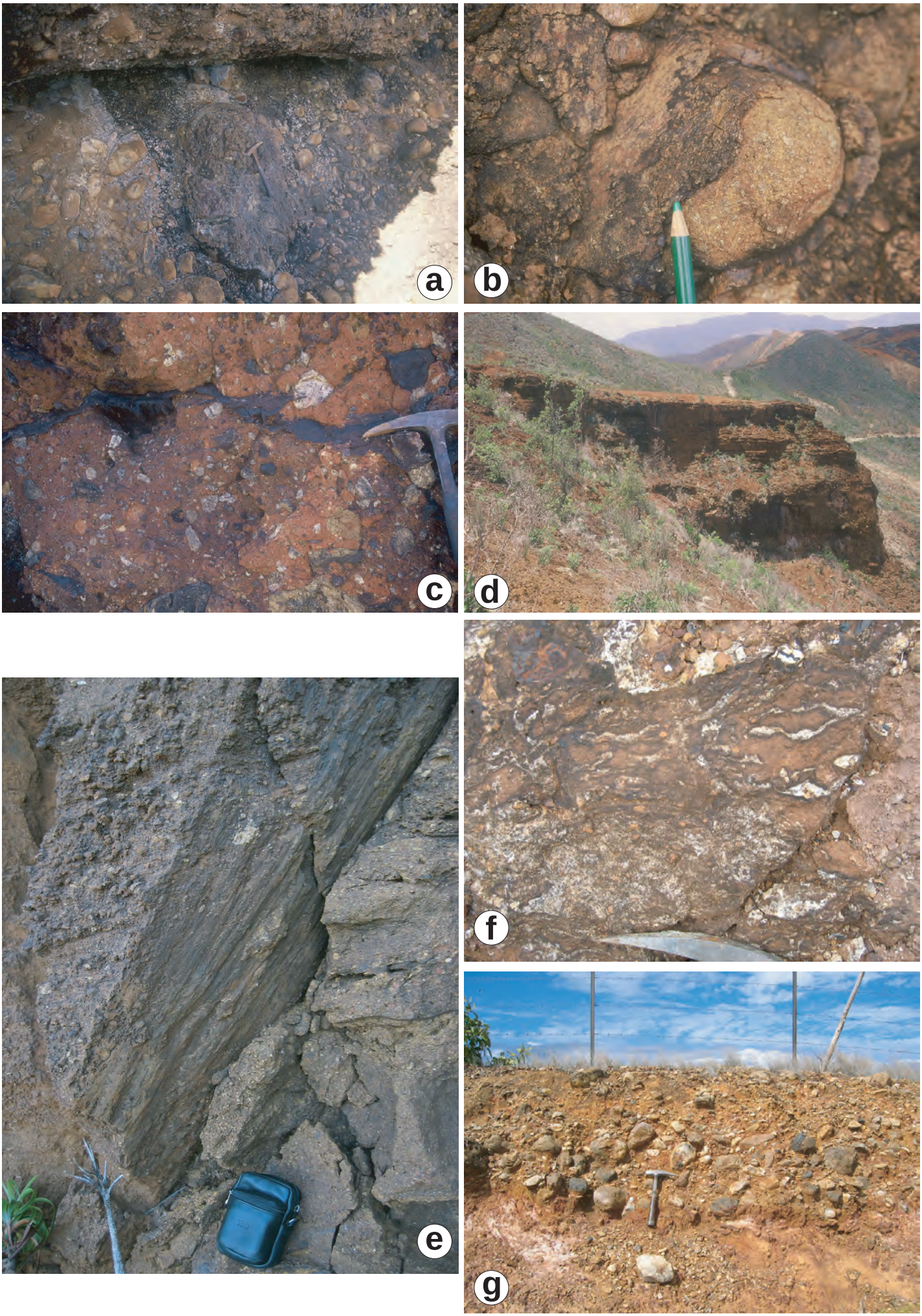


PLANCHE PHOTO 2

RESUME

Cette thèse est une contribution à la compréhension de l'évolution à long terme (10^6 – 10^7 ans) des paysages tropicaux sous l'influence d'un forçage épirogénique et de fluctuations climatiques. Elle a pour objet la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie et pour méthodes la géomorphologie, la cartographie des surfaces d'aplanissement assistée par SIG, l'analyse stratigraphique et structurale de formations sédimentaires fluviatiles ainsi que l'analyse de données géophysiques, topographiques et bathymétriques. Les résultats de ces approches croisées permettent de proposer un schéma d'évolution morphotectonique de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la fin de l'orogenèse alpine il y a 32 Ma. Deux périodes de morphogenèse sont distinguées.

La première enregistre le soulèvement épisodique de la ride de Nouvelle-Calédonie, marqué par des périodes de quiescence propices à l'aplanissement latéritique, alternant avec des épisodes de l'incision des surfaces latéritiques. L'enrichissement des principaux gisements de nickel supergènes de type saprolitique s'opère pendant cette période, lors d'un épisode continu et lent de d'enfoncement du niveau de base permettant aux surfaces altérées d'évoluer vers des formes de versant tout en étant soumises à une forte altération dans de bonnes conditions de drainage. L'enrichissement en nickel des plaines latéritiques (aujourd'hui perchées) situées en aval de ces versants, pourrait être contemporain ou légèrement postérieur à celui des surfaces de versant.

Au cours d'une deuxième période se met en place un régime érosif principalement contrôlé par des alternances climatiques et des mouvements épirogéniques d'origine tectonique et isostatique. Le début de cette période est marqué, à l'Oligocène supérieur ou au tout début du Miocène, par la mise en place de systèmes sédimentaires fluviatiles consécutive à des phases d'incision du réseau hydrographique. À la suite de l'installation du premier delta se développe un système de trois glacis cuirassés successifs sur les piedmonts des massifs de péridotites. Ils sont les témoins de l'alternance de climats relativement secs (permettant la pédimentation) et humides (permettant leur ferruginisation).

Un épisode de déformation extensive affecte la Grande-Terre à l'Oligocène supérieur ou au Miocène tout à fait basal. Il se caractérise par l'activation de failles parallèles à la ride et une direction d'extension normale à cette dernière. Un changement cinématique d'ampleur régionale initie un régime transtensif associé à une direction d'extension parallèle ou légèrement oblique à la ride de Nouvelle-Calédonie, compatible avec la convergence de plaque initiée au Miocène moyen ou supérieur le long de la zone de subduction de Vanuatu.

L'extension néogène a induit le découpage et l'effondrement des piedmonts et du plateau continental de la ride dans les bassins océaniques adjacents ainsi que le basculement transversal de la ride vers le SW dont la dissymétrie résultante est marquée par un escarpement côtier nord oriental de plusieurs centaines de mètres et une large plaine côtière sud occidentale. Le basculement a induit une phase majeure d'érosion régressive sur le drainage nord oriental de la ride alors qu'une large pédiplaine s'installait sur le versant sud occidental.

Il semble que la marque des oscillations quaternaires de niveau de base soit confinée aux régions côtières de la Grande-Terre et à son lagon.

Mots clefs : géomorphologie tropicale, épirogénie, latérites, surfaces d'aplanissement, nickel, extension , Nouvelle-Calédonie.