

Depuis une dizaine d'années des croisières de reconnaissance systématique dans les domaines de la recherche fondamentale et appliquée ont été effectuées dans le sud-ouest du Pacifique, resté longtemps à l'écart des grands programmes de recherche du fait de son éloignement des pays promoteurs. L'effort permanent consenti par des organismes français, principalement l'ORSTOM, associé suivant les programmes à d'autres organismes nationaux (CNEXO, IFP, sociétés pétrolières nationales) ou américains (Université de Cornell, Université du Texas, National Oceanic and Atmospheric Administration) n'apparaît pas négligeable dans le bilan de l'action scientifique de la dernière décennie dans la région considérée.

La liste des travaux scientifiques de référence ne peut être citée dans son intégralité, d'autant que les auteurs ont été amenés à choisir parmi des interprétations contradictoires celles qui semblaient les plus probables. Parmi tous les travaux à terre et en mer présentant un intérêt tant du point de vue de l'antériorité que de leurs conclusions synthétiques ou thématiques, seuls sont cités les plus didactiques sans que ce choix reflète un jugement de valeur excluant les autres.

Si les limites de plaques actuelles sont souvent clairement mises en évidence tant par une morphologie caractéristique que par les activités associées (volcanisme, sismicité) il n'en est pas de même dans le cas des limites fossiles pour lesquelles les critères de reconnaissance ne constituent souvent qu'un faisceau de présomptions.

admettent généralement que la zone de subduction des Tonga-Kermadec a été continûment fonctionnelle depuis 20 M. A. et sans doute, malgré le déplacement du pôle de rotation, depuis sa création qui remonterait au moins à l'Eocène moyen (46 M. A.). Les séismes les plus profonds observés n'indiquent donc que la profondeur jusqu'à laquelle se conservent les caractéristiques de la plaque plongeante, et notamment sans doute sa rigidité; ils ne marquent pas l'extrémité réelle de la plaque.

La digestion de la plaque plongeante dépend de son épaisseur et du temps de contact entre les deux milieux (donc de la vitesse de subduction). La profondeur de 700 km constitue en tout état de cause une limite inférieure au-delà de laquelle nulle sismicité n'est repérée. L'épaisseur de la plaque Pacifique, calculée d'après un modèle de déformation non newtonien du bombardement observé à l'amont de la zone de subduction des Tonga-Kermadec, varie peu du nord au sud (102 km aux Tonga, 110 km aux Kermadec). La décroissance de la profondeur de la sismicité observée du nord au sud de la plaque plongeante est donc en relation directe avec la vitesse de subduction. Au nord de la Nouvelle-Zélande, celle-ci est telle que la plaque perd les caractéristiques qui permettent le développement d'une activité sismique vers 400 km de profondeur après un temps de transit dans l'asthénosphère supérieur à 13 ou 14 M. A. Dans l'extrême nord de la zone de subduction des Tonga, au nord de 18° de latitude sud, la profondeur de la plaque plongeante ne dépasse pas 300 km. Il s'agit donc d'une phase récente qui résulte d'une progression du phénomène de subduction le long de l'axe de la limite des plaques. Enfin, des résultats récents montrent qu'il existe en profondeur un écaillage de la plaque plongeante au niveau de la zone centrale des Tonga, où cette plaque apparaît la plus profonde.

La limite nord de la zone de subduction est marquée par une ligne de séismes superficiels soulignant l'existence d'une faille transformante. Cette limite coïncide avec l'interruption de la sismicité liée à la plaque plongeante.

L'arc insulaire des Tonga-Kermadec ne semble pas avoir connu de surrection notable dans un passé récent (200 000 ans). On peut donc considérer que cet arc est actuellement en position d'équilibre. Il s'agit certainement d'un équilibre entre les différentes contraintes donc d'un équilibre dynamique et non d'un équilibre isostatique.

L'épaisseur de la croûte sous l'arc insulaire des Tonga-Kermadec ne dépasserait pas une vingtaine de kilomètres après des données de sismique réfraction dont l'interprétation n'apparaît pas univoque. Le passage de l'arc insulaire à la structure continentale de l'île Nord de Nouvelle-Zélande semble un contact anormal. La partie superficielle de l'arc insulaire est constituée essentiellement de couches volcano-sédimentaires observables sur plus de 4 km d'épaisseur sur certains enregistrements de sismique réflexion.

Le volcanisme Pléistocène à actuel lié à la zone de subduction des Tonga se développe selon une ligne parallèle à la fosse et soulignée par un arc volcanique discontinu séparé de l'arc frontal par le fossé de Tofua. Cette ligne de volcanisme se poursuit jusque dans l'île Nord de Nouvelle-Zélande en milieu continental.

Le volcanisme des arcs des Tonga et des Kermadec, de type tholéitique, est représenté par des andésites et andésites basaltiques qui l'apparente à celui observé dans les Mariannes et aux Sandwich. Par contre le volcanisme de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande présente un enrichissement très net en silice qui se traduit par l'émission de véritables rhyolites; au niveau des éléments traces, le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ s'augmente significativement dans les andésites et andésites basaltiques de Nouvelle-Zélande par rapport à celles des Tonga-Kermadec, ce qui indique bien une contamination du volcanisme. Ce volcanisme de l'île Nord est donc nettement influencé par la présence de la croûte continentale. Cette zone de subduction présente une magnifique exemple du passage d'une subduction en milieu océanique, caractérisée par la présence d'arcs insulaires, à une subduction du type marge continentale active. L'activité de l'arc volcanique actuel n'aurait débuté qu'au Pléistocène supérieur; une telle observation, qui paraît en contradiction avec la continuité du phénomène de subduction depuis une époque antérieure fera l'objet d'une tentative d'explication.

3. - La subduction de la plaque Australo-Indienne

Elle se produit le long des systèmes d'arcs des Nouvelles-Hébrides, des Salomon, de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Guinée qui sont évolués successivement.

a. Nouvelles-Hébrides

L'axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides a été assimilé, en schématisant à l'extrême, à un rayon du pôle de rotation des plaques Pacifique et Australo-Indienne, ce qui implique que le mouvement de subduction est à peu près perpendiculaire à cet axe. La sismicité continue définit un plan de plongement dont le pendage atteint 60° et dont la profondeur, d'environ 350 km dans la partie nord de l'arc, ne dépasse pas 170 km dans l'extrême sud. On peut considérer que cette sismicité profonde marque l'extrémité de la plaque plongeante. La forte vitesse de subduction exclut qu'il s'agisse comme aux Kermadec, d'une limite de conservation des caractères thermo-dynamiques de la plaque en fonction de son temps de contact avec l'asthénosphère. Aux Nouvelles-Hébrides, la phase de subduction actuelle est certainement une phase jeune ayant débuté il y a 3,5 M. A. environ dans la partie nord de l'arc et à une époque plus récente dans la partie sud.

Les plus anciennes roches connues de l'arc volcanique actuel lié à cette phase de subduction n'ont pas donné d'âges supérieurs à 2,5 M. A., ce qui conforte l'hypothèse de la relative jeunesse de la phase de subduction en cours. Au nord de l'île de Vaté, l'arc volcanique actuel est situé dans la partie médiane d'un arc insulaire complexe constitué par deux alignements d'îles dans lesquelles des phases volcaniques anciennes représentatives de subductions antérieures à la phase actuelle ont été observées. Au sud de l'île de Vaté, seules des déformations relatives à l'arc volcanique actuel ont été observées jusqu'ici, ce qui laisse supposer que la partie sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides est récente et doit être strictement liée à la phase de subduction actuelle. Les types de volcanisme observés révèlent une grande variation temporelle et spatiale; les basaltes prédominent dans la chaîne centrale des Nouvelles-Hébrides; ils appartiennent à la série tholéitique, lignée de roches volca-

niques caractérisées par un enrichissement en fer au niveau des termes intermédiaires. Cette série apparaît dans les rides médio-océaniques et au niveau des arcs insulaires en début d'activité; sa présence est logique compte tenu de la jeunesse de l'arc volcanique. Les îles actuelles de l'archipel des Nouvelles-Hébrides sont pour 90 % de leur superficie le résultat de l'émergence des parties hautes de l'arc insulaire ou de la constitution d'édifices volcaniques au cours du Quaternaire. L'importance des surrections quaternaires est marquée par l'existence de terrasses coralliennes s'étageant du niveau de la mer jusqu'à une altitude qui peut atteindre 900 m sur l'île de Pentecôte; 45 % de la superficie de l'île de Santo ont émergé depuis 125 000 ans; des formations de cet âge ont subi une surrection qui peut dépasser 300 m. Les vitesses de surrection ne sont pas identiques au long de l'archipel, les plus fortes étant observées dans la région de Santo/Mallicolo. La surrection semble principalement liée aux déclenchements des séismes majeurs superficiels. Ainsi dans la région de Mallicolo le séisme d'avril 1965 a-t-il provoqué une surrection instantanée qui a atteint 1 m; aucun mouvement significatif ne semble s'être produit depuis cette date. Certains coraux massifs présentent en effet une limite nettement tranchée entre la partie morte après la surrection et celle qui a continué à vivre, sur laquelle on observe tous les anneaux de croissance annuelle formés depuis 1965 (TAYLOR, communication personnelle). La forte surrection récente et actuelle de l'arc des Nouvelles-Hébrides contraste avec la faible amplitude des mouvements récents dans l'archipel des Tonga.

b. Salomon

L'axe de la fosse matérialisant la limite entre les plaques Pacifique et Australo-Indienne fait avec le rayon relatif au pôle de rotation de ces plaques un angle d'environ 35° qui tend à atteindre 90° dans la partie sud de la fosse où celle-ci s'incurve fortement pour rejoindre la fosse des Nouvelles-Hébrides. Le déplacement de la plaque Australo-Indienne par rapport à la plaque Pacifique tout au long de cette limite peut être décomposé en deux composantes, l'une perpendiculaire à la limite et représentant le mouvement de subduction, l'autre tangentielle et représentant la quantité du mouvement de déplacement horizontal. La vitesse de subduction est donc inférieure à la vitesse du mouvement relatif de déplacement des plaques et diminue d'autant plus que la direction de cette limite s'écarte de celle du rayon de rotation des plaques au point considéré. La profondeur de l'activité sismique relative à la plaque plongeante atteint 200 km dans les parties nord et médiane de la zone de subduction des Salomon et ne dépasse pas 100 km dans sa partie sud (PASCAL - 1979). La diminution de la longueur de la plaque plongeante ainsi révélée traduit bien la diminution vers le sud de la composante subduction du mouvement de migration relatif des deux plaques. L'activité volcanique liée à la phase de subduction en cours est d'âge quaternaire. La liaison avec la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides doit se faire par l'intermédiaire d'une faille transformante courte située à l'extrême sud des Salomon où l'axe de la fosse suit un grand cercle du pôle de rotation des deux plaques impliqués.

La zone de subduction des Salomon constitue un bel exemple de subduction oblique au cours de laquelle la plaque plongeante subit aussi un mouvement de coulissage. Dans les parties nord et médiane des Salomon, la majorité des mécanismes au foyer des séismes indique que ceux-ci sont le résultat des tensions subies par la lithosphère lors de sa descente. Peu de séismes sont induits par la composante tangentielle du mouvement de la plaque. Dans la partie sud de la zone, le nombre de séismes dont l'origine est un mouvement de glissement latéral augmente. La direction de glissement N 74° E coïncide avec celle de la limite des plaques et du plan de plongement au point considéré. L'activité volcanique quaternaire liée à la phase de subduction a constitué les îles de l'ouest de l'archipel où s'est surimposée à certaines îles de constitution plus ancienne, telle Bougainville dont la série géologique débute à l'Oligocène. L'altitude des îles Salomon est plus forte que celle des Nouvelles-Hébrides; l'essentiel de la surrection à l'origine de ces reliefs semble d'âge quaternaire, ce qui implique une vitesse de surrection supérieure à celle observée aux Nouvelles-Hébrides.

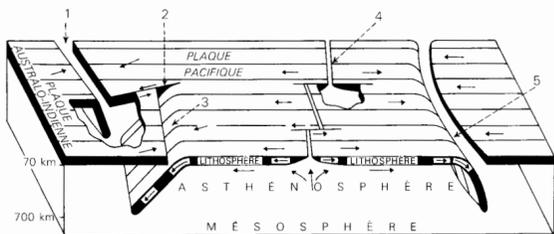
c. Nouvelle-Bretagne

L'île de Nouvelle-Bretagne constituée de terrains tertiaires est bordée sur son flanc sud par une fosse océanique profonde. Cette région est caractérisée par une activité sismique et volcanique intense. L'axe de la fosse matérialisant la limite des plaques entre la mer de Bismark et la mer des Salomon est sensiblement orienté suivant le grand cercle relatif au pôle de rotation des plaques Australo-Indienne et Pacifique. Le mouvement relatif des plaques devrait être coulissant. Or les foyers des séismes s'ordonnent continûment suivant un plan focal plongeant vers le nord jusqu'à une profondeur de 200 km environ. Le volcanisme quaternaire et actuel surimpose ses reliefs à ceux des formations tertiaires de Nouvelle-Bretagne ou constitue des îles situées au nord et à l'ouest de l'île principale suivant une position normale par rapport au plan sismique. Il existe donc, au niveau de la Nouvelle-Bretagne, une véritable zone de subduction dont l'existence ne peut être expliquée par le seul mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique. L'explication en sera donnée ultérieurement.

d. Nouvelle-Guinée

La limite entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique semble se poursuivre au sein même de la grande île de Nouvelle-Guinée, mettant en contact deux zones de lithosphère continentale. A l'extrême est de l'île, la sismicité apparaît relativement bien organisée selon un plan de pendage nord qui descend jusqu'à 200 km de profondeur. Plus à l'ouest, cette sismicité apparaît plus diffuse. Le volcanisme quaternaire et actuel, à l'origine des îles volcaniques et volcans sous-marins situés au nord de la côte de Nouvelle-Guinée, conforte l'hypothèse d'un plan de subduction orienté vers le nord. L'évolution magmatique de ce volcanisme reste controversée. « Les tentatives pour classer les roches de l'arc insulaire de Papouasie-Nouvelle-Guinée dans les séries tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques (série caractéristique des roches volcaniques hyper-alcalines que l'on trouve le plus souvent sur les arcs insulaires déjà anciens) n'ont pas été un succès... » (ARCULUS et JOHNSON - 1978).

La formation des océans et la dérive des continents ont été depuis une quinzaine d'années expliquées par la théorie dite de la tectonique des plaques ou tectonique globale. Suivant cette théorie les zones d'expansion ou dorsales constituent les lieux privilégiés où le magma profond s'épanche à la surface, générant ainsi une croûte de type océanique qui migre lentement de chaque côté de la partie axiale de la dorsale généralement soulignée par un rift. Les lavas émises subissent l'influence du champ magnétique terrestre et l'aimantation rémanente qui persiste après leur solidification est fonction de la direction et de la polarité du champ magnétique terrestre de l'époque au point considéré. La succession des inversions de polarité du champ magnétique se traduit par une série de bandes de champ inverse parallèles aux dorsales repérées par un numéro d'ordre. L'échelle chronologique de ces inversions étant connue, il est possible de calculer les vitesses d'expansion des dorsales. On considère donc que la surface du globe terrestre est constituée de plaques rigides appelées lithosphères reposant sur une couche visqueuse ou asthénosphère (fig. 1); ces plaques épaisses de 70 à 100 km, dont 10 à 50 km de croûte océanique ou continentale, migrent à partir des dorsales.



1 - Zone de subduction des Nouvelles-Hébrides 4 - Dorsale d'expansion Est-Pacifique
2 - Ride de Hunter 5 - Zone de subduction du Chili
3 - Zone de subduction des Tonga-Kermadec

Figure 1 - BLOC DIAGRAMME ILLUSTRANT SCHEMATIQUÉMENT LES MOUVEMENTS DES PLAQUES DANS LE SUD DU PACIFIQUE (D'après ISACKS B. et al. 1968)

La composante des différents mouvements d'expansion conduit ainsi la plaque issue d'une dorsale à affronter la plaque adjacente initiée par une dorsale voisine. Cet affrontement se traduit par l'enfoncement de la plaque la plus dense sous la plaque la moins dense le long d'une zone de rupture du tissu lithosphérique qui constitue la limite entre les deux plaques (fig. 1). Ce phénomène, dit de subduction, est accompagné par une activité sismique importante qui affecte le bord externe de la plaque flottante et la totalité de la plaque plongeante jusqu'à une profondeur de 700 km. En milieu océanique, les zones de subduction actuelles sont soulignées par une fosse dont la profondeur varie entre 6 000 et 11 000 m et par un arc insulaire caractérisé par l'existence d'un volcanisme actif. Sur le globe, le mouvement de chacune des plaques considérées deux à deux peut être assimilé à une rotation autour d'un axe vertical. La trace de cet axe sur la sphère est appelée pôle de rotation (fig. 2).

Sur le plan morphologique, le sud-ouest du Pacifique se caractérise par une succession de rides sous-marines ceinturant le continent australien, séparées par des « bassins océaniques » dont la profondeur reste inférieure à celle des grands bassins océaniques. Sur le plan structural il s'agit d'une vaste zone de transition entre le domaine continental australien et le domaine océanique Pacifique. En termes de tectonique des plaques, les différents traits structuraux de cette zone résultent de l'évolution dans le temps et de l'espace de la limite entre la plaque Pacifique et la plaque Australo-Indienne dont elle conserve les « cicatrices », plus ou moins reconnaissables en fonction de leur ancienneté.

L'objectif de cette notice est de présenter les différents dispositifs structuraux figurés sur la carte du sud-ouest du Pacifique en distinguant ceux qui résultent des mécanismes de la tectonique des plaques et ceux dont l'origine reste inexpliquée dans le cadre des théories actuellement admises.

I. - LES LIMITES DE PLAQUES ACTUELLES (ZONES ACTIVES)

A. - Les zones de subduction actives

1. - Les mouvements généraux

Dans un des modèles de tectonique globale les plus récents, établi par MINSTER et al. (1974) à partir des linéations magnétiques (lignes reliant entre elles les mêmes anomalies magnétiques observées) parallèles aux dorsales, les plaques Australo-Indienne et Pacifique se déplacent l'une par rapport à l'autre selon un mouvement convergent de rotation dont le pôle virtuel est situé à 59°8 de latitude sud et 178°0 de longitude est. Cette convergence implique la subduction d'une plaque sous l'autre mais le schéma se complique du fait que dans la partie nord du sud-ouest du Pacifique la plaque Australo-Indienne passe sous la plaque Pacifique alors que dans la partie sud-est, la plaque Pacifique s'enfonce sous la plaque Australo-Indienne (fig. 1). La liaison entre ces deux mouvements de sens inverse se ferait par l'intermédiaire d'une faille transformante le long de laquelle les plaques se déplacent en sens opposé (ISACKS et al. - 1968). Vers 10° de latitude sud, au niveau du sud des îles Salomon, la vitesse du mouvement relatif des plaques selon une direction N 80° E atteindrait 10,5 cm par an alors que vers 30° de latitude sud au niveau de l'arc des Tonga-Kermadec le mouvement s'effectuerait selon une direction franchement est-ouest à une vitesse de 7,3 cm par an (MINSTER et al. - 1974).

Du fait des caractères élastiques de la lithosphère, la subduction de la plaque plongeante engendre un bombardement en amont de la fosse. Son amplitude et sa demi-longueur d'onde, fonction de l'épaisseur de la lithosphère varient respectivement de 150 à 700 m et de 200 à 600 km. L'axe de ce bombardement est sensiblement parallèle à celui de la fosse. Sa présence peut être difficilement observable sur les profils bathymétriques du fait de sa faible amplitude par rapport aux irrégularités du fond. La surrection des atolls de l'archipel des Loyauté en amont de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, celle de l'atoll de Rennell, en amont des Salomon, et celle de l'atoll de Niue en amont des Tonga ont été attribuées à l'existence de ce bombardement dont elles matérialisent les effets (DUBOIS et al. - 1974, 1977, RÉCY et al. - 1977). Du fait de la migration des plaques, ces atolls ont été amenés pendant le Quaternaire dans la zone d'influence du bombardement et ils ont progressivement émergé.

A proximité de la fosse, la courbure de la flexure de la lithosphère révélée par la morphologie du fond s'accroît fortement et ne correspond plus à celle impliquée par une déformation de type élastique (DUBOIS et al. - 1977). La flexure doit se conserver après l'arrêt de la subduction et la cessation des contraintes associées, tant que de nouvelles contraintes n'induisent pas sa disparition. Un tel caractère constitue dans les cas favorables un des critères de détermination de l'origine de structures reliques actuellement inactives (RÉCY et al. - 1977).

2. - La subduction de la plaque Pacifique

Aux abords de la fosse des Tonga-Kermadec, la plaque Pacifique est caractérisée par la présence d'une croûte ancienne dont l'âge estimé à partir de la relation profondeur/âge varie de 100 M. A. au nord à 120 M. A. au sud (120 à 140 M. A. d'après les résultats du forage « Deep Sea Drilling Project » 204). L'axe de la fosse peut être assimilé à un rayon du pôle de rotation virtuel des plaques Australo-Indienne et Pacifique, ce qui implique que les mouvements sont perpendiculaires à cette direction et que leur vitesse décroît vers le sud (9,5 cm/an aux Tonga, 7 cm/an vers 30° sud, 3 cm/an au nord de la Nouvelle-Zélande). La profondeur des séismes relatifs à la plaque plongeante (fig. 3) décroît du nord au sud (700 km aux Tonga, 500 km aux Kermadec, 400 km sous la partie septentrionale de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande et 200 km sous la partie sud de cette même île), alors que le plongement s'accroît (45° en moyenne sous le Tonga, 55°-60° sous les Kermadec, 70° sous l'île Nord de la Nouvelle-Zélande). Si la vitesse de subduction a été sensiblement égale à la vitesse relative des plaques, les parties les plus profondes encore sismiquement actives de la plaque auraient commencé leur subduction il y a 10 M. A. au niveau des Tonga et 13 à 14 M. A. au niveau du nord de la Nouvelle-Zélande. Or les modèles de tectonique globale

La surrection de la côte nord-est au Quaternaire est soulignée par des terrasses coralliennes surélevées mais l'amplitude du mouvement décroît rapidement vers l'ouest; cette surrection, qui a atteint 330 m depuis 120 000 ans à l'extrémité de la péninsule de Huon, ne dépasse pas 120 m, 60 km plus à l'ouest (BLOOM et al - 1974). Cette limite de plaque représente-t-elle une subduction continent-continente? Est-elle le terme ultime d'une subduction avant la collision? Le mouvement évolue-t-il vers l'ouest en mouvement transformant? Les données restent en partie contradictoires et leur interprétation sujette à caution.

4. - Liaison entre les zones de subduction des plaques Australo-Indienne et Pacifique

Dans le cadre d'un schéma simple de la tectonique des plaques, la liaison entre ces deux ensembles de subduction s'établirait par l'intermédiaire d'une faille transformante (fig. 2). La ride de Hunter souvent présentée comme une faille transformante est une structure complexe bordée sur son côté convexe par une fosse océanique et sur son côté concave par un arc volcanique matérialisé par les volcans de Hunter et Matthew, qui présentent un volcanisme calco-alcalin de type arc insulaire caractérisé. Il y a donc subduction alors même que la direction de la fosse par rapport au rayon du pôle de rotation relatif aux deux grandes plaques déterminerait un mouvement essentiellement coulissant. La zone de subduction se termine au niveau de 175° de longitude est, tandis que, sur le plan morphologique, la ride de Hunter semble se poursuivre par une chaîne complexe qui se dirige vers les îles Fidji. Sur le plan morphologique et structural, il n'existe aucune structure linéaire reliant la terminaison sud de la subduction Australo-Indienne à la terminaison nord de la subduction Pacifique. Le phénomène est donc dans la réalité plus complexe que le modèle de la fig. 2 qui ne représente qu'une approximation simplifiée à l'échelle globale de la tectonique des plaques.

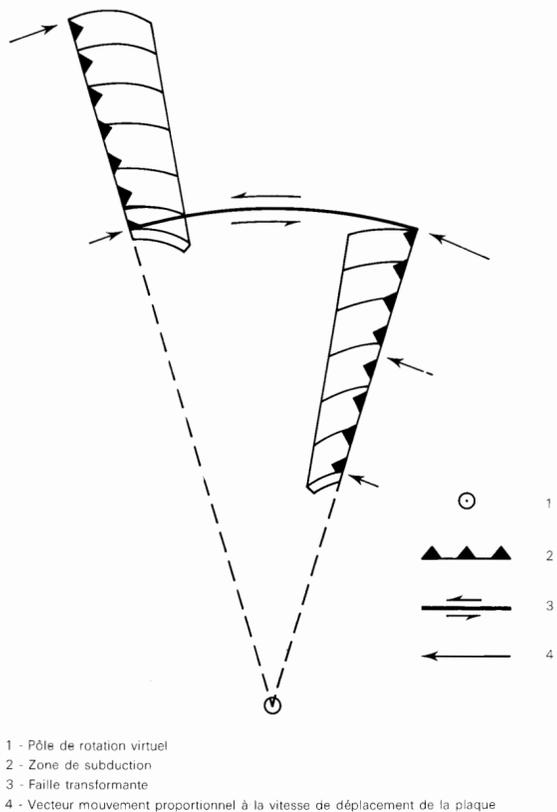


Figure 2 - EXEMPLE THÉORIQUE DE DEUX SUBDUCTIONS DE SENS INVERSE RELIÉES PAR UNE FAILLE TRANSFORMANTE

Il est apparu au cours de cette description des zones de subduction du sud-ouest du Pacifique qu'un certain nombre de phénomènes observés ne coïncident pas avec ceux qui auraient dû être produits par le mouvement des plaques Australo-Indienne et Pacifique. La présence, dans la région de Nouvelle-Bretagne, d'une subduction non explicable par le mouvement relatif des plaques, la différence entre la position théorique et celle observée de la structure de liaison entre les subductions Pacifique et Australo-Indienne, la jeunesse de l'arc volcanique actif des Tonga par rapport à l'âge du début de la subduction constituant autant de faits non cohérents avec le modèle de mouvement relatif entre les deux plaques considérées. Des réajustements interviennent, traduits par la présence de zones d'expansion actives qui constituent ce qu'on a coutume d'appeler les bassins marginaux actifs. Ces zones d'expansion secondaires déterminent en fait des sous-plaques en bordure des plaques principales.

B. - Les bassins marginaux actifs

Les mécanismes à l'origine de ces expansions peuvent être du même type que ceux des grandes dorsales océaniques mais les critères de reconnaissance et de datation tels que la sismicité soulignant l'axe d'expansion et les linéations magnétiques parallèles à cet axe, n'apparaissent pas toujours clairement du fait de la complexité de la tectonique

liée à l'ouverture de ces bassins et à la durée limitée de leur période d'activité.

1. - Le bassin de Lau-Havre

Le bassin marginal de Lau-Havre se présente comme un sillon étroit, s'évasant notablement dans sa partie nord, et dont la profondeur varie entre 2 000 et 3 000 m. L'anomalie magnétique la plus ancienne observée est l'anomalie 2, ce qui correspond à une ouverture initiale il y a 3,5 M. A. La présence de bassins adjacents au bassin principal laisse penser que l'ouverture initiale a dû commencer avant 3,5 M. A. Le flux de chaleur élevé mesuré dans le bassin de Lau (2,07 à 2,17 μ cal/cm²/sec suivant les moyennes) reste inférieur à celui observé sur les croûtes océaniques formées par les dorsales Est-Pacifique et Indienne (2,82 et 2,32 μ cal/cm²/sec) depuis moins de 10 M. A. Dans le fossé du Havre, le nombre de mesures n'est pas suffisant pour que les résultats soient significatifs. L'existence d'une sismicité superficielle indique que le bassin est actuellement en expansion mais cette sismicité diffuse n'en souligne pas les axes; toutefois elle apparaît plus organisée au niveau de la ride de Peggy considérée comme un axe d'expansion ou comme une faille transformante. La forme générale du bassin résulte soit d'une ouverture en sphénocasme (ou ouverture en coin), ce qui implique des vitesses d'expansion décroissant du nord au sud du bassin de Lau, soit d'une migration de l'activité d'expansion qui aurait commencé au nord et s'y serait poursuivie, alors même que la « déchirure » se serait progressivement étendue vers le sud, soit d'une combinaison des deux mécanismes précédents. Les faits connus ne permettent pas de privilégier l'une de ces hypothèses; on peut noter toutefois que la vitesse globale d'expansion depuis deux millions d'années serait de 7,6 cm/an dans le bassin de Lau au niveau de 19° sud et de 5,4 cm/an dans le fossé du Havre.

La ride de Lau-Colville qui borde à l'ouest le bassin de Lau-Havre représenterait l'ancien arc volcanique relatif à la zone de subduction Tonga-Kermadec, progressivement éloigné de la fosse par l'expansion du bassin marginal depuis l'ouverture de ce dernier au sein de l'arc insulaire des Tonga il y a probablement 5 à 6 M. A. En effet, si une activité volcanique postérieure s'est poursuivie jusqu'à une époque récente au sein de cette ride de Lau-Colville, le volcanisme de type andésitique lié à la subduction a pratiquement cessé depuis le début de l'ouverture du bassin marginal. Ce mécanisme explique la jeunesse relative de l'arc volcanique actuel des Tonga-Kermadec qui aurait commencé à s'édifier sur le bord oriental du bassin marginal peu après le début de son ouverture, en s'installant sur la croûte océanique nouvellement créée du bassin de Lau.

2. - Le Plateau Nord-Fidjien

Ce bassin marginal a été improprement dénommé plateau sur le seul critère de sa profondeur qui ne dépasse pas 3 000 m. La croûte constituant les fonds est une croûte mince de type océanique dont l'épaisseur, hors de la couverture d'eau, varie entre 3 et 5 km. La limite inférieure de cette croûte est caractérisée par une vitesse de propagation des ondes anormalement lente (7,6 km/sec), analogue à celle rencontrée ordinairement sous les dorsales océaniques. Le flux de chaleur élevé (2,86 μ cal/cm²/sec en moyenne) est supérieur à celui enregistré sur les croûtes océaniques formées par les dorsales Est-Pacifique et Indienne depuis moins de 10 M. A. Dans la partie sud du bassin les linéations magnétiques de l'anomalie 0 à l'anomalie 3' semblent s'ordonner de chaque côté d'un axe d'expansion nord-sud; la disposition observée implique une expansion moyenne de 7 cm/an depuis 5,5 M. A. L'axe d'expansion n'est d'une façon générale pas marqué par une morphologie particulière, ce qui est peut-être la conséquence, comme sur les grandes dorsales océaniques, de la vitesse élevée d'expansion. La sismicité superficielle diffuse repérée par le réseau sismologique international ne souligne pas l'axe d'expansion. La couche sédimentaire semble par contre s'épaissir de chaque côté de l'axe, ce qui ne constitue pas, compte tenu de la disposition des terres émergées à la périphérie, un argument complémentaire déterminant. La liaison entre les terminaisons nord et sud de cet axe et les structures actives avec lesquelles il doit être connecté ne sont pas établies. Des linéations représentant peut-être les anomalies 4 à 2, ont été reconnues dans la partie nord-ouest du plateau. La disposition des anomalies reconnues ne permet pas une reconstitution exhaustive de la formation du bassin, qui a dû commencer avant 5,5 M. A. L'hypothèse la plus communément admise est que l'ouverture initiale s'est produite il y a 10 M. A. environ au sein de l'arc insulaire ancien des Nouvelles-Hébrides, à la fin d'une phase de subduction au cours de laquelle la plaque Pacifique s'enfonçait sous la plaque Australo-Indienne. La fosse du Vitiaz, relique de la fosse afférente à cette subduction, a été séparée de l'arc par l'ouverture du bassin marginal du plateau Nord-Fidjien qui aurait entraîné une rotation d'environ 30° dans le sens des aiguilles d'une montre de l'arc néo-hébridais ancien. Les ouvertures du bassin de Lau et du plateau Nord-Fidjien expliquent que la liaison entre les zones de subduction de la plaque Pacifique et de la plaque Australo-Indienne apparaisse plus complexe que ne l'impliquent les mouvements relatifs des plaques déduits de l'expansion des grandes dorsales océaniques. Le cumul des vitesses de subduction des Tonga et des Nouvelles-Hébrides au niveau de 20° de latitude sud serait d'environ 21 cm/an (DUBOIS et al. - 1977) alors que celle du mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique atteint 10 cm/an; la différence est la conséquence des expansions secondaires produites au niveau des bassins marginaux de Lau-Havre et du plateau Nord-Fidjien.

3. - Le bassin de Woodlark

Ce bassin, dont la profondeur n'excède pas 3 000 m, est limité au nord par la ride de Woodlark et au sud par la ride et la fosse de Pocklington. La topographie des fonds est très irrégulière et la couverture sédimentaire, notamment dans la partie orientale du bassin, fine ou inexistante, ce qui implique une formation récente. Un flux de chaleur élevé est observé dans le bassin de Woodlark et dans le bassin adjacent des Salomon, de même que sur le flanc externe des fosses de Nouvelle-Bretagne et des Salomon. La sismicité superficielle reste diffuse mais semble avoir tendance à s'ordonner dans la partie centrale du bassin de Woodlark selon une direction est-ouest.

Les anomalies magnétiques repérées dans la partie orientale du bassin pourraient correspondre à une expansion de 4,5 à 4,7 cm/an depuis 2,8 M. A., selon un vecteur approximativement nord-sud. Il est possible que cette vitesse diminue vers l'ouest, ce qui impliquerait une ouverture en sphénocasme compatible avec la disposition des structures plus anciennes limitant le bassin au nord et au sud.

L'une des conséquences du mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique, est la « consommation » de la partie la plus orientale du bassin et de l'axe d'expansion afférent par la zone de subduction des Salomon. D'autre part, la direction du mouvement d'expansion du bassin de Woodlark explique la présence au niveau de la Nouvelle-Bretagne d'une zone de subduction évoquée ci-dessus (I, A, 3, c), caractérisée par une lithosphère plongeante nettement définie, alors que la direction de la fosse par rapport au mouvement relatif des deux grandes plaques n'implique qu'un simple coulissage. La faible longueur de la lithosphère s'explique par l'âge relativement récent du début de l'ouverture du bassin.

4. - Les bassins de la mer de Bismarck

La mer de Bismarck est constituée de deux bassins séparés par une ride: le bassin de Manus à l'est, dont la profondeur varie entre 2 000 et 2 700 m, et le bassin de Nouvelle-Guinée à l'ouest dont la profondeur, du fait de l'importance des apports sédimentaires provenant de Nouvelle-Guinée, ne dépasse pas 2 200 m. La sismicité observée se dispose selon une ligne est-ouest qui souligne une limite active des plaques. Dans le bassin de Manus, les linéations magnétiques caractéristiques d'une expansion ont été observées de chaque côté de cette limite de plaque, depuis l'anomalie 2' jusqu'à l'anomalie actuelle. La vitesse d'expansion globale aurait été de 13,2 cm par an depuis 3,5 M. A. Les éventuelles linéations du bassin de Nouvelle-Guinée n'ont pas encore été recherchées. L'interprétation proposée des mécanismes focaux des séismes et des anomalies magnétiques observées implique l'existence de deux segments d'axes d'expansion encadrés par des segments de faille transformante senestre.

La longueur cumulée de la croûte générée par la mer de Bismarck et le bassin de Woodlark depuis le début de leur ouverture serait bien supérieure à la longueur de la plaque plongeante de la zone de subduction exclusive de l'ouverture de ces bassins marginaux, sans relation avec le mouvement général des plaques Australo-Indienne et Pacifique (I, A, 3, c).

Le fort plongement de cette plaque exclut un mouvement de recul important vers le sud de la charnière de cette zone de subduction. Les conséquences de l'excès d'expansion des bassins marginaux de Bismarck et de Woodlark par rapport à la subduction de Nouvelle-Bretagne seraient à rechercher au nord du bassin de Bismarck.

L'existence de bassins marginaux actifs atteste que les mouvements réels, au niveau des zones de subduction du sud-ouest du Pacifique, sont différents en vitesse et en direction de ceux qui résulteraient du seul mouvement relatif entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique. Ces ajustements conduisent même à la création de zones de subduction telle que celle de Nouvelle-Bretagne alors qu'à ce niveau la limite entre les deux grandes plaques devrait fonctionner comme une faille coulissante.

L'origine de l'ouverture de ces bassins marginaux est encore controversée. L'hypothèse que ces zones d'expansion résulteraient de l'existence de cellules de convection divergentes induites dans l'asthénosphère par le plongement de la lithosphère doit être considérée avec précaution. En effet, dans le cas de la Nouvelle-Bretagne au moins, la subduction semble être la conséquence de l'ouverture des bassins marginaux et non la cause.

Une autre hypothèse se fonde sur le déplacement de la charnière de la zone de subduction dans le sens inverse du mouvement de la plaque plongeante, du fait de la gravité qui tend à faire migrer la bordure de la plaque. Mais on comprend mal alors que les expansions s'effectuent au sein ou en arrière de l'arc et non au niveau de la limite de la plaque soulignée par la fosse. Une autre interprétation implique les variations de vitesse au niveau des grandes dorsales qui modifieraient la position des pôles de rotation des mouvements relatifs entre les plaques. La position des zones de subduction dans l'espace se modifiant difficilement, les réajustements nécessaires s'effectuent par l'ouverture de bassins marginaux (MALAHOFF et al. - in prep.).

Les faits exposés jusqu'ici montrent que la limite entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique est une zone complexe dans laquelle des mouvements de réajustements locaux déterminent en fait une série de plaques secondaires de faible extension dont la structure et la dynamique ne sont pas encore parfaitement connues. La géodynamique des mouvements récents et actuels liés aux structures actives comporte donc encore une part d'hypothèse.

Une tentative comparable pour interpréter les mouvements du passé liés aux structures devenues inactives en l'absence des repères majeurs de la sismicité, de l'activité volcanique et d'autres indices moins significatifs, conduirait à une discussion des nombreuses hypothèses possibles qui sortiraient du cadre de cette notice. C'est pourquoi la démarche adoptée pour ces structures restera principalement descriptive, l'interprétation géodynamique ne visant pas à la reconstitution globale des phénomènes.

II. - LES LIMITES DE PLAQUES ANCIENNES (ZONES INACTIVES)

A. - Les zones de subduction fossiles

Les critères de reconnaissance des zones de subduction fossiles sont évidemment moins nets que ceux observés sur les zones actives. La sismicité et l'activité volcanique diminuent puis cessent complètement. Sur le plan de la morphologie, la fosse peut se conserver (I, A, 1) mais l'arrêt de la subduction implique la disparition des contraintes et un réajustement plus ou moins important des ensembles jusqu'à l'obtention d'un équilibre isostatique stable. L'arc insulaire est affecté d'une subsidence qui peut se traduire par son immersion totale alors que la profondeur de la fosse diminue. Les reliefs initiaux ont donc tendance, sinon à s'effacer, du moins à devenir moins accusés. Le chimisme des arcs volcaniques

résiduels constitue le seul critère de reconnaissance des zones de subduction fossiles très anciennes dont la morphologie originelle a été modifiée par l'intervention de phénomènes ultérieurs.

La présence à terre de séries ophiolitiques sous forme de nappes charriées est aussi considérée comme un critère de reconnaissance de l'existence d'une ancienne limite de plaque. Ces séries, épaisses de 10 à 20 km, sont en effet formées de haut en bas de couches de basaltes, gabbros et péridotites qui sont les constituants de la lithosphère océanique. La présence de ces nappes résulte de l'obduction d'une lithosphère océanique sur une plaque voisine. Divers mécanismes ont été proposés dont la plupart impliquent des processus consécutifs à une activité de subduction. La présence de séries ophiolitiques peut donc permettre d'identifier les zones de subduction fossiles.

1. - La zone fosse du Vitiaz - Nord Salomon

La fosse Nord Salomon-Vitiaz, dont la profondeur en certains points dépasse 6 000 m, borde au nord l'archipel des Salomon et une partie du plateau Nord-Fidjien. Elle serait la trace conservée de la déformation non élastique de la lithosphère (RÉCY et al. - 1977) relative à une zone de subduction qui aurait fonctionné entre 20 et 10 M. A. au long de l'arc du même âge des Salomon et des Nouvelles-Hébrides du nord. Cette subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australo-Indienne aurait cessé par suite de l'arrivée, au niveau de la zone de subduction, du plateau d'Ontong Java, structure à la croûte épaisse qui aurait constitué un obstacle à la poursuite de la subduction. L'identité des formations observées sur les îles de Malaita et la partie nord de l'île de Santa Isabel avec celles du plateau d'Ontong Java, telles qu'elles ont été reconnues par les forages DSDP 288 et 289 (hors carte), a conduit à tracer au niveau des Salomon une limite ancienne de la plaque Pacifique qui ne suit pas la fosse mais intègre ces îles à la plaque Pacifique. Elles représenteraient des reliques surélevées de l'extrémité occidentale du plateau d'Ontong Java, rebelle à la subduction.

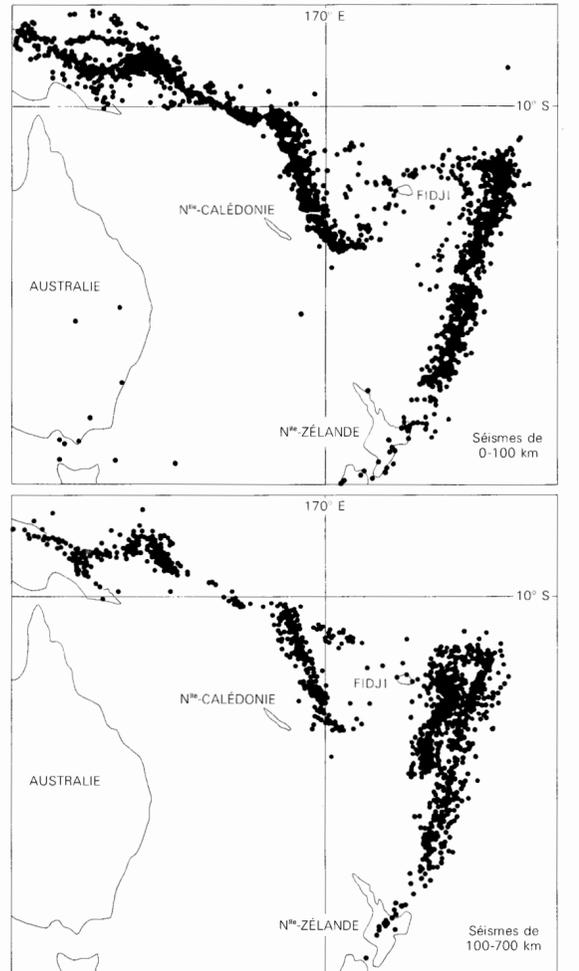


Figure 3 - SISMICITÉ DU SUD-OUEST DU PACIFIQUE (Extrait de BARAZANGI M. et DORMAN J., 1969)

Un élément important est l'existence, sous le plateau Nord-Fidjien, d'une ligne de séismes (fig. 3) de profondeur supérieure à 550 km, orientée WNW-ESE qui se poursuit de manière continue quoiqu'à une profondeur moindre, sous les Salomon; cette ligne isolée de séismes profonds apparaît sans relation avec la sismicité liée aux subductions actuellement actives. Elle correspondrait à l'activité sismique résiduelle d'un lambeau de lithosphère détaché de la plaque Pacifique plongeante qui aurait poursuivi sa descente après l'arrêt, il y a 10 M. A., du fonctionnement de la zone de subduction Vitiaz-Salomon. Si après cet arrêt la position de la fosse Nord-Salomon par rapport à l'arc des Salomon n'a pas varié, il n'en est pas de même de la fosse du Vitiaz qui aurait été séparée de l'arc des Nouvelles-Hébrides par l'ouverture du bassin, à l'origine intra-arc, qui constitue aujourd'hui le plateau Nord-Fidjien.

ATLAS DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE - PLANCHE 5

1 - La zone Nouvelle-Calédonie

2 - La zone Nouvelle-Guinée

2. - La zone Nouvelle-Guinée - fosse de Pocklington

Une série ophiolitique, représentée par une nappe de basaltes, gabbros et péridotites s'enracinant vers le nord-est, est observée dans la péninsule orientale de Nouvelle-Guinée ; l'âge généralement avancé pour cette mise en place est éocène (entre 55 et 38 M. A.) ; l'argument mis en avant est l'âge éocène probable du métamorphisme basse température/haute et basse pression qui affecte des sédiments déposés au Crétacé. Les schistes qui en résultent se disposent selon une ceinture continue qui borde la nappe ophiolitique. Il est admis que les roches de la série ophiolitique constituent la partie supérieure de la lithosphère. Les manifestations du métamorphisme basse température/haute pression seraient synchrones de la mise en place de la nappe. Le mode de mise en place de la nappe est généralement attribué au processus terminal d'une subduction ; la plaque située au sud n'aurait pu continuer à plonger vers le nord-est du fait de sa flottabilité et elle aurait été recouverte par la plaque océanique.

La fosse de Pocklington s'étend sur plus de 1 000 km à l'est de la pénin-sule de Nouvelle-Guinée ; elle présente une forme arquée ; le remplissage sédimentaire augmente progressivement vers l'ouest ; la profondeur de la fosse dépasse 5 000 m. Cette fosse s'interrompt vers l'ouest au niveau de l'archipel de la Louisiade dont les îles sont constituées essentiellement de schistes identiques à ceux observés sur la péninsule de Nouvelle-Guinée. On a émis l'hypothèse (RECY et al. - 1977) que la fosse de Pocklington et la ride de la Louisiade représenteraient les reliques d'une zone de subduction active jusqu'à l'Eocène ; mais la présence sur la ride de schistes affectés d'un métamorphisme basse température/haute pression implique une phase finale de tectonique de compression dont on s'explique mal qu'elle ait respecté la morphologie initiale de la fosse. Un figuré continu relie sur la carte la fosse de Pocklington au contact de la nappe ophiolitique, sans qu'il soit établi que ces structures représentent des manifestations liées à la même zone de subduction initiale.

La présence de schistes affectés d'un métamorphisme basse tempéra-ture/haute pression d'âge éocène probable sur la péninsule de Nouvelle-Guinée et sur une des îles qui bordent au nord la fosse de Pocklington est un argument en faveur de l'âge éocène de l'obduction dont résulte la nappe ophiolitique.

3 - La zone Rennell

La fosse de Rennell s'étend sur 300 km seulement ; sa profondeur dépasse 5 500 m et sa dénivelée par rapport au plancher océanique situé plus à l'ouest est d'environ 2 500 m. Le flanc oriental de la fosse, abrupt, est formé par un chaînon surmonté d'atolls coralliens fonctionnels et surélevés. L'observation d'anomalies magnétiques de forte amplitude et de faible longueur d'onde atteste la présence de pointements volcaniques au sein de ce chaînon. Le flanc occidental de cette fosse présente une flexure continue qui s'amorce à 70 km de l'axe de la fosse et s'accroente à son abord : ce flanc est recouvert jusqu'au fond de la fosse par des couches sédimentaires régulièrement litées, d'épaisseur constante, parallèles au substratum, qui n'ont manifestement pas pu être déposées sur une pente. Il s'agit donc de dépôts réguliers accumulés sur un plancher océanique à l'origine horizontal, mais incliné par la suite vers la fosse de Rennell au cours de la période d'activité de la zone de subduction à laquelle elle était associée. Le remplissage sédimentaire de la fosse, dont l'épaisseur peut dépasser 1 000 m, est constitué de couches horizontales, discordantes sur la couverture sédimentaire inclinée du flanc occidental, qu'elles ont recouverte plus récemment. Ces structures repré-sentent les reliques d'une zone de subduction fossile (RECY et al. - 1977) dont la période de fonctionnement reste inconnue. Une tentative de raccordement des horizons sédimentaires observés sur le flanc occidental de la fosse avec ceux du bassin de la mer du Corail recoupés par le forage DSDP 210 n'a pas permis de lever l'indétermination concernant l'âge de la subduction. Deux solution restent plausibles : l'une implique une activité de la subduction à l'Eocène supérieur, (45 à 38 M. A.), l'autre au Miocène moyen (15 M. A.). Le faible allongement des structures conduit à poser d'autres questions : souligne-t-il la faible extension de cette zone de subduction ou résulte-t-il de la segmentation ultérieure d'une zone de subduction à l'origine plus étendue ?

4 - La zone Nouvelle-Calédonie

L'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie est traitée en détail dans la notice de la planche géologie (n° 9) ; aussi le problème du char-riage des roches ultrabasiques sera-t-il simplement évoqué. La présence d'une nappe de péridotites enracinée vers l'est de la Nouvelle-Calédonie est interprétée comme le résultat de l'obduction, à l'Eocène supérieur, d'une plaque océanique venant du nord-est sur le bloc néo-calédonien. Les péridotites représentent donc les restes d'une série ophiolitique complète qui recouvrirait l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie et a été ensuite totalement ou partiellement érodée. Cette nappe se poursuit sur le prolongement sud immergé de la Grande Terre ou ride de Norfolk, jusqu'à 150 km au moins des témoins actuellement émergés.

Des études récentes de géophysique ont démontré la continuité entre les péridotites et la lithosphère océanique du bassin des îles Loyauté dont la croûte présente un pendange de 11° vers le nord-est probablement dû à l'origine au basculement de la lithosphère intervenu au cours de l'obduc-tion. Le mécanisme de la mise en place, à partir d'une zone de subduction ou d'une faille coulissante à composante de convergence, reste hypothé-tique. Le manque de connaissances concernant certaines structures majeures telle la chaîne des Loyauté, dont l'origine reste inconnue, ne permet pas une reconstitution exhaustive des événements et des méca-nismes impliqués.

5. - La ride d'Entrecasteaux

Elle est représentée dans sa partie occidentale par une structure arquée, marquée par un fossé encadré par deux lignes de crête sous-marines dont les sommets, notamment au nord, dominant parfois de plus de 1 500 m le fond du fossé. Un jeu de failles complexe modifie ensuite vers l'est cette structure relativement simple. Des dragages réalisés sur les flancs du fossé ont mis en évidence la présence de basaltes tholéi-tiques du type croûte océanique dont les datations par la méthode des traces de fission, ont donné des âges atteignant 56 M. A. Cette ride

pourrait représenter les reliques de la terminaison nord d'une zone de subduction, active jusqu'à l'Eocène supérieur, qui se serait située au niveau de la Nouvelle-Calédonie. Elle serait donc constituée par une structure fossile du même type que la ride de Hunter qui prolonge actuel-lement vers le sud la zone de subduction active des Nouvelles-Hébrides. La ride d'Entrecasteaux a dû jouer principalement le rôle de faille coulissante entre deux limites majeures de plaque.

Des inconnues importantes subsistent donc à propos de l'âge du fonc-tionnement des zones de subduction ou des mécanismes à l'origine des obductions, même pour les structures les plus caractéristiques. L'exis-tence d'autres zones de subduction a pu être évoquée dans des tenta-tives de reconstitution géodynamique où la part de l'hypothèse augmente généralement avec l'âge des structures, et qui sortent du cadre de cette notice.

B. - Les bassins marginaux fossiles

La conservation des linéations magnétiques inscrites dans les croûtes océaniques au moment de leur formation permet de dater le début et la fin des expansions qui sont à l'origine de la création des bassins margi-naux fossiles. La carte présente les anomalies magnétiques identifiées à ce jour sur les principaux bassins.

1. - Le bassin de la mer de Tasman

Le bassin de la mer de Tasman, dont la profondeur dépasse 4 500 m, présente une forme triangulaire s'évasant vers le sud. L'ouverture de ce bassin entre 80 et 60 M. A. est liée à l'activité d'une dorsale d'expansion qui a séparé la structure à croûte continentale appelée ride de Lord Howe du continent australien. La dorsale fossile est marquée par une ride de direction générale NNW-SSE, dont la partie axiale coïncide avec l'anomalie magnétique 24, datée de 60 M. A., la plus récente des anomalies reconnues. Les autres anomalies magnétiques jusqu'à l'anomalie 33, datée de 81 M. A., s'ordonnent autour de cet axe d'expansion. Du nord au sud, des failles transformantes fossiles recoupent la dorsale et décalent vers l'est, les uns par rapport aux autres, les segments de dorsale ainsi définis.

L'âge des plus anciennes anomalies repérées diminue du sud au nord du bassin corrélativement avec sa largeur. La première hypothèse avancée est que la lithosphère créée aurait été consommée inégalement dans une zone de subduction bordant le continent australien dans la partie nord du bassin. L'hypothèse actuellement retenue est que l'ouverture n'a pas été synchrone dans l'ensemble du bassin et qu'elle s'est produite de plus en plus tardivement vers le nord. Après l'arrêt de l'expansion, il y a 60 M. A., et depuis l'ouverture de la dorsale Antarctique, il y a 53 M. A., la mer de Tasman est devenue partie intégrante de la plaque Australo-Indienne.

2. - Le bassin de la mer du Corail

Le bassin de la mer du Corail, profond de près de 4 000 m, s'étend entre le plateau du Queensland qui borde le continent australien et l'extrémité orientale de la Nouvelle-Guinée. Il est le résultat d'une ouverture liée à l'activité d'une dorsale qui a séparé le bloc de Nouvelle-Guinée orientale du continent australien. Les anomalies 24 et 26 et peut-être 27 ont été repérées de chaque côté de cette dorsale, ce qui permet de dater de 56 à 62 M. A. la période d'expansion dont la vitesse globale moyenne était de l'ordre de 4,8 cm/an. Cette dorsale s'allonge suivant une direc-tion WNW-ESE : dans sa partie orientale, les anomalies sont décalées vers le sud par une faille transformante majeure. Le remplissage sédimen-taire accumulé après l'arrêt de l'expansion masque les restes de la dor-sale. Il faut noter que l'ouverture du bassin de la mer du Corail débute à la fin ou peu avant la fin de l'expansion de la mer de Tasman.

3. - Le bassin Sud-Fidjien

Le bassin Sud-Fidjien, dont la profondeur maximale atteint 4 500 m, a une origine plus complexe que les bassins décrits précédemment. Les anomalies 7 à 12 ont été identifiées mais elles se disposent suivant des directions qui ne coïncident pas avec un modèle de dorsale classique ; l'interprétation proposée est que le bassin Sud-Fidjien est le résultat d'une expansion liée à trois segments de dorsale convergents vers un point triple (WATTS et al. - 1977). Seule la branche nord de cette dorsale a été repérée dans la morphologie du substratum du bassin ; elle constitue la structure appelée ride du Bounty. Les vitesses d'expansion sont différentes sur chacun des segments et sont de l'ordre de 6,8 à 5,2 cm/an. Les anomalies observés indiquent que l'expansion, qui aurait débuté il y a 35 M. A. (anomalie 12) se serait poursuivie au moins pen-dant 6 M. A. (anomalie 7). Des anomalies plus anciennes, significatives d'une ouverture plus précoce, existent peut-être à la périphérie du bassin mais elles n'ont pas été identifiées. L'âge oligocène moyen des sédiments les plus anciens traversés par le forage DSDP 205 foré jusqu'au substratum basalitique à l'aplomb de l'anomalie 12 est en bon accord avec les résultats précédents.

4. - Le bassin Nord-Loyauté

Les anomalies 23 et 18 semblent exister et se disposer paral-lèlement les unes par rapport aux autres du nord au sud du bassin. La dorsale à l'origine de cette expansion pourrait être celle du bassin Sud-Fidjien, ce qui impliquerait une activité sur une période beaucoup plus étendue que celle qui a été exposée précédemment, puisque ces anomalies témoignent d'une expansion ayant pris place entre 46 et 58 M. A. La proximité de la chaîne des Loyauté et de la fosse des Nouvelles-Hébrides à la latitude de 22°S interdit l'observation des anomalies inter-médiaires entre celles du bassin Nord-Loyauté et celles du bassin Sud-Fidjien qui conforteraient une telle interprétation.

5. - Le fossé Sud-Rennell

Le fossé Sud-Rennell, qui atteint 5 000 m de profondeur, a été inter-prété comme le rift d'une dorsale dont l'activité passée est déduite des linéations magnétiques soulignant une ouverture en sphénocasme. Ces linéations ont été attribuées aux anomalies 8 et 9, ce qui impliquerait une

ouverture entre 28 et 31 M. A. Si l'âge du fonctionnement de ce systè-me reste du domaine de l'hypothèse, le fossé Sud-Rennell n'en repré-sente pas moins une structure fossile majeure dont le rôle exact et l'âge restent à préciser.

III. - AUTRES STRUCTURES

A côté des unités qui viennent d'être évoquées, le sud-ouest du Pacifique présente différentes structures dont les origines sont complexes ou anciennes ou insuffisamment connues ou sujettes à controverse. La nomenclature adoptée pour certaines d'entre elles est donc provisoire et résulte d'une insuffisance des connaissances actuelles.

A. - Structures à affinités continentales

Les structures du type plateau continental sensu stricto ne sont bien développées qu'entre la Tasmanie et l'Australie ou au niveau de 22°S en bordure du continent australien. Par contre un certain nombre de struc-tures immergées dont la profondeur s'échelonne entre 500 et 2 000 m sont caractérisées par des croûtes qui, quoique moins épaisses, pré-sentent des affinités marquées avec des croûtes continentales types ; ces structures dériveraient de blocs continentaux dont la subsidence se serait accompagnée d'une digestion partielle de la croûte.

1. - Plateau du Queensland

Le plateau du Queensland prolonge le plateau continental proprement dit ; il présente une surface irrégulière dont la profondeur dépasse 1 500 m ; il est bordé à l'est par une pente continentale à fort gradient qui descend vers le bassin de la mer du Corail. Ce plateau est constitué par un bloc continental qui aurait subi depuis 40 M. A. une subsidence dont l'amplitude aurait dépassé 1 500 m ; l'épaisseur actuelle de la croûte atteint près de 30 km et apparaît inférieure à celle du plateau continental adjacent.

2. - La ride de Lord Howe

La ride de Lord Howe dont la largeur varie de 250 à 600 km et la profondeur de la crête de 500 à 1 500 m s'étend de la Nouvelle-Zélande jusqu'aux abords du plateau du Queensland. Il s'agit d'une structure à croûte épaisse (30 km) à caractère continental proche de celui de son prolongement émergé, le bloc continental néo-zélandais, et de l'Australie ; cette ride a probablement une histoire géologique semblable à celle de la Nouvelle-Zélande et les plus anciens terrains qui la constituent devraient être au moins paléozoïque inférieur (550 M. A.). Les forages DSDP implantés sur la partie sommitale de la ride vers 1 500 m de profondeur n'ont rencontré que des formations marines pélagiques de l'actuel jusqu'au Maestrichtien (65 M. A.). Cette ride a donc été entièrement immergée depuis au moins 65 M. A. au niveau de l'isobathe 1 500 m actuel. Elle constituait probablement, avant la fin de l'ouverture de la mer de Tasman, une ride à structure continentale déjà partiellement ou totale-ment immergée.

3. - La ride de Norfolk

Il s'agit d'une ride essentiellement sous-marine parallèle à la ride de Lord Howe, dont la largeur ne dépasse pas 100 km et qui s'étend de la Nouvelle-Zélande à la ride d'Entrecasteaux où elle s'interrompt brutale-ment. L'île de la Nouvelle-Calédonie représente une partie actuellement émergée de cette ride ; elle est constituée de terrains volcano-sédimentaires et sédimentaires dont les plus anciens datés avec certitude sont d'âge permien (250 M. A.). La structure profonde de cette ride est celle d'une croûte à affinités continentales bien que son épaisseur ne dépasse pas, dans ses parties immergées, 22 km environ. La ride de Norfolk a constitué à l'origine une bordure du continent australien du même type que la ride de Lord Howe mais sans doute un peu moins ancienne.

4. - La chaîne des Loyauté

Il s'agit d'une chaîne sous-marine volcanique dont les dernières émis-sions de basaltes alcalins à olivine se sont produites il y a 10 M. A. environ ; la subsidence qui a suivi la fin de l'activité volcanique est responsable de l'édification sur les sommets d'atolls coralliens bien développés. La surrection au cours du Quaternaire, des atolls qui consti-tuent les îles Loyauté actuelles, est la conséquence de l'influence du bombement de la lithosphère lié à la subduction de la plaque (I, A, 1). Cette chaîne au tracé légèrement sinueux est parallèle à la ride de Norfolk ; il est donc difficile de l'assimiler à un alignement de volcans océaniques dus à l'activité de points chauds du type de ceux évoqués ci-dessous (III, C). Les appareils volcaniques isolés de cette chaîne, dont seule la partie sommitale de l'île de Maré a été datée, semblent reposer sur une ride plus ancienne qui a parfois été interprétée comme les restes d'un arc insulaire lié à une subduction bordant la ride de Norfolk, fonc-tionnelle il y a 50 M. A. au moins. La ride des Trois Rois représenterait la terminaison méridionale de la chaîne des Loyauté décalée vers l'est pendant une phase d'expansion, dont l'âge reste à déterminer, du bassin de Norfolk situé entre les rides de Norfolk et des Trois Rois. L'origine de cette chaîne des Loyauté n'est pas encore éclaircie.

B. - Structures à affinités océaniques

Certains bassins sont des bassins océaniques dont l'origine est probable-ment identique à celle des bassins marginaux précédemment décrits, mais dans lesquels aucune linéation magnétique n'a pu encore être observée. C'est le cas du bassin de Nouvelle-Calédonie et du bassin des Loyauté.

1. - Le bassin de Nouvelle-Calédonie

Le bassin de Nouvelle-Calédonie est un bassin étroit qui sépare, jusqu'au niveau de la Nouvelle-Zélande, la ride de Lord Howe et celle de

LE SUD-OUEST DU PACIFIQUE : DONNÉES STRUCTURALES

1 - La zone Nouvelle-Calédonie

2 - La zone Nouvelle-Guinée

Norfolk. Le substratum du bassin est constitué par une croûte océanique. Le remplissage sédimentaire qui dépasse 1 km d'épaisseur augmente encore au voisinage de la Nouvelle-Calédonie. Le forage DSDP 206 qui n'a pas atteint le substratum du bassin a traversé 734 m de dépôts péla-giques de l'actuel au Paléocène (60 M. A.). Le bassin est donc déjà constitué depuis au moins 60 M. A. et les rides de Norfolk et Lord Howe étaient déjà immergées en totalité à cette époque puisqu'elles n'ont alimenté d'aucun apport la sédimentation du bassin. L'épaississement du remplissage est limité à l'abord de la Nouvelle-Calédonie, émergée au cours du Tertiaire, et qui a fourni sur ses bordures une sédimentation détritique. A la fin de l'ouverture de la mer de Tasman, les rides immer-gées de Norfolk et de Lord Howe étaient déjà séparées par le bassin de Nouvelle-Calédonie dont la date de création reste inconnue.

3 - La zone Rennell

2. - Le bassin des Loyauté

L'ancienne continuité de la nappe ophiolitique charriée sur la Nou-velle-Calédonie et de la lithosphère océanique du bassin des Loyauté a déjà été évoquée (II, A) ; elle implique que la lithosphère du bassin des Loyauté était déjà constituée à l'Eocène supérieur (45 M. A.) au moment de l'obduction d'une partie de cette lithosphère sur le bâti néo-calédonien. Les relations éventuelles entre l'origine de la lithosphère du bassin des Loyauté et celle du bassin Nord-Loyauté ne sont pas établies ; dans l'hypothèse d'un âge ancien pour le début de la création de la chaîne des Loyauté l'origine de ces deux bassins pourrait être différente.

4 - La zone Nouvelle-Calédonie

3. - Le plateau d'Ontong Java

Le plateau d'Ontong Java représente une vaste surface sous-marine dont la profondeur (1 500 m à 3 000 m) est nettement inférieure à celle des bassins océaniques adjacents (5 000 à 6 000 m). Ce plateau est recouvert par des sédiments calcaires pélagiques de 1 km environ d'épaisseur qui ont été traversés par le forage DSDP 289 (hors-carte) jusqu'au substratum basalitique sur lequel ils reposent. Les sédiments les plus anciens rencontrés par le forage DSDP 288 pratiquement à la base de la série sédimentaire sont d'âge aptien (110 M. A.).

L'épaisseur de la croûte du plateau d'Ontong Java atteint 40 km, soit 5 fois l'épaisseur d'une croûte océanique normale. Les différentes couches qui la constituent ont des caractéristiques à peu près identiques à celles des couches équivalentes d'une croûte océanique normale mais ont des épaisseurs plusieurs fois supérieures (HUSSONG et al. - 1979). Malgré son épaisseur, la croûte du plateau d'Ontong Java n'est pas d'origine continentale mais d'origine océanique. Elle aurait été créée entre 100 et 66 M. A. par une expansion de direction NE-SW dont la vitesse ne dépassait pas 2 cm/an, ce qui implique un taux d'expansion probable de moins de 4 cm/an pour la dorsale responsable. L'hypothèse avancée est que la structure du plateau d'Ontong Java est la conséquence d'une extrusion anormalement élevée de matériau au niveau de la dorsale, liée à une vitesse d'expansion relativement faible (HUSSONG et al. - 1979). Une telle conjonction de causes aurait conduit à un épaississement de la croûte sans modification de son schéma structural et serait responsable de toutes les structures équivalentes à celle du plateau d'Ontong Java.

5 - La zone Rennell

6 - La zone Nouvelle-Calédonie

4. - Le plateau de Manihiki

Le plateau de Manihiki dont la superficie atteint 600 000 km² présente une surface sous-marine ondulée dont la profondeur est infé-rieure à 3 000 m. L'épaisseur de la couverture sédimentaire peut dépas-ser 1 km. La croûte a une structure de type océanique mais son épaisseur globale (28 km) est plus de trois fois supérieure à celle d'une croûte océanique normale. Il s'agit d'un plateau océanique d'origine comparable à celle du plateau d'Ontong Java, dont l'apparition se situe-rait entre 120 et 100 M. A. (HUSSONG et al. - 1979).

C. - Les alignements de volcans océaniques

Ces alignements de volcans océaniques dont les plus connus et les plus étudiés sont ceux des îles Hawaï, dans le Pacifique septentrional, sont dus à des remontées localisées de magma très profond constituant un point chaud permanent dans le temps et à peu près fixe dans l'espace. Au cours de leur dérive, les plaques sont poinçonnées par ce point chaud dont les manifestations se traduisent par des émissions volcaniques. Par suite de la migration de la plaque, les appareils ainsi successivement constitués deviennent inactifs et sont d'autant plus anciens qu'ils sont plus éloignés du point chaud ; ils s'immergent progressivement au fur et à mesure qu'ils s'éloignent du point chaud. Lorsque leur partie sommitale est affectée par une table d'arasement due à l'action de la mer avant la submersion complète, ils portent le nom de guyots. Les appareils volca-niques sont alignés et les changements de direction de ces alignements sont représentatifs des changements de direction du mouvement de la plaque considérée. Les laves des appareils volcaniques édifiés selon ce processus appartiennent à la série alcaline, ce qui n'exclut pas la pré-sence de chimismes différents.

1. - Les guyots de la mer de Tasman

Ces alignements de guyots de direction N-S sont la conséquence de l'activité de points chauds qui ont affecté la plaque Australo-Indienne pendant sa migration vers le nord qui a commencé il y a 55 M. A. avec la séparation des plaques Australo-Indienne et Antarctique. Ces édifices se sont donc mis en place une fois le bassin de la mer de Tasman entiè-rement constitué (II, B) et après même qu'ait eu lieu l'essentiel du réajus-tement isostatique ayant amené des profondeurs du bassin à une valeur proche de leur valeur actuelle. La longueur de la chaîne occidentale de guyots est de 1 400 km ce qui, pour une dérive de la plaque de 5,6 cm/an implique une différence d'âge de 30 M. A. entre les édifices des extrémités nord et sud de la chaîne. D'autre part, la profondeur des guyots de la chaîne occidentale croît régulièrement du sud au nord de 180 à 450 m, ce qui indique un taux de subsidence des édifices d'envi-ron 18 m par M. A. Ces guyots auraient donc été édifiés au Tertiaire moyen et supérieur entre 40 et 10 M. A. environ. La similitude de la chaîne orientale avec la chaîne occidentale permet de lui attribuer un âge comparable.

2. - Les îles Tokelau et les îles Tuvalu

Leur origine et l'âge de leur formation restent du domaine de l'hypothèse.

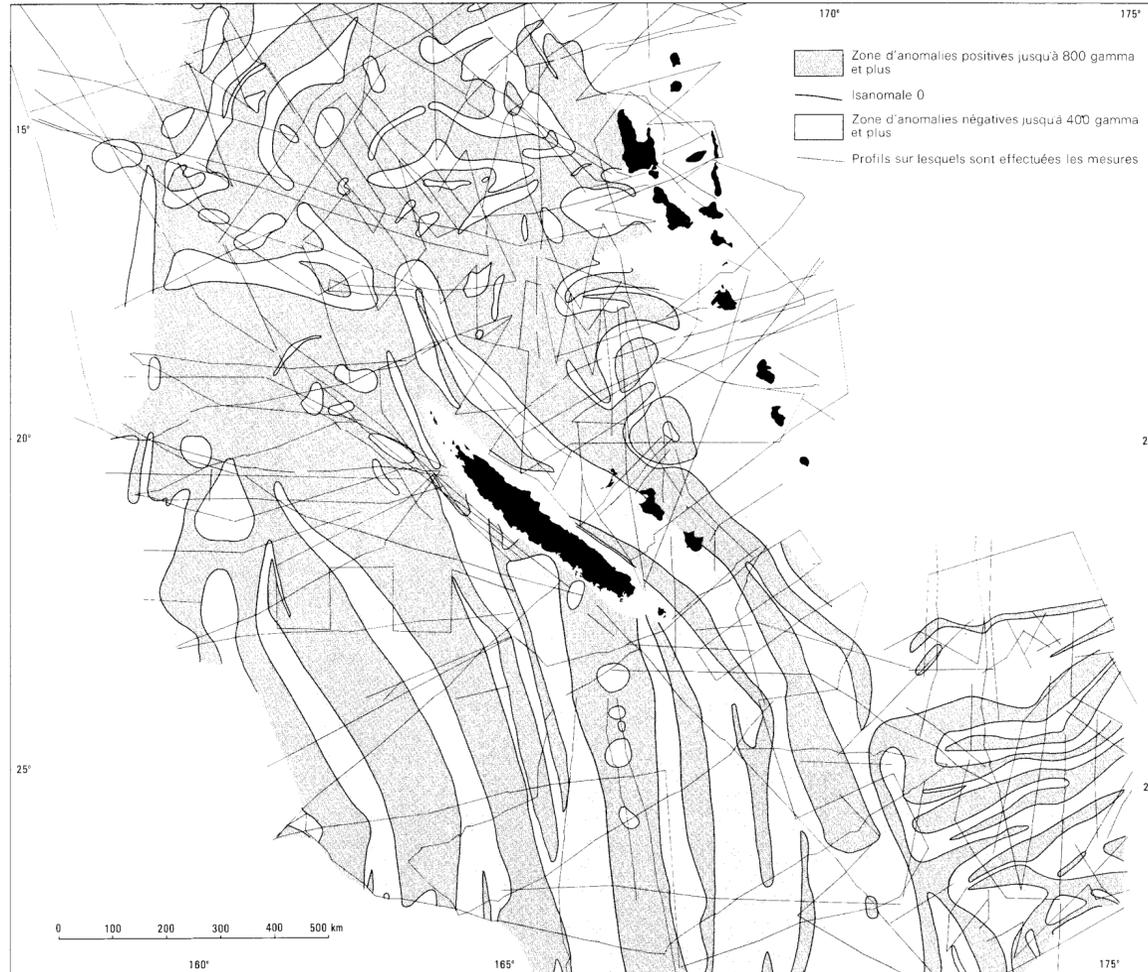
3. - La chaîne de Louisville

La ride a été considérée pendant un temps comme pouvant représenter le prolongement de la zone de fracture de l'Éltanin, structure majeure du Pacifique central et sud, mais les derniers travaux semblent infirmer cette hypothèse.

Les limites actuelles entre la plaque Pacifique et la plaque Australo-Indienne ne constituent pas une structure linéaire simple. Il s'agit en fait d'une zone frontière dans laquelle les mouvements généraux relatifs au pôle de rotation des plaques Australo-Indienne et Pacifique et les mouvements de réajustements locaux se traduisent par une mosaïque de structures d'expansion et de subduction définissant un réseau de sous-plaques. La constitution du sud-ouest du Pacifique est le continent australien proprement dit et la plaque Pacifique est en fait la conséquence de la variation dans le temps et l'espace de la zone frontière entre le domaine Pacifique et le domaine Australo-Indien. Les systèmes actuellement actifs étant encore incomplètement connus, on conçoit que l'histoire du sud-ouest du Pacifique devienne de plus en plus hypothétique au fur et à mesure qu'on remonte dans le temps, d'autant qu'une partie des fonds océaniques dans lesquels est inscrite l'histoire de la région a régulièrement disparu au cours du temps dans les différentes zones de subduction.

Cette notice se borne à présenter les principaux faits acquis et à mettre en évidence l'ampleur des inconnues dans une région de marge dont la grande complexité structurale se découvre au fur et à mesure des connaissances nouvelles.

J. RECY et J. DUPONT
Avec la collaboration des membres de
l'équipe de Géologie-Géophysique du
Centre ORSTOM de Nouméa.



Carte des isanomales magnétiques autour de la Nouvelle-Calédonie

De 1970 à 1979 l'ORSTOM a réalisé plusieurs campagnes de géophysique en mer pendant lesquelles des mesures du champ magnétique terrestre total ont été enregistrées sur les principales structures du sud-ouest du Pacifique.

Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un magnétomètre à précession protonique Varian dont le capteur est entraîné par un navire, suffisamment loin derrière lui pour éliminer le champ magnétique propre du bateau. La périodicité des mesures est de 6 secondes pour un navire animé d'une vitesse généralement comprise entre 6 et 12 nœuds, représentant ainsi une mesure tous les 20 ou 30 mètres. La précision de la mesure du champ magnétique est de 1 gamma, ou 1 nanotesla, soit 10^{-5} Oersted.

Ces mesures ont été effectuées principalement au cours des campagnes Australo-Indienne (1972 à 1976), Geostorm (1973 à 1975) et Eva (1976 à 1979), réalisées à bord des navires Coriolis et Le Noroit du CNEXO. L'orientation et l'écartement des profils étaient fonction des autres données géophysiques ou géologiques recueillies à bord, essentiellement des mesures de bathymétrie enregistrées en permanence en même temps que celles du champ magnétique, et des enregistrements de sismique-réflexion sur les rides et bassins sédimentaires de la région. Le positionnement du navire se faisait grâce à un réseau de satellites.

La carte ci-jointe représente les isanomales du champ magnétique terrestre : de la valeur absolue du champ magnétique total mesurée en chaque point on soustrait la valeur absolue du champ magnétique terrestre théorique donnée par les tables IGRF (International Geomagnetic Reference Field). La différence représentée, par définition, l'anomalie du champ magnétique terrestre en ce point.

Outre les mesures tirées des profils réalisés par l'ORSTOM nous avons aussi utilisé des données supplémentaires recueillies par d'autres organismes (Mobil Oil Corporation, Gulf Oil Company, Scripps Institution of Oceanography, Woods Hole Institution of Oceanography, Lamont-Doherty Geological Observatory) pour tracer la carte des isanomales magnétiques en joignant les anomalies d'égale valeur ; ont été en outre reportés les trajets des bateaux pour pouvoir juger du degré d'interpolation, donc de la précision de la carte.

L'intérêt de cette carte est de mettre en évidence les principales unités géologiques régionales grâce à leur signature magnétique. On sait en effet que chaque unité ou formation géologique possède une aimantation ou une susceptibilité magnétique qui varie selon sa composition pétrographique, son degré de métamorphisme, son âge. La carte des isanomales magnétiques étant la signature à la surface de l'eau de ces différentes aimantations, elle apporte des renseignements sur la constitution et la structure des unités géologiques créant l'anomalie mesurée, donc sur les mouvements tectoniques ayant présidé à la mise en place des structures observées.

La carte des isanomales magnétiques permet de mettre en évidence les structures géologiques plus profondément que ne le fait la carte bathymétrique qui ne voit, par définition, que le toit des structures les plus superficielles. Elle est par conséquent un outil précieux pour la définition ou la description de la géologie régionale.

La carte des isanomales montre une grande quantité de variations, ou anomalies magnétiques, qui mettent en évidence l'orientation structurale générale de la région, mieux que ne le ferait la carte bathymétrique. Autour de la Nouvelle-Calédonie les structures ont une orientation NW-SE ; cette direction devient N-S dans la région au sud de la Nouvelle-Calédonie et SW-NE au nord ; cette dernière direction est toutefois moins bien marquée que les deux précédentes. Des anomalies individualisées dues à des massifs plus ou moins aimantés soulignent l'extension géographique de ces structures. Les plus aimantées sont les rides volcaniques dans lesquelles les roches basaltiques sont abondantes. Ainsi la chaîne des îles Loyauté à l'est de la Nouvelle-Calédonie et la ride de Fairway à l'ouest sont soulignées par une anomalie dépassant 600 gammas pour la première et 1 000 gammas dans la partie nord de la seconde, près de la zone orientale du banc de Lansdowne.

D'autres anomalies, de moins forte amplitude mais de même orientation, sont dues à des rides moins aimantées que les rides volcaniques ; ce sont les rides sédimentaires constituées de roches plus ou moins métamorphosées et parfois injectées d'intrusions volcaniques telles que les rides de Lord Howe à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie et de Norfolk au sud.

Les parties est et nord de la carte montrent une orientation ENE-WSW des isanomales, direction qui est approximativement perpendiculaire à celle de la région néo-calédonienne. Les anomalies magnétiques de ces zones surmontent des bassins à la topographie souvent monotone et résultent d'aimantations alternativement positives et négatives acquises lors de la formation de la croûte de ces bassins. Ce résultat est déduit de la comparaison entre les variations magnétiques enregistrées et l'échelle des inversions du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques. Tel est le cas de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien dont les isanomales bien marquées et orientées ENE-WSW viennent buter contre les isanomales NNW-SSE du prolongement sud de la ride des Loyauté. Tel est aussi le cas du bassin Nord-Loyauté, situé à l'est de la chaîne des Loyauté, dont les isanomales sont moins marquées que celles du bassin Sud-Fidjien à cause de la faible superficie de ce bassin dont une grande partie a disparu dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. Tel est enfin le cas du bassin Nord-d'Entrecasteaux, à la structure plus complexe que celle des bassins précédents.

La carte des isanomales magnétiques donne ainsi une vue globale des structures régionales. A partir de cette carte des études de détail, par une cartographie magnétique à maille plus serrée ou par d'autres méthodes géophysiques, sont nécessaires pour préciser les structures géologiques.

THE SOUTH-WEST PACIFIC - STRUCTURAL FEATURES

The structural features of this region are interpreted according to the theories of plate tectonics as resulting from the evolution, in time and space, of the limit between the Pacific and Australo-Indian plates, between the Australian continental region and the proper Pacific oceanic area.

I. - The limits of present plates (active zones)

In the south-west Pacific, the Tonga-Kermadec zone of subduction gives an example of the change from an oceanic subduction (shown by the presence of island arcs) to an active continental margin subduction in the north of New Zealand. In the north-west the island arcs follow each other from New Guinea to the New Hebrides (Vanuatu). The connection between this unit and the southern one which is bounded to the north by the Tonga-Kermadec zone, seems to be formed through a complex zone acting as transform fault. The marginal active basins which exist along the main plates give proof of limited readjustments. The limit between the Australo-Indian and Pacific plates is thus a complex zone where local readjustments determine a series of secondary plates whose structure and dynamics are still not well known.

II. - Limits of old plates (inactive zones)

The subduction zones of New Guinea and New Caledonia have mainly been identified as such because of the presence of ophiolitic series characterizing the overlapping which would have closed the subduction phases. The d'Entrecasteaux ridge seems to have played the role of sliding fault between two major plate limits. Marking these limits is a series of marginal fossil basins whose role and age have still to be determined.

III. - Other structures

Other structures with continental or oceanic affinities and alignments of oceanic volcanoes found in the south-west Pacific have complex origins and are still not well known. Those which have continental affinities have mostly developed along the edge of the Australian continent. Those with oceanic affinities are represented by oceanic basins.

KEY

- 1 Emerged lands
 - 2 Ultrabasic massifs
 - 3 Pacific plate of oceanic-type crust
- AUSTRALIAN-INDIAN PLATE
- 4 Oceanic-type crust
 - 5 Continental shelves, margins and ridges of continental-type crust
- MARGINAL BASINS OF OCEANIC-TYPE CRUST
- 6 With active axis of expansion
 - 7 With fossil axis of expansion

THE MAGNETIC ANOMALIES RELATING TO THESE AXES ARE LOCATED BY THEIR NUMBERS WHICH IN TURN CORRESPOND TO A CHRONOLOGICAL SCALE (SEE NOTICE)

- 8 Zone in which the nature of the crust is as yet unknown
- 9 "Oceanic plateaus" of intermediary crust
- 10 Volcanic alignments, asismic ridges
- 11 Guyot
- 12 Trench

ACTIVE ISLAND ARCS

- 13 Accretionary prism, frontal arc
- 14 Depressions on the arcs (regardless of origin)
- 15 Volcanic line
- 16 Fossil island arcs
- 17 No determination between fossil insular arc and asismic volcanic ridge

CONVERGENCE ZONE OF PLATES

- 18 Active subduction zone
- 19 Fossil subduction zone

DIVERGENCE ZONE OF PLATES

- 20 Active expansion axes } The arrow indicates the direction of the basin
- 21 Fossil expansion axes } opening

SLIDING ZONE OF PLATES

- 22 Active transform fault
- 23 Fossil transform fault
- 24 Undetermined limit of plates
- 25 Fault
- 26 Direction of the present relative movement of the plates
- 27 Drill-hole 'Deep Sea Drilling Project' (DSDP) with its number
- 28 Insufficient data or uncertain interpretation
- 29 Most well known active, dormant or extinct volcanoes.

MAP OF THE MAGNETIC ANOMALIES AROUND NEW CALEDONIA

This map represents the isanomals of the earth magnetic field. For each point of measurement magnetic anomalies are obtained by subtracting from the value of the total magnetic field as measured, the value of the theoretical earth magnetic field.

The main regional geological units identified by their own magnetic signature may be situated. The map also shows up the major structural directions in the region.

A. LAPOUILLE
ORSTOM

ARCULUS (R. J.), JOHNSON (R. W.) - 1978. Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc trench systems. *Earth and Planetary Science Letters* 39, pp. 118-126.

BARAZANGI (M.), DORMAN (J.) - 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59.1, pp. 369-380.

BLOOM (A. L.), BROECKER (W. S.), CHAPPELL (J. M. A.), MATTHEWS (R. K.), MESOLELLA (K. J.) - 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230 Th/234 U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4.2, pp. 185-205.

DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.) - 1974. Uplift movements in New-Caledonia - Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics*, 24, pp. 133-150.

DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.), MARSHALL (J.) - 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, pp. 250-255.

HAYES (D. E.), RINGIS (J.) - 1973. Sea floor spreading in the Tasman sea. *Nature*, 243 pp. 454-458.

HUSSONG (D. M.), WIPPERMAN (L. K.), KROENKE (L. W.) - 1979. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki Oceanic Plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 84, B. 11, pp. 6003-6010.

ISACKS (B.), OLIVER (J.), SYKES (L. R.) - 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73, 18, pp. 5855-5899.

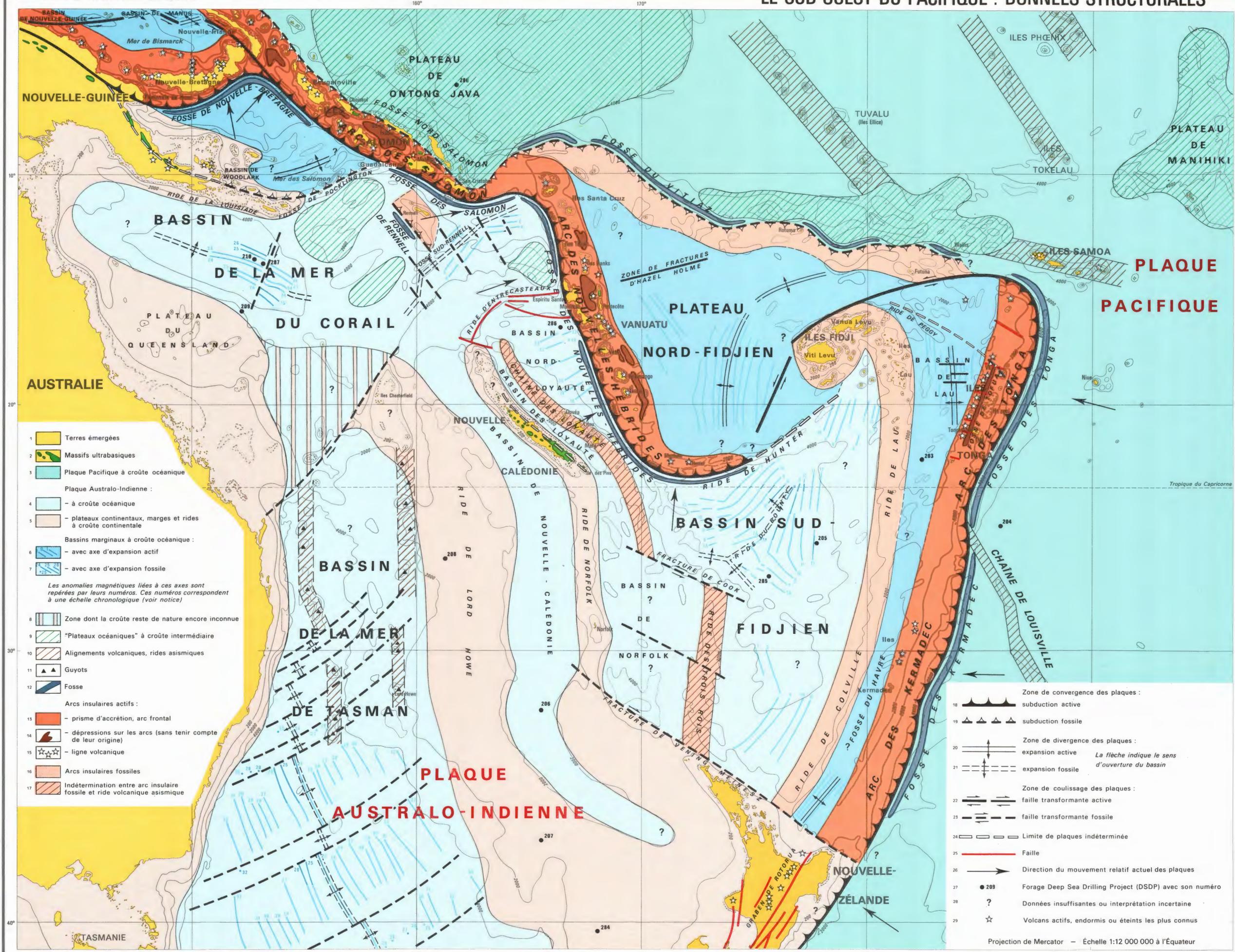
MALAHOFF (A.), FEDEN (R.), FLEMING (H.) - In Prep. Magnetic anomalies and tectonic fabric of Marginal Basins North of New Zealand. National Survey. NOAA. Rockville Md., (inédit).

MINSTER (J. B.), JORDAN (T. H.), MOLNAR (P.), HAINES (E.) - 1974. Numerical modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 36, pp. 541-576.

PASCAL (G.) - 1979. Seismotectonics of the Papua-New Guinea - Solomon islands region. *Tectonophysics*, 57, pp. 7-34.

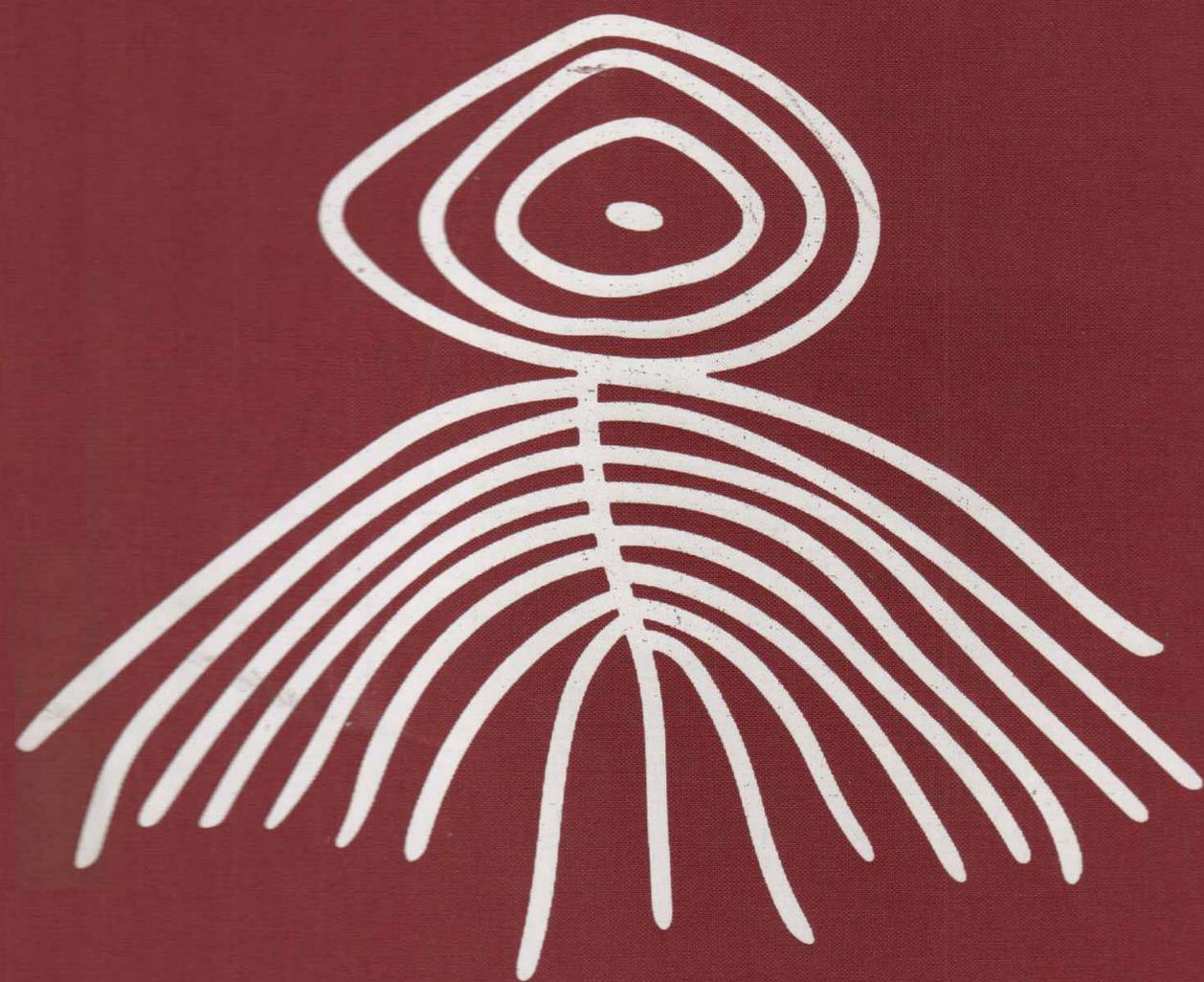
RECY (J.), DUBOIS (J.), DANIEL (J.), DUPONT (J.), LAUNAY (J.) - 1977. Fossil subduction zones. Examples in the South-West Pacific. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific. Noumea 1976. Editions Technip. Paris, pp. 345-355.

WATTS (A. B.), WEISSEL (J. K.), DAVEY (F. J.) - 1977. Tectonic evolution of the South Fiji Marginal Basin - Island Arcs-Deep Sea Trenches and Back-Arcs basins. American Geophysical Union. *Maurice Ewing series*, 1, pp. 419-427.



- 1 Terres émergées
 - 2 Massifs ultrabasiques
 - 3 Plaque Pacifique à croûte océanique
 - Plaque Australo-Indienne :
 - 4 - à croûte océanique
 - 5 - plateaux continentaux, marges et rides à croûte continentale
 - Bassins marginaux à croûte océanique :
 - 6 - avec axe d'expansion actif
 - 7 - avec axe d'expansion fossile
- Les anomalies magnétiques liées à ces axes sont repérées par leurs numéros. Ces numéros correspondent à une échelle chronologique (voir notice)*
- 8 Zone dont la croûte reste de nature encore inconnue
 - 9 "Plateaux océaniques" à croûte intermédiaire
 - 10 Alignements volcaniques, rides asismiques
 - 11 Guyots
 - 12 Fosse
 - Arcs insulaires actifs :
 - 13 - prisme d'accrétion, arc frontal
 - 14 - dépressions sur les arcs (sans tenir compte de leur origine)
 - 15 - ligne volcanique
 - 16 Arcs insulaires fossiles
 - 17 Indétermination entre arc insulaire fossile et ride volcanique asismique

- 18 Zone de convergence des plaques :
subduction active
- 19 subduction fossile
- 20 Zone de divergence des plaques :
expansion active
- 21 expansion fossile
- 22 Zone de coulissage des plaques :
faille transformante active
- 23 faille transformante fossile
- 24 Limite de plaques indéterminée
- 25 Faille
- 26 Direction du mouvement relatif actuel des plaques
- 27 Forage Deep Sea Drilling Project (DSDP) avec son numéro
- 28 Données insuffisantes ou interprétation incertaine
- 29 Volcans actifs, endormis ou éteints les plus connus



ATLAS
de la
nouvelle
CALEDONIE
et
dépendances



© *ORSTOM* - 1981 - *RÉIMPRESSION 1983*

ISBN 2-7099-0601-5

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

Direction générale : 24, rue Bayard, 75008 Paris - France

Service des Editions : 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy - France

Centre de Nouméa : Boite Postale n° A 5, Nouméa Cédex - Nouvelle-Calédonie

rédaction de l'atlas

Direction scientifique

Alain HUETZ de LEMPS
Professeur de Géographie à l'Université de Bordeaux III

Michel LEGAND
Inspecteur Général de Recherches
Délégué Général de l'ORSTOM pour le Pacifique Sud

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Jean SEVERAC
Directeur Général adjoint honoraire de l'ORSTOM

Coordination générale

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Conseil scientifique permanent Conception - Réalisation

Benoît ANTHEAUME Géographe, ORSTOM
Jean COMBROUX Ingénieur cartographe, ORSTOM
Jean-Paul DUBOIS Géographe, ORSTOM
Jean-François DUPON Géographe, ORSTOM
Danielle LAIDET Cartographe-géographe, ORSTOM

Secrétariat scientifique

Jean-Paul DUCHEMIN Géographe, ORSTOM
André FRANQUEVILLE Géographe, ORSTOM

Auteurs

ANTHEAUME Benoît Géographe, ORSTOM
BAUDUIN Daniel Hydrologue, ORSTOM
BENSA Alban Ethnologue, Université de Paris V-CNRS
BEUSTES Pierre Service Topographique
BONNEMAISON Joël Géographe, ORSTOM
BOURRET Dominique Botaniste, ORSTOM
BRUEL Roland Vice-Recteur de Nouvelle-Calédonie
BRUNEL Jean-Pierre Hydrologue, ORSTOM
CHARPIN Max Médecin Général
DANDONNEAU Yves Océanographe, ORSTOM
DANIEL Jacques Géologue, ORSTOM
DEBENAY Jean-Pierre Professeur agrégé du second degré
DONGUY Jean-René Océanographe, ORSTOM

DOUMENGE Jean-Pierre Géographe, CEGET-CNRS
DUBOIS Jean-Paul Géographe, ORSTOM
DUGAS François Géologue, ORSTOM
DUPON Jean-François Géographe, ORSTOM
DUPONT Jacques Géologue, ORSTOM
FAGES Jean Géographe, ORSTOM
FARRUGIA Roland Médecin en chef
FAURE Jean-Luc Université Bordeaux III
FOURMANOIR Pierre Océanographe, ORSTOM
FRIMIGACCI Daniel Archéologue, ORSTOM-CNRS
GUIART Jean Ethnologue, Musée de l'Homme
HENIN Christian Océanographe, ORSTOM
ILTIS Jacques Géomorphologue, ORSTOM
ITIER Françoise Géographe, Université Bordeaux III

JAFFRE Tanguy Botaniste, ORSTOM
JEGAT Jean-Pierre Service des Mines
KOHLER Jean-Marie Sociologue, ORSTOM
LAPOUILLE André Géophysicien, ORSTOM
LATHAM Marc Pédologue, ORSTOM
LE GONIDEC Georges Médecin en chef
MAC KEE Hugh S. Botaniste, CNRS
MAGNIER Yves Océanographe, ORSTOM
MAITRE Jean-Pierre Archéologue, ORSTOM-CNRS
MISSEGUE François Géophysicien, ORSTOM
MORAT Philippe Botaniste, ORSTOM
PARIS Jean-Pierre Géologue, BRGM
PISIER Georges Société d'Etudes Historiques de Nouvelle-Calédonie

RECY Jacques Géologue, ORSTOM
RIVIERRE Jean-Claude Linguiste, CNRS
ROUGERIE Francis Océanographe, ORSTOM
ROUX Jean-Claude Géographe, ORSTOM
SAUSSOL Alain Géographe, Université Paul Valéry - Montpellier
SOMNY Jean-Marie Service de Législation et des Etudes
TALON Bernard Service des Mines
VEILLON Jean-Marie Botaniste, ORSTOM
ZELDINE Georges Médecin en chef

EQUIPE GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE ORSTOM
SERVICE HYDROLOGIQUE ORSTOM
SERVICE METEOROLOGIQUE Nouvelle-Calédonie

Réalisation technique

Cartes

ARQUIER Michel
DANARD Michel
DAUTELOUP Jean
GOULIN Daniel
HARDY Bernard
LAMOLERE Philippe
LE CORRE Marika
LE ROUGET Georges
MEUNIER François
PELLETIER Françoise
PENVERN Yves
RIBERE Philippe
ROUSSEAU Marie-Christine
SALADIN Odette
SEGUIN Lucien

Jean COMBROUX
Chef du Service Cartographique de l'ORSTOM

Danielle LAIDET
Cartographe-géographe, ORSTOM

Commentaires

DUPON Jean-François
RUINEAU Bernard

DAYDE Colette
DESARD Yolande
DEYBER Mireille
DUGNAS Edwina
FORREST Judith
HEBERT Josette