

3

ORIGINE ET ÉVOLUTION DU BASSIN DES LOYAUTÉ ET DE SES BORDURES APRÈS LA MISE EN PLACE DE LA SÉRIE OPHIOLITIQUE DE NOUVELLE-CALÉDONIE

par Gilles BITOUN et Jacques RECY

GÉNÉRALITÉS

Les observations faites à terre, en Nouvelle-Calédonie, ne permettent d'appréhender qu'une partie des faits concernant la mise en place des péridotites puisqu'il apparaît établi que les péridotites sont le résultat d'un charriage en provenance du secteur NE et que les massifs s'enracinent au niveau de la côte orientale de l'île (cf. article 2 de ce chapitre). L'étude des structures sous-marines qui prolongent la Nouvelle-Calédonie ou bordent sa partie orientale s'est donc avérée indispensable. Une synthèse des données de bathymétrie, magnétisme, sismique réflexion, sismique réfraction et dragages dont le plan de situation est présenté figure XII-11, a été menée. Un tel travail revient en fait à étudier la structure et l'histoire géologique du bassin des Loyauté et de ses bordures (Fig. XII-12).

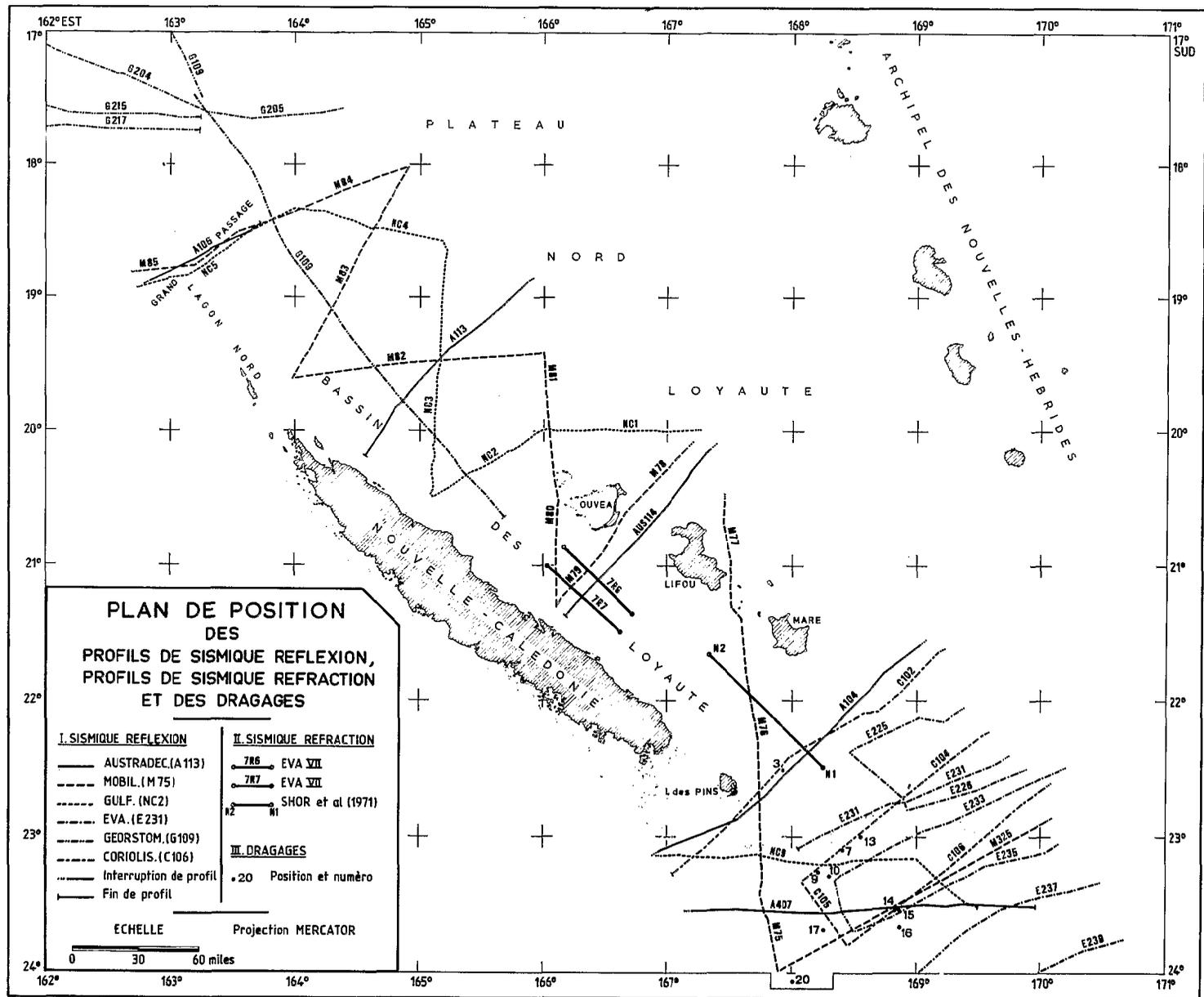


Fig. XII-11 - Localisation des profils utilisés.

Situation et morphologie générale

Le bassin sous-marin des Loyauté se présente comme une étroite cuvette longue d'environ 1300 km située entre deux rides en partie émergées, la ride de Norfolk, bâtie de la Nouvelle-Calédonie à l'ouest et la ride des Loyauté, d'où émergent les îles du même nom, à l'est (Fig. XII-12) ; cette cuvette apparaît limitée au nord par la Fracture d'Entrecasteaux et au sud par la Fracture de Cook ; elle semble être relayée vers le sud par un bassin nommé bassin de Norfolk qui se situe dans son prolongement ; l'appellation bassin des Loyauté sera donc réservée à l'unité comprise entre la Fracture d'Entrecasteaux et la Fracture de Cook.

Le bassin des Loyauté et les rides qui l'encadrent, présentent, du nord au sud, une succession de trois segments à peu près rectilignes dont les changements d'orientation apparaissent nettement marqués (Fig. XII-12). Le segment septentrional orienté NNW-SSE s'étend de la Fracture d'Entrecasteaux jusqu'à la pointe nord de la Nouvelle-Calédonie. Le second segment s'étend de la pointe nord de la Nouvelle-Calédonie jusqu'au sud de l'île des Pins au niveau de 23° S ; son orientation est NW-SE. Le troisième segment, limité au sud par la Fracture de Cook, s'allonge suivant une direction franchement N-S jusqu'à la Fracture de Cook.

Les différents segments se présentent comme des gouttières étroites dont la largeur ne dépasse pas 90 km au nord de 23° S ; la largeur du bassin augmente vers le sud pour atteindre 200 km vers la Fracture de Cook. Deux rétrécissements importants, réduisant de près de moitié la largeur du bassin, s'observent l'un au niveau du récif de l'Astrolabe (vers 20° S), l'autre au sud de l'île des Pins (vers 23° S) ; ils coïncident avec les changements de direction de l'axe du bassin et des rides adjacentes.

L'étude présentée portera plus particulièrement sur la partie du bassin située entre la Fracture d'Entrecasteaux et le sud de la Nouvelle-Calédonie au niveau de 23° S. La carte bathymétrique de cette partie du bassin des Loyauté et des régions voisines est présentée en deux coupures (H.V. XII-1 et H.V. XII-2) ; elle a été établie à partir d'une compilation des données originales disponibles et des documents cartographiques établis antérieurement tels les cartes bathymétriques de CHASE *et al.* (1968), MAMMERICKX *et al.* (1971), Equipe de Géologie-Géophysique (1971) et LAUNAY et RAVENNE (1974). Elle constitue donc pour la représentation du bassin des Loyauté et de ses bordures, le document le plus cohérent qui puisse être établi à partir des données modernes (navigation satellite) accessibles actuellement.

L'examen du profil longitudinal DEF (Fig. XII-12) permet les constatations suivantes :

- Le bassin présente trois segments à fonds à peu près plats ou en pente douce séparés par des ressauts à pente nettement plus accusée. Ces deux ressauts, situés l'un vers 20° S, l'autre vers 23° S, coïncident avec les changements d'orientation de l'axe du bassin et les rétrécissements de sa largeur évoqués précédemment.
- La profondeur du segment nord atteint 3500 m, celle du segment médian évolue de 2500 à 2000 m et celle du segment sud est d'environ 2500 m.
- Le profil longitudinal présente un bombement à grande longueur d'onde dont le sommet serait situé au niveau du seuil à 1500 m de profondeur vers 23° Sud.

Sur les profils transversaux (A,B,C, Fig. XII-12) le bassin apparaît comme une dépression à fond plat dont la profondeur est remarquablement constante sur des distances de 50 à 60 km. Cependant il existe des massifs sur le fond du bassin (coupe C, Fig. XII-12 et coupe C, Fig. XII-14).

La ride des Loyauté, qui constitue la bordure orientale du bassin, est formée dans sa partie septentrionale par deux chaînes encadrant un bassin central dont le fond est situé à la même profondeur que celui du bassin des Loyauté (coupe A, Fig. XII-12) alors qu'il est nettement surélevé plus au sud (coupe B, Fig. XII-12) ; dans sa partie méridionale la ride des Loyauté est constituée par une chaîne unique (coupe C, Fig. XII-12) dont l'importance, notamment pour les profondeurs inférieures à 1500 m (zone hachurée sur la carte de la figure XII-12), diminue vers le sud.

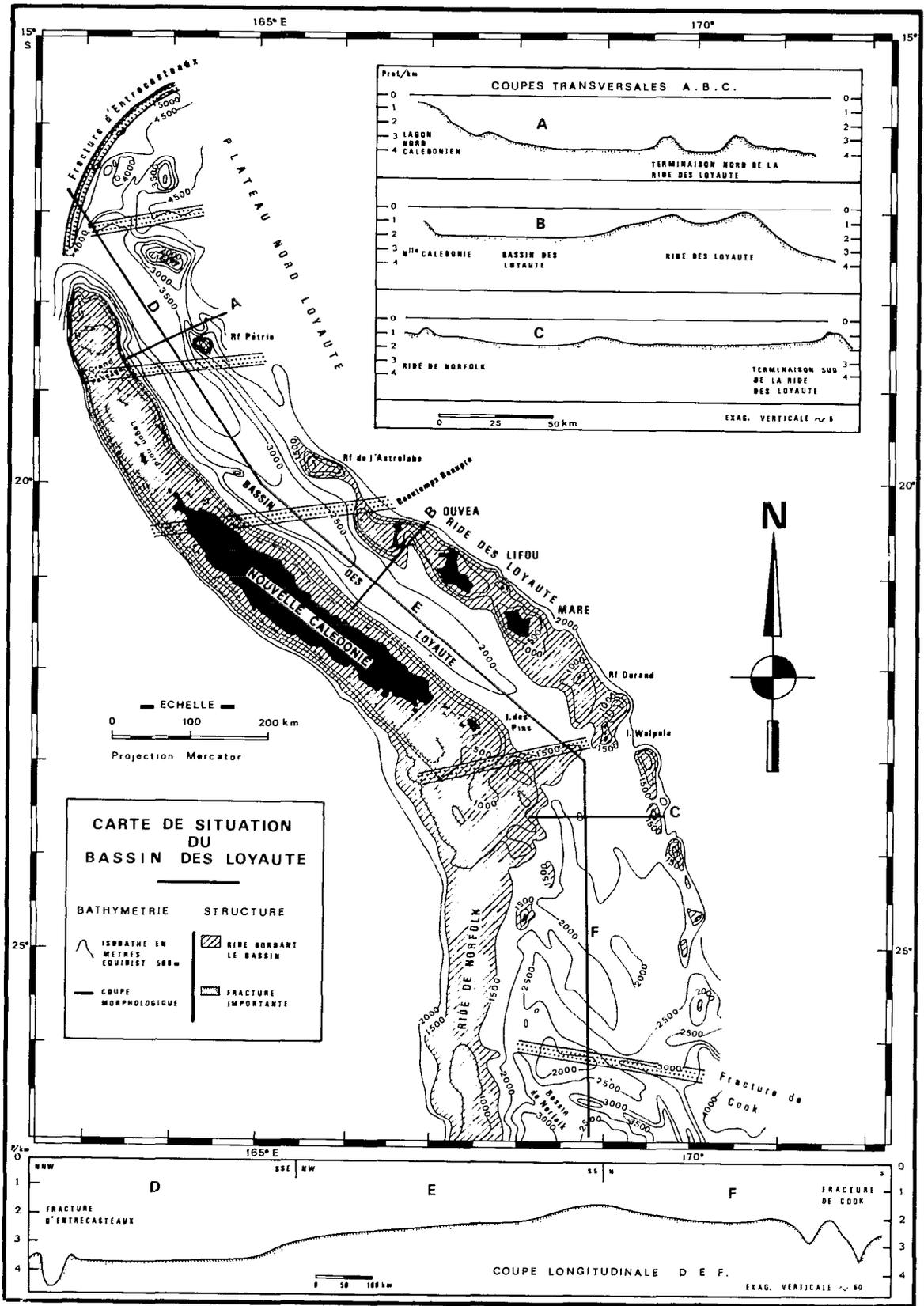


Fig. XII-12 - Carte de situation du bassin des Loyauté.

La bordure occidentale du bassin est constituée par la ride de Norfolk dont la Nouvelle-Calédonie représente la partie émergée ; au niveau de l'isobathe 1500 m, cette ride garde une largeur à peu près constante de son extrémité nord jusqu'à l'île des Pins ; plus au sud elle s'élargit notablement pour se rétrécir à nouveau vers 24° S. Le Grand Passage représente une passe profonde traversant le lagon nord de la Nouvelle-Calédonie et souligne la trace dans la morphologie d'une zone de fracture transverse.

Le bassin des Loyauté se présente donc comme une gouttière étroite dont les changements de direction s'effectuent au niveau de zones charnières très localisées ; ces zones, caractérisées par un rétrécissement de la largeur du bassin et par des ressauts à pente nettement accusée du profil longitudinal doivent correspondre à des fractures transversales majeures.

Influence des grands ensembles sur le champ magnétique terrestre

La carte des anomalies du champ magnétique terrestre (Fig. XII-13) a été établie à partir des enregistrements effectués en mer. La disposition des anomalies concorde avec les grands traits morphologiques de la région.

Une anomalie positive dont le maximum atteint 800 γ s'allonge le long du flanc NE de la chaîne des Loyauté ; sur le flanc SW le minimum de l'anomalie magnétique atteint — 500 γ . Ce système d'anomalie apparaît directement lié à la présence d'un substratum magnétique à faible profondeur sous la chaîne des Loyauté.

Les anomalies observées sur les prolongements sous-marins de la Nouvelle-Calédonie ont en général une faible amplitude et une grande longueur d'onde révélant un substratum magnétique de susceptibilité inférieure à celui de la chaîne des Loyauté et de profondeur supérieure. Une anomalie isolée de forte amplitude (— 1000 γ) et de courte longueur d'onde, résultant d'influences locales peu profondes, est située au sud de l'île des Pins.

Dans le bassin des Loyauté l'homogénéité du champ magnétique et la faible amplitude des anomalies caractérisent un substratum magnétique régulier d'autant plus profond que sa susceptibilité magnétique est forte. L'isomale — 200 γ a une forme incurvée dont la convexité est tangente à la chaîne des Loyauté ; au nord, elle se dirige franchement vers la Nouvelle-Calédonie et diverge donc nettement de la direction des grands traits morphologiques. C'est la seule anomalie d'extension importante dont la disposition n'est pas concordante avec la morphologie générale. La Fracture d'Entrecasteaux, qui constitue la limite nord du bassin, est soulignée par des anomalies dont la disposition est conforme à la morphologie. Vers le sud, les isomales 0 gamma qui épousent étroitement la morphologie du bassin central, se resserrent au niveau du seuil morphologique vers 24° S pour s'écarter à nouveau après le changement de direction de l'axe du bassin.

ÉTUDE STRUCTURALE DU BASSIN

Données de la sismique réflexion

Les profils de sismique réflexion réalisés dans le bassin des Loyauté (Fig. XII-11) montrent l'existence d'un remplissage sédimentaire d'épaisseur variable mais constamment constitué, sur tous les profils disponibles, de la Fracture d'Entrecasteaux à 24° S, par deux formations distinctes séparées par une discordance majeure soulignée par le réflecteur C (Fig. XII-14). On appellera formation I ou formation supérieure l'ensemble des couches disposées au-dessus du réflecteur C, et formation II ou formation inférieure les couches sédimentaires comprises entre ce réflecteur et le socle acoustique D.

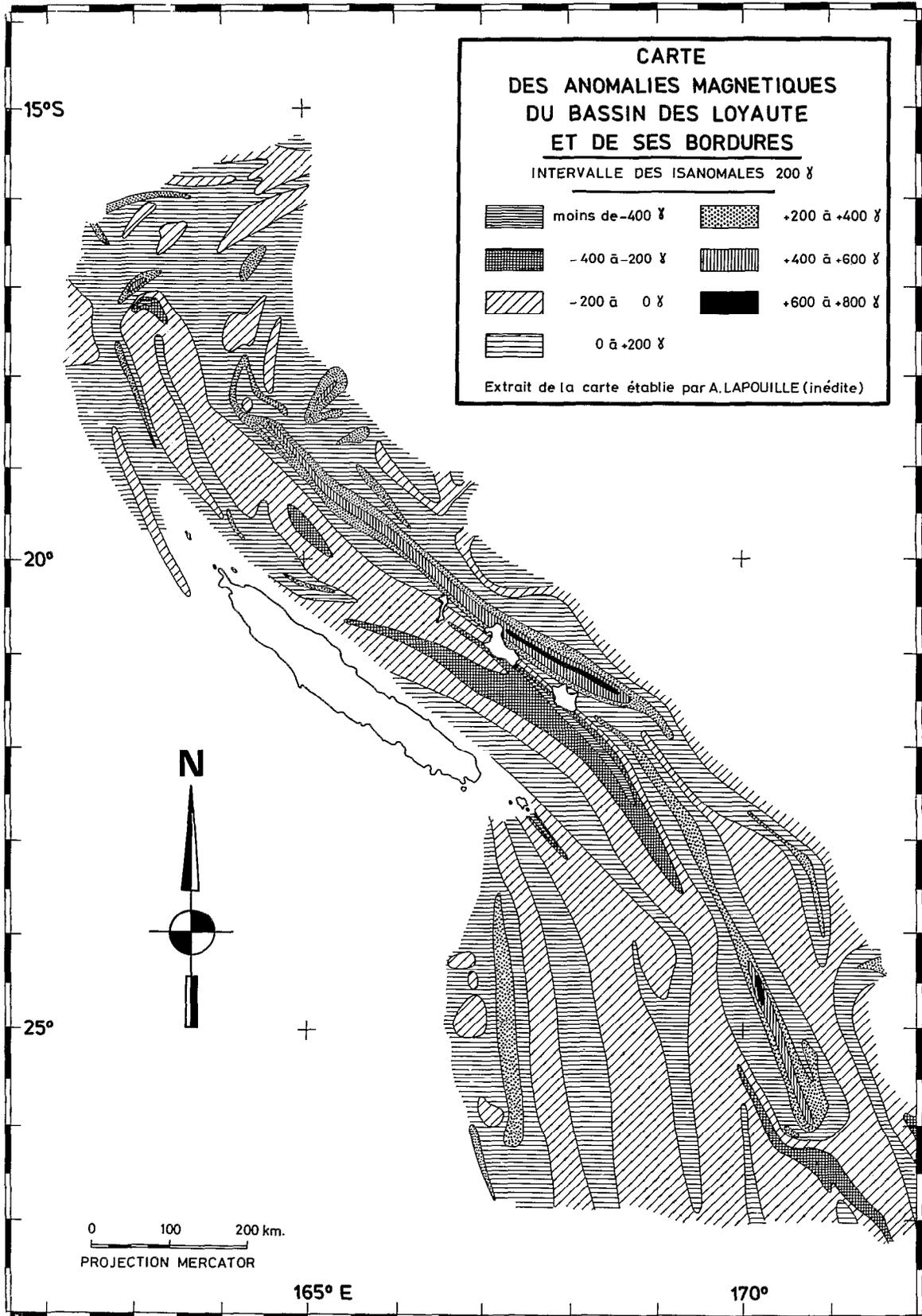


Fig. XII-13 - Carte des anomalies magnétiques du bassin des Loyauté.

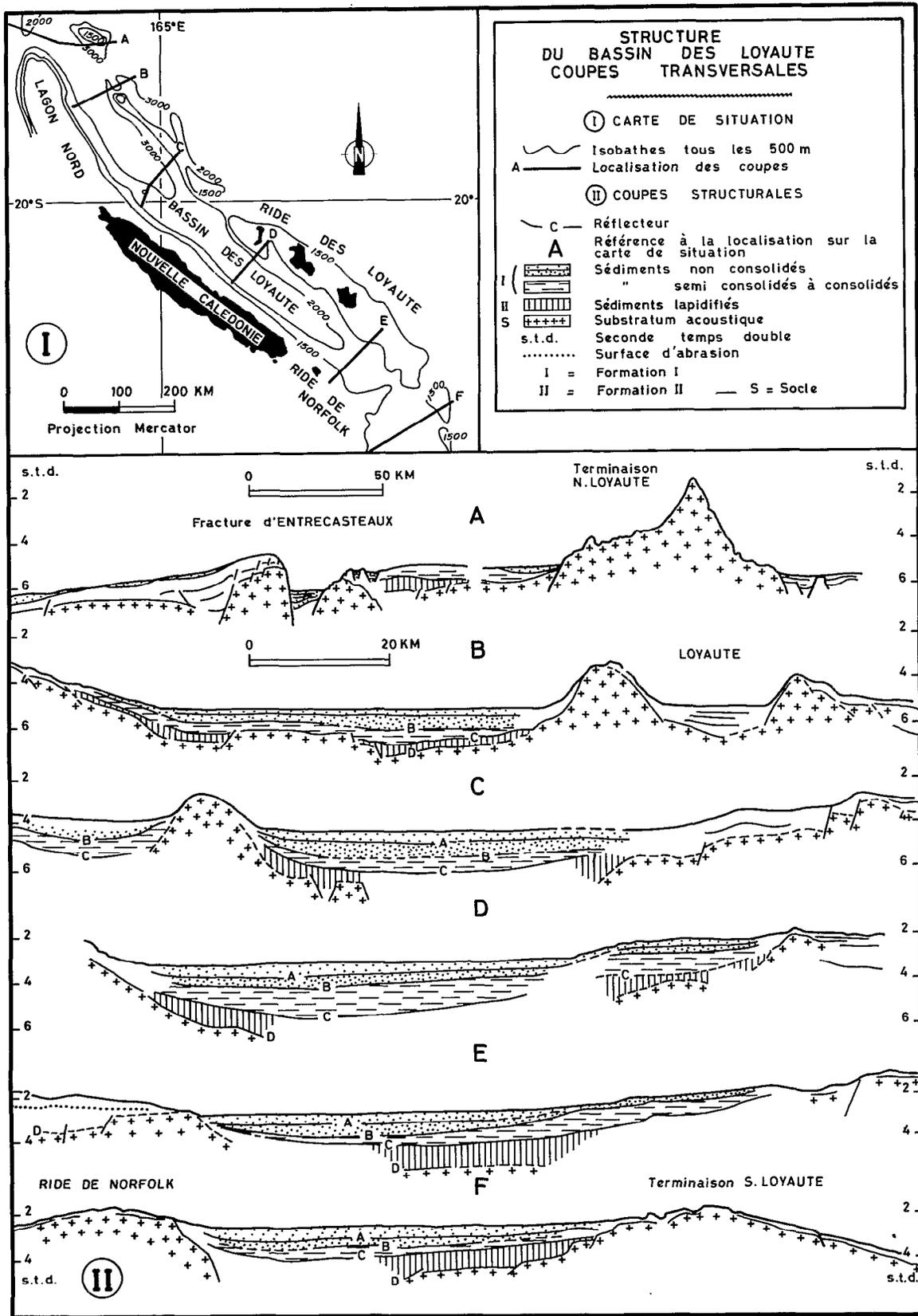


Fig. XII-14 - Structure du bassin des Loyauté - coupes transversales.

La formation I peut elle-même être subdivisée en trois formations d'épaisseur variable, plus ou moins discordantes les unes sur les autres et séparées par deux réflecteurs A et B nettement marqués sur tous les profils étudiés (Fig. XII-14). Deux exemples de coupe sismique illustrent les interprétations proposées. La première (Fig. XII-16) présente la coupe sismique 12 traces après traitement du profil AUS 114 situé au niveau de la partie médiane de la Nouvelle-Calédonie (profil D de la figure XII-14) ; la seconde (Fig. XII-18) présente une coupe monotrace du profil AUS 104 situé au sud de l'île des Pins (profil E de la figure XII-14).

Chacun des ensembles ou sous-ensembles précédemment décrits présente des couches régulièrement litées, plus ou moins incurvées et concordantes les unes avec les autres au sein de la même série. Sur les coupes de sismique réflexion où la pénétration est importante (Fig. XII-16), la base de la formation II semble constituée par une série peu épaisse de couches à peu près rectilignes, parallèles au substratum acoustique, dont la disposition apparaît différente de celle du reste de la formation II ; l'absence d'horizon particulier à la limite de ces séries a conduit à considérer cette formation, en première approximation, comme homogène.

La figure XII-15 présente une carte des isochrones du socle acoustique, établie à partir de tous les profils de sismique réflexion répertoriés entre la Fracture d'Entrecasteaux et le 24°S (Fig. XII-11). La profondeur du socle acoustique dépasse 6 secondes temps double (s.t.d.) dans la partie centrale du bassin.

Des remontées du socle acoustique séparent les différentes zones dans lesquelles la profondeur de ce socle est supérieure à 6 s.t.d. Ces remontées sont situées au niveau des ressauts bathymétriques correspondant aux changements de l'axe du bassin, évoqués dans la description morphologique (Fig. XII-12). La présence de seuils du socle acoustique (Fig. XII-15) renforce l'hypothèse que les différents segments observés dans la morphologie sont délimités par des zones de fracture transverses majeures. Une autre remontée importante se situe dans le prolongement du Grand Passage déjà interprété comme une zone de fracture (Fig. XII-11) au sein du segment septentrional du bassin. Au niveau de ces seuils le socle acoustique présente une structure en horst et graben (profils B et C, Fig. XII-14). Ces grandes zones de fracture dirigées ENE-WSW sont considérées comme asismiques. Cependant, 2 séismes de magnitude 3,5 et 3 ont été localisés récemment (1979) au sud de la Fracture Nord-Calédonie (Fig. XII-15). Ils sont significatifs de rejeux actuels mais considérés tout de même comme exceptionnels (2 séismes seulement en 5 ans à proximité de la zone considérée).

Les analyses de vitesse des enregistrements de sismique réflexion multitraces traités ne peuvent pas, étant donné la méthodologie utilisée et l'épaisseur des formations sédimentaires, fournir les caractéristiques de vitesse de transmission des ondes acoustiques de toutes les formations pénétrées, ce qui permettrait d'en calculer l'épaisseur réelle. De plus une indétermination majeure concerne le substratum acoustique (D) qui peut ne pas représenter le socle réel du bassin. Il faut donc faire appel à une technique donnant ces paramètres, en l'occurrence la sismique réfraction, pour pousser plus avant l'étude de la structure du bassin, et c'est une des raisons qui ont conduit à l'implantation de deux profils de sismique réfraction à l'explosif au niveau des profils de sismique réflexion AUS 114 et M 79 (Fig. XII-11).

Apport de la sismique réfraction et synthèse des données

Les résultats des deux profils de sismique réfraction 7 R6 et 7 R7 (Fig. XII-11) réalisés au cours de la croisière EVA 7 et l'analyse des correspondances entre les réflecteurs des trois profils de réfraction réalisés à ce jour dans le bassin (Fig. XII-11) et les réflecteurs des profils de sismique réflexion proches sont présentés dans l'article suivant (voir Chap. XII-4). Les interprétations exposées ci-après feront largement appel à ces données et les deux figures XII-16 et XII-18 sont reprises de ce même article.

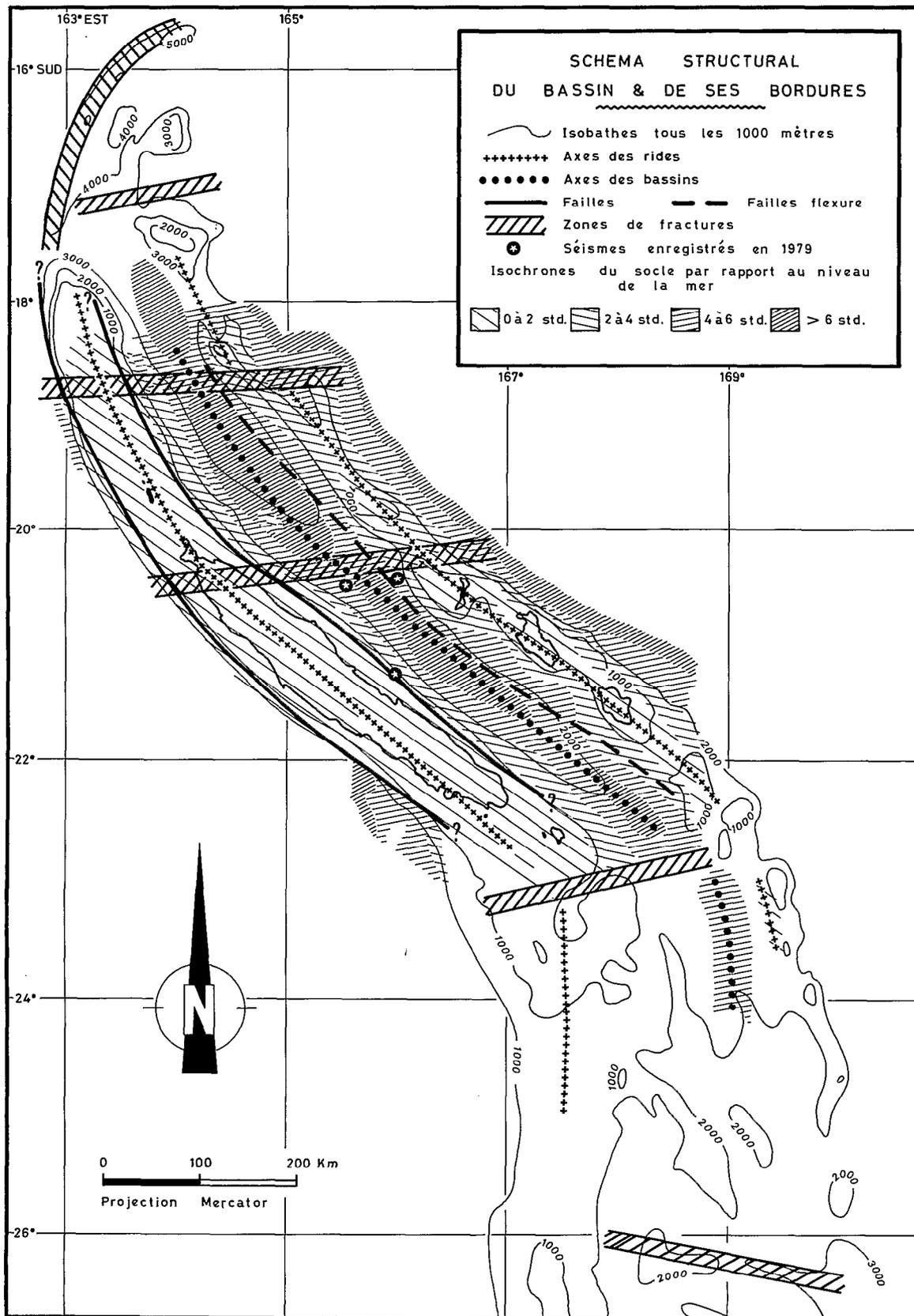


Fig. XII-15 - Schéma structural du bassin et de ses bordures.

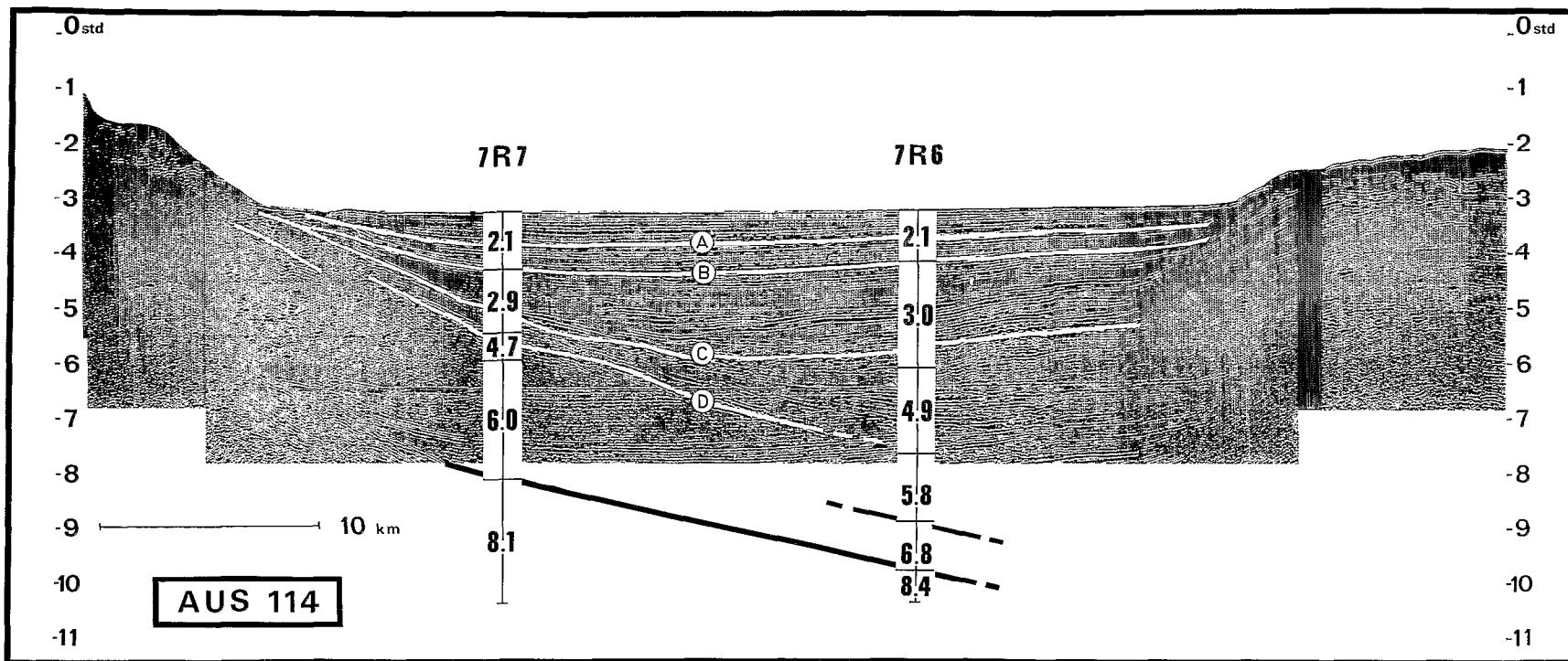


Fig. XII-16 - Enregistrement de sismique réflexion du profil AUS 114 et coupes de vitesse des profils de sismique réfraction perpendiculaires au profil. L'épaisseur des tranches de vitesse est calculée en s.t.d. et les chiffres à l'intérieur de chaque tranche indiquent la vitesse en km/s. Les principaux réflecteurs sont soulignés en blanc.

La figure XII-16 présente une superposition sur le profil de sismique réflexion AUS 114 de la coupe de vitesse obtenue sur les profils de sismique réfraction transversaux : la profondeur des réfracteurs est positionnée en secondes temps double en fonction des vitesses calculées ; les résultats des deux profils de sismique réfraction apparaissent homogènes et la correspondance entre les réfracteurs et les principaux réflecteurs évidente (cf. Chap.XII-4).

Sur la figure XII-16, la partie supérieure de la formation I, entre la surface du fond et le réflecteur B est caractérisée par des vitesses faibles (2,1 km/s) représentatives de sédiments non consolidés ; la partie inférieure de cette formation I, entre les réflecteurs B et C, présente des vitesses supérieures (2,9 à 3 km/s) correspondant à des sédiments semi-consolidés ou peut-être déjà consolidés. Le faciès en sismique réflexion de la formation II, située entre le substratum acoustique et le réflecteur C, est celui de formations sédimentaires ; cette formation semble donc devoir être assimilée à une formation sédimentaire à forte vitesse (4,7 à 4,9 km/s) constituée de sédiments lapidifiés voire métamorphisés. La vitesse de l'horizon D qui constitue le substratum acoustique des enregistrements de sismique réflexion est plus élevée que celles couramment observées dans les roches sédimentaires. A partir de l'horizon D la coupe de vitesse ressemble à celle d'une croûte océanique.

La figure XII-17 présente une coupe schématique du profil de sismique réflexion M 79 et une coupe synthétique des différentes formations dans laquelle les épaisseurs ont été calculées en kilomètres à partir des résultats de vitesse des profils de sismique réfraction. Le profil M 79 est pratiquement identique au profil AUS 114 mais présente l'avantage sur ce dernier d'être accompagné d'un enregistrement du champ magnétique. La partie supérieure de la formation I constituée de sédiments peu consolidés ne dépasse pas 1, 2 km d'épaisseur tandis que sa partie inférieure constituée de sédiments consolidés atteint près de 3 km. L'épaisseur de la formation II constituée de sédiments lapidifiés atteint près de 4 km. L'épaisseur cumulée des formations dépasse 8 km mais il faut noter que les maxima d'épaisseur de chaque formation ne coïncident pas (Fig. XII-16), c'est-à-dire que les centres de dépôts se sont déplacés au cours du temps.

La figure XII-18 montre que le remplissage sédimentaire présente au niveau du profil AUS 104 des caractères différents de ceux précédemment exposés. La formation I entre la surface du fond et l'horizon C apparaît constituée par des sédiments non consolidés à vitesse moyenne faible (2,15 km/s). La formation II, entre les réflecteurs C et D, se subdivise en deux ensembles présentant des vitesses nettement différenciées alors même qu'aucun horizon particulier n'est observable, sur l'enregistrement de sismique réflexion, au niveau de la séparation entre ces deux ensembles. L'ensemble supérieur (vitesse 3,48 km/s) peut correspondre à des sédiments consolidés voire lapidifiés ou en voie de l'être ; l'ensemble inférieur (vitesse 5,16 km/s) est constitué de roches régulièrement litées, certainement sédimentaires, complètement lapidifiées voire métamorphisées. L'épaisseur maximale de la formation I ne dépasse pas 1,3 km alors que celle de l'ensemble de la formation II atteint toujours 4 km environ. Sous le réflecteur D la coupe de vitesse est celle d'une croûte océanique.

La comparaison des résultats et observations précédemment exposés sur les profils de sismique réflexion et réfraction ne conduit pas à des correspondances évidentes. Sur le profil AUS 114 (Fig. XII-16) le réflecteur B correspond à une discontinuité marquée des caractères de vitesse des couches de la formation I alors qu'au niveau du profil AUS 104 (Fig. XII-18) la formation I, moins épaisse, apparaît homogène sur le plan des caractères de vitesse. La formation II homogène du point de vue des caractères de vitesse sur le profil nord (AUS 114) est constituée de deux couches à vitesses nettement différentes sur le profil sud (AUS 104) sans qu'un réflecteur particulier apparaisse sur les enregistrements de sismique réflexion.

De telles observations posent le problème de la signification des réflecteurs A,B,C, observés sur tous les enregistrements de sismique réflexion réalisés dans le bassin ; ces réflecteurs constituent des horizons délimitant des ensembles ou sous-ensembles plus ou moins discordants les uns par rapport aux autres. Ces horizons A,B,C soulignent donc l'existence d'évènements qui se sont traduits, dans tout le bassin, par des modifications du mode de remplissage ; ils peuvent, de ce fait, être respectivement considérés comme pratiquement synchrones sur tous les profils où ils sont observés bien que leurs caractéristiques de vitesse, données par la sismique réfraction, puissent varier en fonction du faciès et de l'épaisseur des formations.

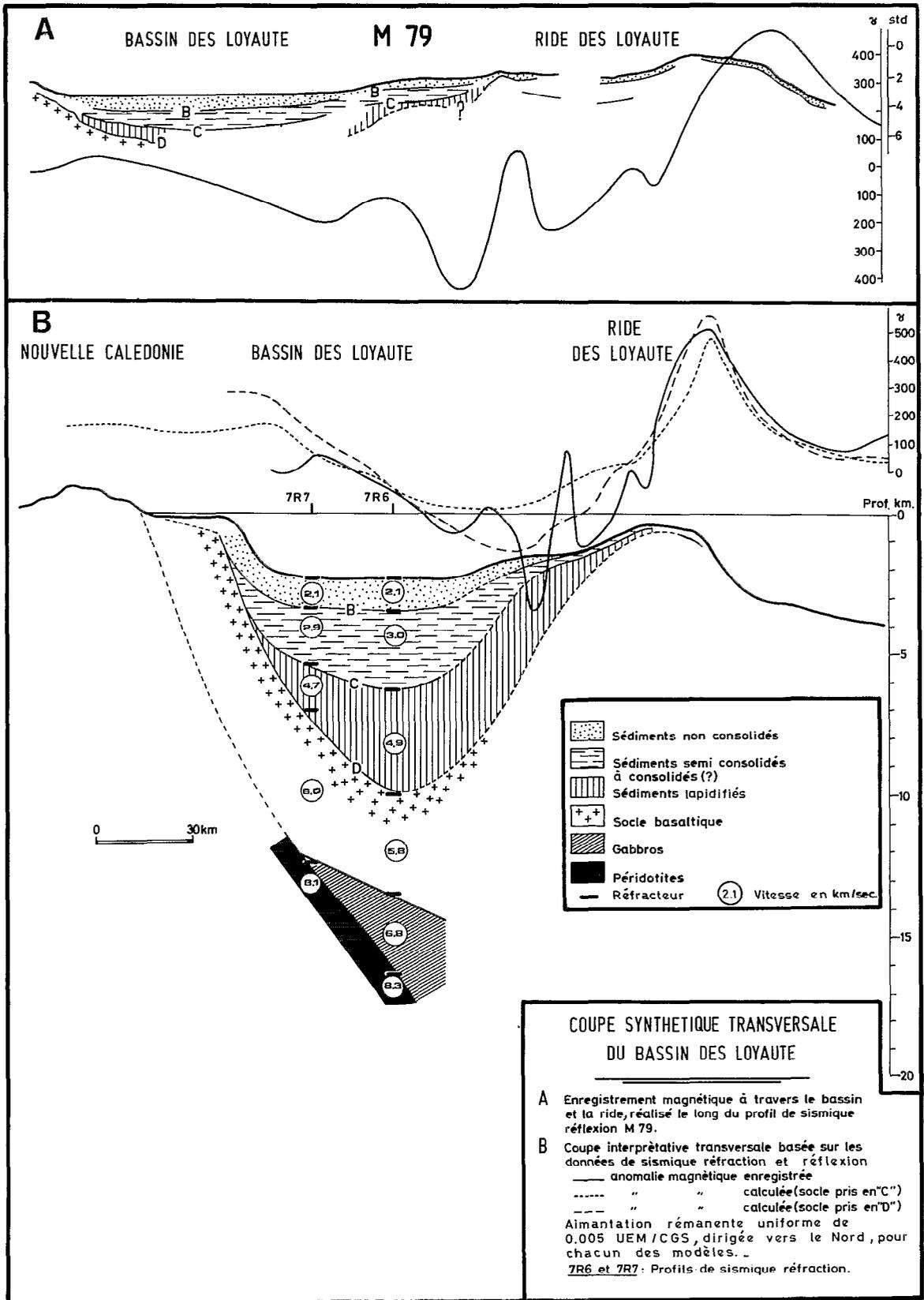


Fig. XII-17 - Coupe synthétique transversale du bassin des Loyauté.

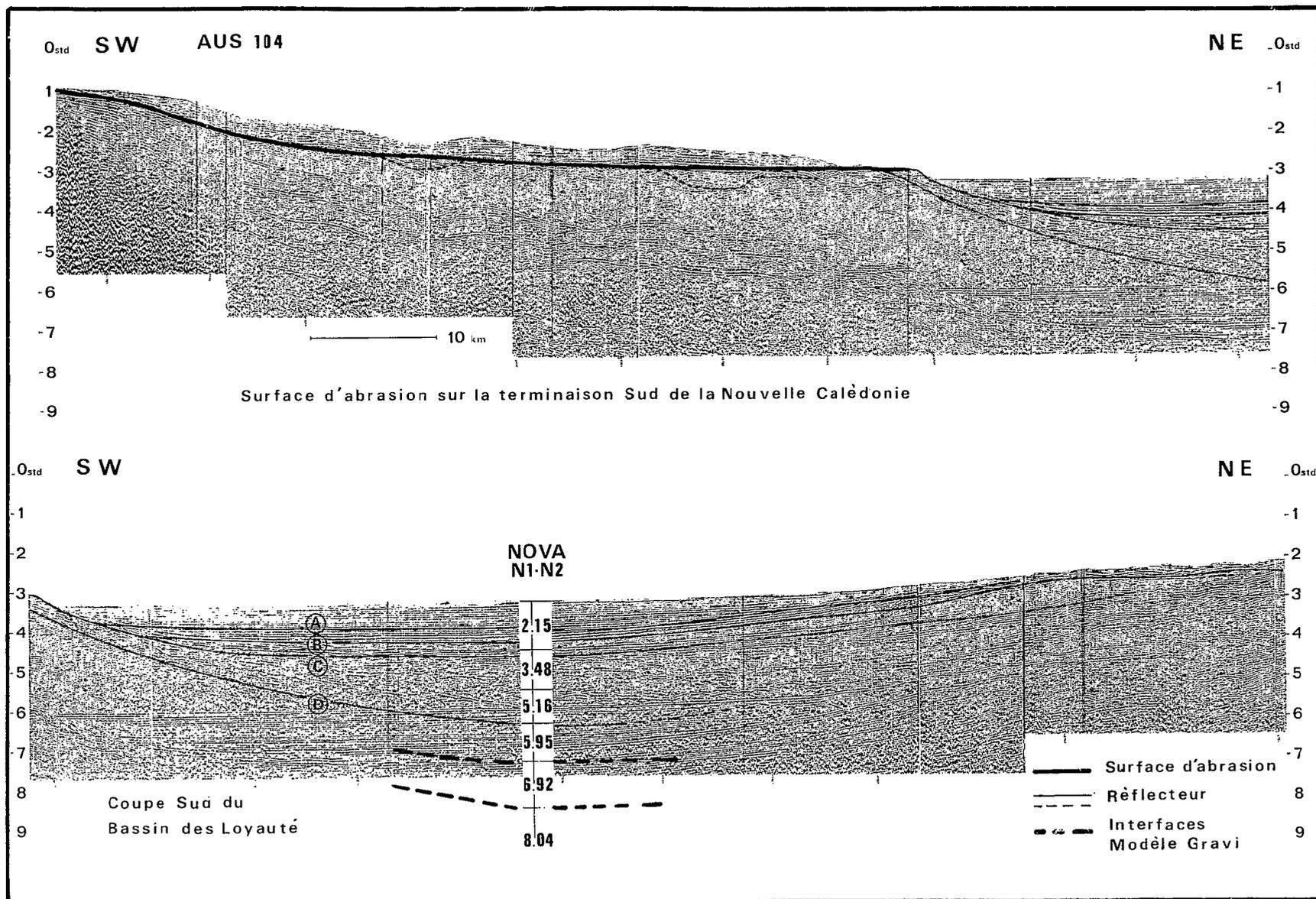


Fig. XII-18 - Enregistrement de sismique réflexion AUS 104 et coupe de vitesse du profil de sismique réfraction perpendiculaire. L'épaisseur des tranches de vitesse est calculée en s.t.d. et le chiffre à l'intérieur de chaque tranche indique la vitesse en km/s. Les principaux réflecteurs sont soulignés en noir.

La correspondance entre le réflecteur D, substratum acoustique des enregistrements de sismique réflexion, et le réflecteur situé au sommet d'une couche à vitesse 5,8 à 6 km/s, socle du remplissage du bassin, est bonne sur les profils disponibles. Une telle vitesse exclut pratiquement une nature sédimentaire du socle.

L'analyse des anomalies magnétiques apporte des éléments complémentaires pour la détermination de la nature du socle. Le bassin est marqué par une anomalie négative qui atteint une amplitude de 400 γ et dont la demi-longueur d'onde est égale à la largeur (Fig. XII-17 A). Ces caractères indiquent l'existence d'un socle magnétique profond. Le dipôle magnétique lié à la chaîne des Loyauté vient se juxtaposer voire se surimposer en partie à cette anomalie. Une anomalie de faible longueur d'onde et de forte amplitude vient s'intercaler entre les deux anomalies de grande longueur d'onde décrites ci-avant (Fig. XII-17 A) ; sa cause est à rechercher dans un pointement du substratum de la chaîne des Loyauté visible sur la coupe de sismique réflexion. Deux modèles de l'anomalie théorique induite dans le bassin par un substratum magnétique qui coïnciderait avec les horizons C et D ont été calculés par LAPOUILLE (Fig. XII-17 B). Une aimantation rémanente uniforme dirigée vers le nord égale à 5.10^{-3} u.e.m.c.g.s. a été adoptée. Une bonne concordance est observée entre l'anomalie enregistrée et l'anomalie calculée pour un substratum magnétique dont le toit est situé en D alors que l'autre modèle ne convient pas, ce qui est conforme aux données de sismique réflexion et réfraction. Le réflecteur D coïncide avec le toit d'une couche à forte vitesse constituée de roches fortement magnétiques probablement basaltiques. Ces considérations renforcent l'hypothèse avancée sur la nature du socle à partir de la ressemblance des coupes de vitesse de ce socle avec celles d'une croûte océanique. L'horizon D sur lequel repose le remplissage sédimentaire du bassin représenterait le toit de la couche basaltique ou couche 2 d'une croûte océanique. La couche 3 constituée de gabbros reposerait sur les péridotites du manteau supérieur, l'interface entre ces deux formations représentant la discontinuité de Mohorovicic ou Moho caractérisée par des vitesses fortes (Fig. XII-17 B).

L'horizon D présente un pendage de 10° vers le NE concordant avec celui qu'on observe au niveau du Moho entre les profils 7 R6 et 7 R7 (Fig. XII-17 B). Il semble donc que ce soit l'ensemble de la croûte qui présente cette inclinaison. L'extrapolation de ce pendage vers l'ouest implique une remontée du Moho, interface péridotites - couche gabbroïque, jusqu'au niveau de la côte est de Nouvelle-Calédonie où affleurent des péridotites. Ces observations seront commentées plus longuement dans la suite de cet article et dans les articles ultérieurs.

La coupe synthétique le long de l'axe longitudinal du bassin (Fig. XII-19) a été réalisée à partir des données de sismique réflexion (profils longitudinal et transversaux) et de sismique réfraction projetées sur l'axe de la coupe.

Le substratum acoustique D, toit du socle basaltique présente quatre seuils situés au niveau des zones de fractures précédemment évoquées (Fig. XII-12 et 15), qui sont :

- La zone de Fracture d'Entrecasteaux où ce socle basaltique est affleurant ; un dragage réalisé vers le bord sud du fossé d'Entrecasteaux a permis de prélever des échantillons de basaltes tholéïtiques caractéristiques d'une croûte océanique, datés de 36,5 millions d'années par la méthode des traces de fission (voir Chap. X). Cet âge est plus récent que ceux fournis par des échantillons équivalents prélevés sur la même structure plus à l'est ; il est peut être erroné par défaut.

- La zone de fracture ENE-WSW située dans le prolongement du Grand Passage du lagon nord-calédonien. Le socle forme des horsts très prononcés mais n'affleure pas (entre B et C sur la coupe de la figure XII-19).

- Le seuil existant au droit de la partie nord de la Nouvelle-Calédonie. Un net décrochement du socle apparaît sur le profil de sismique réflexion longitudinal entre les profils transversaux E et F de la figure XII-19 ; l'insuffisance de la pénétration sur le profil longitudinal de sismique réflexion n'a pas permis de suivre l'horizon D, aussi son tracé sur la coupe ne représente-t-il qu'une des interprétations possibles de la morphologie du socle.

- Le seuil situé au niveau de 24° Sud qui représente la limite sud du segment central du bassin des Loyauté (Fig. XII-12 et 15).

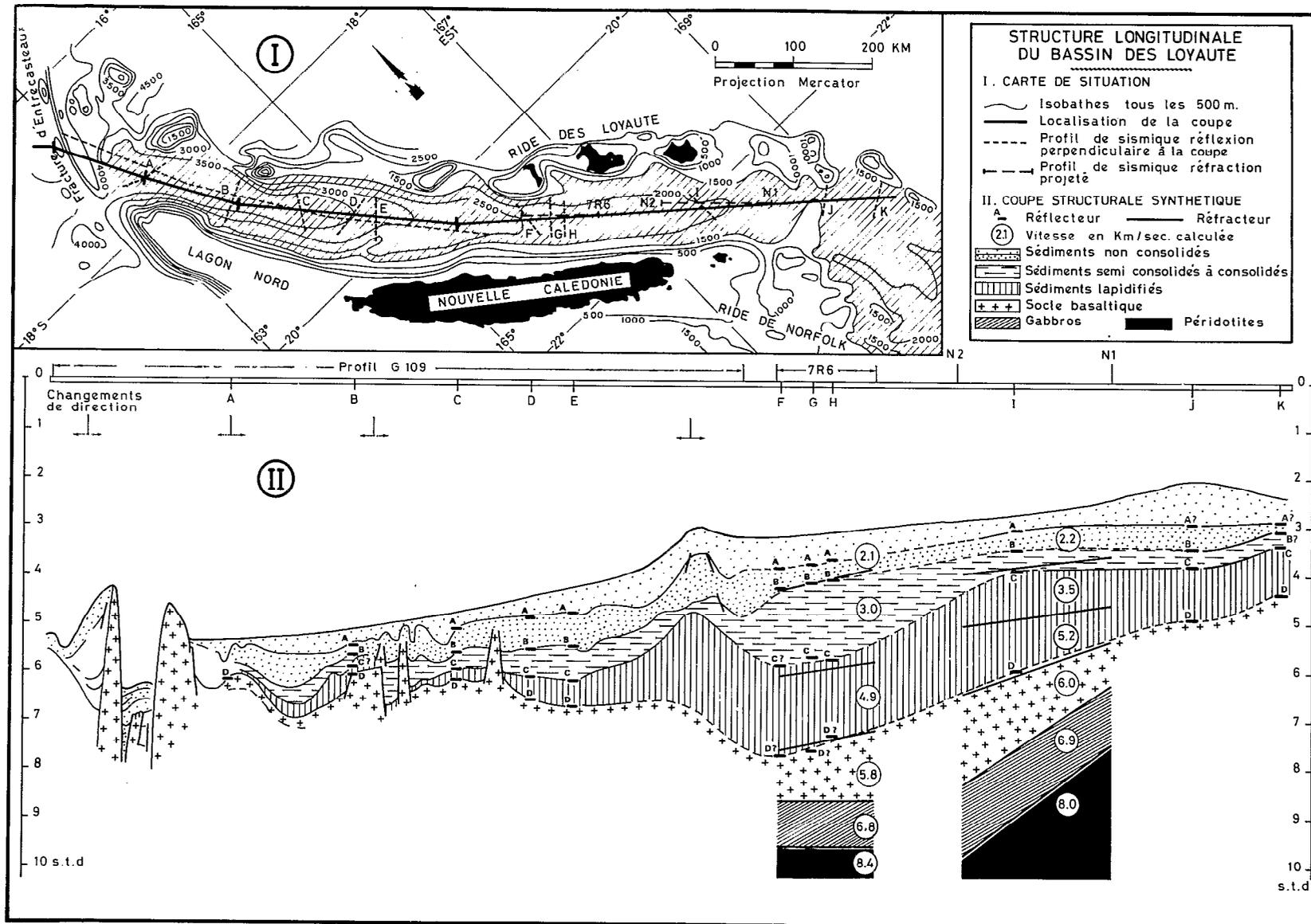


Fig. XII-19 - Structure longitudinale du bassin des Loyauté.

La formation II comprise entre les horizons C et D est particulièrement épaisse dans le segment central du bassin des Loyauté au niveau des parties émergées de la Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté ; vers le sud son épaisseur reste importante jusqu'au seuil situé vers 24° S où elle dépasse encore 1 s.t.d. alors que vers le nord elle diminue très rapidement.

La partie inférieure de la formation I comprise entre l'horizon C et l'horizon B s'épaissit fortement au niveau du segment central du bassin, comme la formation inférieure ; par contre elle se biseaute plus rapidement vers le sud alors que son épaisseur devient, vers le nord, supérieure à celle de la formation II.

La partie supérieure de la formation I au-dessus de l'horizon B apparaît constituée par deux couches, séparées par l'horizon A, dont les variations d'épaisseur apparaissent soumises à des causes plus locales sans qu'il se dégage une tendance à une variation générale du nord au sud du bassin.

Les formations sédimentaires s'amincissent sur les seuils du substratum et l'amplitude du rejet des failles observées dans ces formations est négligeable en regard de celle des seuils. Ceux-ci apparaissent donc déjà préexistants aux dépôts de sédiments et les fractures les ayant initiés n'ont probablement que faiblement ou lentement rejoué.

Données géologiques et interprétation

La mise en place des péridotites à l'Eocène supérieur a constitué la dernière phase orogénique tangentielle importante en Nouvelle-Calédonie (cf. XII-2) ; or les couches sédimentaires du bassin des Loyauté n'apparaissent pas avoir subi de telles contraintes, et leur disposition générale est conforme, dans ses grandes lignes, à la morphologie actuelle du bassin. Le remplissage du bassin est donc pour l'essentiel post-éocène supérieur à l'exception des couches inclinées de la base de la formation II, peu discernables sur la plupart des enregistrements de sismique réflexion et non différenciées par la sismique réfraction. Ces couches inclinées, parallèles au substratum du bassin, représenteraient la couverture sédimentaire existant avant le remplissage du bassin proprement dit.

Le basculement de la croûte océanique qui constitue le substratum du bassin est antérieur au remplissage sédimentaire puisque celui-ci est constitué au-dessus de ces couches de base à pendage E (Fig. XII-16), de couches sub-horizontales relativement peu discordantes les unes par rapport aux autres. Ce basculement apparaît donc essentiellement lié à la mise en place des péridotites et non à une subsidence progressive synchrone du remplissage.

Le forage 206 du leg 21 du Deep Sea Drilling Project, foré dans les formations pélagiques du bassin néo-calédonien très au sud de la Nouvelle-Calédonie (32° 00' 75 S - 165° 27' 15 E) révèle que ces dépôts n'ont atteint qu'une épaisseur de 700 m depuis l'Oligocène moyen. Les autres forages de la région indiquent des vitesses de sédimentation encore inférieures pour les formations pélagiques. Les fortes épaisseurs des formations I et II du bassin des Loyauté ne peuvent donc être la conséquence d'un processus de sédimentation pélagique mais celle d'apports détritiques provenant de reliefs avoisinants, en l'occurrence la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté.

Les dépôts dans le bassin des Loyauté ont donc dû commencer à partir de l'Eocène supérieur dès le début de l'érosion des reliefs érigés lors de la mise en place des péridotites ; en effet l'observation en Nouvelle-Calédonie d'éléments de chromite et de serpentine dans des formations de l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) met en évidence que l'érosion de la nappe d'ultrabasites a débuté peu après sa mise en place.

La formation II doit probablement son épaisseur, au sud de la Nouvelle-Calédonie, à l'érosion de reliefs émergés qui s'étendaient, à l'époque du dépôt, bien plus au sud que les reliefs actuels. L'amin-cissement vers le sud de la partie supérieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-19)

souligne l'affaiblissement des apports en provenance des reliefs sud néo-calédoniens qui avaient précédemment alimenté la formation II soit que ces reliefs aient été considérablement aplanis, soit qu'une phase de subsidence ait conduit à une réduction importante de leur superficie émergée. Les variations d'épaisseur plus modérées et plus localisées des séquences de la partie supérieure de la formation I entre les réflecteurs B, A et la surface du fond ne permettent pas de conclusions sur la disposition générale des reliefs ; l'influence de la Nouvelle-Calédonie actuelle n'est pas particulièrement marquée. Des prélèvements par dragages et carottages indiquent que la sédimentation actuelle est essentiellement pélagique au centre du bassin des Loyauté, et détritico-corallogène sur ses bordures, ce qui est en accord avec la mise en évidence en Nouvelle-Calédonie d'une érosion actuelle des péridotites essentiellement chimique (BALTZER et TRESQUES, 1971 a et b). Mais il apparaît difficile d'extrapoler à toute la partie supérieure de la formation I, relativement épaisse, les résultats sur les conditions pélagiques actuelles de la sédimentation.

L'existence de quatre séquences de sédimentation soulignées par trois horizons (A,B,C) qui marquent les discordances de ces séquences entre elles, et le déplacement les uns par rapport aux autres des axes de sédimentation maximum de chacune de ces séquences (Fig. XII-14) soulignent l'influence de mouvements tectoniques verticaux et de variations dans le mode de sédimentation pendant le remplissage du bassin des Loyauté. Quelle qu'ait été l'amplitude des mouvements verticaux de l'ensemble du bassin, celui-ci a été peu déformé. On peut remarquer qu'il a dû subir dans sa partie sud, postérieurement aux dépôts de la partie inférieure de la formation I, entre les horizons B et C, un léger basculement vers l'est (coupes E et F, Fig. XII-14) qui n'est pas sensible au niveau de sa partie centrale ou septentrionale.

ÉTUDE DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DES LOYAUTÉ

Elle est constituée par la ride sous-marine des Loyauté soulignée par les îles et îlots de l'archipel des Loyauté, Beautemps-Beaupré, Ouvéa, Lifou, Maré, Walpole et les récifs Durand, de Pétrie et de l'Astrolabe (Fig. XII-20 et 21). Cette ride s'allonge suivant une direction qui, du nord au sud, passe du NNW-SSE au NW-SE puis au N-S (Fig. XII-20) ; elle est située à une centaine de kilomètres à l'est de la Nouvelle-Calédonie - ride de Norfolk et sa direction évolue parallèlement à celle de cette structure depuis la Fracture d'Entrecasteaux jusque vers 25°30' de latitude Sud (Fig. XII-11). Les terres émergées ou récifs affleurants sont localisés entre 18° S et 22° 30'S (Fig. XII-20 et 21) ; la ride des Loyauté s'ennoie progressivement à chacune de ses extrémités (Fig. XII-20-I).

La ride des Loyauté joue le rôle de frontière morphologique entre le bassin sédimentaire des Loyauté et le plateau Nord-Loyauté, bassin océanique recouvert d'épaisseurs de sédiments relativement faibles.

Les îles Loyauté

Il s'agit de récifs ou atolls coralliens surélevés installés sur les sommets de la chaîne des Loyauté ; les îles principales, Maré et Lifou, ont subi les surrections les plus fortes qui ont amené le sommet de leur couronne récifale à une altitude de 140 et 100 m. Le substratum de ces îles coralliennes est constitué de roches volcaniques et volcanoclastiques qui n'affleurent qu'à Maré ; on y observe trois pointements basaltiques de faible relief perçant le fond du lagon fossile de l'atoll ; ces basaltes alcalins, riches en titane, sont représentatifs d'un magmatisme proche du magmatisme intra-océanique ou de celui d'un arc insulaire d'âge avancé ; l'âge d'émission de ces basaltes est compris entre 9 et 11 millions d'années (BAUBRON *et al.*, 1976). L'appareil récifal surélevé repose sur ces formations sommitales volcaniques et volcanoclastiques ; les parties les plus anciennes observables de ces formations coralliennes ont fourni une faune pliocène (CHEVALIER, 1968). La surrection des atolls au cours du Quaternaire est la conséquence du bombement de la plaque Australienne avant son plongement sous la plaque Pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Au cours de la migration de cette plaque vers l'ENE, la partie centrale de la chaîne des Loyauté de direction NW-SE est entrée progressivement pendant le

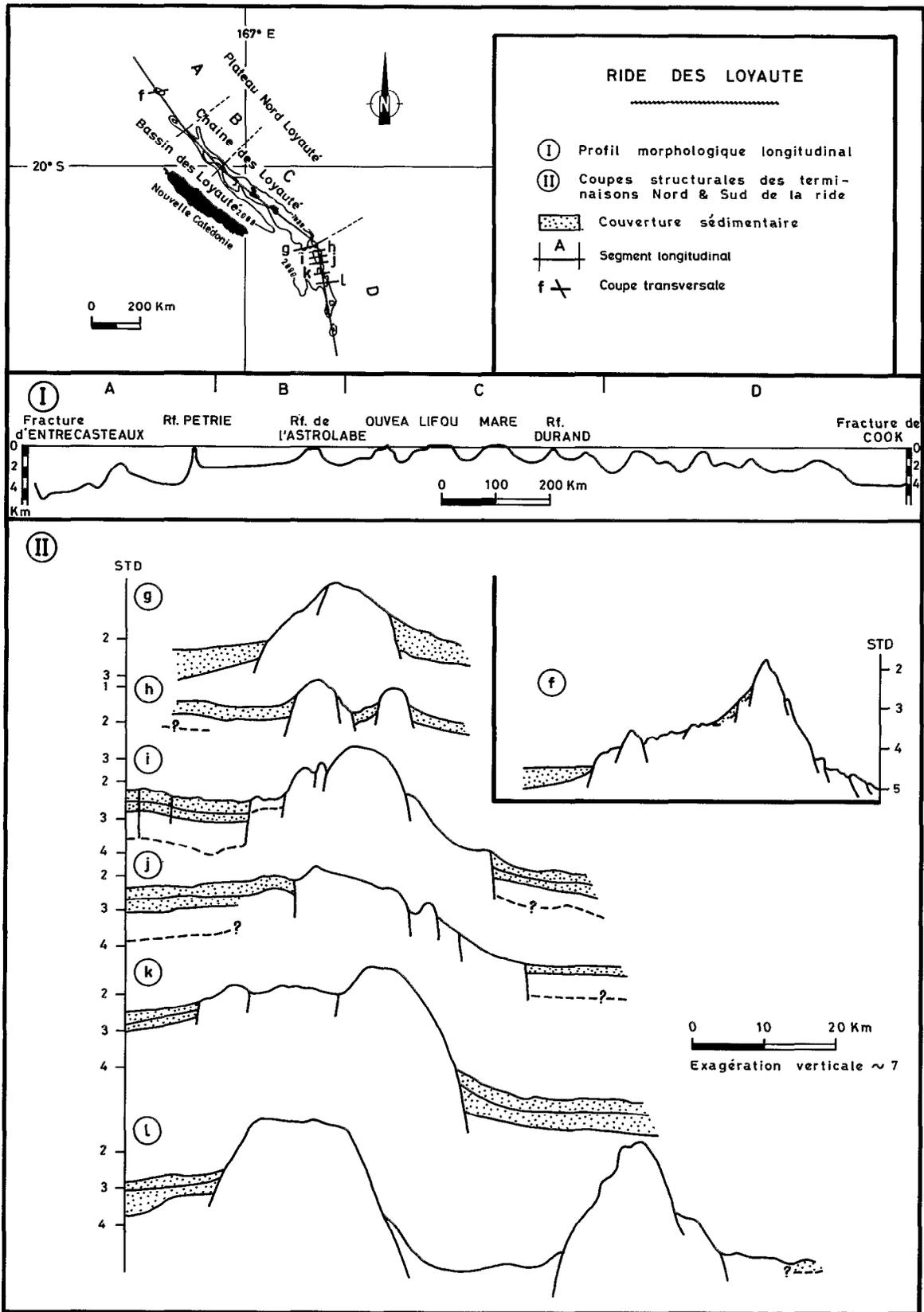


Fig. XII-20 - Ride des Loyauté - Situation et structure.

Quaternaire dans la zone d'influence de ce bombement lithosphérique dont l'axe, de direction NNW-SSW parallèle à la fosse des Nouvelles-Hébrides, se situe à proximité de la position actuelle de l'île Maré. Dès le début du Quaternaire, les atolls les plus proches de l'axe du bombement ont commencé leur surrection ; l'amplitude du mouvement global de surrection atteint 140 m environ pour Maré, 100 m pour Lifou et 46 m pour Ouvéa (DUBOIS *et al.*, 1973 a, 1974 a).

Morphologie de la chaîne des Loyauté

Les changements de direction de l'axe de la ride des Loyauté se situent au niveau des grandes fractures qui affectent également le bassin des Loyauté (Fig. XII-15 et 20). Une coupe longitudinale (Fig. XII-20), réalisée dans l'axe de la ride depuis la fracture d'Entrecasteaux au nord jusqu'à la fracture de Cook au sud, permet un certain nombre d'observations :

Les parties sommitales de la ride se disposent régulièrement selon un bombement de grande longueur d'onde ; la chaîne, émergée ou subaffleurante dans sa partie centrale, est à 1500 m de profondeur à ses extrémités.

Sur le segment C de la coupe, les principaux sommets, correspondant probablement comme on l'a vu à des appareils volcaniques, sont séparés les uns des autres par des dépressions dépassant 1000 m de profondeur. Depuis Ouvéa jusqu'au récif Durand chaque sommet est séparé des autres par un intervalle à peu près constant d'environ 100 km.

Les modifications apportées à la carte bathymétrique (H. V. XII-1 et 2) mettent en relief la division en deux chaînes de la ride des Loyauté à la hauteur du récif Pétrie (coupes a et b, Fig. XII-21). Une série de coupes transversales dans la partie médiane de la ride (Fig. XII-21) montre que sa largeur diminue du nord au sud.

La morphologie générale semble être celle d'une ride sur laquelle se dispose une chaîne d'appareils volcaniques de 1000 à 1500 m de hauteur.

Structure

Le socle acoustique étant généralement proche de la surface du fond (0,2 à 0,6 s.t.d.) l'analyse des coupes de sismique réflexion (Fig. XII-21) apporte peu d'indications sur la constitution et la structure profonde de la chaîne des Loyauté.

La forte anomalie magnétique observée (Fig. XII-13) sur la chaîne et les observations géologiques faites sur les rares pointements émergés conduisent à penser que les formations volcaniques de type basaltique représentent une part importante de la constitution de la chaîne.

Sur la partie sommitale de la chaîne, le socle acoustique représente probablement le toit de l'édifice volcanique. Il est recouvert par de faibles épaisseurs de sédiments (0,2 à 0,6 s.t.d.) sauf dans le bassin compris entre les deux branches de la chaîne, dans la partie septentrionale de la ride, où les formations sédimentaires atteignent 1,2 s.t.d. (Fig. XII-21).

La bordure occidentale de la chaîne présente un front irrégulièrement fracturé laissant apparaître sur certaines coupes une structure en horst du substratum acoustique. La formation II limitée par l'horizon C et le substratum acoustique semble se biseauter sur la bordure occidentale des Loyauté (coupes f et g, Fig. XII-21) ce qui impliquerait l'existence d'une ride ancienne, préexistante au début du remplissage du bassin, et antérieure à l'édification de la chaîne volcanique miocène. Les émissions volcaniques responsables de l'édification des parties sommitales de la chaîne, datées de 9 à 11 millions d'années, semblent donc représenter une phase tardi-volcanique beaucoup plus récente que celles

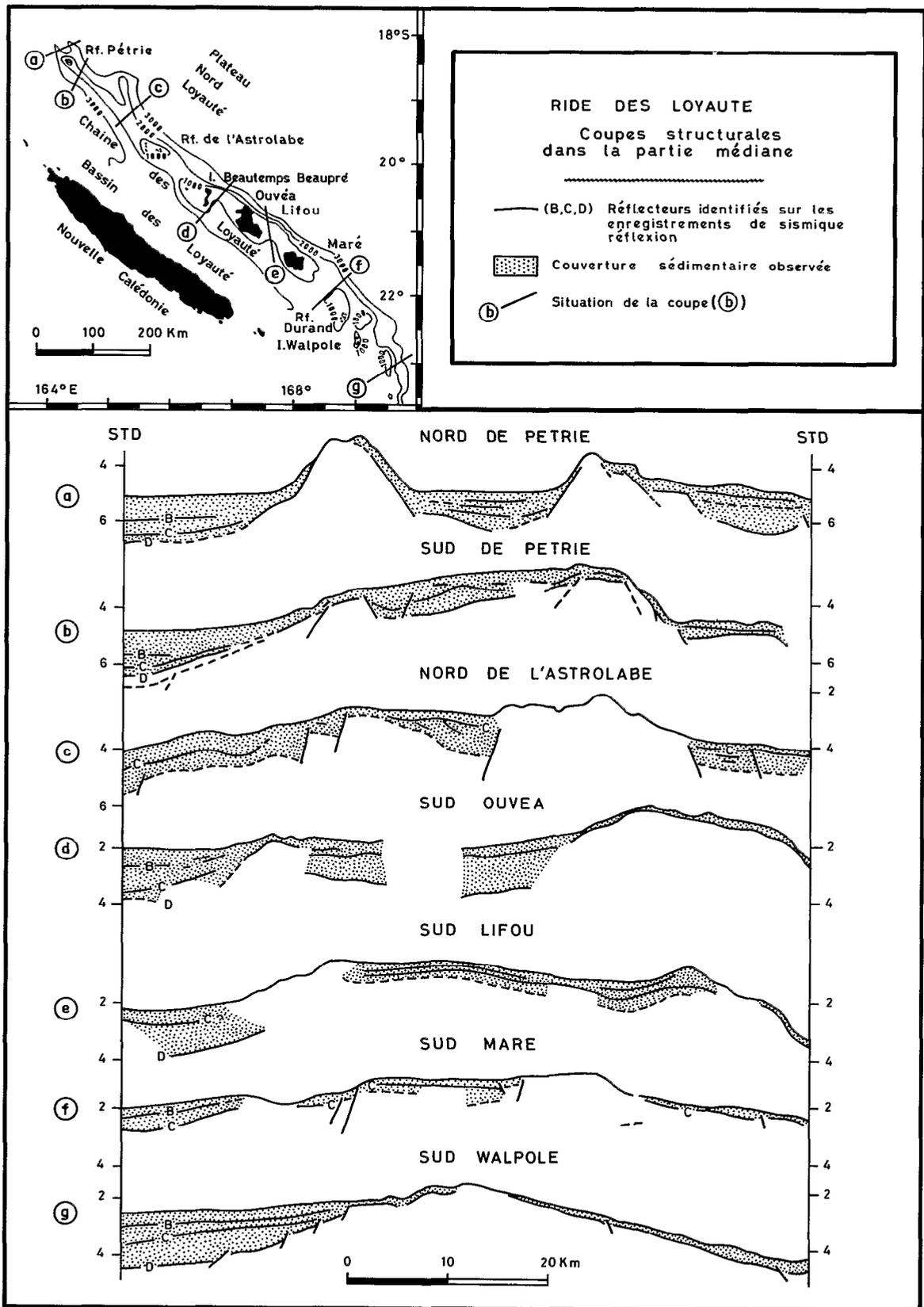


Fig. XII-21 - Ride des Loyauté - Coupes structurales.

responsables de la construction du substratum de la base de la ride. Une croisière de dragage a été spécialement exécutée en 1976 pour tenter de prélever des échantillons représentatifs de cette ride ancienne ; la présence d'encroûtements polymétalliques en profondeur n'a pas permis de prélèvements d'échantillons significatifs du substratum de la chaîne. La vérification de l'interprétation proposée n'a donc pu être faite.

ÉTUDE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN DES LOYAUTÉ

Elle est constituée par le prolongement nord de la ride de Norfolk ; la Nouvelle-Calédonie et le lagon nord en représentent les témoins subaffleurants ou émergés (Fig. XII-12).

Morphologie

La pente de la bordure orientale de la Nouvelle-Calédonie varie généralement entre 7 et 15 % à l'exception de certains talus au niveau du lagon nord où elle atteint 40 %. Une succession de profils bathymétriques perpendiculaires à la pente dont certains pénètrent dans les passes du lagon ont permis de dresser le bloc diagramme présenté sur la figure XII-22.

Le premier talus à pente forte en partant de la côte correspond au complexe du récif barrière jusqu'à sa base, vers 400 m de profondeur. Au niveau du Grand Passage du lagon nord, la morphologie générale de la pente est différente et le talus aboutit à un horst.

Un second talus remarquable apparaît continu ; dans le sud il se situe entre 500 et 1000 m et relie le plateau sous-marin qui borde l'île des Pins à une pente uniforme qui descend jusqu'à 1800 m ; sa profondeur augmente vers le nord puis rediminue et il prend plus nettement l'aspect d'une fracture qui borde le bord oriental du horst situé au niveau du Grand Passage (Fig. XII-22).

Le dernier talus est situé au niveau du bord supérieur du bassin proprement dit et se termine au niveau du remplissage sédimentaire. La profondeur de la limite supérieure de ce talus varie tout au long de la bordure de Nouvelle-Calédonie.

Structure

La bordure du lagon nord

La ride immergée qui constitue le prolongement nord de la Nouvelle-Calédonie est bordée jusqu'à son extrémité par un récif barrière qui délimite un lagon dont la profondeur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. La seule passe traversant le récif barrière et entaillant profondément la ride immergée est le Grand Passage dans lequel les fonds atteignent 1500 m de profondeur, ce qui permet la réalisation de profils de sismique réflexion à travers la ride néo-calédonienne ; ces profils (Fig. XII-23) étant situés sur une zone de fracture EW comme exposé précédemment, les résultats doivent en être interprétés avec prudence.

La pente occidentale du lagon nord est soulignée par une grande fracture (Fig. XII-23) qui longe l'édifice néo-calédonien et sur laquelle viennent buter les formations sédimentaires du bassin de Nouvelle-Calédonie (Fig. XII-23A). Il s'agit probablement d'une fracture majeure marquant la limite du bloc néo-calédonien avec le plancher océanique du bassin néo-calédonien (TISSEAU, 1979).

La pente orientale présente une série de fractures délimitant des compartiments dont l'un constitue un véritable horst décrit précédemment. La ride elle-même apparaît très fracturée par des failles perpendiculaires à la direction des profils qui délimitent une succession de horsts et grabens dans le substratum acoustique. Le relief et la tectonique sont plus accusés dans le sud du Grand Passage que dans sa partie nord (Fig. XII-23).

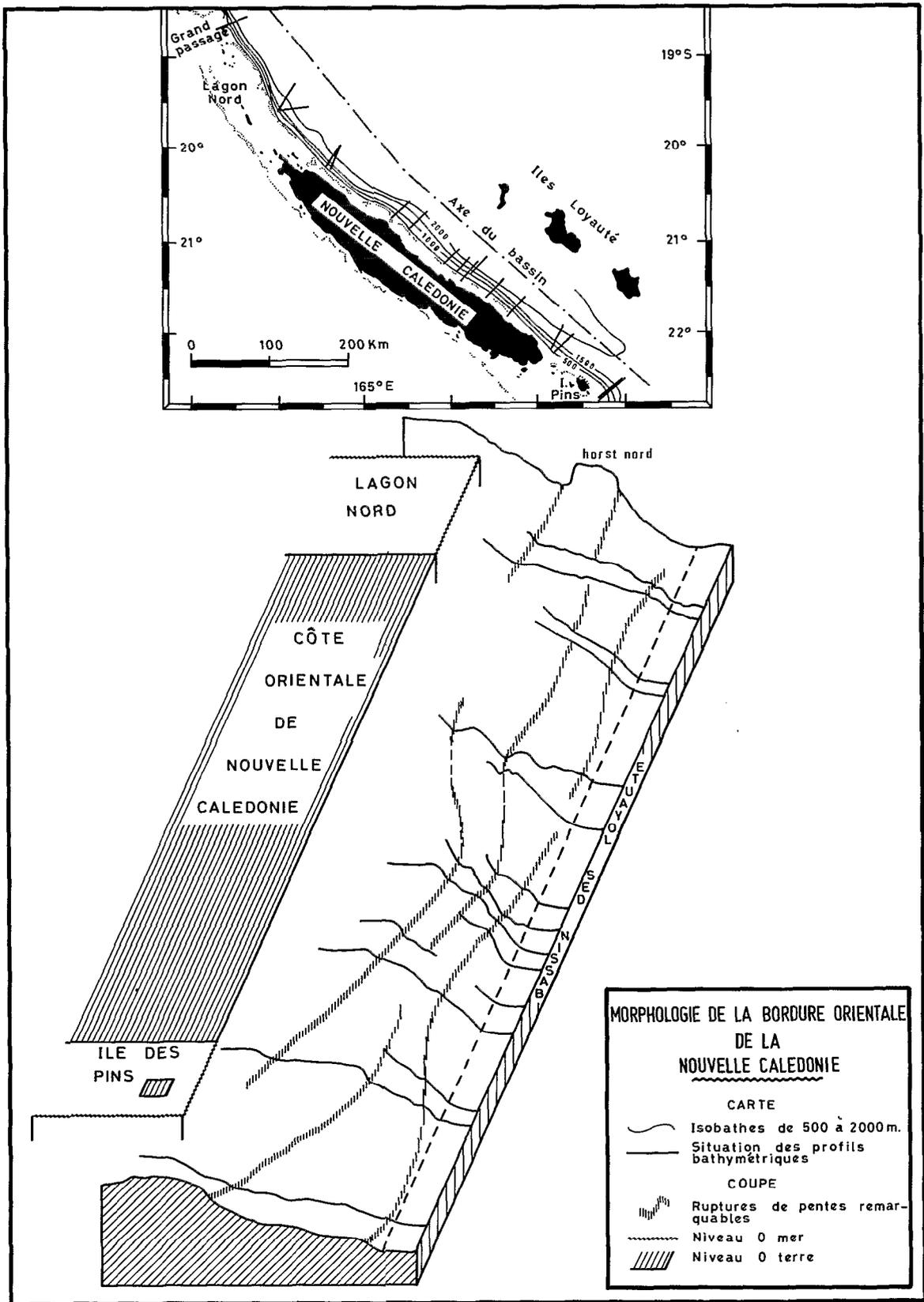


Fig. XII-22 - Morphologie de la bordure orientale de la Nouvelle-Calédonie.

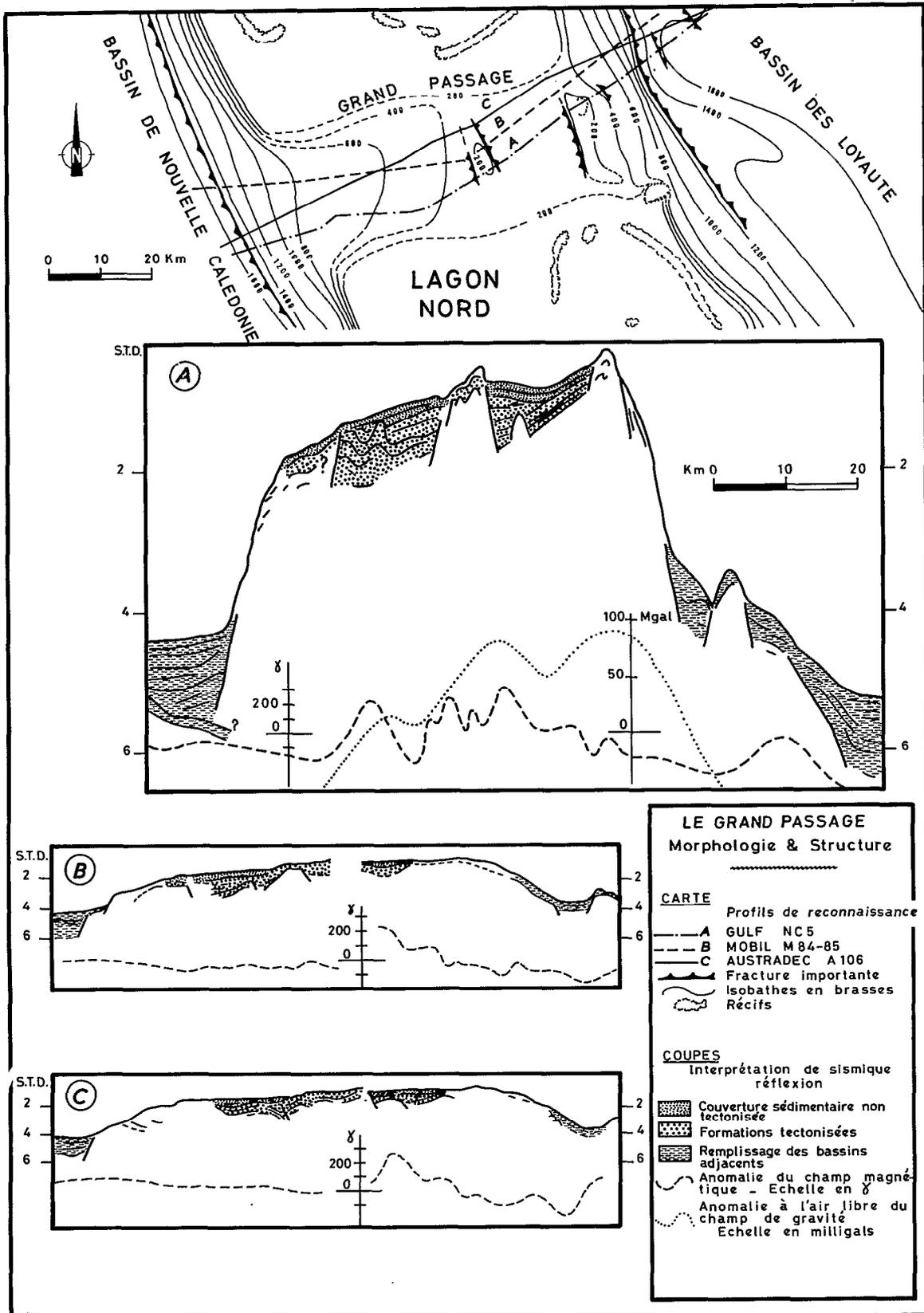


Fig. XII-23 - Le Grand Passage. Morphologie et structure.

Les grabens sont remplis par deux formations sédimentaires régulièrement litées distinctes sur certains profils (Fig. XII-23 A). Les horsts et le mur du remplissage sédimentaire des grabens sont probablement constitués de formations sédimentaires plus anciennes qui forment un substratum acoustique opaque là où elles sont fortement tectonisées mais conservent leur litage là où l'action de la tectonique tangentielle a été moins brutale (cf. le substratum constitué de formations tectonisées du graben W de la coupe A de la figure XII-23). L'absence d'anomalie magnétique de forte amplitude sur les pointements des horsts conforte cette interprétation. La phase de tectonique plicative peut être rapportée à la phase orogénique Eocène supérieur de Nouvelle-Calédonie (PARIS *et al.*, 1979). La phase de tectonique verticale responsable des horsts et grabens a dû débiter avant le dépôt des formations sédimentaires non tectonisées mais s'est certainement poursuivie pendant le remplissage sédimentaire. Les formations I et II du bassin des Loyauté s'amincissent sur les premiers contreforts de la bordure du lagon nord. Le substratum acoustique de la pente, très fracturé, est recouvert de sédiments qui paraissent prolonger les extrémités des formations du bassin sans qu'une relation précise avec chacune des formations du bassin puisse être établie (coupe A, Fig. XII-23). Les dépôts de la pente, plus épais dans les dépressions, semblent postérieurs, en partie au moins, à la phase tectonique responsable des horsts et grabens du substratum acoustique.

En l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'aller plus loin dans l'interprétation.

La bordure de la Nouvelle-Calédonie

L'amincissement des formations I et II du bassin (Fig. XII-24) à l'abord de la bordure néocalédonienne est net et confirme que les dépôts se sont produits après les événements orogéniques de l'Eocène supérieur qui ont modelé les grandes lignes structurales du bassin des Loyauté.

Le substratum acoustique de la partie inférieure de la pente apparaît moins fracturé que dans le nord. La partie supérieure de la pente n'est pas représentée sur les coupes D et E de la figure XII-24, les profils de sismique réflexion ayant été interrompus ; elle présente comme on l'a vu précédemment (Fig. XII-22) des ressauts significatifs de la présence de fractures. Sur le profil E, la couverture sédimentaire de la partie inférieure de la pente repose sur un réflecteur plan, constituant une plate-forme particulièrement bien marquée, interprétée comme une ancienne surface d'abrasion dont la nature et la signification sont discutées au paragraphe suivant.

Le versant oriental de la ride de Norfolk au sud de l'île des Pins

- Données de sismique réflexion

Sur la coupe F (Fig. XII-24) les formations I (entre les horizons D et C) et II (entre l'horizon C et la surface du remplissage) s'amincissent à l'abord de la ride de Norfolk. Un trait important est la présence sur la bordure de la ride d'un fort réflecteur plan qui paraît intersecter les couches de la formation II entre le substratum et le réflecteur C, et constitue à 2000 m de profondeur environ une plate-forme sur laquelle reposent des dépôts irréguliers de bas de pente. Une telle plate-forme avait déjà été observée sur le profil E de la bordure de la Nouvelle-Calédonie.

Sur la coupe G (Fig. XII-24) on observe une remontée du substratum acoustique sur laquelle viennent se biseauter toutes les formations du bassin. La plate-forme décrite précédemment se poursuit vers l'ouest en remontant à peu près régulièrement jusqu'au sommet (à moins de 200 m de profondeur et non représenté sur la figure) de ce qui constitue le prolongement immergé de la Nouvelle-Calédonie. La figure XII-18 montre l'aspect de cette surface sur le profil de sismique réflexion AUS 104 qui a servi à établir la coupe G.

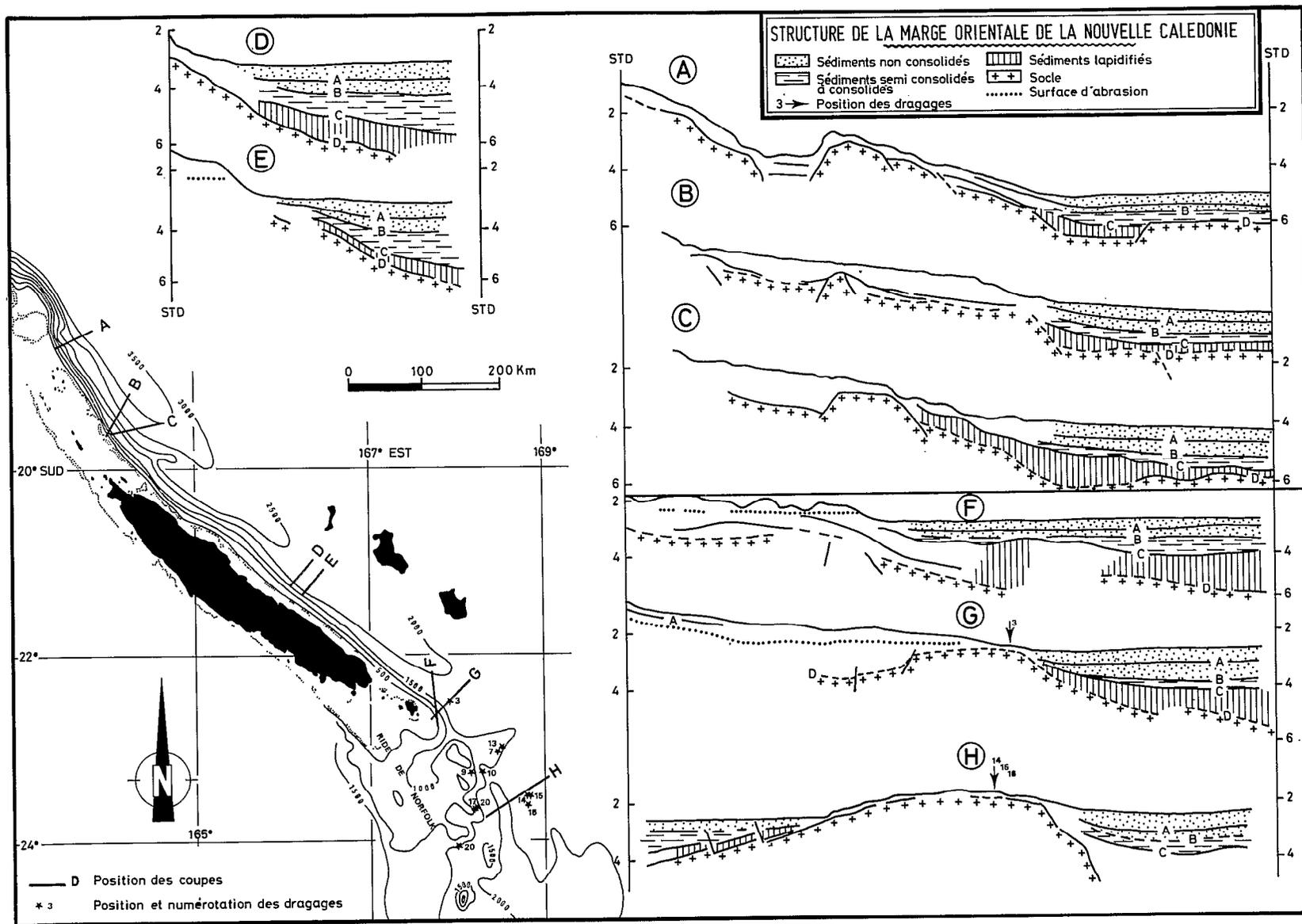


Fig. XII-24 - Structure de la marge orientale de la Nouvelle-Calédonie.

Plus au sud (coupe H, Fig. XII-24), la remontée du substratum déjà amorcée sur la coupe G est plus nette ; elle forme un "horst" entre le bassin des Loyauté proprement dit à l'est et la gouttière située avant la ride de Norfolk proprement dite à l'ouest. La plate-forme observée au nord n'existe pas sur ce "horst".

La plate-forme et son prolongement visibles sur les coupes E, F, G (Fig. XII-24) représentent probablement une surface d'abrasion consécutive à une période d'érosion intense. L'établissement de cette surface d'abrasion semble postérieur aux dépôts de la formation inférieure du bassin des Loyauté qu'elle recoupe (coupe F) et antérieur aux dépôts de la formation supérieure. La forte épaisseur du remplissage sédimentaire de la formation inférieure du bassin des Loyauté renforce l'hypothèse d'une abrasion de reliefs émergés au sud de la Nouvelle-Calédonie probablement suivie d'une forte subsidence ayant conduit à l'immersion de tous les reliefs résiduels et donc de la surface d'abrasion.

- Nature et âge des formations draguées et signification

Les données proviennent d'une série de dragages dont les résultats analytiques ont déjà été publiés (DANIEL *et al.*, 1976). Un certain nombre d'observations complémentaires sont exposées qui permettront une interprétation plus complète des résultats de certains de ces dragages. La position des dragages étudiés est indiquée sur les cartes des figures XII-1 et XII-24.

En schématisant, on peut considérer que deux types d'échantillons ont été dragués. L'un est constitué par tous les prélèvements qui contiennent des éléments de roches endogènes en place ou remaniés nettement déterminables. L'autre est constitué par les roches sédimentaires dans lesquelles les apports détritiques quand ils existent, sont sous forme de minéraux isolés.

Les observations, analyses et datations diverses relatives aux échantillons récoltés dans chacun des dragages sont présentées en annexe à la fin de cet article.

Un certain nombre de résultats synthétiques se dégagent des observations faites sur les différents dragages et sont présentés ci-après.

Des basaltes tholéitiques sous forme de galets ou de micro-galets enrobés dans un conglomérat (voir annexe : dragages 3, 13, 14 et 16), de galets libres (dragages 14, 15 et 16) ou d'échantillons sub in place (dragages 10 et 17) constituent l'essentiel des prélèvements de roches magmatiques effectués ; ils sont accompagnés par de rares galets libres de gabbros (dragages 14 et 15) ; quelques témoins de pyroxénites sont observables sous forme de micro-galets dans le ciment des conglomérats (dragage 13) ou de bloc sub in place (dragage 20) ; enfin des micro-éléments de serpentine ont aussi été observés dans le ciment des conglomérats (dragages 13 et 16). On retrouve tous les termes d'une série ophiolitique classique à l'exception des péridotites (dunites et hartzburgites) dont l'absence de témoin résulte probablement de leur grande altérabilité.

En Nouvelle-Calédonie, les formations de basaltes tholéitiques de la côte ouest, d'âge supposé Crétacé supérieur à Eocène moyen, n'auraient pas de relations avec la nappe ophiolitique (PARIS et LILLE, 1977b ; PARIS, 1981) mise en place à l'Eocène supérieur dont seuls les termes inférieurs péridotitiques et gabbroïques ont été conservés par suite de l'érosion des termes supérieurs de la série. Cette nappe ophiolitique se poursuivrait donc au sud de la Nouvelle-Calédonie au moins jusqu'aux sites des dragages effectués (Fig. XII-24) ; ses témoins actuellement sous-marins sont pour la plupart représentés par les produits de son érosion aérienne ayant subi un transport faible jusqu'à leur lieu de dépôt. Dans cette interprétation nouvelle, les galets de basalte tholéitique recueillis n'auraient aucune relation avec les basaltes tholéitiques de la côte ouest de Nouvelle-Calédonie mais témoigneraient de l'érosion des termes supérieurs de la série ophiolitique après sa mise en place à l'Eocène supérieur. Cette érosion aurait débuté à l'Eocène supérieur mais les échantillons recueillis jusqu'ici en mer n'ont pas révélé un âge aussi ancien que celui observé par PARIS *et al.* (1979) sur certaines formations émergées. La microfaune de la matrice de certains échantillons de conglomérats dragués (voir annexe : dragages 3 et 14), est d'âge Oligocène supérieur à Miocène tout à fait inférieur.

La phase d'émission aérienne de laves de la série alcaline, datée de 19 millions d'années (DANIEL *et al.*, 1976), dont les témoins n'ont été rencontrés qu'en un site (voir annexe : dragages 14 et 16), n'a pas d'équivalent connu en Nouvelle-Calédonie. La présence de galets libres de cette série alcaline mêlés à des galets de taille identique de basaltes tholéitiques et de gabbros de la série ophiolitique laisse supposer que les phases d'érosion aérienne intense se sont poursuivies jusqu'au Miocène inférieur au moins. La forte épaisseur de la formation sédimentaire inférieure (formation II) du bassin des Loyauté, au niveau du prolongement sud de la Nouvelle-Calédonie, s'explique probablement par l'importance de cette érosion de reliefs aujourd'hui immergés.

Après cette période d'érosion, le prolongement sud de la Nouvelle-Calédonie a subi à partir du Miocène inférieur, une subsidence qui s'est poursuivie jusqu'à la submersion de tous les reliefs existants (voir annexe : dragages 14 et 16). L'approfondissement des conditions de dépôts des formations organogènes en fonction de leur jeunesse relative est un caractère constant des échantillons prélevés sur les reliefs (voir annexe : dragages 7, 9 et 19).

L'horizon appelé surface d'abrasion observable sur certains profils de sismique réflexion (Fig. XII-18 et profils E,F,G, Fig. XII-24) apparaît d'origine complexe. Au sud de l'île des Pins il constitue la surface du substratum acoustique affleurant ou subaffleurant ; il s'ennoie plus à l'est et est recouvert de formations sédimentaires peu épaisses. Il semble que cet horizon souligne un profil d'équilibre consécutif à une phase d'érosion intense ; sa partie sommitale correspondrait à une ancienne surface d'abrasion aérienne tandis que vers l'est il présenterait une surface d'induration sous-marine consécutive à l'épandage des matériaux érodés en amont (coupe G, Fig. XII-24). Le dragage, au niveau de cet horizon de conglomérats (voir annexe : dragages 3 et 14) à galets de roches de la série ophiolitique, enrobés dans un ciment à microfaune d'âge Oligocène à Miocène tout à fait inférieur, conforte cette hypothèse. Ce profil d'équilibre pourrait représenter l'équivalent de la pénéplaine miocène observée en Nouvelle-Calédonie qui marque la fin de la phase I de pénéplation aérienne (voir l'article XII-2) décrite par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; cette pénéplaine aurait ensuite été soulevée en Nouvelle-Calédonie au cours de la phase II de surrection décrite par ces mêmes auteurs. Par contre la partie orientale de la surface d'équilibre fait partie d'un compartiment qui se serait effondré jusqu'à 1800 m de profondeur (profil E, Fig. XII-24) grâce à un jeu de failles qui ont constitué la "pente continentale" orientale de la Nouvelle-Calédonie actuelle (Fig. XII-22). Plus au sud c'est l'ensemble de la ride de Norfolk qui se serait effondré immergeant la surface d'abrasion correspondant à la pénéplaine néo-calédonienne ; la subsidence du compartiment oriental, plus prononcée (profils F et G, Fig. XII-24) apparaît comparable à celle observée plus au nord (profil E).

Au niveau du lagon nord le faible remplissage du bassin des Loyauté, déjà évoqué dans cet article (Fig. XII-19) indique que l'érosion, donc la surrection du bloc médian, a été plus modérée qu'en Nouvelle-Calédonie ; la bordure orientale de ce bloc a subi elle aussi, une subsidence importante.

La "pente continentale" orientale actuelle de la Nouvelle-Calédonie qui se poursuit continûment au long de l'île et de ses prolongements sous-marins nord et sud (Fig. XII-22), représente la transition entre le bloc central et le bloc latéral oriental ; cette pente serait le résultat d'un jeu de failles qui se seraient développées au cours des mouvements différentiels de ces deux blocs après la phase d'érosion qui a suivi la mise en place de la série ophiolitique à l'Eocène supérieur.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE DES RÉSULTATS

Les grandes lignes morphologiques du bassin des Loyauté ont été établies après l'obduction, à l'Eocène supérieur, d'une nappe ophiolitique sur la ride de Norfolk. Le substratum du bassin est constitué par une croûte océanique dont la limite inférieure semble remonter vers la côte est de la Nouvelle-Calédonie où s'ennoient les termes ultrabasiques résiduels de la nappe ophiolitique originelle, ce qui implique la continuité à l'origine entre la nappe ophiolitique et le substratum du bassin.

Après la mise en place de la série ophiolitique, le bassin des Loyauté était bordé, à l'ouest, par la partie nord de la ride de Norfolk représentée par la Nouvelle-Calédonie et ses prolongements aujourd'hui immergés et à l'est, par la ride primitive des Loyauté déjà constituée avant l'érection de la chaîne miocène (Fig. XII-12). Les fortes épaisseurs de remplissage sédimentaire du bassin, témoins de l'érosion intense de bordures plus largement émergées qu'aujourd'hui, sont comprises entre la fracture d'Entrecasteaux qui constitue la limite nord du bassin et un seuil situé vers 24° de latitude Sud (Fig. XII-15).

L'érosion des unités supérieures de la série ophiolitique a pu débiter dès leur mise en place datée de l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979). Des témoins de cette série, représentés essentiellement par des galets de basaltes tholéïtiques, de rares galets ou micro-galets de gabbros, de serpentine ou de pyroxénite et de très rares blocs sub en place de basaltes tholéïtiques et de pyroxénites, ont été dragués au sud-ouest et au sud de la terminaison méridionale de la Nouvelle-Calédonie. De tels témoins tendent à prouver, d'une part que les péridotites de Nouvelle-Calédonie constituent bien les reliques d'une série ophiolitique dont les termes supérieurs (à l'exception des gabbros de la Montagne des Sources) ont été érodés, d'autre part que cette nappe se prolonge au moins jusque vers 23°30 de latitude Sud. Cette phase d'érosion se serait poursuivie jusqu'au Miocène inférieur au moins puisqu'elle affecte, au sud de la Nouvelle-Calédonie, des laves de la série alcaline émises il y a 19 millions d'années ; elle pourrait correspondre à la phase I de pénéplation décrite en Nouvelle-Calédonie par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; elle serait à l'origine des apports qui constituent la formation sédimentaire inférieure du bassin des Loyauté, appelée formation II, d'âge probable Eocène supérieur à Miocène inférieur (voir annexe : dragages 3 et 14) ; cette formation est particulièrement épaisse (Fig. XII-14 et 19) au niveau et au sud de la Nouvelle-Calédonie dont les bordures lagonaires et le prolongement méridional actuellement immergés devaient constituer des secteurs largement émergés où l'érosion était intense. La faible épaisseur relative de cette formation II dans la partie nord du bassin révèle la faible intensité de l'érosion donc la modération des reliefs émergés à l'époque au niveau de l'actuel lagon nord (Fig. XII-19).

A partir du Miocène inférieur une subsidence continue de 1500 m de l'ensemble du bassin des Loyauté entraîne dans son mouvement toute la bordure orientale de la ride de Norfolk qui s'est désolidarisée de sa partie axiale par l'intermédiaire d'une série de failles qui ont constitué la "pente continentale" actuelle de la Nouvelle-Calédonie et de ses prolongements aujourd'hui sous-marins (Fig. XII-12). Le comportement tectonique de la partie axiale de cette ride à l'ouest de ce réseau de failles n'a, par contre, pas été homogène ; les différences se traduisent dans le remplissage du bassin par des variations d'épaisseur de la partie inférieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-14 et 19) :

- au niveau de la Nouvelle-Calédonie le bloc axial a subi une surrection correspondant à la phase II de surrection décrite par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; l'érosion intense qui a accompagné cette surrection est responsable de la forte épaisseur de la partie inférieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-19) au niveau de la Nouvelle-Calédonie entre les limites nord et sud actuelles de l'île ;

- au sud de la Nouvelle-Calédonie la partie axiale de la ride de Norfolk a subi, à partir du Miocène inférieur, une subsidence d'amplitude inférieure à celle du bassin mais suffisante pour soustraire progressivement à l'érosion la majeure partie des reliefs puisque l'épaisseur de la partie inférieure de la formation I se réduit considérablement à ce niveau ;

- au nord de la Nouvelle-Calédonie l'épaisseur de cette même formation est du même ordre qu'au sud ; le prolongement nord de la Nouvelle-Calédonie n'a pas alimenté des apports importants dans le bassin, ce qui implique qu'il n'a pas été affecté par la phase de surrection observée en Nouvelle-Calédonie.

La partie supérieure de la formation I se subdivise en deux couches dont l'une, entre les réflecteurs B et A (Fig. XII-14 et 19), s'épaissit dans le nord du bassin tandis que l'autre, entre le réflecteur A et la surface du remplissage, montre une tendance inverse. La partie supérieure de cette formation I ne

présente plus, au niveau de la Nouvelle-Calédonie, l'épaississement marqué en relation avec les apports terrigènes qui caractérisait sa partie inférieure ; la Nouvelle-Calédonie et probablement toute la bordure occidentale du bassin ne jouent donc plus, vraisemblablement à la fin du Miocène moyen, le rôle de source d'apports. L'affaiblissement de l'érosion mécanique en Nouvelle-Calédonie et l'installation du récif barrière se conjuguent pour limiter les apports terrigènes dans le bassin. Ces conditions prévalent jusqu'à l'époque actuelle, mais l'épaisseur relativement forte des couches, entre l'horizon B et la surface du bassin, est incompatible avec une origine uniquement pélagique de la sédimentation telle qu'elle peut être observée actuellement. La chaîne des Loyauté a dû jouer, pendant la durée de l'activité volcanique à l'origine des édifices de la chaîne, au Miocène terminal et peut-être déjà auparavant, un rôle relativement important au niveau des apports dans le bassin.

Le rôle de la ride des Loyauté apparaît plus difficile à interpréter. L'hypothèse retenue est celle de l'existence d'une ride volcanique d'origine indéterminée, déjà constituée dès le début du remplissage du bassin à l'Eocène supérieur. Les massifs volcaniques dont certains servent de substratum aux îles coralliennes actuelles sont isolés les uns par rapport aux autres ; ils auraient été édifiés sur cette ride ancienne au cours de phases volcaniques dont les émissions terminales, responsables des épanchements des parties sommitales, ont été datées de 9 à 11 millions d'années sur l'île de Maré.

On observe que l'épaisseur de la formation I entre les horizons C et B augmente considérablement à l'abord de la chaîne sur certaines coupes et notamment sur celles réalisées dans la partie sud du bassin (coupes D et E, Fig. XII-14) ; cette disposition serait la conséquence de la raréfaction des apports détritiques en provenance du prolongement sud du bloc néo-calédonien, du fait de sa subsidence à partir du Miocène inférieur, et de l'importance des apports de matériau en relation avec le début du volcanisme, sans doute au Miocène moyen, de la chaîne des Loyauté. Une telle interprétation est compatible avec celle présentée précédemment et la complète.

Après les dernières émissions volcaniques il y a dix millions d'années environ, la quantité d'apports volcaniques ou volcanoclastiques en provenance de la chaîne décroît d'autant qu'à partir du Miocène supérieur ou du Pliocène inférieur, une subsidence soustrait à l'érosion les parties sommitales de la chaîne sur lesquelles s'édifient des atolls coralliens ; une sédimentation essentiellement pélagique, telle qu'elle existe actuellement, s'instaure progressivement dans le bassin. L'amplitude de cette subsidence et ses variations éventuelles tout au long de la chaîne restent inconnues : on peut simplement remarquer que dans la partie nord du bassin des Loyauté, les formations se disposent horizontalement et se biseautent sur les flancs de la chaîne des Loyauté, ce qui plaide pour un comportement identique du bassin et de la chaîne. Au niveau des îles principales (Ouvéa, Lifou, Maré) une "faille flexure" affecte le long de la chaîne le remplissage sédimentaire du bassin à l'exception des couches superficielles les plus récentes (profils C et surtout D de la figure XII-14 et Fig. XII-16), ce qui semble indiquer un mouvement différentiel ; dans le segment sud du bassin, les horizons A, B, C présentent un plongement régulier vers l'ouest depuis la chaîne des Loyauté ; ce basculement semble résulter d'une subsidence dont l'amplitude a régulièrement augmenté vers l'ouest.

En résumé, la formation II, à l'exclusion de sa partie tout à fait inférieure dont le dépôt pourrait être antérieur au remplissage proprement dit du bassin, est d'âge probable Eocène supérieur à Miocène tout à fait inférieur. La partie inférieure de la formation I, entre les réflecteurs C et B, serait d'âge Miocène inférieur à moyen. La partie supérieure de cette formation entre le réflecteur B et la surface du fond serait d'âge Miocène supérieur à actuel. A partir de la fin du Miocène supérieur s'instaure une sédimentation de plus en plus pélagique qui n'est pas différenciée de la précédente sur les enregistrements de sismique réflexion.

Ainsi, après la mise en place de la série ophiolitique, le bassin des Loyauté a enregistré les conséquences de l'activité tectonique ou volcanique des rides qui l'entourent ; il est donc possible, en utilisant les repères chronologiques offerts par les formations émergées et les rares échantillons dragués sur ses bordures, d'une part de connaître la stratigraphie du remplissage du bassin, d'autre part de compléter l'histoire géologique de l'ensemble de cette région après la mise en place de la série ophiolitique. Les articles suivants de ce chapitre XII auront pour objectifs de présenter des modèles de la structure profonde de la région, construits à partir des observations géologiques et des données géophysiques récemment acquises.

Remerciements

Les auteurs remercient MM. G.W. HUGHES pour la détermination de certaines microfaunes et P. ANDRIEFF pour la détermination des microfaunes et les fructueux échanges de correspondance concernant leurs significations.

Ils remercient également M.P. MAILLET, qui les a aidés à réinterpréter les données de pétrographie des roches endogènes, M.C. LEFEVRE, qui a bien voulu corriger la nomenclature utilisée et M.A. LAPOUILLE qui a calculé les modèles du substratum magnétique du bassin des Loyauté (Fig. XII-17).

Manuscrit remis en février 1981
Manuscrit révisé en avril 1981

A N N E X E

Cette annexe présente les observations, analyses chimiques, mesures d'âge radiométrique et déterminations micro-paléontologiques relatives aux échantillons récoltés dans chacun des dragages effectués au sud de la Nouvelle-Calédonie. La position de chacun des dragages est repérée sur la carte de la figure XII-11 et sur la carte et certaines coupes de la figure XII-24. La première partie de cette annexe sera consacrée aux roches magmatiques et aux produits de leur érosion tandis que la deuxième partie traitera des roches organogènes.

LES ROCHES MAGMATIQUES ET LES PRODUITS DE LEUR ÉROSION

Dragage n° 3 - Position : 22°34 S - 167°57.5 E - Profondeur : 2100 - 1950 m.

Le prélèvement a été effectué sur la remontée du substratum bordant le bassin des Loyauté (Fig. XII-24, carte et coupe G), à proximité de la surface d'abrasion qui, sur un profil situé plus au nord (Fig. XII-24, coupe F), semble recouper les couches de la formation II du bassin ; les roches prélevées sont des conglomérats à ciment calcaire et galets de roches volcaniques. Ces galets hétérométriques, de forme arrondie pour les plus petits et ellipsoïdale pour les plus gros, ont une taille qui varie entre 1 et 8 cm ; ils sont constitués par des basaltes généralement altérés de la série tholéitique présentant fréquemment des textures de trempe caractéristiques des émissions sous-marines. Le ciment est constitué par une biomicrite glauconieuse, ferrugineuse, à quartz et feldspaths fréquents ;

cette biomicrite présente une très riche microfaune (1) planctonique de *Globigerina* s.sp. *Globorotalia* s.sp. indéterminables en lame mince, à l'exception d'un *Turborotalia* que l'on peut attribuer à *T. gr. siakensis-mayeri*; *Orbulina* et *Globorotalia* s.s. sont absents, de même, apparemment, que les globigérinoidés typiques. On observe quelques sections attribuables à *Globoquadrina* gr. *dehiscens* et de *Catapsydrax*. Cette faune dans laquelle est absent tout genre ou espèce typique de l'Eocène supérieur et dans laquelle la présence du genre *Globigerinoides* qui apparaît au Miocène inférieur n'a pas été reconnue avec certitude, peut être attribuée à l'Oligocène supérieur, voire au Miocène tout à fait inférieur.

Cette formation conglomératique au sein de laquelle la position stratigraphique des échantillons prélevés reste inconnue, résulte de l'érosion d'une série tholéitique émergée dont le démantèlement a pu débuter avant l'Oligocène. Les conditions de dépôts indiquées par le ciment apparaissent relativement profondes mais la taille des galets qui exclut un transport en mer important et la présence proche de la surface d'abrasion (Fig. XII-24, coupe G), à la même cote que les échantillons prélevés, semblent indiquer qu'il s'agit à l'origine de dépôts de galets à faible profondeur.

Dragage n° 13 - Position : 23°00 S - 168°33 E - Profondeur : 1600 - 1420 m.

Les échantillons prélevés sont constitués par un conglomérat à ciment calcaire et à galets de basaltes de la série tholéitique, présentant des textures de trempe. Un fait important est la présence dans la matrice de micro-galets de pyroxénites et de rares éléments de serpentine ; cette matrice est constituée par une biomicrite contenant deux microfaciès (1) distincts : l'un est constitué par une biomicrite rougeâtre à microfaune benthique abondante de *Lepidocyclina*, *Miogyssina*, *Amphistegina*, Pénéroplidés (cf. *Sorites*), Nodosariidés, Bolivinitidés, fréquents Bryozoaires et Echinodermes, et à microfaune planctonique minoritaire comme *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides* gr. *ruber*, *Globigerina* s.sp., *Turborotalia* sp. et sans Orbulines ni de *Globorotalia* carénées ; l'autre est constitué par une biomicrite grise à microfaune pélagique identique mais relativement plus abondante et rares benthiques. Ces deux faciès de même âge Miocène inférieur sont significatifs de remaniements syngénétiques de dépôts littoraux dans des dépôts plus profonds. Le contexte morphologique exclut aussi que les galets aient subi un transport important. Ils proviennent probablement de l'érosion ancienne de reliefs proches aujourd'hui immergés (cf. H.V. XII-1 et Fig. XII-24). La présence d'éléments de pyroxénites et de serpentine qui sont des constituants de la nappe d'ultrabasites observée en Nouvelle-Calédonie peut être interprétée comme une extension vers le sud de cette nappe jusqu'à proximité des lieux de dépôts des galets.

Dragage n° 14 - Position : 23°31.7 S - 168°50.4 E - Profondeur : 1480 - 1200 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Deux types d'échantillons ont été prélevés.

Le premier est un conglomérat à ciment calcaire et galets de basalte en tous points identiques à celui décrit dans le dragage n° 3 et présentant les mêmes associations faunistiques.

Le second est représenté par de nombreux gros galets libres de forme arrondie dont le diamètre peut atteindre une vingtaine de centimètres ; tous ces galets sont entourés par une croûte polymétallique ferro-manganésifère dont l'épaisseur atteint 1 à 3 cm. La plus grande partie de ces galets est constituée par des basaltes à texture de trempe de la série tholéitique ; on note la présence de rares galets de véritables gabbros (analyse chimique 14 D 18 du tableau XII-2). Une autre partie de ces galets isolés est constituée par des roches de la série alcaline (14 D 5 et 14 D 6, Tabl. XII-2) riches en plagioclases, à texture microlitique et ne présentant pas de caractère de trempe ; ces roches alcalines résultent donc d'émissions aériennes dont l'âge de 19 millions d'années (14 D 5 et 14 D 6, Tabl. XII-3) ne correspond à aucune phase d'émission volcanique connue en Nouvelle-Calédonie ou aux îles Loyauté.

Dragage n° 15 - Position : 23°32 S - 168°50.4 E - Profondeur : 1525 - 1250 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Ce dragage a permis de récolter des échantillons identiques à ceux du précédent mais sans témoin de la série alcaline. Il faut noter là encore la présence de galets de gabbros.

Dragage n° 16 - Position : 23°38.9 S - 168°51.3 E - Profondeur : 1250 - 1210 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Deux types d'échantillons ont été récoltés. Le premier est représenté par des blocs de conglomérats à galets de basalte tholéitique (voir 16 D 3, Tabl. XII-2 et 3). Le ciment calcaire renferme des micro-galets de basaltes tholéitiques et de nombreux fragments de serpentine.

Le second est représenté par de gros galets libres enrobés par une gangue ferro-manganésifère et constitués de basaltes tholéitiques à texture de trempe nette, de basaltes et de roches intermédiaires de la série alcaline probablement émis à l'air libre (voir dans les tableaux XII-2 et 3, les analyses 16 D 4 et 16 D 10).

Les dragages 14, 15 et 16 ont été effectués vers la partie sommitale d'une remontée du substratum située entre le bassin des Loyauté à l'est, et une gouttière remplie de sédiment à l'ouest, séparant cette remontée de la ride de Norfolk proprement dite (coupe H, Fig. XII-24). Les galets proviennent donc de l'érosion aérienne des reliefs environnants dont la profondeur actuelle n'est pas inférieure à 1000 m. Il apparaît donc, qu'après les phases d'érosion dont la dernière affecte des laves datées de 19 millions d'années et serait Miocène inférieur ou plus récente, une subsidence importante de 1000 m au moins, ait affecté la région considérée.

	Termes basiques et intermédiaires de la série alcaline				Basalte tholéi- tique	Gabbro
	14 D 5	14 D 6	16 D 4	16 D 10	16 D 3	14 D 18
SiO ₂	53,50	53,20	57,70	48,00	49,00	50,20
Al ₂ O ₃	20,15	18,90	17,20	17,05	14,00	12,30
Fe ₂ O ₃	3,00	3,80	2,25	9,00	2,95	5,30
FeO	1,30	3,80	4,60	0,95	8,30	2,15
TiO ₂	1,63	1,63	1,20	2,16	1,38	0,23
MnO	0,06	0,14	0,13	0,09	0,22	0,17
CaO	8,75	6,85	5,40	7,50	10,10	14,15
MgO	1,05	2,95	3,25	1,40	9,55	13,40
Na ₂ O	4,50	4,90	4,20	5,95	2,80	1,00
K ₂ O	2,50	1,30	2,05	2,95	0,20	0,05
P ₂ O ₅	1,62	0,39	0,37	2,50	0,14	0,04
H ₂ O-	0,45	1,15	0,40	0,50	0,05	0,05
H ₂ O+	1,10	1,15	1,30	1,70	1,00	1,00
Total	99,61	100,16	100,05	99,75	99,69	100,14
Qz	3,00	2,32	8,33			2,76
Or	14,79	7,69	12,13	17,45	1,18	0,30
Ab	38,03	41,41	35,50	36,61	23,66	8,45
An	27,35	25,70	21,98	11,07	25,01	28,89
Neph				7,41		
Di	4,79	4,76	2,15	6,21	19,61	31,95
Hy	0,41	6,53	11,92		13,23	18,71
Ol				0,44	8,74	
Ma		5,51	3,26		4,28	6,82
Hm	3,00			9,00		0,60
Ilm	2,87	3,10	2,28	2,20	2,62	0,44
Per				1,71		
Sph	0,29					
Ap	3,54	0,85	0,81	5,46	0,31	0,09
Total	98,06	97,86	98,35	97,55	98,64	98,99

Tabl. XII-2 - Analyses chimiques d'échantillons des dragages 14 et 16. Ces roches se rapprochent du type Hawaïte (14 D5) et Mugéarite (14 D6 et 16 D4) d'après les définitions de MACDONALD et KATSURA (1964). La composition de 16 D10 pose un problème et une "altération" n'est pas à exclure. Les analyses ont été réalisées par le BRGM - Orléans.

Echantillons	K %	^{40}Ar "rad" moles 10^{-11} g^{-1} TPN	^{40}Ar "rad" ^{40}Ar total $\times 100$	T 10^6 ans	$^{40}\text{Ar}^*$ moles 10^{-11} g^{-1} TPN	$^{36}\text{Ar}^*$ moles 10^{-14} g^{-1} TPN
14 D 5	2,45	8,307	81	19,0	9,983	6,07
14 D 6	1,26	4,270	65	18,9	6,316	7,43
14 D 13	2,16	7,343	58	19,0	12,462	18,50
14 D 18	0,029	0,502	22	94,8	2,015	5,51
14 D 20	0,256	1,383	26	30,1	5,071	13,40
16 D 3	0,139	1,035	31	41,4	3,069	7,40
16 D 4	1,88	6,292	54	18,7	11,457	18,68
16 D 10	2,48	8,223	73	18,5	11,004	10,06

"rad" : corrigé des pollutions (atmosphérique + bruit de fond de la ligne d'extraction + diluant).
* : corrigé du diluant et du bruit de fond de la ligne d'extraction.

Tabl. XII-3 - Déterminations d'âge d'échantillons des dragages 14 et 16 par la méthode K/Ar. L'erreur maximale relative est de l'ordre de 3% hormis pour les échantillons de basaltes tholéitiques ou de gabbros (14 D18, 14 D20, 16 D3) dont la teneur en potassium est trop faible pour que la précision de la mesure soit satisfaisante. De plus, ces basaltes proviennent d'épanchements sous-marins susceptibles de renfermer de l'argon excédentaire. Les mesures ont été effectuées par J.C. BAUBRON - BRGM - Orléans.

Dragage n° 10 - Position : 23°17.6 S - 168°17.7 E - Profondeur : 1380 m - 1210 m.

Un bloc irrégulier de basalte tholéitique à texture de trempe a été prélevé. Ce bloc n'a pas pu subir un transport aérien important et son déplacement sous-marin le long d'une pente est sans doute resté limité. Il doit être considéré comme étant sub en place.

Dragage n° 17 - Position : 23°41.1 S - 168°13.7 E - Profondeur : 1250 - 610 m.

L'échantillon le plus intéressant est un morceau de hyaloclastite constituée par une matrice de gros cristaux de calcite enrobant des éléments anguleux de basaltes tholéitiques dont les pyroxènes présentent une texture "en peigne" caractéristique d'une trempe.

L'échantillon n'étant pas un galet mais un bloc anguleux on peut supposer que son transport a été faible ou inexistant.

Dragage n° 20 - Position : 24°04.6 S - 168° 00.5 E - Profondeur : 1275 - 1265 m.

L'échantillon est constitué par un bloc anguleux de pyroxénite altérée dont le lieu d'origine pourrait être proche.

Ces trois derniers dragages ont été réalisés sur la ride de Norfolk proprement dite et n'ont pas ramené de galets ou de conglomérats (Fig. XII-24).

LES ROCHES ORGANOGÈNES

Dragage n° 7 - Position : 23°02.8 S - 168°30.3 E - Profondeur : 1610 - 1575 m.

Les échantillons recueillis sont constitués par une biomicrite à algues et foraminifères benthiques et pélagiques dans laquelle ont été observés *Amphistegina radiata*, *Nodosaria* sp., *Lepidocyclina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Orbulina universa* (2).

L'âge probable indiqué par cette microfaune est Miocène inférieur à moyen. Le milieu de dépôt est du type para-récifal peu profond alors que la profondeur du prélèvement est d'environ 1600 m. Mais la présence de reliefs aujourd'hui encore subaffleurements à proximité ne permet pas d'exclure l'éventualité de remaniements importants des échantillons récoltés et interdit donc toute conclusion formelle sur une éventuelle subsidence depuis le dépôt originel de cette formation.

Dragage n° 9 - Position : 23°16.1 S - 168°12.4 E - Profondeur : 820 - 430 m.

Ce dragage a ramené plusieurs échantillons de biomicrite dont le faciès évoluait avec l'âge (1).

- L'échantillon 9 D1 est constitué par une biomicrite à foraminifères planctoniques fréquents :

Globorotalia truncatulinoides, *G. tenuitheca*, *G. tumida*, *Globigerinoides sacculiferus*, *G. ruber*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Orbulina universa* et rares foraminifères benthiques : Nodosariidés (*Lenticulina*, *Planularia*). On observe quelques fragments d'Echinodermes, et de fréquentes *Lepidocyclina* remaniées du Miocène.

L'âge est Pléistocène, vraisemblablement inférieur (0,7 à 1,6 M.A.). Il s'agit d'un sédiment de haute mer, à hydrodynamisme faible, de type dépôt de talus continental. Les remaniements de faunes récifales miocènes (*Lépidocyclines*) sont sans doute dus à des écoulements boueux le long du talus.

- L'échantillon 9 D2 est constitué par une biomicrite à foraminifères et algues.

Le rapport foraminifères planctoniques/foraminifères benthiques s'inverse ; ces derniers sont ici nettement majoritaires : fréquentes *Amphistegina*, *Heterostegina*, quelques Rotalidés, rares Miliolidés rubéfiés. Les foraminifères planctoniques sont représentés par *Globorotalia pseudomiocenica*, *G. menardii*, *Globoquadra altispira*, *G. dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Orbulina universa*. Les algues Mélobésiées sont fréquentes, les Bryozoaires communs, les fragments d'Echinodermes rares.

L'âge est Miocène supérieur (5 à 10 M.A. environ). Le milieu de dépôt est du type "fore reef", peu profond (inférieur à 50 m). L'hydrodynamisme est faible.

- L'échantillon 9 D3 est constitué par une biomicrite à foraminifères et algues.

Les fréquents grands foraminifères benthiques sont apparemment en place : *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, Rupertiidés, Miliolidés, Textulariidés. Les planctoniques : *Globigerinoides* sp., *Sphaeroidinellopsis seminula*. *Orbulina universa* sont rares. Les algues Mélobésiées sont très fréquentes, les Bryozoaires fréquents, les Echinodermes rares ; les fragments de Polypiers extrêmement rares.

L'âge est Miocène moyen (10 à 15 M.A. environ). Le milieu de dépôt, semblable à 9 D2 est du type "fore reef" abrité à hydrodynamisme faible.

Les échantillons les plus anciens sont donc datés par une microfaune de grands foraminifères benthiques du Miocène moyen accompagnés d'algues caractéristiques de conditions para-récifales. Dans les échantillons du Miocène supérieur une microfaune benthique et pélagique indique des profondeurs de dépôts probablement plus importantes. Les échantillons datés du Pléistocène inférieur contiennent une microfaune essentiellement pélagique. Bien que l'influence d'éventuels remaniements ne puisse être écartée, une évolution aussi systématique indique un approfondissement de dépôt probablement lié à une subsidence.

Dragage n° 19 - Position : 23°41.5 S - 168°14.5 E - Profondeur : 450 - 440 m.

Un échantillon paraît particulièrement intéressant, il présente deux microfaciès bien distincts. L'un de ces faciès est représenté par une biomicrite à grands foraminifères benthiques (*Lepidocyclina*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, Elphidiidés, Miliolidés) et débris d'algues (Mélobésiées) et de Polypiers supposés être du Miocène moyen par analogie avec le faciès correspondant du dragage n° 9. Une telle association est caractéristique d'un milieu para-récifal. L'autre faciès du même échantillon séparé du précédent par une surface rubéfiée très nette est constitué par une biomicrite à microfaune pélagique de *Globorotalia* gr. *tosaensis-crassaformis*, *Globorotalia tenuitheca*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia tumida*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides sacculiferus*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Orbulina universa* du Pléistocène inférieur probable. (1)

La juxtaposition de ces faciès, sans remaniement du plus ancien dans le plus récent, pourrait indiquer qu'après le dépôt du faciès para-récifal (peut-être suivi par une émergence de ces formations) les conditions de dépôt ont radicalement changé probablement à la suite d'une subsidence.

- (1) Détermination P. ANDRIEFF, B.R.G.M. Orléans.
- (2) Détermination G.W. HUGHES, Geological Survey, Honiara.