

# LES MOUVEMENTS VERTICAUX EN NOUVELLE CALÉDONIE ET AUX ILES LOYAUTÉ ET L'INTERPRÉTATION DE CERTAINS D'ENTRE EUX DANS L'OPTIQUE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

J. DUBOIS, J. LAUNAY, J. RECY

*Géophysiciens et Géologues de l'ORSTOM  
Centre de Nouméa, B.P. 4, Nouvelle-Calédonie*

## RÉSUMÉ

Dans la première partie de cette étude on retrace l'histoire géologique de la Nouvelle Calédonie et des Iles Loyauté, en examinant les grandes phases orogéniques et les mouvements verticaux qui ont pu affecter l'ensemble Nouvelle Calédonie - Iles Loyauté. Les mouvements verticaux post oligocène sont étudiés et principalement leur manifestation à partir du Miocène, formation et immersion des atolls des Iles Loyauté. Pour ces mouvements récents, les observations sont nombreuses et il semble qu'une véritable onde épirogénique ait affecté dès le début du quaternaire la partie sud-est des Iles Loyauté, puis leur partie centrale et le sud de la Nouvelle Calédonie. Une interprétation de ce phénomène est proposée selon laquelle ce bombement correspondrait à la flexure de la lithosphère de la plaque Australo-tasmanienne avant son plongement sous la plaque Pacifique au niveau de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides. La connaissance par la sismologie des paramètres physiques de la lithosphère permet de soumettre au calcul cette interprétation; l'aspect statique, longueur d'onde, la flexure, son amplitude et l'aspect dynamique, déplacement horizontal de la plaque avant son plongement, sont en bon accord avec les observations. On examine également plusieurs effets possibles de déformation de la lithosphère, décharge par érosion, eustatisme, et l'on montre qu'ils sont négligeables par rapport au mécanisme de flexure que nous considérons comme facteur principal des mouvements verticaux quaternaires positifs observés en Nouvelle Calédonie et aux Iles Loyauté.

## SUMMARY

In the first part of this study one retraces the geologic history of New Caledonia and the Loyalty Islands, by examining the large orogenic stages and the vertical movements which may have affected the New Caledonia, Loyalty Islands region. The study deals with the post oligocene vertical movements and chiefly with their manifestation from the Miocene. That is to say, the formation and immersion of the Loyalty Islands atolls. The observations are numerous for these recent movements, and it seems that from the beginning of the quaternary an actual epirogenic wave may have, initially, affected the southeastern part of the Loyalty Islands, then their center and finally, the southern part of New Caledonia. An interpretation of this phenomenon is put forward according to which this swelling would correspond to the flexure of the lithosphere of the Australo-tasmanian plate before it plunges under the Pacific plate at the level of the New Hebrides Island chain. Thanks to seismology one knows the physical parameters and one may, therefore, subject this interpretation to calculation. The static aspect, wave length, flexure, amplitude and dynamic aspect and the horizontal displacement of the plate before it dives agree with the observations. One also examines several possible effects of deformation of the lithosphere, discharge by erosion and eustatism; and they are shown as unimportant in relation to the flexure mechanism which we consider as the principal factor of the positive vertical quaternary movements observed in New Caledonia and the Loyalty Islands.

## ZUSAMMENFASSUNG

Im ersten Teil dieser Arbeit wird die geologische Geschichte von Neukaledonien und den Loyauté-Inseln dargestellt, wobei die grossen orogenetischen Phasen und die vertikalen Bewegungen, die ganz Neukaledonien und die Loyauté-Inseln betroffen haben untersucht werden. Die vertikalen post-oligozänen Bewegungen und besonders ihre Äusserung vom Miozän ab, sowie Bildung und Tauchen der Atolle der Loyauté-Inseln wurden erforscht. Man hat zahlreiche Beobachtungen über diese letzteren Bewegungen gemacht und es scheint, dass eine wahre epirogenetische Welle seit Anfang des Quartärs den südöstlichen Teil der Loyauté-Inseln und darauf ihren mittleren Teil und den Süden Neukaledoniens betroffen hat. Es wurde eine Auslegung dieser Erscheinung vorgeschlagen nach der diese Aufwölbung der Flexur der Lithosphäre der austral-tasmanischen Platte vor ihrem Tauchen unter die pazifische Platte in Höhe des Inselbogens der Neu-Hebriden, entspräche.

Die Kenntnis der physikalischen Parameter der Lithosphäre durch die Seismologie gestattet es, die Wellenlänge, die Flexur, ihre Ausschlagsweite und dynamische Gestalt und die horizontale Verlagerung der Platte vor dem Tauchen stimmen gut mit den Beobachtungen überein.

Ausserdem werden mehrere mögliche Deformationseffekte, Verminderung durch Erosion und Eustatismus untersucht und man zeigt, dass sie vernachlässigbar sind, im Verhältnis zum Flexurvorgang, den wir als Hauptfaktor der positiven Bewegungen des Quartärs, die in Neukaledonien und den Loyauté-Inseln beobachtet wurden, betrachten.

## INTRODUCTION

La Nouvelle Calédonie est une île (1) allongée en direction sensiblement 310°-130° qui représente la partie émergée d'une structure sous-marine appelée Norfolk Ridge. Elle est bordée à l'Est par les îles Loyauté qui sont les témoins émergés d'une chaîne volcanique sous-marine de direction sensiblement

(1) Longueur 400 km, largeur moyenne environ 45 km, superficie 1 800 km<sup>2</sup>. Elle est bordée à l'Est et à l'Ouest par un récif barrière qui se prolonge à 200 km au nord de l'extrémité septentrionale de l'île.

## РЕЗЮМЕ

В первой части настоящей работы авторы описывают геологическую историю Новой Каледонии и островов Луайоте, рассматривая важнейшие фазы орогенеза и вертикальные движения, которые могли коснуться комплекса Новая Каледония-острова Луайоте. Изучаются пост-олигоценные вертикальные движения, главным образом их проявления начиная с миоцена — образование и погружение атоллов островов Луайоте. Что касается этих недавних движений, было произведено много наблюдений, и представляется вероятным, что настоящая эпигеническая волна коснулась, уже в начале четвертичного, юго-восточной части о. Луайоте, а затем их центральной части и южной части Новой Каледонии. Предлагается истолкование этого явления, согласно которому эта выпуклость соответствует флекуре литосферы австралийско-тасманийской плиты, перед её погружением под Тихоокеанскую плиту, на уровне островной дуги Новых Гебрид. Физические параметры литосферы, установленные сисмологическим исследованием, позволяют проверить это истолкование вычислениями; статистический аспект, длина волны, флексура, её амплитуда и динамический аспект — горизонтальное перемещение плиты перед её погружением, хорошо согласуются с наблюдениями. Рассматриваются также несколько возможных эффектов деформации литосферы — сток вследствие эрозии, эвстатизм, и показывается, что последние незначительны по сравнению с механизмом флексуры, который авторы считают главным фактором положительных вертикальных четвертичных движений в Новой Каледонии и на островах Луайоте.

parallèle : 320°-130° (fig. 1 : carte de situation). Plus à l'Est, est située la fosse des Nouvelles-Hébrides de direction 340°-160°.

Ces trois structures s'infléchissent, puis convergent vers un point situé au Sud de l'île Maré où la fosse des Nouvelles-Hébrides tangente le prolongement Sud des Loyauté; au-delà de ce point, la Norfolk Ridge et la chaîne des Loyauté prennent une direction plus franchement Nord-Sud tandis que la fosse s'incurve vers l'Est.

Entre les îles Loyauté et la Nouvelle Calédonie on rencontre le bassin des Loyauté à fond plat et régulier (fig. 2).

— I. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA NOUVELLE CALÉDONIE ET DES ÎLES LOYAUTÉ. — RAPPEL DES DONNÉES

### a Les grandes phases orogéniques

L'histoire géologique de la Nouvelle Calédonie telle qu'elle est connue actuellement commence au Permien (AVIAS 1953, GUILLON 1969, ROUTHIER 1953), par des tufs polycolors. Du Permien à l'Eocène supérieur les terrains sont en majeure partie volcanosédimentaires et sédimentaires (grauwackes, pélites, argilites, grès, etc.) accumulés dans une fosse dite mélanésienne. Dès le permio-trias, diverses phases orogéniques affectent ces séries; la dernière, l'orogénèse alpine débute après les dépôts du flysch éocène et atteint son paroxysme vers la limite Eocène-Oligocène, les plis pouvant évoluer en écaillés chevauchantes. A la fin des phases majeures de l'orogénèse, les péridotites se mettent en place vraisemblablement à l'Oligocène sous l'action d'une phase tangentielle (GUILLON et ROUTHIER, 1971). Cette mise en place constitue le dernier grand événement orogénique de l'île. C'est de la même époque que date certainement la fin de l'érection de la chaîne volcanique des Loyauté. Un échantillon de basalte provenant de l'île Maré a donné un âge de  $29 \pm 4$  millions d'années par la méthode potassium-argon (CHEVALIER, 1968).

Après la dernière grande phase orogénique, la Nouvelle Calédonie et les îles Loyauté subissent une tectonique de style nettement différent se traduisant par des mouvements verticaux de grande amplitude (1).

### b Les mouvements verticaux en Nouvelle Calédonie

Le schéma établi par DAVIS en 1925 précisé par ROUTHIER (1953) qui préféra à la notion de cycle d'érosion celle de phase, puis par TRESCASES (1969) reste toujours dans ses grandes lignes, valable.

(1) Il faut pourtant noter que des structures tangentielles ont été récemment observées dans la presqu'île de Muéo (côte Ouest de la Nouvelle Calédonie) dans des terrains du miocène inférieur (COUDRAY, GONORD et SAOS, 1972); elles seraient le résultat de mouvements de compression dus à une phase tangentielle d'âge post miocène inférieur; pour ces auteurs certaines écaillés très redressées d'ultrabasites à proximité de l'accident Ouest calédonien auraient été affectées par des mouvements tangentiels de cet âge. En l'état actuel des connaissances, cette phase de compression observée en quelques points localisés paraît avoir eu des effets peu importants tant du point de vue de l'amplitude que de l'extension du phénomène comparée aux effets des mouvements verticaux postérieurs à l'orogénèse éocène-oligocène.

### Phase I. — Pénéplanation des péridotites.

Après leur mise en place les péridotites ont subi une érosion chimique qui a débuté au moins au Miocène puisque ROUTHIER signale la présence d'argiles nickélicifères dans le Miocène de Népoui. Cette érosion intense s'est traduite par une pénéplanation (2) dont les reliques se présentent aujourd'hui sous forme de relief tabulaires (3) visibles sur de nombreux points hauts de l'île. Les péridotites qui recouvrent actuellement 30 % de la superficie de la Nouvelle Calédonie devaient lors de leur mise en place recouvrir une surface supérieure; les épaisseurs actuelles sont aussi bien inférieures aux épaisseurs originelles (ROUTHIER, 1953 - GUILLON et ROUTHIER, 1971). Une masse importante de matériau de forte densité a donc été érodée depuis au moins le Miocène inférieur.

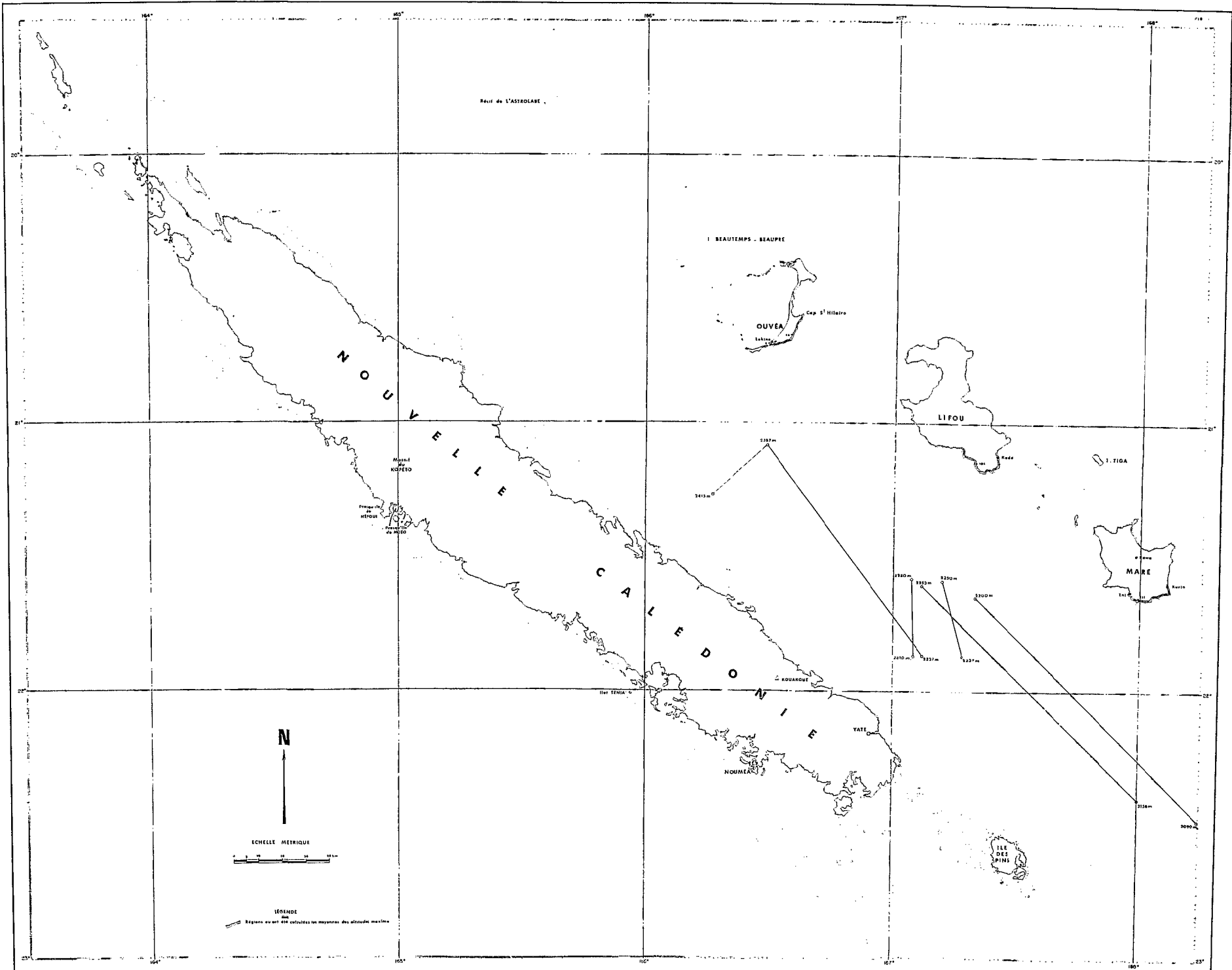
### Phase II

Postérieurement à la pénéplanation une surrection affecte la Nouvelle Calédonie. Les restes de la pénéplaine s'observent à plus de 1 000 m dans la partie centrale de l'île; leur altitude est bien inférieure sur les bordures Est et Ouest et aux extrémités notamment l'extrémité Sud où ils ne dépassent pas 300 m d'altitude; ils dessinent grossièrement une surface bombée descendant vers la mer (TRESCASES, 1969) ainsi que le montre, sur le massif du Kopeto, la pénéplaine sommitale qui descend en pente douce vers l'Ouest (4). Les « formations de Muéo » qui recouvrent le Miocène daté semblent appartenir au prolongement de la même surface (GONORD et TRESCASES, 1970). Les mouvements de surrection seraient donc postérieurs

(2) Pour WIRTHMANN V.A. la pénéplanation accompagnée de latéritisation n'aurait commencé qu'au Miocène supérieur (in TRESCASES, 1969 et 1971, ORLOFF et GONORD, 1968).

(3) Les produits résiduels de l'érosion chimique sur péridotites forment la couche d'altération latéritique au sommet de laquelle s'individualise une cuirasse ferrugineuse, plus résistante à l'érosion mécanique qui protège les surfaces qu'elle recouvre. La pénéplanation est nettement moins marquée ou conservée sur les autres terrains comme l'avait déjà remarqué ROUTHIER (1953).

(4) « Dans le massif du Kopéto, par exemple, de l'intérieur vers la côte, les témoins de la pénéplaine se situent autour de 1 000 m au Mont Papayndo, à 600 m, puis à environ 400 m au plateau de Tièa et à un peu moins de 300 m aux « Bolbos » soit une descente de 700 m en 12 km et une pente moyenne de l'ordre de  $3^{\circ}30'$  à  $4^{\circ}$  », ROUTHIER 1953, p. 237. Pour cet auteur le gauchissement en voûte du profil transversal se serait accompagné d'une bascule vers le Sud Ouest responsable de l'édification du récif barrière de la côte Ouest.



au Miocène. La présence de deux autres surfaces de latéritisation sous la pénélaine marque des arrêts de surrection. Le mouvement général n'aurait donc été régulier ni dans le temps ni dans l'espace. De plus une activité tectonique cassante post Miocène et qui a joué récemment encore (ORLOFF et GONORD, 1968 - GONORD et TRESCASES, 1970) a découpé la pénélaine en compartiments d'altitude différente.

Cette phase de surrection s'est poursuivie jusqu'à une époque récente comme le prouve la jeunesse des profils des cours d'eau. L'amplitude du mouvement semble faible au niveau des côtes actuelles relativement aux zones centrales de forte surrection (par exemple le Miocène marin n'affleure que dans la partie centrale de la côte Ouest à une altitude moyenne de quelques dizaines de mètres).

L'axe du bombement n'est pas rectiligne la surrection ayant été certainement influencée par les lignes structurales antérieures qui ont modifié régionalement les effets du mouvement.

Le basculement vers l'Ouest de la Nouvelle Calédonie au cours de cette phase II reste encore une hypothèse et il est actuellement encore impossible de savoir si le récif barrière de la côte Ouest avait déjà commencé à s'édifier à la faveur de ce basculement.

On peut simplement noter que vers les extrémités nord et sud de la Nouvelle Calédonie, le flanc ouest de l'île et la plate-forme continentale qui le poursuit, connaissent un développement important et qu'une dissymétrie apparaît avec le flanc Est.

L'énorme quantité de matériau érodé depuis le Miocène et la pérennité du mouvement depuis cette même époque, la forme générale bombée des restes de la pénélaine et l'existence sous la Nouvelle Calédonie d'une croûte épaisse de 35 km au niveau de la chaîne centrale qui s'amincit très vite pour atteindre 18 km (DUBOIS, 1969) au niveau des côtes actuelles peuvent faire supposer que les phénomènes de compensation isostatique ont joué une part non négligeable dans les phénomènes de surrection. Cette hypothèse sera discutée en détail dans le paragraphe II.

### Phase III

La phase de subsidence responsable de l'enneigement des basses vallées actuelles (1) et des grands

entrants de la côte paraît relativement récente. C'est au cours de cette phase que se seraient édifiés les Grands Récifs Barrières Est et Ouest. DAVIS (1925) au vu des largeurs des embouchures actuelles des cours d'eau avait estimé l'amplitude du mouvement à 200 m environ. Un forage réalisé par la fondation Singer Polignac à l'îlot Ténia sur le Grand Récif Ouest a traversé 226 m de formations récifales ou pararéçifales avant d'atteindre un substratum constitué de phtanites identiques aux phtanites d'âge éocène inférieur et moyen observées à terre (COUDRAY, 1971).

Le développement du récif barrière à l'extrémité nord-est, la présence d'îles et d'îlots prolongeant les extrémités Nord et Sud de la Nouvelle Calédonie, l'éloignement des côtes du Grand Récif Barrière Ouest vers le Nord et le Sud, ont pu faire croire que le gauchissement longitudinal de la phase II s'était poursuivi au cours de la phase de subsidence ; bien qu'un tel phénomène soit possible, ces traits morphologiques n'en constituent pas pour autant des preuves. Ils sont pour la plupart la conséquence du grand allongement de la Nouvelle Calédonie et des structures sous-marines qui la prolongent.

### Phase IV

La présence de traces récentes surélevées de l'action de la mer (encoche plages et récifs surélevés) déjà observée par DAVIS (1925) puis par AVIAS (1949 et 1959) et ROUTHIER (1953) avait été attribuée pour les plus basses à l'action d'une variation eustatique positive et pour les plus hautes à l'action d'un mouvement tectonique. Des travaux plus récents BALTZER (1970), LAUNAY et RECY (1970 et 1972) se sont attachés à procéder à des datations au  $C^{14}$  et à l'ionium-uranium (2) sur des coraux et des tourbes de mangroves.

À l'Holocène moyen et supérieur, la Nouvelle Calédonie semble affectée par un mouvement de surrection dont la vitesse moyenne varie entre 0,5 et  $2 \cdot 10^{-3}$  m par an suivant les localités et selon que l'on prenne comme référence de la variation eustatique la courbe de SHEPARD et CURRAY (1967) ou celle de BLOOM (1969). La majorité des terrasses surélevées entre 2 et 4 m d'altitude (3) qui prolongent fréquemment les plages actuelles semble être due

(1) Au niveau des embouchures actuelles de nombreux sondages de reconnaissance ont indiqué que le substratum du lit des rivières est rarement à plus de 30 m sous le zéro du service Hydrographique.

(2) La datation de l'ionium-Uranium a été réalisée par M. BERNAT (ORSTOM) dans les laboratoires de la Faculté des Sciences de Paris.

(3) Par rapport au zéro du service Hydrographique.

à des dépôts mis en place lors d'une oscillation positive puis négative du niveau relatif de la mer, fonction de la résultante des vitesses de la variation eustatique et du mouvement tectonique au point considéré entre 7 500 ans BP et l'actuel.

Sur les côtes Est et Ouest de la Nouvelle Calédonie, des lambeaux de placages ou de platiers coralliens prélevés entre 3 et 6 m d'altitude ont indiqué un âge compris entre 25 000 et 30 000 BP (1); cet âge impliquerait l'attribution de la formation de ces témoins coralliens à la période de haut niveau marin vers 30 000 BP dont l'altitude est en général estimée inférieure d'une dizaine de mètres au niveau actuel de la mer (FAURE et ELOUARD, 1967). En l'absence de connaissances plus précises de la cote du haut niveau de la mer vers 30 000 BP il est difficile de calculer une vitesse moyenne de surrection depuis cette époque jusqu'à l'Holocène moyen.

Une vitesse de surrection du même ordre que celle de l'Holocène moyen et supérieur impliquerait une cote de ce haut niveau de la mer de -30 m environ, ce qui semble contradictoire avec les conclusions de CURRAY (1965), FAURE et ELOUARD (1967), MILLIMAN et EMERY (1968); de plus la faible surrection de niveaux nettement plus anciens exclut la possibilité de vitesses moyennes de surrection comparables à celles de l'Holocène moyen ou supérieur.

L'île des Pins au Sud-Est de la Nouvelle Calédonie se présente comme un massif de péridotites latéritisées, presque entièrement pénéplané, entouré d'un platier corallien représentant d'anciens récifs frangeants surélevés successivement, descendant jusqu'à la mer. Un échantillon de corail, prélevé dans la partie la plus ancienne du platier, à  $20 \pm 3$  m d'altitude, daté par la méthode Io/U a révélé un âge de 118 000 ans  $\pm$  8 000 ans BP.

La vitesse moyenne de surrection calculée pour le sommet du platier semble très faible 1 à  $2 \cdot 10^{-4}$  m par an si l'on admet pour cet âge un niveau de la mer proche de l'actuel ou légèrement supérieur (VEEH and CHAPPEL, 1970). Si l'on déduit de cette surrection les mouvements relativement rapides de l'Holocène la vitesse de surrection anté-holocène (avant 12 000 ans BP) est encore nettement plus faible.

(1) Pour la méthode de datation au  $C^{14}$  une contamination de 2 % en  $C^{14}$  récent suffit pour qu'un échantillon normalement mort radiogéniquement indique un âge apparent de 30 000 BP (MÖRNER, 1971). Nous tenterons donc de recouper ces mesures par des mesures d'âge par la méthode de l'Ionium-Uranium pour lever le doute sur la réalité de l'âge mesuré de ces niveaux.

Dans la région de Yaté dans la partie Sud-Est de la Nouvelle Calédonie, un platier récifal ancien atteint 10 m d'altitude; son âge, peut être comparable à celui du platier daté de l'île des Pins, reste inconnu.

### c *Mouvements verticaux des îles Loyauté*

L'archipel des Loyauté est une succession d'atolls coralliens soulevés, d'altitude décroissante du Sud-Est au Nord-Ouest.

Les données pétrographiques dont nous disposons actuellement sur la chaîne volcanique des îles Loyauté proviennent uniquement d'échantillons récoltés dans l'île Maré. La présence de basaltes à olivine (volcanisme de type océanique) et de gabbros à olivine très comparables à ceux connus aux Nouvelles-Hébrides et en Nouvelle Calédonie a été reconnue sur l'île.

Un échantillon de basalte de Rawa (Maré) a fourni une mesure d'âge radiométrique de  $29 \pm 4$  millions d'années (CHEVALIER, 1968). Sur les basaltes reposent par place des tufs volcaniques renfermant des rognons de calcaires organogènes dont la microfaune (2) a donné pour âge probable l'Aquitanienn. Les tufs sont recouverts de formation coralliennes qui forment aujourd'hui à Maré, Lifou et Ouvéa les atolls émergés.

La phase de subsidence génératrice des atolls coralliens des îles Loyauté reposant sur les roches volcaniques ou volcanoclastiques est donc post Aquitanienn (3).

Un mouvement de surrection cause ensuite l'émergence d'un certain nombre d'atolls; l'amplitude du mouvement diminue du Sud au Nord de l'arc: Maré atteint aujourd'hui 138 m d'altitude, Lifou 104 m; seule la partie Est du Lagon d'Ouvéa est surélevée et atteint 46 m d'altitude; les atolls de Beautemps, Beupré et de l'Astrolabe sont encore fonctionnels ou l'ont été dans un passé extrêmement récent (fig. 1: carte de situation).

La faune de Madréporaires recueillie au sommet de la couronne récifale de Maré par CHEVALIER (1968) a donné un âge pléistocène inférieur (4) et pourrait représenter le début de la surrection de l'atoll.

(2) ANGLADA R., FROGET C., MASSE J.P., *Communication orale*.

(3) Il n'est pas impossible qu'il y ait eu une phase de construction corallienne anté-Aquitanienn — avant même les dernières émissions volcaniques.

(4) L'auteur indique cependant qu'elle pourrait être plus récente.

Des mesures d'âge radiométriques de trois échantillons de coraux prélevés sur les plus basses des terrasses de l'île Maré entre 2,70 et 3,20 m d'altitude ont indiqué des âges correspondant à une période de haut niveau de la mer vers 30 000 ans BP (LAUNAY-RECY, 1972).

Il semble qu'un mouvement de surrection ait affecté la partie Sud-Est de l'arc des Loyauté dès le Pléistocène inférieur et ne soit poursuivi jusqu'à l'actuel tandis que la partie Nord (récifs immergés d'Ouvéa, atoll de Beaupré-Beaupré, récifs de l'Astrolabe) ne paraît que peu ou pas touchée.

La vitesse moyenne de surrection de l'île Maré depuis approximativement deux millions d'années est de l'ordre de  $7 \cdot 10^{-5}$  m par an, alors que les mouvements rapides mais limités dans le temps mis en évidence à l'Holocène ont une vitesse de l'ordre de 0,5 à  $2 \cdot 10^{-3}$  m.

La présence sur les îles Loyauté de terrasses récifales étendues à différentes altitudes pourrait s'interpréter par des arrêts du mouvement tectonique (1) pendant une période de niveau de la mer stable. En l'absence de datations précises, des corrélations éventuelles entre les terrasses des différentes îles n'ont pu être établies.

## II. — DISCUSSION DES DONNÉES SUR LES MOUVEMENTS TECTONIQUES VERTICAUX POST-OLIGOCÈNE DES ARCS NOUVELLE CALÉDONIE ET ÎLES LOYAUTÉ ET PRÉSENTATION DES HYPOTHÈSES SUR LA GENÈSE DE CES MOUVEMENTS

Nous envisagerons uniquement les mouvements de surrection pour lesquels nous avons plus de données que pour les phases de subsidence encore peu connues.

### *Phase II de surrection*

La Phase II qui a affecté la Nouvelle Calédonie proprement-dite et l'île des Pins porte la pénélaine arrasée pendant la Phase I jusqu'à une altitude maximale de 1 300-1 350 m pour certains témoins de la région de Kouakoué, l'altitude initiale de la péné-

plaine n'étant pas connue mais pouvant être estimée à quelques centaines de mètres. L'énorme quantité de matériau érodé (2) depuis le dépôt des péridotites laisserait penser que les phénomènes de compensation isostatique ont joué un rôle primordial dans la surrection.

Le soulèvement irrégulier dans l'espace, a notablement plus affecté le centre que les extrémités de l'île et donc que les côtes non à la suite d'un gauchissement comme l'avaient pensé DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) mais plus vraisemblablement par un système de compartiments et de failles (3); de plus le soulèvement a été irrégulier dans le temps (présence de niveaux de latéritisation sous la pénélaine marquant des arrêts prolongés de la surrection); enfin il y a un décalage dans le temps entre la pénélaination (phase I) et la surrection phase II (3). De telles observations sont en contradiction avec l'hypothèse d'une relation directe entre la décharge provoquée par l'érosion et la surrection (3).

Si cette décharge a pu jouer un rôle, sa liaison avec le phénomène de surrection est difficile à apprécier. De plus ce phénomène de surrection étalé sur 20 millions d'années environ est un phénomène assez lent pour que des réajustements de l'épaisseur de la croûte se soient produits; l'évolution d'un tel phénomène semble encore mal connu.

Nous présenterons au chapitre suivant les modèles simples permettant de quantifier certains paramètres.

### *Les mouvements quaternaires*

*a Mise en évidence d'un mouvement régional assimilable à un bombement de la lithosphère.*

La comparaison des amplitudes et des vitesses des mouvements de surrection des différents niveaux datés conduit à distinguer d'une part un mouvement de surrection régional lent affectant les Loyauté et l'île des Pins et sans doute la partie Sud de la Nouvelle Calédonie, d'autre part un mouvement positif rapide à l'Holocène moyen et supérieur affectant la Nouvelle Calédonie et dont l'amplitude varie

(1) Les variations eustatiques de forte amplitude ont certainement perturbé, surtout lors des débuts de la surrection, l'agencement des terrasses successives. L'ordre chronologique pourrait donc être différent de l'ordre altimétrique.

(2) Les effets actuels de l'érosion chimique sur péridotite sont estimés à environ  $89 \text{ t/km}^2$  ce qui correspond à l'érosion moyenne d'une tranche de 27 mm par millénaire. L'érosion mécanique est bien inférieure et est estimée à  $20 \text{ t/km}^2/\text{an}$  soit 11 mm par millénaire (BALTZER et TRESCASES, 1971).

(3) J.J. TRESCASES. Communication personnelle.

suivant les localités (1). Le mouvement lent peut être assimilé à une véritable onde épiorogénique positive dont les effets semblent se faire sentir dès le Pléistocène inférieur dans la partie Sud Est de l'archipel des Loyauté (la partie Nord Ouest semble jusqu'à maintenant n'avoir pas été affectée); plus tardivement le Sud Est de la Nouvelle Calédonie est aussi affecté alors que son prolongement Nord Ouest ne paraît pas touché. Dans la partie Sud de l'arc néo-calédonien l'amplitude du mouvement est nettement inférieure à celle de la partie Sud de l'archipel des Loyauté.

Si l'on considère la disposition des grands traits structuraux de la région (fig. 1) on peut imaginer que la migration et l'enfoncement de la plaque « australo-tasmanienne » sous la plaque océanique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides peut provoquer une flexure ou plutôt un bombement de la lithosphère avant son plongement (DUBOIS *et al.*, 1971); l'orientation de l'axe de ce bombement parallèle au plan de plongement de la lithosphère est différente de celle des arcs Nouvelle Calédonie et îles Loyauté. Au cours de la migration de la plaque, la région Nouvelle Calédonie — îles Loyauté aurait atteint progressivement au quaternaire la zone du bombement résultant de la flexure de la plaque, les zones les plus proches de l'axe étant les premières

affectées et celles dont la surrection est la plus importante.

b Mesures des pentes de quelques profils représentatifs de la déformation de la lithosphère.

(1) *Mesure des niveaux des atolls des Loyauté.* Dans l'hypothèse d'un bombement régional de la lithosphère, les îles Loyauté représentent des marqueurs de la composante verticale du mouvement de la plaque. Pour leur représentativité, on admet :

— Avant leur surrection les couronnes récifales des atolls étaient sensiblement à la même altitude (condition qui semble remplie si l'on considère les atolls fonctionnels actuels installés sur des chaînes volcaniques).

— Lors de l'émersion successive des atolls leur morphologie si elle a été modifiée l'a été de façon identique ce qui est d'ailleurs confirmé par l'observation sur le terrain.

Nous présentons dans le tableau I les pentes des différents segments d'un profil de direction 300-310° reliant les points d'altitude maximum des différentes îles. Ces points sont situés dans le secteur Sud-Est de chaque île ce qui indique une homogénéité morphologique.

TABLEAU I

Altitude maximale	Distance km	Pendage m/km
B.T.B.P. .... + 4 m	$\left. \begin{array}{l} -52,5 \text{ km} \\ -95 \text{ km} \\ -87,5 \text{ km} \end{array} \right\} \begin{array}{l} -147,5 \\ 182,5 \end{array}$	$\left. \begin{array}{l} -0,800 \\ -0,610 \\ -0,388 \end{array} \right\} \begin{array}{l} -0,677 \\ -0,504 \end{array}$
Ouvéa ..... + 46 m		
Lifou ..... +104 m		
Maré ..... +138 m		
		-0,570

On constate que la pente du profil passant par les sommets des atolls émergés (fig. 1) maximum entre Beautemps Beaupré et Ouvéa (0,8 m/km)

diminue progressivement vers le Sud (0,388 m/km pour le segment Lifou-Maré).

(2) *Mesure des niveaux au fond du bassin des Loyauté.* Le bassin à fond régulier (fig. 2) situé entre la Nouvelle Calédonie et les îles Loyauté est bien connu grâce aux levés bathymétriques (croisières Coriolis de mai 1966, novembre 1966, avril 1967, juin 1970) aux profils de sismique continu (croisières Kimbla

(1) Les traces d'un niveau plus ancien pouvant correspondre à la période de haut niveau de la mer 30-40 000 BP se rencontrent par endroits en Nouvelle Calédonie (cf. chapitre précédent).



MOUVEMENTS VERTICAUX LIÉS À LA TECTONIQUE DES PLAQUES EN NOUVELLE CALÉDONIE

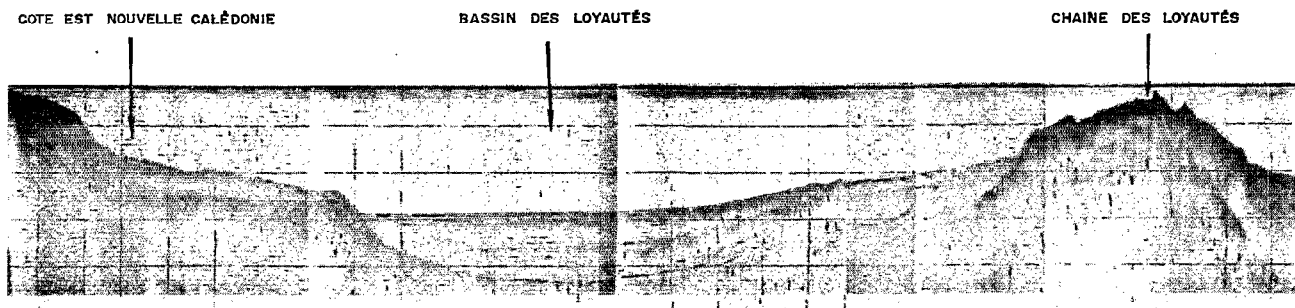


FIG. 2.

1971, Coriolis 1971) et de réfraction (croisière Nova : août 1967) qui y ont été réalisés.

On accepte les hypothèses suivantes :

(1°) le bassin des Loyauté est une structure relativement ancienne (fig. 2 : l'importance du remplissage) qui avait déjà atteint son équilibre il y a deux millions d'années ce qui se traduisait par un fond proche de l'horizontale dans la partie centrale du bassin.

(2°) Depuis deux millions d'années les pentes

créées par le bombement de la lithosphère de l'ordre de 1/1 000 n'ont pas altéré les conditions de sédimentation qui sont restées homogènes dans la partie centrale du bassin. La sédimentation n'a donc pas masqué les différences de niveau au fur et à mesure qu'elles s'accroissaient.

Dans le tableau II on a mesuré la pente du fond sur un certain nombre de profils et on a calculé par la méthode de BROOKS (1970) (annexe 2) la direction de la ligne de plus grande pente et la valeur du pendage (Tableau II et fig. 1).

TABEAU 2

Coordonnées S et E des extrémités des segments en degrés minutes	Profondeur (en m)	Dénivellé (en m)	Longueur du segment (km)	Azimut du segment (degrés)	Pente du segment (m/km)	Référence croisière
21°52,2 167°04,9      21°35,0 167°04,4	2 280 - 2 310	30	34,1	359	(1) 0,88	Coriolis Bathymétrie
22°29,0 168°15,0      21°39 167°20	2 090 - 2 200	110	130,8	314	0,84	Nova N <sup>1</sup> , N <sub>2</sub> réfraction
22°24,2 168°00,0      21°36,6 167°07	2 150 - 2 253,5	103,5	133	320	0,78	Kimbla air gun
21°52,2 167°16,8      21°35,4 167°11,9	(2 237 - 2 250)	(13)	31	344	(1) (0,42)	Coriolis Bathymétrie
21°05,0 166°28,8      21°16,2 166°16,1	2 387 - 2 415	28	29	225	0,96	Coriolis Bathymétrie
21°52,2 167°07,1      21°05,0 166°28,8	2 237 - 2 387	150	123	316	1,22	Coriolis Bathymétrie
Au point intersection des 2 profils précédents 21°05,0      166°27,5	par Méthode de Brooks (annexe)			263	1,55	

(1) Conséquence de l'imprécision sur les mesures, l'erreur relative sur les segments courts peut être assez importante.

On remarque que la pente du fond suivant l'azimut 314- à 320°, direction de l'alignement des îles Loyauté est moins accentuée pour les segments de profils de la partie Sud du bassin que ceux de la partie Nord, résultat en accord avec les observations faites précédemment sur les différents segments du profil passant par les sommets des îles Loyauté. Les valeurs de cette pente dans les différentes parties du bassin sont par contre un peu supérieures à celles des segments correspondant du profil des îles Loyauté. L'azimut de la ligne de plus grande pente calculé par la méthode de Brooks, 1970 (annexe 2) au centre du bassin est de 263° et la valeur du pendage pour cette direction 1,55 m/km; cet azimut 263° est sensiblement perpendiculaire à l'axe supposé de la flexure de la lithosphère, parallèle à la fosse des Nouvelles-Hébrides. Ces résultats confirment la réalité de l'hypothèse énoncée au chapitre précédent.

### III. — ETUDE DES DIFFÉRENTS MÉCANISMES AYANT PU AVOIR UNE INFLUENCE DANS UN MOUVEMENT VERTICAL

#### *Rappel de quelques définitions*

On entend par lithosphère l'ensemble manteau supérieur écorce formant une unité rigide reposant sur l'asthénosphère « visqueuse » (1). On se place dans l'optique de la tectonique des plaques et sans revenir sur les observations et considérations relatives aux mouvements des plaques, on a calculé tous les paramètres physiques accessibles concernant la région Nouvelle Calédonie - îles Loyauté. Les propagations des ondes de volumes et des ondes de surface (DUBOIS, 1969, 1971) dans cette région nous donnent les paramètres physiques de la lithosphère (rigidité, module de Young, coefficient de Poisson) et son épaisseur  $60 \pm 5$  km. A partir de ces paramètres on peut calculer la rigidité en flexion qui intervient dans les équations des problèmes de

(1) La distinction croûte manteau était basée sur des critères sismologiques : la discontinuité des vitesses des ondes  $P$  et  $S$  de part et d'autre de Moho. On préfère en géodynamique distinguer la lithosphère de l'asthénosphère par des critères de rigidité des milieux physiques. Ainsi la lithosphère comprend l'écorce et la partie rigide du manteau supérieur (soit une épaisseur totale de 50 à 120 km) alors que l'asthénosphère est la partie relativement visqueuse du manteau supérieur appelée aussi par les sismologues la couche à moindre vitesse des  $P$  et  $S$ .

flexure (pour les détails cf. annexe 3). Comme l'on raisonne sur une lithosphère homogène, que par la sismologie on met en évidence une discontinuité entre croûte et manteau rigide et que par ailleurs les densités des milieux ne sont pas connues avec précision, on s'est placé dans un large intervalle d'indétermination pour calculer la rigidité en flexion qui est comprise entre  $\alpha = 100$  km et  $\alpha = 230$  km (cf. annexe 3). La densité des données dans l'étude de la flexure permettra de préciser cette valeur comme le font WALCOTT (1971) et HANKS (1971) pour des observations analogues.

On calculera d'abord quel est l'effet des surcharges et décharges sur les variations verticales ensuite l'effet de flexure associé au plongement de la plaque australo-tasmantienne sous l'arc des Nouvelles Hébrides.

#### *Surcharges et décharges*

On peut penser qu'une partie des mouvements verticaux observés sur les côtes peut être due soit à la décharge des parties émergées par érosion, soit à la compensation des variations eustatiques. Nous avons essayé de chiffrer l'amplitude de ces mouvements. Dans l'annexe 3 nous donnons le calcul pour cinq cas possibles de charge ou de décharge de la lithosphère qui conduisent tous à la résolution d'une équation différentielle du type :

$$\Gamma d^4\xi/dx^4 + A\xi + C = 0.$$

En coordonnées polaires on peut calculer l'enfoncement du point origine en intégrant successivement tous les effets des anneaux élémentaires où s'exerce la charge (voir annexe 3).

#### *a Soulèvement dû à l'érosion*

On part des mesures et hypothèses faites par BALTZER et TRESCASES (1971) qui proposent pour le massif de péridotites une érosion mécanique de 11 mm pour 1 000 ans (matériau de densité 1.8) et chimique de 27 mm pour 1 000 ans (matériau de densité 3.3). On a étendu ces données à toute l'île pour simplifier le calcul. La surrection induite par la décharge serait au centre de l'île 5,69 mm pour 1 000 ans soit 5,69 m pour 1 million d'années pour l'érosion d'une tranche de 38 m d'épaisseur ( $\alpha = 130$  km détail des calculs en annexe 3). La surrection est inférieure au 1/6 de l'épaisseur érodée.

Depuis 20 millions d'années date approximative de la pénélplanation de la Nouvelle Calédonie (Phase I)

et en négligeant les effets de la viscosité, la surrection induite au centre de l'île par la décharge n'aurait pas dépassé 114 m correspondant à l'érosion d'une tranche de matériau de 760 m d'épaisseur. Or la surrection durant la phase II a dû atteindre dans la partie centrale de l'île 1 000 m au moins ce qui impliquerait dans l'hypothèse de la décharge l'érosion d'une tranche de matériau de près de 9 000 m d'épaisseur et une vitesse d'érosion moyenne plus de huit fois supérieure à celle indiquée par BALTZER et TRESCASES. Dans l'état actuel des connaissances il semble difficile d'attribuer la surrection de la péninsule (phase II de l'évolution post alpine) au seul effet de la décharge. Un tel phénomène a une influence certaine mais elle ne peut être considérée comme prépondérante, l'érosion de 9 000 m de matériau en moyenne sur toute la Nouvelle Calédonie paraissant un chiffre énorme. Une telle conclusion renforce celle qui avait été émise précédemment au vu des seules observations géologiques (voir II.A).

#### b Effet de l'eustatisme

Dans une période récente, depuis 15 à 20 000 ans le niveau général des mers est monté de 100 m environ. Il en a résulté une surcharge générale des fonds océaniques donc de la lithosphère à l'exception des zones émergées : la Nouvelle Calédonie et les Iles Loyauté (cf. fig. 3a et 3b).

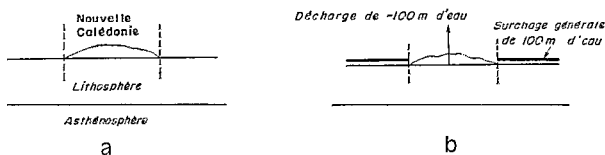


FIG. 3a

FIG. 3b

Tout se passe comme si une charge dirigée vers le haut était appliquée sur la lithosphère au niveau des zones restées émergées.

Le calcul (annexe 3) donne pour la Nouvelle Calédonie au centre de l'île une surrection de 4,7 m ( $\alpha = 130$  m) soit 1/20 de l'amplitude du mouvement du niveau marin. Pour l'île de Maré un calcul identique donne 0,52 m. Les variations eustatiques quaternaires positives et négatives peuvent être comparées à un mouvement oscillatoire. Elles ont sans doute induit sur la Nouvelle Calédonie une oscillation

de même période de sens contraire et d'amplitude très faible. Les variations eustatiques ne peuvent donc expliquer les mouvements de surrection rapides observés sur certains rivages de Nouvelle Calédonie à l'holocène moyen et supérieur.

#### c Effet de la surrection d'une île

Lorsqu'un volcan prend naissance (VENING MEINERZ, 1964, WALCOTT, 1971) ou qu'un atoll émerge pour une raison quelconque une surcharge apparaît qui se traduit par un enfoncement. On verra plus loin que l'effet de flexure peut permettre d'interpréter la surrection des îles Loyauté. Du fait de cette surrection une surcharge apparaît et entraîne un enfoncement. A première vue on pourrait interpréter la décroissance de la pente sur le segment Sud du profil des îles Loyauté par cet accroissement de la charge au cours du temps.

Le calcul (annexe 3) de l'enfoncement dû à la masse de Maré donne au centre de l'île des valeurs faibles : 1 m pour  $\alpha = 130$  km, 4,4 m pour  $\alpha = 60$  km et 0,6 m pour  $\alpha = 170$  km. De telles valeurs ne peuvent donc expliquer la décroissance de la pente des segments Sud par rapport aux segments Nord sur le profil des îles Loyauté.

Ainsi les mouvements verticaux observés dans la région Nouvelle Calédonie - îles Loyauté ne peuvent pas être interprétés en totalité par les effets de charge et de décharge par érosion, eustatisme ou surrection d'un relief. Toutefois, ces effets ne sont pas négligeables et peuvent atteindre 1/6 de l'effet perturbateur (cas de l'érosion).

Dans tous ces calculs on a négligé la viscosité de la lithosphère elle-même. Elle est négligeable à l'échelle de 10 000 ans mais elle devient appréciable au-delà de 1 million d'années. Les courbes de relaxation de NADAI (1963) donnent l'ordre de grandeur de cet effet, il ne modifie pas ou très peu (surrection de Maré) les valeurs trouvées par les calculs précédents.

#### Effets de flexure

Une interprétation des observations par effet de flexure de la lithosphère avant son plongement sous l'arc des Nouvelles Hébrides est beaucoup plus féconde.

Reprenons le schéma classique proposé par LLI-BOUTRY (1969) et HANKS (1971) : l'ordonnée du point milieu de la plaque dans le plan vertical perpendi-

TABLEAU 3

$\zeta/\zeta_0$	$\alpha = 100 \text{ km}$ $x \text{ km}$	$\alpha = 130 \text{ km}$ $x$	$\alpha = 140 \text{ km}$ $x$	$\alpha = 150 \text{ km}$ $x$	$\alpha = 160 \text{ km}$ $x$	$\alpha = 200 \text{ km}$ $x$
1	0	0	0	0	0	0
0		71				
-0,47336	$x_m$ 124	160	173	185	198	247
-0,47103	131	170	184	196	208	261
-0,46396	138	180	194	208	221	277
-0,45196	146	190	204	219	234	292
-0,43781	154	200	215	230	246	308
-0,42272	162	210	226	242	258	323
-0,40095	169	220	236	254	270	338
-0,37994	177	230	248	265	283	354
-0,35773	185	240	258	276	295	369
-0,33493	192	250	269	288	307	385
-0,31137	200	260	280	300	320	400
-0,28820	208	270	290	311	332	415
-0,26462	215	280	301	322	344	431
-0,24195	223	290	312	334	356	446
-0,21966	231	300	323	346	369	462
-0,17753	246	320	342	370	394	492
-0,13953	262	340	366	391	418	523
-0,10570	277	360	388	415	443	554
-0,08323	292	380	408	438	467	585
-0,05218	308	400	430	461	492	615
-0,009332	346	450	484	520	553	692
+0,012373	385	500	538	577	615	
+0,02683	423	550	592	634		
+0,01947	462	600	645			
+0,011418	500	650	700			

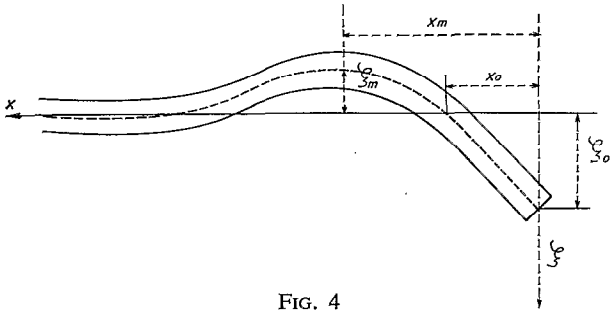


FIG. 4

$$\xi = \xi_0 \left( \cos ax - \frac{B}{\xi_0} \sin ax \right) e^{-ax} \quad a = 1/\alpha$$

$B$  et  $\xi_0$  sont liés par :

$$\operatorname{tg} ax_m = (\xi_0 + B)/(B - \xi_0)$$

et  $\sin ax_m \exp ax_m = 3/\sqrt{2} aH$  (LLIBOUTRY, 1969).

Dans le rappel sur les paramètres de la lithosphère (voir annexe 3) dans la région étudiée on a vu que le paramètre en flexion  $\alpha$  était vraisemblablement compris entre 100 et 200 km.

On a donc cherché à définir la forme de la plaque pour différentes valeurs de  $\alpha$ . Dans le tableau III on donne le rapport  $\xi/\xi_0$  en fonction de  $x$  distance à l'arc. On donne aussi  $x_0$  intersection avec le géoïde

culaire à l'axe de plongement est donnée en fonction de  $x$  distance à l'arc par l'équation :

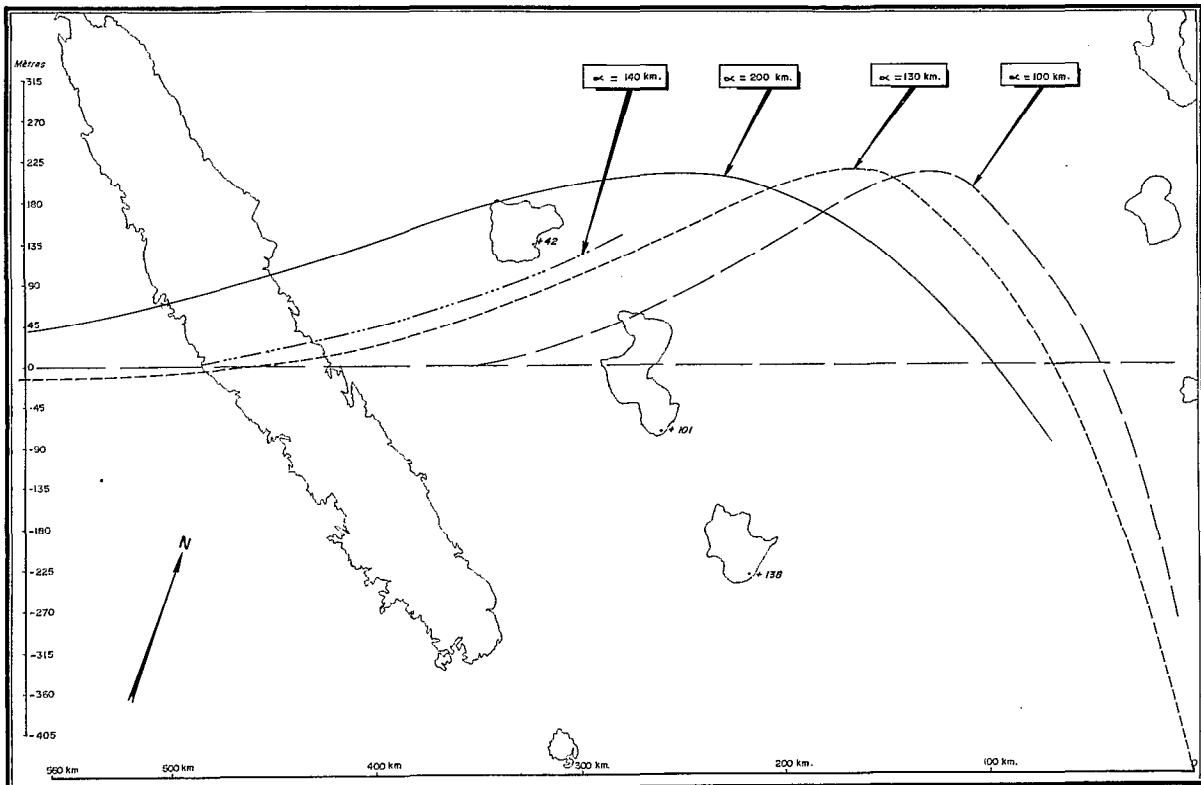


FIG. 5. — Trace de la lithosphère pour  $\alpha = 100, 130$  et  $200$  km. Dans le plan vertical perpendiculaire à l'axe de plongement.

La trace est rabattue sur la carte à la même échelle.

Pour une vitesse d'expansion de 5 cm par an.

Si l'on porte ensuite sur un même graphique (fig. 5) la trace de la lithosphère dans le plan perpendiculaire à l'axe de plongement et la carte à la même échelle on voit que la Nouvelle Calédonie, Ouvéa, Lifou et Maré sont à des niveaux différents le long de la pente lithosphérique. Cette trace est portée pour  $\alpha = 100, 130, 200$  km. Le maximum doit correspondre à l'axe de la fosse (zone d'ouverture du sommet de la lithosphère, LLIBOUTRY, 1969) ce qui éliminerait la courbe  $\alpha = 200$  km et conviendrait aux courbes  $\alpha = 100$  km,  $\alpha = 130$  km.

Pour préciser ce point on peut projeter sur les mêmes profils les différents niveaux observés le long des Loyauté depuis Beautemps Beaupré + 4 m jusqu'à Maré + 138 m et les courbes théoriques de flexure  $\xi/\xi_0$  en réduisant les échelles verticales pour que la corrélation soit possible. On observe (fig. 5) que l'allure du talus qui correspond le mieux

à l'allure du profil de surrection observé est celle où  $\alpha = 140$  km. Cette valeur du paramètre en flexion est par ailleurs acceptable compte tenu des paramètres connus de la lithosphère et des hypothèses faites.

Ainsi le modèle construit à partir d'une lithosphère plongeante sous l'arc des Nouvelles Hébrides, de rigidité en flexion  $\alpha = 140$  km, donne une excellente coïncidence avec les pendages observés sur les différences de niveau des îles Loyauté. De même en mer au fond du bassin des Loyauté la direction de pendage exact est  $263^\circ$  (méthode de BROCKS, annexe 2) qui correspond bien à la direction du pendage lithosphérique perpendiculaire à l'arc du plongement. Toutefois sa valeur de  $1,55$  m/km est un peu supérieure à celle que l'on observe sur les différences de niveau des îles (fig. 6) et se rapprocherait plutôt des courbes  $\alpha = 130$  km à

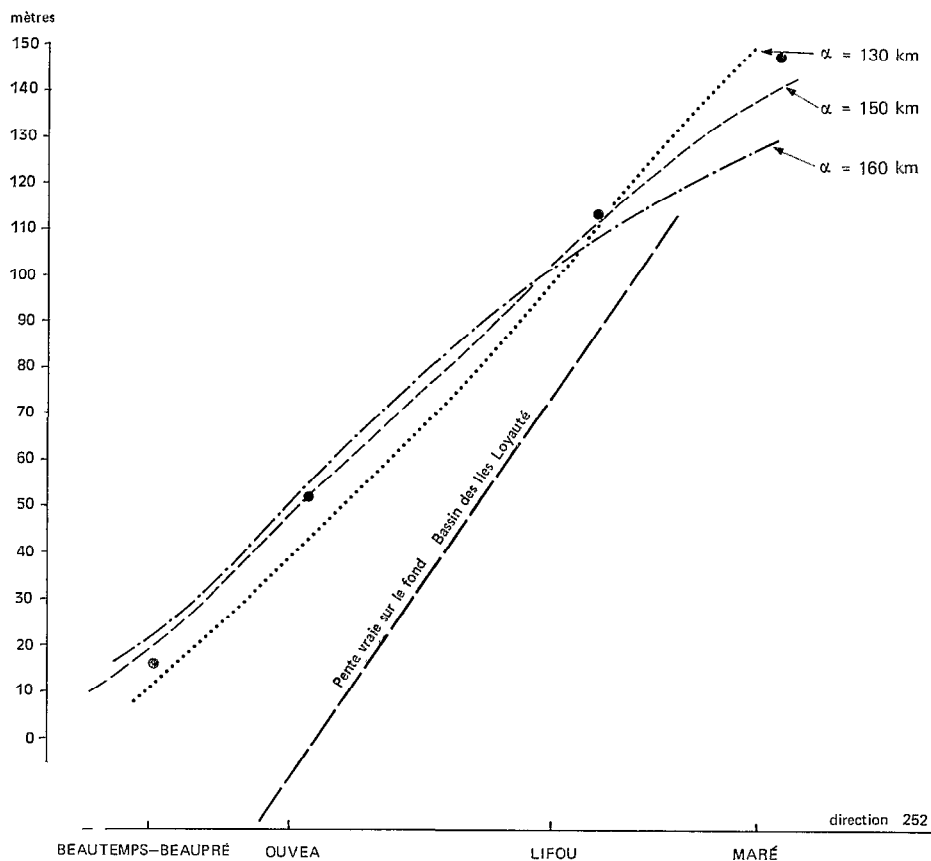


FIG. 6. — Profils des îles projetés sur la direction 252 (● . . . ●). Ajustement de la trace de flexure pour  $\alpha = 130, 150, 160$  km.

$\alpha = 100$  km. Notons que ce calcul est beaucoup moins précis que celui relatif aux différences de niveau à terre : imprécision sur la bathymétrie et sur la position des extrémités des profils ; (des valeurs mesurées de  $\xi$  on déduit  $\xi_0$  et  $\xi_m$  492 et 232 m).

A ces arguments de caractères géométriques s'ajoutent des arguments « cinématiques ». Le mouvement relatif de la plaque australo-tasmanienne par rapport à celle du plateau Fidjien a été étudié dans le cadre des mouvements relatifs autour du pôle instantané de rotation  $52^{\circ}2$  S,  $169^{\circ}$  E (LE PICHON, 1968) avec une vitesse angulaire de  $12,3 \cdot 10^{-7}$  degré par an. LE PICHON calcule une vitesse de 7 cm par an pour les Nouvelles Hébrides entre  $12^{\circ}$  S et  $17^{\circ}$  S. Dans la zone étudiée cette vitesse peut être inférieure à 5 à 6 cm par an.

Dans ces conditions (courbe  $\alpha = 140$  km) (fig. 5) l'île Maré était à l'altitude actuelle d'Ouvéa il y a 2,0 Ma (hypothèse 5 cm/an) ou 1,4 Ma (hypothèse 7 cm/an).

#### CONCLUSION

Après la dernière phase de surrection attribuée à l'orogénèse Alpine et caractérisée par la présence de mouvements tangentiels, on n'observe plus en Nouvelle Calédonie que des mouvements verticaux ; la formation des atolls des Loyauté au Miocène puis leur émergence et leur surélévation sont des manifestations de mouvements verticaux. Nous avons tenté au cours de cette étude de soumettre à des calculs théoriques certaines hypothèses proposées pour interpréter les causes de ces mouvements en nous attachant plus particulièrement aux mouvements positifs dont la reconnaissance était plus avancée.

La Nouvelle Calédonie a été affectée au moins dès le Miocène par une érosion mécanique et chimique qui s'est traduite par l'abrasion des reliefs et l'édification d'une pénéplaine. Cette phase I a été suivie d'une phase de surrection irrégulière accompagnée d'une tectonique cassante, la phase II, au cours de laquelle certains compartiments notamment dans la partie centrale de l'île, ont subi un rehaussement d'un millier de mètres environ, à une vitesse moyenne annuelle calculée de  $7 \cdot 10^{-5}$  m/an. Dans l'hypothèse où l'effet de la décharge par l'érosion a représenté le moteur principal du mouvement, le décalage entre la pénépléation et le début du mouvement de surrection

ainsi que l'irrégularité du mouvement lui-même sont difficilement explicables. Les calculs effectués dans le cadre de cette étude montrent que cette hypothèse de la surrection par décharge aurait nécessité l'érosion d'une épaisseur de matériau de 9 000 m environ de même densité que les péridotites soit une vitesse moyenne d'érosion plus de huit fois supérieure à celle mesurée sur un bassin versant par BALTZER et TRESCASES (1971). La présence d'une telle masse de péridotites n'a encore été retenue par aucun auteur. Il apparaît donc, en l'état actuel des connaissances, que la décharge due à l'érosion ne semble pas être la cause majeure de la surrection de la pénéplaine néo-calédonienne. Il convient d'en rechercher l'explication dans un ou plusieurs phénomènes qui restent à découvrir.

L'étude des mouvements verticaux du quaternaire à partir des formations marines émergées, atolls et plateaux surélevés, met en évidence l'existence d'une véritable onde épirogénique qui affecte dès le début du quaternaire la partie Sud-Est des îles Loyauté (Maré) puis la partie centrale (Lifou, Ouvéa) et l'extrême Sud de la Nouvelle Calédonie. La surrection est d'autant plus marquée que le début du mouvement est plus ancien. Le Nord de la chaîne des Loyauté (Beautemps-Beaupré, récif de l'Astrolabe) et la majeure partie de la Nouvelle Calédonie ne sont pas touchés par cette onde. Son origine semble être due à la présence d'un bombement de la lithosphère de la plaque australo-tasmanienne avant son plongement sous la plaque océanique au niveau de l'arc insulaire des Nouvelles Hébrides. La direction de l'axe de ce bombement parallèle à celle de la fosse est différente de celle de la Nouvelle Calédonie et de l'alignement des îles Loyauté. Au cours du déplacement de la plaque, la partie Sud de la chaîne des Loyauté et de la Nouvelle Calédonie a atteint progressivement pendant le quaternaire la zone affectée par la flexure et le bombement de la lithosphère avant son plongement sous l'arc des Nouvelles Hébrides.

Les modèles de déformation de la lithosphère calculés à partir de ses paramètres connus (par la sismologie) sont en bon accord avec les observations, ceci étant envisagé sous un point de vue statique. Par ailleurs en se plaçant dans une optique dynamique on apporte des arguments supplémentaires à cette hypothèse. En effet pour une vitesse de déplacement horizontal de la plaque de 7 cm/an (LE PICHON, 1968) et un paramètre de flexion  $\alpha = 140$  km la vitesse moyenne de surrection calculée est de l'ordre de  $7 \cdot 10^{-5}$  m/an depuis 1,4 million d'années ce qui

est conforme à la vitesse estimée sur Maré d'après les observations géologiques : début de l'émergence au commencement du quaternaire (Maré était à l'altitude d'Ouvéa il y a 1,4 million d'années). De telles vitesses de surrection sont du même ordre que celles indiquées par FAURE (1971) pour des mouvements épirogéniques à grande période qui seraient induits par les déplacements horizontaux de la lithosphère sur les irrégularités du manteau supérieur. La disposition structurale particulière de la région Nouvelle Calédonie - Nouvelles-Hébrides caractérisée par le plongement de la « plaque continentale » sous la plaque océanique et la présence de chaînes en partie émergées en place sur la lithosphère plongeante à proximité de la zone de subduction permet de mettre en évidence la bonne coïncidence entre le schéma théorique du bombement et les faits observés. Une telle déformation de la lithosphère avant son plongement avait déjà été présentée comme hypothèse probable notamment par LLIBOUTRY (1969), HANKS (1970), mais n'avait jamais été observée sur les repères aussi précis que les atolls soulevés.

C'est ce mécanisme que nous considérerons comme facteur principal des mouvements verticaux quaternaires positifs de grande période observés en Nouvelle Calédonie et aux Iles Loyauté car nous avons aussi montré que les autres causes possibles, surcharge à la suite d'une surrection, décharge par érosion pendant deux millions d'années, effet de l'eustatisme, n'ont eu en comparaison que des effets négligeables.

ANNEXE 1

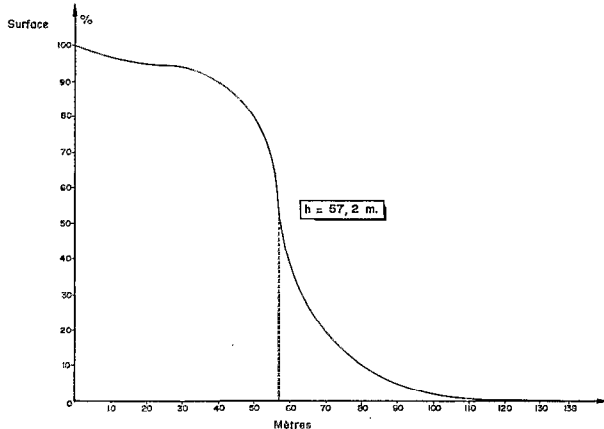


FIG. 7. — Courbe hypsométrique de Maré

Calcul de l'altitude moyenne de l'île Maré

Surface de l'île : 650 km<sup>2</sup>.

Altitude en mètres	% cumulé
120-130	0,1
100-120	2,3
80-100	10,6
60-80	39,7
40-60	91,7
20-40	95,6
0-20	99,9

Altitude moyenne de Maré : 57,2 m.

ANNEXE 2

Calcul du pendage et de sa direction dans le bassin des Loyauté (méthode de BROOKS, 1970)

L'intersection de deux profils permet de calculer le pendage du fond  $\alpha$ , au point d'intersection  $X$  à partir des pendages apparents  $\alpha'$  et  $\alpha''$  mesurés sur les enregistrements le long des trajets  $XW$  et  $XY$  et les valeurs des angles  $\beta'$  et  $\beta''$  que font ces trajets avec la direction du pendage (notations de BROOKS).

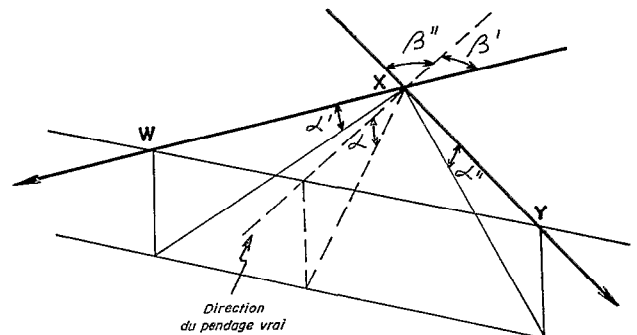


FIG. 8. — Pendages apparents suivant les intersections de deux profils. Extrait de BROOKS, 1970.



En effet  $\text{tg } \alpha' = \text{tg } \alpha \cos \beta'$   
 et  $\text{tg } \alpha'' = \text{tg } \alpha \cos \beta''$   
 si l'on pose

$$t = \text{tg } \alpha' / \text{tg } \alpha = \cos \beta' / \cos \beta''$$

$$\text{et } p = \cos(\beta' + \beta'') = \cos \widehat{W\alpha Y}.$$

Un calcul trigonométrique simple donne :

$$\cos \beta' = t [(1-p^2)/(1-2pt+t^2)]^{1/2}$$

$$\cos \beta'' = [(1-p^2)/(1-2pt+t^2)]^{1/2}$$

$$\text{et } \text{tg } \alpha = \text{tg } \alpha' / \cos \beta' = \text{tg } \alpha'' / \cos \beta''.$$

L'application à l'intersection des profils azimuts 316 et 225 donne :

$$\text{tg } \alpha = 0,00155 \quad \text{soit} \quad 1,55 \text{ m/km.}$$

### ANNEXE 3

#### Rappel sur la lithosphère

Dans ce chapitre on va raisonner sur les déformations de la plaque rigide que constitue la lithosphère reposant sur un milieu visqueux l'asthénosphère. (Les définitions de lithosphère asthénosphère sont celles qui ont été données par les sismologues et les tectoniciens à la suite des études sur la propagation des ondes sismiques dans le manteau supérieur et profond et également compte tenu des hypothèses sur la tectonique des plaques).

L'épaisseur de la lithosphère dans la région Nouvelle Calédonie-Iles Loyauté est égale à  $60 \pm 5$  km (ondes de Rayleigh et de volume) et la rigidité du manteau supérieur, mesurée sur les  $S_n$  et  $P_n$  (donc sous Moho) est élevée

$$\mu = 0,7 \cdot 10^{12} \text{ dynes/cm}^2$$

$$K = 1,17 \cdot 10^{12} \text{ dynes/cm}^2$$

$$\sigma = 0,256.$$

En admettant que l'ensemble possède la même rigidité (entre 0 et 60 km) ce qui est faux en toute rigueur pour l'écorce, on en déduit un module de

Young :  $E = 2\mu(1+\sigma)$ ,  $E = 1,735 \cdot 10^{12}$  dynes/cm<sup>2</sup>.  
 La rigidité en flexion de la plaque homogène d'épaisseur 60 km et de rigidité constante serait alors :

$$\Gamma = \frac{EH^3}{12(1-\sigma^2)} = 3,342 \cdot 10^{31} \text{ dynes/cm.}$$

Le paramètre en flexion  $\alpha$  est donné par :

$$\alpha^4 = \frac{4\Gamma}{(\rho_m - \rho_c)g}$$

on ne connaît ni  $\rho_m$  ni  $\rho_c$ . En prenant une différence de 0,3 g/cm<sup>3</sup> ou 0,5 g/cm<sup>3</sup> et  $H = 60$  km.  $\alpha$  prend les valeurs de 258 km et 231 km, pour  $H = 30$  km dans les mêmes conditions  $\alpha$  prend les valeurs 96 et 109. Compte tenu que l'ensemble des 60 km de lithosphère n'est pas homogène en rigidité sur toute son épaisseur on peut affirmer que  $\alpha < 250$  km. Dans l'étude qui suit on prendra différentes valeurs de  $\alpha$  comprises entre 100 et 230 km.

#### Effet d'une surcharge

L'équation différentielle donnant le déplacement vertical à l'équilibre après l'application d'une charge ponctuelle  $P$  est :

$$d^4\xi/dx^4 = P.$$

Plusieurs équations sont à envisager suivant la nature et les conditions d'application de la charge.

(1) Apparition d'un relief immergé (volcan sous-marin)

Le déplacement étant  $\xi$  on a sous la charge par unité des surfaces du fait de l'enfoncement dans l'asthénosphère une force opposée au poids  $\rho_m g \xi$ , la charge supplémentaire est  $(\rho_c - \rho_w) hg + \rho_c g \xi$ , l'équation d'équilibre sous la charge est :

$$\Gamma d^4\xi/dx^4 + (\rho_m - \rho_c) g \xi = (\rho_c - \rho_w) gh. \quad (1)$$

Remarquons que hors de la charge, elle est :

$$\Gamma d^4\xi/dx^4 + (\rho_m - \rho_w) g \xi = 0.$$

(2) Apparition d'un relief dans un bassin océanique avec émerision

$h_\omega$  épaisseur de l'eau,  
 $Z$  altitude du relief,

raisonnant toujours sur la surface unité, la charge supplémentaire est :

$$(\rho_c - \rho_\omega) h_\omega g + \rho_c Z g + \rho_c g \xi$$

et l'équation devient :

$$\Gamma d^4 \xi / dx^4 + (\rho_m - \rho_c) g \xi = (\rho_c - \rho_\omega) h_\omega g + \rho_c Z g. \quad (2)$$

Remarquons que hors de la charge on a toujours :

$$\Gamma d^4 \xi / dx^4 + (\rho_m - \rho_\omega) g \xi = 0.$$

(3) Baisse d'un niveau  $h$  (fig. 9)

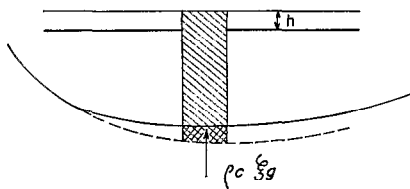


FIG. 9

Baisse d'un niveau de  $h$  cas de l'émerision d'un atoll (cas particulier du précédent).

La charge supplémentaire est :

$$(\rho_c - \rho_\omega) h g + \rho_c \xi g$$

$$\Gamma d^4 \xi / dx^4 + (\rho_m - \rho_c) g \xi = (\rho_c - \rho_\omega) g h. \quad (3)$$

(4) Remplissage d'un lac

La charge est :  $\rho_\omega h g$

$$\Gamma d^4 \xi / dx^4 + \rho_m g \xi = \rho_\omega h g \quad (4)$$

eustatisme idem cf. WALCOTT.

(5) Charge ou décharge solide

Problème identique au précédent la charge ou la décharge étant  $\rho_c h g$

$$\Gamma d^4 \xi / dx^4 + \rho_m g \xi = \rho_c h g. \quad (5)$$

Résolution des équations (1), (2), (3), (4) et (5)

La résolution de ces équations telle que la donne LLIBOUTRY (1972) consiste à considérer le cas de la charge ponctuelle pour trouver une fonction de GREEN du problème. En exprimant l'enfoncement  $\xi$  en fonction de la distance  $r$  à cette charge on se ramène à une équation de BESSEL de variable complexe dont la solution générale est :

$$d\xi = A_1 \text{ber} \left( \sqrt{2} \frac{r}{\alpha} \right) + A_2 \text{bei} \left( \sqrt{2} \frac{r}{\alpha} \right) + A_3 \text{Ker} \left( \sqrt{2} \frac{r}{\alpha} \right) + A_4 \text{Kei} \left( \sqrt{2} \frac{r}{\alpha} \right).$$

Dans le cas de l'équation (1) on trouve (LLIBOUTRY, 1972) :

$$d\xi = \frac{(\rho_c - \rho_\omega)}{(\rho_m - \rho_c) \pi \alpha^2} h dS \text{Kei} \left( \sqrt{2} \frac{r}{\alpha} \right)$$

où  $dS$  est l'aire infinitésimale d'application de la charge.

Si l'on prend l'origine des axes au point où on veut connaître  $\xi$  on appelle  $\bar{h}(r)$  la moyenne de  $h$  le long de la circonférence de rayon  $r$ .

En pratique on cherche  $d\xi$  pour la succession de cercles concentriques de rayons 0,5, 1, 1,5, 2, 2,5, 3... $n$  km. Compte tenu de la forme de la charge (bassin montagne, etc.) on a  $\bar{h}$  le long de chacun de cercles concentriques. Pour chaque cercle les tables de ANGOT (1961) donnent des valeurs de  $\text{Kei} \sqrt{2} \frac{r}{\alpha}$  d'où  $d\xi$ . Il suffit enfin de sommer les  $d\xi$  (tableau IV).

Calcul du  $d\xi$  (Nouvelle Calédonie et Maré)

Le même tableau permet de calculer l'effet de l'eustatisme et de la décharge en Nouvelle Calédonie (jusqu'au cercle  $r = 140$  km) et l'enfoncement relatif de Maré du fait de sa surrection lié au bombement (jusqu'au cercle  $r = 13$  km). Le maximum de flexure est au centre en supposant homogène toute l'île.

MOUVEMENTS VERTICAUX LIÉS À LA TECTONIQUE DES PLAQUES EN NOUVELLE CALÉDONIE

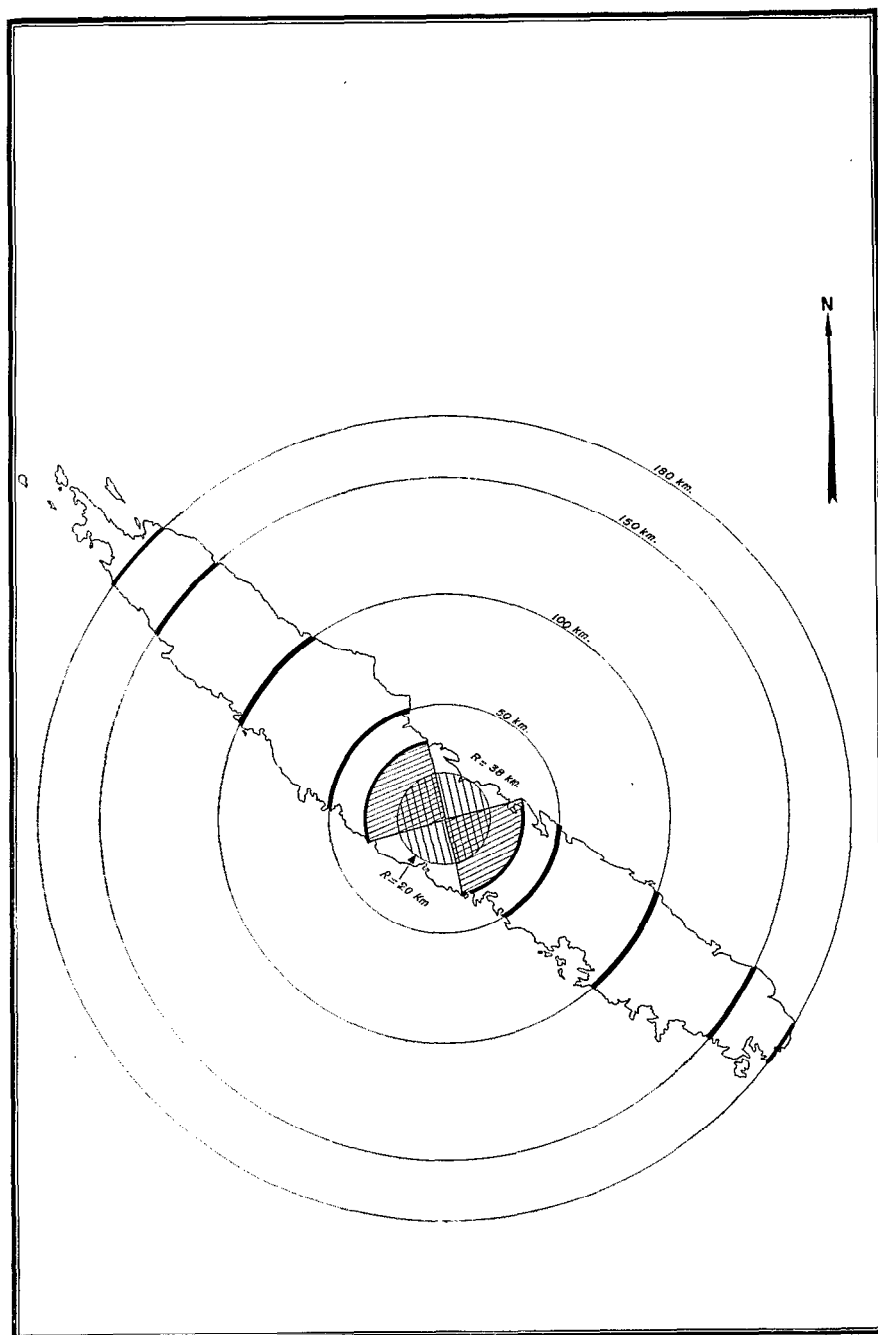


FIG. 10. — Schéma de l'application des charges au centre de la Nouvelle Calédonie. Effet de l'eustatisme ou de la décharge (Cf. tableau IV).

TABLEAU 4  
 Soulèvement N.C. du fait de l'eustatisme et décharge  
 Calcul sur un cercle de 20 km de rayon (fig. 10)

 $\alpha = 130$  km

0,1 km d'eau

Rayon	$\frac{\sqrt{2} r}{\alpha}$	$\text{Kei } \sqrt{2} \frac{r}{\alpha}$	$\frac{ds}{r}$	$\frac{h ds}{r}$	$\frac{h ds}{r} \text{ Kei}$
0 - 1		0,7850	1	0,100	0,07850
1 - 2		0,7841	3	0,300	0,23523
2 - 3		0,7831	5	0,500	0,39155
3 - 4		0,7822	7	0,700	0,54754
4 - 5		0,7812	9	0,900	0,70308
5 - 6		0,7803	11	1,100	0,85833
6 - 7		0,7794	13	1,300	1,01322
7 - 8		0,7784	15	1,500	1,16760
8 - 9		0,7776	17	1,700	1,32192
9 - 10		0,7764	19	1,900	1,47516
10 - 11		0,7743	21	2,100	1,62603
11 - 12		0,7722	23	2,300	1,77606
12 - 13		0,7701	25	2,500	1,92525
13 - 14	0,1468	0,7680	27	2,700	2,07360
14 - 15	0,1575	0,7661	29	2,900	2,22169
15 - 16	0,1682	0,7641	31	3,100	2,36871
16 - 17	0,1791	0,7621	33	3,300	2,51493
17 - 18	0,1900	0,7600	35	3,500	2,66000
18 - 19	0,2050	0,7569	37	3,700	2,80053
19 - 20	0,2115	0,7552	39	3,900	2,94528
					30,7042

## MOUVEMENTS VERTICAUX LIÉS À LA TECTONIQUE DES PLAQUES EN NOUVELLE CALÉDONIE

Rayon	$\frac{\sqrt{2} r}{\alpha}$	$-\text{Kei} \frac{\sqrt{2} r}{\alpha}$	$\frac{ds}{r}$	$\frac{h ds}{r}$	$\frac{h ds}{r} \text{Kei}$	Surface d'application du cercle	
20 - 26 23	0,2505	0,7456	184	18,4	13,71904	1 cercle entier	13,7190
26 - 50 38	0,413	0,6997	1 824	182,4	127,62528	0,5	63,8125
50 - 100 75	0,815	0,5610	7 500	750,0	420,75	$\frac{80}{360} = 0,222$	93,4065
100 - 180 140	1,522	0,325	22 400	2 240	728,00	$\frac{37}{400} = 0,0925$	67,34
						Report	30,7042
						Total = 268,822 $I\alpha^2 = 268,98 \times 3,4$ $d\xi = \frac{268,98}{16\,900} \frac{1}{3,4}$ $d\xi = 4,7 \text{ m}$	
			Eustatisme : effet au centre de la Nouvelle Calédonie pour 100 m d'eau				
			Décharge : effet au centre de la Nouvelle Calédonie pour une érosion de 38 m d'épaisseur			$269 \times \frac{11}{100} \times \frac{\rho_e}{\rho_m} \left(\frac{1,8}{3,4}\right) = 151,95$ $269 \times \frac{27}{100} \times \frac{3,3}{3,4} = 70,5$ $d\xi = \frac{15,95 + 70,5}{16\,900} = 0,00569 \text{ km}$ $d\xi = 5,69 \text{ m}$	

Manuscrit reçu au SCD le 5 janvier 1973

## BIBLIOGRAPHIE

- AVIAS (J.), 1949. — Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogenèse et autres dans les marais côtiers de Moindou et Canada. Nouvelle-Calédonie. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, pp. 277-280.
- AVIAS (J.), 1953. — Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique de la Nouvelle-Calédonie centrale. Thèse Fac. Sci. Nancy. *Sci. Terre*, n° 1-2, 276 p.
- AVIAS (J.), 1959. — Les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie et quelques uns de leurs problèmes. *Bull. Soc. Géol. Fr. Série 7*, n° 1, pp. 424-430.
- BALTZER (F.), 1970. — Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie sur des échantillons de tourbes à paléuviers - Interprétation néotectonique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 271, pp. 2251-2254.
- BALTZER (F.) et TRECASSES (J.-J.), 1971. — Erosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Géol. III*, n° 2, pp. 221-244.
- BLOOM (A.L.), 1969. — Holocene submergence in Micronesia. Commun. au colloque sur les rivages et plate-formes continentales au quaternaire, UNESCO, Paris, 6 p. *multigr.*
- BROOKS (M.), 1970. — Quelques formules trigonométriques pour l'interprétation des profils de sondage sismique continu. *Rev. Hydrogr. Intern.*, vol. XLVII, n° 2, pp. 67-75.
- CHEVALIER (J.-P.), 1968. — Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, vol. 1, n° 3. Editions de la fondation Singer Polignac.
- COUDRAY (J.), 1971. — Nouvelles données sur la nature et l'origine du complexe récifal côtier de la Nouvelle-Calédonie. *Quat. Research.*, vol. 1, n° 2.
- COUDRAY (J.), GONORD (H.), SAOS (J.-L.), 1972. — Sur quelques caractères structuraux récemment mis en évidence dans les formations miocènes du nord-ouest de la Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, t. 274, pp. 359-361.
- CURRAY (J.-R.), 1965. — Late quaternary history, continental shelves of the United States. The quaternary of the United States. Edit. By Wright and Fray (the INQUA volume) - Princeton, pp. 623-735.
- DAVIS (W.M.), 1925. — Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géogr.*, t. XXXIV, n° 191, pp. 244-269, 332-359, 423-441, 521-556, Paris.

- DUBOIS (J.), 1969. — Contribution à l'étude structurale du sud-ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides. *Ann. Géophys.*, 25, pp. 923-972.
- DUBOIS (J.), 1971. — Propagation of P waves and Rayleigh waves in Melanesia : Structural implications. *J. Geophys. Res.*, vol. 76, n° 29, pp. 7217-7240.
- FAURE (H.), ELOUARD (P.), 1967. — Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 265, pp. 784-787.
- FAURE (H.), 1971. — Relations dynamiques entre la croûte et le manteau d'après l'étude de l'évolution paléogéographique des bassins sédimentaires. *C.R. Acad. Sci. Paris, série D*, t. 272, pp. 3239-3242.
- GONORD (H.), 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. Sci. Paris, série D*, t. 270, pp. 584-587.
- GULLON (J.-H.), 1969. — Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du sud de la Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 1, n° 1, pp. 7-25.
- GULLON (J.-H.), ROUTHIER (P.), 1971. — Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, section IV, n° 2.
- HANKS (I.), 1971. — The kuril trench-Mokkaido rix system : Large shallow earth quakes and simple models of deformation. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 23, pp. 173-189.
- LAUNAY (J.), RECY (J.), 1970. — Nouvelles données sur une variation relative récente du niveau de la mer dans toute la région Nouvelle-Calédonie - Iles Loyauté. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 2159-2161.
- LAUNAY (J.), RECY (J.), 1972. — Variations relatives du niveau de la mer et néo-tectonique en Nouvelle-Calédonie au Pleistocène supérieur et à l'Holocène. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, vol. XIV, fasc. 1, pp. 47-65.
- LE PICHON (X.), 1968. — Sea floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, n° 12, pp. 1661-1697.
- LLIBOUTRY (L.), 1969. — Sea floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point. *J. Geophys. Res.*, vol. 74, pp. 6525-6540.
- LLIBOUTRY (L.), 1972. — Isostatic, propriétés rhéologiques du manteau supérieur dans traité de Géophysique édité par J. Coulomb et G. Robert, chap. 17, Masson, Paris, in press.
- MILLIMAN (J.D.), EMERY (K.O.), 1968. — Sea level during the past 35 000 years. *Sci.*, vol. 162, n° 3858, pp. 1121-1123.
- MÖRNER (N.A.), 1971. — The position of the ocean level during the interstadial at about 30 000 BP. A discussion for climatic glaciology point of view. *Canadian J. Earth Sci.*, vol. 8, n° 1.
- ORLOFF (O.), GONORD (H.), 1958. — Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental... *C.R. Acad. Sci. Paris, série D*, t. 267, pp. 5-8.
- 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. Fr.* (nouv. série), n° 67, 271 p.
- SHEPARD (F.P.), CURRAY (J.R.), 1967. — Carbon 14 determination of sea level changes in stable areas. *Progress in oceanography*, vol. 4, Pergamon Press, pp. 283-291.
- TRESCASES (J.-J.), 1969. — Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 1, n° 1, pp. 27-57.
- VEEH (H.H.), CHAPPEL (J.), 1970. — Astronomical theory of climatic change Support from New Guinea. *Sci.*, vol. 167, n° 3919, 6 Febr, pp. 362-365.
- WALCOTT (R.I.), 1970. — Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, vol. 75, n° 20, pp. 3941-3960.
- WIRTHMANN (V.A.), 1965. — Die reliefentwicklung von Neukaledonien. In « Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen ». Deutscher Geographentag Bochum. juin 1965, pp. 323-335.