



UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM



U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE
GEOSCIENCES : GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE
ET GEOCHIMIE DES OCEANS

THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Claude PICHOCKI

**LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANESIFERES
ENRICHIS EN COBALT
DU PACIFIQUE SUD
CARACTERISTIQUES, GENESE ET
SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE.**

Plan de l'ouvrage

Introduction

CHAPITRE I : LES ENCROUTEMENTS COBALTIFERES : REPARTITION MONDIALE ET CARACTERISTIQUES

INTRODUCTION

I SITES GEODYNAMIQUES ET REPARTITION MONDIALE

- 1) Océan Pacifique
 - 2) Océan Atlantique
 - 3) Océan Indien
- Conclusion

II- CARACTERISTIQUES DES ENCROUTEMENTS

- 1) Mode d'affleurement
- 2) Caractéristiques des encroûtements
 - Epaisseur
 - Structure interne
 - Taux de croissance
 - Minéralogie
 - Composition chimique
 - Relations interéléments

III- CARACTERISTIQUES DE L'ENVIRONNEMENT

- 1) Nature et âge du substrat
- 2) Absence de couverture sédimentaire

IV. GENESE DES ENCROUTEMENTS COBALTIFERES

- 1) Origine des métaux
- 2) Chronologie des concrétions

CONCLUSION : les caractéristiques de l'environnement géologique des encroûtements cobaltifères

LE CHOIX DE TROIS ZONES D'ETUDE

- 1) L'Archipel des Tuamotu (Polynésie française)
- 2) Le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie
- 3) La Dorsale Est Pacifique (EPR) à 12°50 N

CHAPITRE II : CARACTERISTIQUES DES ENCROUTEMENTS COBALTIFERES DE LA ZONE DE NIAU DANS L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DE LA POLYNESIE FRANCAISE

INTRODUCTION : historique et méthodes d'études

I. GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE DE LA POLYNESIE FRANCAISE

- A) Les archipels volcaniques émergés : Hot-spots
- B) L'Archipel des Tuamotu : ride océanique avortée
- C) Conclusion : chronologie de la formation de la Polynésie français

II. GEOGRAPHIE ET MORPHOLOGIE DE LA ZONE DE NIAU

- A) Les premières données sur l'environnement : avant NODCO 1
 - 1) Cadre sédimentaire
 - 2) Cadre morphologique
- B) Le plateau de Niau : un ancien atoll en bordure de l'Archipel
 - 1) Analyse morphologique de la carte bathymétrique du site de Niau
 - 2) Analyse structurale du site de Niau
 - 3) La sismique réflexion
 - 4) Le sondeur de sédiment (3.5 kHz) : répartition des faciès encroûtements et sédiment meuble sur le plateau de Niau
- C) Une étude de détail : la bordure encroûtée du plateau de Niau
- D) Conclusion sur l'environnement du site de Niau

III. LES ECHANTILLONS : ETUDE PETROLOGIQUE ET CARACTERISTIQUES

- A) Localisation et contenu des dragages
- B) Description des échantillons
- C) Le choix d'échantillons
- D) Description des échantillons-types
- E) Caractéristiques des échantillons
 - 1) Le noyau sédimentaire
 - 2) Le cortex ferromanganésifère
 - a) Morphologie
 - 1) Couche interne
Limite avec la couche externe
 - 2) Couche externe
 - 3) Couche périphérique
 - 4) Couche inférieure
 - b) Textures
 - 1) Couche interne
 - 2) Nodules internes
 - 3) Couche externe
 - 4) Couche périphérique
 - 5) Encroûtement inférieur
 - c) Minéralogie
 - Minéralogie globale
 - Minéralogie par tranche
 - Fraction fine (<2um) observée au M.E.T.
 - d) Géochimie
 - 1) Composition chimique moyenne des encroûtements ferromanganésifères de l'Archipel des Tuamotu
 - 2) Répartition géochimique à l'échelle du plateau de Niau
 - 3) Analyses chimiques par tranches
 - 4) Evolution géochimique le long du cortex ferromanganésifère
 - 5) Relations interéléments
 - 6) Terres Rares (TR)
 - 7) Le Platine et les platinoïdes, les sphérules cosmiques
 - 8) Datations dans le cortex ferromanganésifère
 - 9) Conclusion sur le cortex ferromanganésifère
 - 3) La phosphatogenèse

- F) Comparaison avec les nodules
 - 1) Morphologie
 - 2) Le noyau
 - 3) Le cortex ferromanganésifère
 - 4) Relations entre nodules, plaques et encroûtements
- G) Les sédiments

VI. CONCLUSION

- A) Les caractéristiques des encroûtements de la zone de Niau
- B) Histoire géologique des encroûtements
- C) Comparaison avec les encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord Equatorial
- D) Le problème du cobalt

CHAPITRE III : LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANESIFERES DU DOMAINE OCEANIQUE DE LA NOUVELLE CALEDONIE

INTRODUCTION

I) CONTEXTE GEODYNAMIQUE

- A) Chaîne des Loyauté
Bassin des Loyauté
- B) Zone charnière Nouvelle Calédonie - Ride de Norfolk
Bassin de Norfolk
- C) Ride de Norfolk
- D) Bassin de Nouvelle Calédonie
Bassin intermédiaire

II. LES ECHANTILLONS

- A) Les encroûtements ferromanganésifères
 - 1) Le choix d'échantillons pour une étude détaillée
 - 2) Description des trois échantillons
 - a) Encroûtement 16D
 - b) Encroûtement GO 340
 - c) Encroûtement GO 348
 - 3) Caractéristiques des encroûtements néocalédoniens
 - a) Texture
 - b) Minéralogie
 - Minéralogie globale
 - Minéralogie par tranche
 - Observation de la fraction fine (<2µm) au MET
 - c) Géochimie
 - 1. Moyenne des encroûtements de Nouvelle Calédonie par rapport aux océans mondiaux (échelle océanique)
 - 2. Variations géochimiques à l'échelle locale
 - 3. Variations géochimiques à l'échelle de l'échantillon
 - 4. Corrélation inter-éléments
 - 5. Terres Rares
 - 4) Conclusion sur les encroûtements
- B) Les sédiments
 - 1) Principales caractéristiques des sédiments
 - 2) Comparaison et interprétation
 - 3) Relations avec les encroûtements
- C) Conclusion
 - 1) les caractéristiques des encroûtements du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie
 - 2) Perspectives de recherche en Nouvelle Calédonie

D) Comparaison avec les encroûtements d'arcs insulaires

**CHAPITRE IV : UN ENCROUTEMENT FERROMANGANÉSIFÈRE HYDROTHERMAL
SUR LE SEAMOUNT SE A PROXIMITÉ DE L'E.P.R. A 12°50 N.**

INTRODUCTION

I. LES ENCROUTEMENTS HYDROTHERMAUX

- A) Caractéristiques des encroûtements ferromanganésifères hydrothermaux
- B) L'encroûtement du seamount SE à proximité de l'E.P.R. à 12°50 N

II. CADRE GEOLOGIQUE DE L'E.P.R. A 12°50 N

- A) Cadre général de l'E.P.R. à 12°50 N
 - 1) L'environnement géologique
 - 2) L'hydrothermalisme
- B) Le seamount SE
 - 1) Morphologie du seamount
 - 2) Coupe du seamount

III. ETUDE DE L'ENCROUTEMENT CY-82-14-6

- A) Localisation
- B) Description de l'échantillon
- C) Le cortex ferromanganésifère
 - 1) Morphologie
 - a) Observations macroscopiques
 - b) Observations au M.E.B.
 - 2) Textures
 - a) Les quatre types de texture
 - b) Evolution des textures et correspondance avec la morphologie
 - c) Chronologie des dépôts
 - 3) Minéralogie
 - a) Minéralogie sur roche totale
 - b) Observation de la fraction fine au M.E.T.
 - 4) Géochimie
 - a) Géochimie globale
 - b) Géochimie par couche
 - c) Relations interéléments
 - d) Analyses à la microsonde en fonction des textures
 - e) Terres Rares
 - 5) Conclusion sur le cortex ferromanganésifère
- D) Le noyau argileux
 - 1) Morphologie en macroscopie
 - 2) Morphologie en microscopie
 - 3) Minéralogie
 - a) Diffraction des R.X.
 - b) Observation de la fraction fine au M.E.T.
 - 4) Origine du sédiment
- E) Formation de l'encroûtement CY-82-14-6
 - 1) Comparaison du noyau argileux avec les sédiments métallifères au pied du seamount
 - 2) Mise en place du cortex manganésifère

IV) Conclusion

CHAPITRE V : GENESE DES ENCROUTEMENTS COBALTI FERES ET ENRICHISSEMENT EN COBALT

INTRODUCTION

I) COMPARAISON ENTRE LES TROIS ENVIRONNEMENTS

- A) Cobalt, sédiment et taux d'accumulation
- B) Générations d'oxydes et discontinuités

II) LA GENESE DES ENCROUTEMENTS COBALTI FERES

- A) Formation des encroûtements hydrogénétiques
 - 1) Sources communes en métaux
 - 2) Mn, source et formation du δ -MnO₂
 - a) Source en manganèse
 - b) Formation de δ -MnO₂
 - 3) Fe, source et formation de FeOOHx.nH₂O
 - a) Source en fer
 - b) Formation du composé ferromanganésifère
 - 4) Formation de l'encroûtement
- B) les mécanismes d'enrichissement en cobalt
 - 1) Source en cobalt et autres métaux de transition
 - 2) Adsorption du cobalt
 - a) Phases diagénétiques
 - b) Phases hydrogénétiques

III) ROLE DE L'ENVIRONNEMENT : CAS DE L'ARCHIPEL DES TUAMOTU

- A) Le cobalt dans la série sédimentaire condensée de la zone de Niau
- B) Les épisodes récents : croissance actuelle ?
- C) Comparaison avec le sol ferromanganésifère émergé de Rurutu
 - 1) Localisation
 - 2) Description
 - 3) Minéralogie
 - 4) Géochimie
 - 5) Interprétation de l'échantillon de Rurutu
- D) Comparaison avec l'hydrothermalisme de Teahitia
 - 1) Localisation
 - 2) Les dépôts
 - 3) Formation du dépôt
 - 4) Comparaison avec les encroûtements cobaltifères

IV) CONCLUSION

CHAPITRE VI : LES ENCROUTEMENTS COBALTI FERES DE L'ARCHIPEL DES TUAMOTU : DES NIVEAUX CONDENSES MARQUEURS D'EVENEMENTS GEODYNAMIQUES

INTRODUCTION

I) LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE DU PLATEAU DE NIAU

- A) Analyse morphostructurale : rappel des principaux résultats
- B) Les linéaments observés avec le SAR (rappels)
- C) La sismique réflexion
 - 1) Les réflecteurs
 - 2) Les accidents
 - 3) Relations entre réflecteurs et accidents
 - a) La chronologie relative des accidents de la zone de Niau
 - b) Signification des accidents de la zone de Niau par rapport à l'histoire structurale de l'Archipel des Tuamotu

II) LE CALENDRIER GEODYNAMIQUE ET CLIMATIQUE

A) La formation des plaques

B) Calendrier géodynamique et climatique

III) CONCLUSION

INTRODUCTION LE CONCEPT D'ENCROûTEMENT

1) Nodules et encroûtements

En 1891, lorsque MURRAY et RENARD décrivent les "nodules de manganèse" découverts au cours de la mission océanographique du "Challenger", ils regroupent sous le même terme de "nodules" des concrétions sphériques ou ellipsoïdales de quelques centimètres de diamètre et des fragments de roches recouvertes d'un encroûtement de manganèse. Depuis une vingtaine d'années, une littérature abondante a été consacrée aux "nodules de manganèse" et le terme "nodule" désigne le plus souvent de façon indifférente nodules sensu-stricto et encroûtements ferromanganésifères. Les encroûtements et les nodules sont assimilés au même objet géochimique.

De nombreux exemples ont montré que nodules et encroûtements coexistent à partir des photographies de fond. Parmi les missions françaises, deux exemples de missions ont été destinées à étudier l'environnement des nodules ferromanganésifères dans le Pacifique, à différentes échelles : la campagne NIXO-45 dans le Pacifique Nord Equatorial et la mission COPANO entre Hawaii et Tahiti. Les photographies de fond confirment la coexistence encroûtements et nodules. La zone-test NIXO-45 (20 X 40 km) dans la zone à nodules Clarion-Clipperton, a fait l'objet d'une étude de terrain détaillée qui a conduit à l'élaboration d'une carte géologique au 1/20000 (DU CASTEL, 1985); les encroûtements ont été cartés mais n'ont pas été échantillonnés. Pendant la mission COPANO entre Hawaii et Tahiti (ANDREWS et al., 1983; PAUTOT et HOFFERT, 1984), les photographies de fond montrent des basaltes recouverts d'encroûtements ferromanganésifères. Aucun encroûtement n'a été prélevé. En effet, les deux missions se sont heurtées à un problème de mode d'échantillonnage mal adapté au ramassage des encroûtements. Les nodules abyssaux affleurent en véritables champs dans le sédiment qui recouvre le relief sous-jacent : les dragues ratissent le sédiment et ramassent des objets non fixés dans le sédiment. Au contraire, les encroûtements peuvent former de véritables pavements par recouvrement d'un substrat dur affleurant : les dragues arrachent des morceaux du substrat encroûté ou ramassent des objets déjà cassés, si la taille du prélèvement ne dépasse pas celui de la drague.

2) Définition des encroûtements par rapport aux nodules

Après une étude bibliographique récente, SAGUEZ (1985) propose cette définition : un nodule est formé d'un dépôt concentrique ferromanganésifère (cortex) autour d'un noyau plus ou moins individualisé; un encroûtement est formé d'un cortex ferromanganésifère recouvrant, entièrement ou non, un noyau rocheux, volumineux par rapport au cortex.

Nodules et encroûtements se différencient par l'épaisseur du cortex ferromanganésifère par rapport au noyau et par la taille générale.

3) Répartition des encroûtements

Les encroûtements ferromanganésifères se répartissent sur les fonds océaniques dans des environnements divers et à des profondeurs variées. On les a observés partout où un substrat solide affleure, quelle que soit la nature du substrat, dans des zones où les courants de fond empêchent la sédimentation normale. Les encroûtements sont liés à un environnement dont le taux de sédimentation est faible à nul.

Les environnements sont très variés : centre d'accrétion océanique, seamounts intraplaques, marges continentales, affleurements rocheux dans les bassins abyssaux ...

La vitesse de croissance des encroûtements varie en fonction du contexte géodynamique et de la nature du substrat : un encroûtement hydrothermal a une vitesse de croissance de 10 mm/MA, un encroûtement de seamount de 1 mm/MA et on a dragué des encroûtements à coeur de bouteille de Coca-Cola métallique, de quelques millimètres d'épaisseur.

4) Les encroûtements cobaltifères

Parmi ces environnements variés, les seamounts intraplaques portent des encroûtements ferromanganésifères particulièrement riches en cobalt (> 1 %, soit 3 à 5 fois supérieur aux teneurs des nodules abyssaux). L'impact économique de ces dépôts ferromanganésifères a provoqué un regain d'intérêt pour l'étude des encroûtements, depuis le début des années 80. L'environnement "économique" de ces encroûtements (faible profondeur, 1000 à 2000 m, proximité des côtes, localisation dans les Zones Exclusives Economiques, ...) a conduit à des études géologiques sur les seamounts avant d'estimer les ressources potentielles.

La Polynésie française est un site actuellement connu d'encroûtements cobaltifères. Une mission de L'IFREMER a eu lieu sur l'Archipel des Tuamotu et le matériel mis à disposition a permis d'entreprendre une première étude de ces encroûtements dans leur environnement.

5) Plan de l'ouvrage

CHAPITRE I : Dans un premier temps, une revue bibliographique permettra de dégager les principales caractéristiques des encroûtements cobaltifères et de replacer la Polynésie française dans cette famille.

CHAPITRE II : L'étude des encroûtements cobaltifères de Polynésie française dans leur environnement sera réalisée sur un site précis, la zone de Niau. Pendant la mission NODCO 1 (1986), des moyens techniques (Sea Beam, sismique réflexion, sondeur de sédiment, Sonar Latéral, photographies de fond et dragages) focalisés sur une petite zone de l'Archipel des Tuamotu donnent une information géologique de base qui permettra de définir avec précision cet environnement. L'étude pétrologique des échantillons permettra de caractériser les encroûtements cobaltifères de la zone de Niau.

CHAPITRES III et IV : Un des problèmes majeurs dans l'étude des encroûtements cobaltifères est de préciser l'origine du cobalt et d'en définir les sources spécifiques. Deux types d'encroûtements provenant de contextes géodynamiques différents des seamounts intraplaques seront étudiés et comparés dans ce but : ce sont le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie actif (limite de plaque constructive) dans le CHAPITRE III et un seamount à proximité de la Dorsale Est Pacifique à 12°50 N (limite de plaque constructive) dans le CHAPITRE IV.

CHAPITRE V : La comparaison des trois domaines d'encroûtements dans des contextes géodynamiques différents permettra de définir le rôle de l'environnement sur l'enrichissement en cobalt et d'en préciser la provenance. Les conditions de genèse des encroûtements cobaltifères seront abordés et le cas de l'Archipel des Tuamotu sera discuté.

CHAPITRE VI : Pendant sa croissance, un encroûtement enregistre les modifications de l'environnement géologique. L'étude pétrologique détaillée des encroûtements de la zone de Niau (Archipel des Tuamotu) et de leur environnement amènent à replacer les encroûtements dans leur contexte géodynamique.

CONCLUSION GENERALE : En tenant compte de tous ces résultats, un modèle de genèse des encroûtements est proposé et leur rôle comme marqueurs géodynamiques est discuté.

CHAPITRE I : LES ENCROûTEMENTS COBALTI-FERES REPARTITION MONDIALE ET CARACTERISTIQUES

INTRODUCTION

— Depuis 1980, un certain type d'encroûtements polymétalliques a suscité un regain d'intérêt économique et scientifique : ce sont les encroûtements cobaltifères. Bien que des valeurs élevées (>0.5 %) en cobalt aient été mentionnées depuis l'expédition du "Challenger" en 1873-1876 (MURRAY et RENARD, 1891), ce n'est qu'en 1982 que paraissent les premières publications concernant spécifiquement les encroûtements cobaltifères (HALBACH et al., 1982).

En 1965, MERO insiste sur l'intérêt économique des nodules, répertorie les encroûtements et nodules non dissociés en fonction de leur composition chimique et il propose une première zonation géochimique. Ces données sont reprises par CRONAN et TOOMS (1969) qui notent la famille particulière des encroûtements cobaltifères.

En 1970, la première mission du CNEOX, NIXO-01, à bord du navire "La Coquille" prélève des nodules et encroûtements enrichis en (Co+Ni+Cu) en Polynésie française, en se basant sur les données de MERO (1965) (RANCHIN, 1972 non publié). Ces nodules riches en métaux valorisables ont servi à d'autres études car ils étaient considérés comme représentatifs de l'ensemble des nodules océaniques, sans tenir compte de leur enrichissement particulier en cobalt.

En 1981, la campagne MIDPAC'81 à bord du N/O "Sonne" de la République Fédérale d'Allemagne est consacrée aux encroûtements et nodules cobaltifères des Monts Centre Pacifique et des Iles de la Ligne (HALBACH et al., 1982).

En 1983, à bord du N/O "S.P.Lee" de l'U.S.G.S., les équipes américaines étudient les nodules et encroûtements cobaltifères de la Zone Economique Exclusive des Iles Hawaii (Ride Necker), les Monts Centre Pacifique et les Iles de la Ligne (HEIN et al., 1985 -a, 1985-b).

En 1984, trois campagnes à bord du R/V "Kana Keoki" prélèvent des encroûtements dans la partie nord de la Zone Economique Exclusive hawaiienne (De CARLO et al., 1987-a; CHAVE et al., 1986).

Ainsi, dans le Pacifique Nord, plusieurs équipes américaines et allemandes étudient par zones l'ensemble Hawaii-Iles de la Ligne. Les publications se multiplient et les recherches s'étendent actuellement aux archipels voisins (HEIN et al., 1986-b; De CARLO et al., 1987-b).

Dans le Pacifique Sud, les équipes françaises étudient la Polynésie française. En 1986, la courte campagne française NODCO 1 de l'IFREMER, à bord du N/O "Jean Charcot", complète les données de la mission NIXO-01 sur les nodules et encroûtements cobaltifères de la zone de Niau dans l'Archipel des Tuamotu (LE SUAVE et al., 1986). La zone de Niau sera étudiée au cours de ce travail de thèse. En 1987, la mission NODCO 2 a étendu la zone d'investigation à la partie nord de l'Archipel des Tuamotu jusqu'à 20°S.

D'autre part, des études concernent les estimations des ressources économiques en cobalt dans le Pacifique, par compilation des données de l'U.S.G.S. afin de cartographier les zones économiquement exploitables pour le cobalt (MANHEIM et al., 1983; COMMEAU et al., 1984; CRONAN, 1984, CLARK et al., 1985; HELSLEY et al., 1985; MANHEIM, 1986).

Les encroûtements et nodules cobaltifères présentent en effet des avantages économiques par rapport aux nodules polymétalliques des grands fonds :

- situation dans la Z.E.E. des nations intéressées,
- faible profondeur (1000-2000m),
- teneur en cobalt 3 à 5 fois supérieure à celle des nodules abyssaux (0.3 %),
- importante surface de recouvrement des encroûtements,
- importance stratégique du cobalt.

I. SITES GEODYNAMIQUES ET REPARTITION MONDIALE

Les encroûtements cobaltifères (0.5 à 1 % de Co) se situent dans trois cadres tectoniques :

- les chaînes de seamount intra-plaques,
- les rides inactives et plateaux,
- les arcs insulaires.

Cette répartition se retrouve dans les Océans Pacifique, Atlantique et Indien. La plus grande partie des encroûtements cobaltifères est connue dans l'Océan Pacifique (tableau 1 et figure 1).

Cette revue des sites d'encroûtements cobaltifères a été établie à partir des résultats des missions consacrées aux encroûtements dans leur environnement et des travaux sur ces encroûtements (références citées plus loin).

1) Océan Pacifique (figure 2)

* Dans la répartition des encroûtements cobaltifères (Co > 0.5 %) dans le Pacifique, trois grandes structures alignées de direction générale NW-SE, dominant au milieu de la plaque Pacifique : ce sont les grands ensembles volcaniques Hawaii - Empereur, Iles de la Ligne - Monts Centre Pacifique et la Polynésie Française (PIPER et WILLIAMSON, 1977). Cet alignement de seamounts intraplaques est en fait composé de chaînes parallèles qui se relient transversalement par des rides. Elles seront décrites du Nord vers le Sud (figure 2).

- L'ensemble Empereur - Hawaii est relié par la ride Hess à la chaîne parallèle des seamounts des Musiciens (LANDMASSER et MORGENSTEIN, 1973; GLASBY et ANDREWS, 1977; FRANK et al., 1976; CRAIG et al., 1982; COMMEAU et al., 1984; CLARK et al., 1984; 1985; HEIN et al., 1985-a, 1985-b, 1986-a, 1987-a; HELSLEY et al., 1985; CHAVE et al., 1986; De CARLO et al., 1987-a; JOHNSON et al., 1985; KEATING et al., 1986).

Cet ensemble s'aligne, avec décalage par la ride Necker, avec l'ensemble Wake - Monts Centre Pacifique - Iles de la Ligne (HALBACH et al., 1982, 1983, 1984; CRONAN, 1984; COMMEAU et al., 1984; APLIN et CRONAN, 1985; DONGYU, 1986);

- L'archipel formé par l'ensemble des Iles Marshall et des Iles Ellices s'aligne en parallèle avec l'Archipel de la Ligne et les Iles Phoenix-Baker, et délimite la bordure occidentale du bassin du Pacifique Central (CRONAN, 1984; COMMEAU et al., 1984; SCHWAB et al., 1985; HEIN et al., 1986-b, 1987-a; KEATING et al., 1986; De CARLO et al., 1987-b);

- Dans le Pacifique Sud, la Polynésie Française, composée de l'Archipel des Tuamotu encadré par les alignements parallèles des archipels de la Société, des Australes (au SW), des Gambiers (au SE) et des Marquises (au NE) prolonge l'Archipel de la Ligne (MERO, 1965; RANCHIN, 1972; PICHOCKI, 1984; PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a).

La figure 2 indique que les indices en Cobalt les plus élevés (0.5 à 1 %), et connus depuis longtemps, se trouvent dans les encroûtements qui se développent sur ces chaînes de seamounts alignées en un grand ensemble intraplaque.

* Des encroûtements à teneur moyenne en Co (>0.5 %) se développent dans un contexte différent : les arcs insulaires. Les encroûtements de la chaîne Circum Pacifique sont moins connus. Il s'agit de la Micronésie, des Iles Mariannes, Bonin et Marcus qui forment un alignement parallèle aux seamounts intraplaques décrits précédemment (COMMEAU et al., 1984; HEIN et al., 1987-b). Quelques indices ont été mentionnés au Nord de la Nouvelle-Guinée et le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu) (CRONAN, 1984) et des Tonga-Kermadec (KOSKI et al., 1985).

Les encroûtements d'arcs insulaires contiennent une composante hydrothermale due à l'environnement géodynamique.

* Une troisième catégorie d'encroûtements cobaltifères, à indice plus faible (0.5 % Co), se développe dans un environnement de rides inactives : ce sont la Ride Sharsky, transversale aux seamounts Empereur, les rides Norfolk (MONZIER, 1976), de Louisville et Chatman dans le Pacifique Sud (CRONAN, 1984).

* Un ensemble apparaît isolé en bordure occidentale du continent américain : les seamounts de Basse-Californie portent des indices en Co plus faibles que les grandes chaînes de seamounts intraplaques (McKELVEY et al., 1983).

* Enfin, quelques indices en Co sont disséminés dans le Pacifique Nord - Equatorial et correspondent à des zones d'élévations topographiques (McKELVEY et al., 1983).

En résumé, dans l'Océan Pacifique, les encroûtements cobaltifères se développent dans un environnement de seamounts en chaînes volcaniques intraplaques avec les indices en Co les plus élevés, d'arcs insulaires, de rides asismiques et plateaux. Un caractère majeur ressort de cette répartition : les encroûtements cobaltifères se localisent sur des élévations topographiques. C'est un des premiers critères de répartition des encroûtements cobaltifères, déjà mentionnés par quelques auteurs (PRICE et CALVERT, 1970; CALVERT et PRICE, 1977; CRONAN, 1977; ARRHENIUS et al., 1979).

2) Océan Atlantique (figure 3)

Comme dans l'Océan Pacifique, les encroûtements cobaltifères connus se situent sur des zones topographiques élevées, mais les teneurs en cobalt sont plus faibles.

Les indices maximum (0.5 à 1 %) se localisent dans les zones de seamounts (différents des chaînes de seamounts intraplaques) : seamounts de Nouvelle-Angleterre (ou Kelvin) et Bermudes (MERO, 1965; AUMENTO et al., 1968; CRONAN, 1975; MANHEIM, 1984), seamounts sur le flanc externe de la dorsale Médio-Atlantique (répartition plus concentrée au Nord) ainsi qu'à l'intersection de la Dorsale et de failles transformantes, par exemple, reliefs des zones de fracture de Vema et de la Romanche (BONTE, 1981).

Des encroûtements aux valeurs moyennes (0.4 à 0.5 % Co) se répartissent sur les rides et les plateaux : Blake Plateau (MANHEIM et al., 1982; MANHEIM, 1986), Rides d'Aves (KANG, 1984) et pentes des Bahamas, dans l'Atlantique Nord. Dans l'Atlantique Sud, le plateau de Sao-Paulo, la ride du Rio-Grande à l'Ouest et les rides de Sierra-Leone, Walvis et du Cap à proximité des côtes africaines (CRONAN 1975,1980); et plus au Sud, sur le plateau des Falklands et sur les reliefs supérieurs à 1000m (Géorgie du Sud et Sud Falklands) (FRAZER et FISK, 1980).

3) Océan Indien (figure 4)

Très peu d'encroûtements et nodules cobaltifères ont été signalés dans l'Océan Indien, ils sont en général moins riches que ceux du Pacifique (CRONAN et TOOMS, 1969; CRONAN, 1980; Mc KELVEY et al., 1983).

Les encroûtements ne sont localisés que dans les zones hautes dans l'Océan Indien Occidental, sur les seamounts de la rive Carlsberg, en bordure orientale et septentrionale du bassin des Mascariènes et sur le plateau des Mascariènes-Seychelles, sur le plateau Agulhas, au sud de l'Afrique. Quelques indices ont été mentionnés sur les flancs occidentaux de la dorsale Médio-indienne (CRONAN, 1980).

Conclusion

En résumé, il ressort donc de ces observations que les encroûtements cobaltifères ont une extension limitée aux zones de seamounts intraplaques et de bordure continentale, et sur les élévations topographiques (rides et plateaux). Les encroûtements les plus riches en cobalt se développent dans une tranche bathymétrique située entre 800 m et 2000 m, sur les seamounts intraplaques.

II. CARACTERISTIQUES DES ENCROUTEMENTS

Les caractéristiques des encroûtements les plus cobaltifères (Co > 0.5 %), c'est à dire les encroûtements des seamounts, ont été résumées à partir d'une compilation des données bibliographiques des campagnes océanographiques récentes (voir les références dans le paragraphe précédent). Ces données ont été acquises sur les

encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord. Peu d'études ont été consacrées à l'aspect pétrologique des encroûtements cobaltifères du Pacifique Sud (RANCHIN, 1972; PICHOCKI, 1984). Les résultats de la mission la plus récente (NODCO 1) seront présentés dans le chapitre suivant.

Cette revue bibliographique est une mise au point des connaissances actuelles sur les encroûtements cobaltifères ($Co > 0.5\%$); elle résume les caractéristiques pétrologiques, minéralogiques et géochimiques les plus généralement observées dans les encroûtements du Pacifique Nord Equatorial. La comparaison avec les résultats obtenus par une étude ponctuelle d'encroûtements cobaltifères de Polynésie française a permis une première synthèse des données (tableau 2).

Dans le terme "encroûtements cobaltifères" sont regroupés les encroûtements proprement-dits et les nodules associés. Les encroûtements englobent des morceaux de croûtes ferromanganésifères avec ou sans coeur (couche supérieure d'oxydes), des blocs encroûtés et des plaques avec un noyau volumineux entièrement encroûté.

1) Mode d'affleurement

Les photos de fond montrent que les encroûtements et nodules cobaltifères se situent sur les flancs des seamounts, sur le sommet des plateaux associés et dans les bassins intermédiaires entre les seamounts.

Les encroûtements dominent et forment un pavement ferromanganésifère continu et dépourvu de couverture sédimentaire. Les nodules se trouvent associés aux encroûtements sur les pentes faibles des seamounts, dans des poches au milieu des croûtes, ou ils forment de véritables champs de nodules à 2000 m de profondeur sur les plateaux des seamounts.

2) Caractéristiques des encroûtements

Les encroûtements sont des fragments de roches encroûtées dont la taille peut atteindre jusqu'à 1m, avec un coeur d'origine volcanique ou sédimentaire.

Les nodules cobaltifères sont décrits sphériques, de taille variant de 1 à 10 cm de diamètre, sans polarité visible. Ils sont composés du même matériel ferromanganésifère que les encroûtements de couleur plus noire que les nodules abyssaux, car peu de sédiment est incorporé dans le cortex ferromanganésifère. La surface de l'encroûtement est mamelonnée (mamelons de diamètre < 10 mm), commune aux nodules et aux encroûtements.

Les caractéristiques des concrétions concernent la morphologie (épaisseur et structure interne), le taux de croissance, la minéralogie et la composition chimique du cortex ferromanganésifère.

a) Epaisseur

L'épaisseur du cortex ferromanganésifère varie de la pellicule millimétrique au véritable encroûtement (jusqu'à 10 cm); la valeur moyenne se situe autour de 2.5 cm.

L'épaisseur est en relation avec la durée d'exposition à l'eau de mer et avec le taux de croissance des concrétions qui reflète les conditions géochimiques et océanographiques du milieu de formation. L'épaisseur du cortex ferromanganésifère semble aussi fonction de l'âge du substrat : les croûtes cobaltifères les plus épaisses se trouvent sur les substrats les plus vieux : des croûtes épaisses de 10 cm ont été prélevées dans les Iles Marshall sur un substrat daté Jurassique moyen soit 160 MA (HEIN et al., 1987-a), et des croûtes de 3 mm d'épaisseur sur un substrat basaltique de 40 MA (HEIN et al., 1985-b).

b) Structure interne

Les croûtes sont généralement laminées et sont formées de deux générations ferromanganésifères mises en évidence par un changement de texture, et séparées par un épisode de phosphatisation. Ces deux couches sont appelées couche externe et couche interne par rapport à la couche de phosphorite.

La couche interne est plus dense que la couche externe, plus cristallisée avec un éclat brillant et une cassure subconchoïdale, et d'épaisseur moyenne jusqu'à 2.5 cm. Elle est formée de micro-laminations parallèles (4 à 10 μ m) correspondant à des rapports Mn/Fe variables. Elle contient quelques éléments détritiques dont l'origine se trouve dans le substratum servant de nucleus. Elle est datée Eocène supérieur à Oligocène inférieur (16 à 9 MA) pour des encroûtements des Monts Centre Pacifique (HALBACH et al., 1982).

Le contact avec les noyaux d'origine volcanique est toujours net, alors que des dendrites de manganèse se développent dans les noyaux d'origine sédimentaire telles les phosphorites.

L'épisode de phosphatisation est représenté par une couche de phosphorite pénétrant dans la couche interne et imprégnée de dendrites de Manganèse. Il s'agit d'une boue calcaire phosphatisée dont l'épaisseur varie de la couche "fine comme une feuille de papier" à plusieurs centimètres (5 cm). La phosphatisation est estimée Miocène supérieur (8-9 MA) sur des encroûtements des Monts Centre Pacifique (HALBACH et al., 1982; HALBACH et PUTEANUS, 1984-a).

La couche externe est plus poreuse et plus friable que la couche interne, avec de nombreuses fractures de dessiccation. Elle est moins épaisse (1 cm). La structure interne est caractérisée par une croissance colonnaire qui forme les botryoïdes de surface (surface mamelonnée). La formation de cette couche commence au Miocène (8 MA), les dernières couches n'ont pas été datées.

c) Taux de croissance

Les mesures du taux de croissance des encroûtements sont obtenues par des méthodes radiochimiques ou paléontologiques.

En 1971, LALOU et al. proposent une vitesse de croissance rapide basée sur les mesures de décroissance de l'excès en ^{230}Th sur des nodules cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu : le taux de croissance obtenu est de 2 mm/1000 ans. LALOU conclue que la croissance des nodules s'est étalée sur 9000 ans et que les nodules ont cessé de croître depuis environ 6000 ans.

Plus récemment, une approche isotopique au ^{10}Be amène à un taux de croissance lent (1 à 4 mm/MA en moyenne) comparé à la méthode précédente (SEGL et al., 1984). Ce taux de croissance lent (1 à 10 mm/MA pour les nodules abyssaux, 1000 à 2000 mm/MA pour les croûtes hydrothermales) a été mesuré sur des encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord (Monts Centre Pacifique).

Une autre méthode de mesure du taux de croissance a été proposée par JANIN (1981, 1986) par l'étude d'empreintes de nanofossiles calcaires inclus dans le cortex d'oxydes ferromanganésifères. L'étude biostratigraphique d'échantillons provenant des Iles de la Ligne et de l'Archipel des Tuamotu confirme un taux de croissance lent (2.5 mm/MA en moyenne).

Les méthodes radiochimiques (isotopes de Th et U) concluent à des vitesses de croissance faibles (1 à 4 mm/MA) sur la couche externe d'encroûtements, parmi lesquels des concrétions des Monts Centre Pacifique (FRANCK, 1986).

La valeur globale du taux de croissance des encroûtements cobaltifères est faible (2.5 mm/MA en moyenne). Au sein des concrétions du Pacifique Nord, des taux de croissance différents ont été obtenus entre la couche interne (4.8 mm/MA) et la couche externe (2.7 mm/MA) sur mesures du ^{10}Be (SEGL et al., 1984; HEIN et al., 1985-b).

HALBACH et al. (1983) proposent une corrélation entre l'enrichissement en cobalt et une diminution du taux de croissance.

d) Minéralogie

Les observations au microscope métallographique montrent un matériel gris (sans anisotropie ni biréflexion), laminé et finement cristallisé.

Les diagrammes de R.X. ont permis de déterminer du $\delta\text{-MnO}_2$ ou Vernadite comme phase manganésifère dominante en intercroissance épitaxiale avec des oxydes $\text{FeOOH}_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$ amorphes. $\delta\text{-MnO}_2$ est le minéral de manganèse le plus oxydé et hydraté, caractéristique d'une origine hydrogénétique (HALBACH et OSKARA, 1979);

la todorokite (en phase mineure) représente la phase diagénétique dans les parties épigénisées;

la phase phosphatisée est formée de carbonate apatite;

la phase détritique ou authigène (plagioclase, quartz, feldspath alcalin, calcite et zéolite) provient de débris du substratum ou de sa transformation;

une phase ferro-alumino-silicatée amorphe et une phase argileuse (smectites) mineure ont été détectées.

e) Composition chimique

De manière générale, les encroûtements cobaltifères sont enrichis en cobalt 3 à 5 fois par rapport aux nodules abyssaux du Pacifique Nord Equatorial (tableau 3). Cet enrichissement en cobalt s'accompagne d'un enrichissement en Mn, Pb, Ce et Ti, et une diminution en Ni et Cu.

On n'observe pas de différence significative dans la géochimie des encroûtements et des nodules cobaltifères.

Les encroûtements cobaltifères sont riches en Platine, autre élément d'intérêt économique et scientifique : les valeurs moyennes mesurées sont de 0.9 ppm, et peuvent atteindre 1.3 ppm dans les encroûtements des Iles de la Ligne-Monts Centre Pacifique (HALBACH et al., 1984); ces auteurs constatent que Pt est plus enrichi dans la couche interne (0.8 à 1.3 ppm) que dans la couche externe (0.3 ppm).

A l'échelle de l'échantillon, la couche externe (1 à 1.5 %) est enrichie par rapport à la couche interne (0.5 %), avec des teneurs atteignant 2 % dans les cinq derniers millimètres.

Dans le Pacifique Nord Equatorial, à l'échelle régionale, les teneurs en cobalt varient de façon inverse avec la profondeur sur un transect vertical : entre 1100 et 1900 m, Co varie de 1.18 à 0.90 % et de 0.67 à 0.63 % entre 3000 et 4400 m (HALBACH et al., 1982). Cependant, cette variation n'est pas linéaire (McKELVEY et al., 1983), il existerait un seuil à 2000 m : pour des profondeurs d'eau inférieures à 2000 m (entre 800 et 1850 m), la valeur moyenne en cobalt est 1 %; au-dessous de 2000 m, les valeurs moyennes baissent à 0.53 % pour atteindre les valeurs minimales de 0.24 % au-delà de 4000 m, phénomène associé à une augmentation des teneurs en nickel et cuivre (HALBACH et al., 1982).

f) Relations interéléments

La corrélation positive entre Co, Ni et Mn est à relier avec la phase minéralogique δ -MnO₂ qui contrôle l'enrichissement en Co et Ni.

Les corrélations interéléments dans les encroûtements sont :

- Co, Ni, Pb, Pt, Ce, As, Mo, Cd, Zn corrélés positivement avec Mn;
- Cu, Be corrélés positivement avec Fe;
- Si, Al, K et Ti corrélés positivement dans la fraction détritique.

D'autre part, ces éléments varient avec la profondeur :

- Fe, Cu, Be, K, Ce, Al, Ti, Si, Ba augmentent avec la profondeur;
- Mn, Co, Mo, Ni, Cd diminuent avec la profondeur et semblent augmenter avec la proximité de l'équateur; il en est de même pour l'apatite (Ca et P).

III. CARACTERISTIQUES DE L'ENVIRONNEMENT

1) Nature et âge du substrat

Le coeur des encroûtements représente le substrat, de nature variable :

- basalte plus ou moins altéré et brèches volcaniques
- hyaloclastites (volcano-sédimentaire)
- phosphorite (calcaire biogène phosphatisé)
- calcaire ou corail
- sédiment (argiles).

Le type de coeur des encroûtements varie suivant la position sur l'édifice volcanique couronné ou non d'un atoll corallien. HEIN et al. (1986-a) précisent que les encroûtements les plus riches se trouvent sur des structures volcaniques sans atolls ni récifs. Or HALBACH (1982) affirme que les encroûtements se développent sur n'importe quel substrat dur (basaltique ou

calcaire phosphatisé); cependant, sur les substrats poreux, on remarque des dendrites d'épigénisation par le manganèse (diagenèse). D'autre part, sur l'Archipel des Tuamotu, les encroûtements étudiés sont formés uniquement sur un substrat sédimentaire (PICHOCKI, 1984; PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a).

CLARK et al. (1985) remarquent une variation de l'épaisseur de l'encroûtement ferromanganésifère en fonction de la nature du coeur : les croûtes les plus épaisses ont un coeur de hyaloclastites, elles sont moins épaisses sur basalte altéré et les plus fines sont associées à un coeur sédimentaire ou à des brèches volcaniques; l'épaisseur de l'encroûtement est en relation avec la résistance à l'altération du substrat : la diagenèse d'un substrat poreux augmente l'épaisseur totale du cortex d'oxydes hydrogénétiques.

Les encroûtements les plus riches et les plus épais se développent sur un substrat volcanique d'âge supérieur à 20 MA, actuellement inactif et surmonté d'un récif (phosphatisé) si les conditions sont favorables à la formation de ce récif. Les encroûtements les plus épais (10 cm) se trouvent sur les seamounts des Iles Marshall dont le substratum volcanique est daté Jurassique moyen (160 MA) à Crétacé (100 MA). Les encroûtements des grandes chaînes de seamounts intraplaques (Hawaii-Ligne-Tuamotu) se forment sur un substratum volcanique daté Crétacé inférieur (120 MA) à activité épisodique et actuellement éteint, surmonté ou non d'un atoll.

2) Absence de couverture sédimentaire

Les photographies de fond montrent de grandes étendues d'encroûtements couvrant un substrat dur ("pavement") et dépourvu de couverture sédimentaire. Les nodules affleurent dans des poches remplies de sédiment entre les croûtes, à la surface du "pavement".

L'absence de couverture sédimentaire s'explique par la présence de courants profonds actifs (morphologie des faunes (ROUX 1980 dans les Tuamotu), figures de courant sur le sédiment). Ces déplacements de masses d'eau ont été mis en place pendant (ou avant) la formation des encroûtements (aucun sédiment n'est incorporé dans la structure interne) et ont été reliés à différents épisodes d'activité de courants de fond tel le Courant Antarctique Profond (Antartic Bottom Water Current, AABW) (HALBACH et PUTEANUS, 1984-a). La présence de ce courant de fond est une constante dans les zones à encroûtements cobaltifères : il empêche le dépôt de sédiment, apporte des éléments et crée un milieu oxydant favorable au développement des couches d'oxydes ferromanganésifères.

IV. GENESE DES ENCROUTEMENTS COBALTIFERES

1) Origine des métaux

Plusieurs sources en métaux sont reconnues pour la formation des nodules ferromanganésifères : hydrothermalisme, halmyrolyse, altération continentale, biologie (dissolution des tests calcaires et siliceux), eau de mer (figure 5).

Dans le cas des encroûtements cobaltifères, les métaux sont considérés comme dérivés de l'eau de mer : l'abondance en métaux-traces, l'absence de minéraux de manganèse très cristallisés et le non fractionnement du fer et du manganèse vont dans le sens d'une origine hydrogénétique.

Les courants amènent les métaux d'origine continentale et hydrothermale. Ils favorisent l'altération du substratum volcanique sous-jacent. Les organismes morts tombent par gravité (Profondeur de Compensation de l'Aragonite (ACD) à 1000 m : BERNER, 1977; HALBACH et PUTEANUS, 1984-a). Toutes ces particules de sources très diverses se mélangent et séjournent dans l'eau de mer suffisamment longtemps pour qu'on ne puisse plus distinguer leur origine primaire : on leur attribue alors une origine hydrogénétique.

Les encroûtements cobaltifères se trouvent dans la même tranche bathymétrique que la Couche à Oxygène Minimum et on a souvent relié l'existence de ces encroûtements à la présence de cette couche (HALBACH et al., 1982; HEIN et al., 1987-a).

Mn se trouve à l'état dissout dans la Couche à Oxygène Minimum (KLINKHAMMER et BENDER, 1980). Mn proviendrait de la réduction in-situ de la phase solide MnO_2 , favorisée par la décomposition in-situ de la matière organique dans la Couche à Oxygène Minimum (HALBACH et al., 1982).

Fe se trouve sous forme de particules colloïdales oxydées, libérées par la dissolution des tests planctoniques aragonitiques (HALBACH et PUTEANUS, 1984-a).

Les sources en Ni et Cu peuvent se trouver dans les organismes planctoniques à test carbonaté. Quant au Co, une partie provient de la dissolution des tests aragonitiques, l'eau de mer est la source principale (KNAUER et al. (1982) mentionnent des teneurs en Co dans l'eau de mer plus élevées que la moyenne, à proximité des côtes californiennes, dans la tranche d'eau correspondant à la Couche à Oxygène Minimum).

HALBACH et al. (1983) proposent que l'enrichissement en Co est contrôlé par les teneurs en Co dans l'eau de mer et par le taux de croissance très lent des encroûtements, pour accumuler le maximum de Co. Les croûtes hydrogénétiques sont les dépôts les plus lents à se former.

2) Chronologie des concrétions

La structure interne des encroûtements du Pacifique Nord montre deux périodes de croissance d'oxydes MnFe séparées par un épisode de phosphatisation.

- La première génération ferromanganésifère est datée de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur (16 à 9 MA): elle correspond au début d'activité de l'AABW. Le taux de croissance de 4.8 mm/MA indique une forte activité du courant (apport en particules métalliques dans l'eau de mer et absence de couverture sédimentaire).

- La phosphatisation (Miocène) est un phénomène généralisé à l'ensemble du Pacifique : elle peut être interprétée comme une remontée d'eaux enrichies en phosphore (ARTHUR et JENKINS, 1981).

- La deuxième génération ferromanganésifère s'est formée dans des conditions paléogéographiques différentes. Le taux d'accumulation plus lent (2.7 mm/MA) et l'épaisseur plus faible que dans la couche interne caractérisent un changement dans les conditions d'environnement, et une activité plus faible du courant AABW (SEGL et al., 1984; HALBACH et PUTEANUS, 1984-a).

Donc il existe deux périodes de formation du cortex ferromanganésifère dans des conditions paléogéographiques différentes et avec des taux d'accumulation différents liés à l'activité des courants. Des facteurs paléocéanographiques dépendant de facteurs tectoniques (tectonique des plaques et subsidence) interviennent dans la formation des encroûtements cobaltifères.

CONCLUSION : les caractéristiques de l'environnement géologique des encroûtements cobaltifères

A partir de cette revue bibliographique des caractéristiques des encroûtements cobaltifères dans leur environnement géologique et de leur répartition océanique, il est possible d'établir la liste des critères géologiques qui permettraient de localiser un gisement potentiel.

Les encroûtements cobaltifères se situent sur les chaînes de seamounts intraplaques (l'étendue d'une chaîne est suffisante pour constituer un gisement) et sur les rides asismiques. Ces seamounts sont des édifices volcaniques éteints, à proximité des latitudes équatoriales, et dont l'âge du substratum est supérieur à 20 MA.

Les encroûtements se développent sur un relief stable (seamounts inactifs) sous l'influence de courants suffisamment forts pour empêcher le dépôt d'une couverture sédimentaire et dans une tranche bathymétrique située entre 800 et 2000 m.

En considérant ces critères géologiques et économiques, les zones qui se révèlent les plus riches en encroûtements cobaltifères sont les seamounts au NE de l'Archipel des Hawaii, l'ensemble Iles de la Ligne - Monts Centre Pacifique ainsi qu'à la jonction entre les Chaînes Hawaïennes et de la Ligne (Ride Necker), les seamounts des Iles Marshall parallèles à l'Archipel de la Ligne et la Polynésie Française avec en particulier, l'Archipel des Tuamotu.

Le choix de trois zones d'étude

1) L'Archipel des Tuamotu (Polynésie française)

La Polynésie française prolonge dans le Pacifique Sud les chaînes de seamounts des Iles Hawaii et des Iles de la Ligne. L'analyse d'encroûtements et de nodules cobaltifères de Polynésie française permet de compléter la synthèse sur les encroûtements cobaltifères en étudiant l'homologue des archipels du Pacifique Nord dans le Pacifique Sud, avec la caractérisation des encroûtements de Polynésie française et leur comparaison avec ceux du Pacifique Nord.

La mise à disposition par l'IFREMER d'encroûtements et de nodules cobaltifères prélevés pendant la mission NIXO-01 (1970) a permis de mettre en évidence les caractéristiques des dépôts cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu et une similitude avec les dépôts cobaltifères du Pacifique Nord (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a).

Une bonne compréhension du phénomène des encroûtements cobaltifères passe par l'étude détaillée de zones. Dans l'Archipel des Tuamotu, la zone de Niau a été choisie dans le but d'étudier les encroûtements cobaltifères dans leur environnement (mission NODCO1 1986). Il a été possible de disposer des échantillons provenant de cette campagne et de mener à bien une étude intégrée des encroûtements dans leur environnement, en collaboration avec l'IFREMER. Cette étude sera développée dans le chapitre suivant.

2) Le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie

Les encroûtements cobaltifères se localisent dans un environnement précis de chaînes de seamounts intraplaques. La mise à disposition par l'ORSTOM d'encroûtements provenant du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie a permis l'étude d'encroûtements moyennement cobaltifères (0.5 % Co) dans un environnement différent, en contexte géodynamique actif. La comparaison des encroûtements de Nouvelle Calédonie avec les encroûtements des Tuamotu permet de définir le rôle de l'environnement sur l'enrichissement en cobalt dans les encroûtements.

3) La Dorsale Est Pacifique (E.P.R.) à 12°50 N

La Polynésie française appartient à une zone de hot-spots intraplaques avec un volcanisme associé sur lequel sont construits les différents archipels constituant la Polynésie. Des sources hydrothermales ont récemment été mises en évidence à l'extrémité SE du hot-spot des Iles de la Société (HOFFERT et al., 1987). Cependant l'échantillonnage était insuffisant pour faire une étude comparative avec les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu. La mise à disposition par l'IFREMER d'un encroûtement riche en manganèse provenant de l'E.P.R. à 12°50 N a permis de caractériser la texture du manganèse en milieu hydrothermal, de préciser la pétrologie de ce type de dépôt afin de mieux définir l'influence d'un éventuel environnement hydrothermal sur les dépôts ferromanganésifères en Polynésie française.

CHAPITRE II
CARACTERISTIQUES DES ENCROÛTEMENTS COBALTIIFERES
DE LA ZONE DE NIAU DANS L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE
DE LA POLYNESIE FRANCAISE

INTRODUCTION : historique et méthodes d'études

Les encroûtements ferromanganésifères de l'Archipel des Tuamotu appartiennent à la famille des encroûtements cobaltifères.

La mission NIXO-01 du CNEOX (1970) avait pour but de draguer des nodules sur le sommet de seamounts, à proximité des îles de Niau (16°S, 143°30 W) et d'Anaa (17°S, 145°45 W) sur le flanc sud de l'Archipel (voir en figure 7), en fonction d'indices riches de Co+Cu+Ni mentionnés par MERO (1965).

Des nodules et des encroûtements ont été prélevés par 1000 m de profondeur, mais peu de renseignements concernant l'environnement étaient disponibles (quelques photos de fond). Des études géochimiques (RANCHIN, 1972), radiochimiques (LALOU et al., 1971, 1972, 1973), biostratigraphiques (JANIN, 1981, 1985, 1986) et biologiques (ROUX, 1980) ont été menées sur ces échantillons. L'intérêt porté aux encroûtements cobaltifères depuis le début des années 80 a amené à un réexamen des échantillons, afin de mieux cerner leur mode de genèse (PICHOCKI, 1984). Cette étude a montré qu'on pouvait étendre les zones cobaltifères dans le Pacifique Sud avec l'Archipel des Tuamotu (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a).

En 1986, la mission NODCO 1 de l'IFREMER, à bord du N/O "Jean Charcot" était destinée à étudier les encroûtements de la zone de Niau dans leur environnement géologique, structural et morphologique. Une carte bathymétrique au 1/50000^{ème} par sondeur multi-faisceaux SeaBeam, des profils de sondeur à sédiment (3.5 kHz), un trait photographique avec l'engin libre Epaulard, un trait d'image acoustique du fond avec le Sonar Latéral (SAR), des dragages et des profils sismiques (complétés pendant la mission NODCO 2 en 1987) ont été réalisés dans une zone de 40 km sur 50 km, le site de Niau.

La densité et la précision de ces données ont permis de déterminer l'environnement géologique du site à partir d'une véritable étude de terrain à 1000 m de profondeur.

Il est possible d'appliquer les méthodes de la géologie continentale en domaine océanique : par exemple, DU CASTEL (1985) a mené une étude de terrain à 5000 m de profondeur sur une zone-test dans la zone à nodules de Clarion-Clipperton (Pacifique Nord Equatorial). Les "outils de terrain" étaient une carte bathymétrique au 1/20000^{ème}, des profils sismiques et des profils de sondeur à sédiment (3.5 kHz), une couverture photographique importante, des prélèvements de sédiment superficiel et des carottages associés à des prélèvements de nodules. Le résultat de cette étude de terrain est l'établissement d'une carte géologique au 1/20000^{ème} en domaine océanique profond.

Une telle démarche peut être appliquée à la zone de Niau dans l'Archipel des Tuamotu. Bien que l'accès au terrain et l'observation directe soient difficiles sur cette zone, les données recueillies à bord du navire océanographique sont analogues à celles dont dispose le géologue continental :

- une carte de terrain (carte bathymétrique SeaBeam)
- une coupe de terrain (coupes sismiques et de sondeur à sédiment, complétées de photographies de fond et de prélèvements par dragages)
- une étude de paysage (apport du Sonar Latéral pour la relation faciès et géomorphologie).

L'interprétation de ces données aboutit à une étude intégrée des encroûtements dans leur environnement. L'étude pétrologique des encroûtements nous permettra de retracer l'histoire sédimentaire puis de reconstituer l'histoire géologique de la zone de Niau.

I. GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE DE LA POLYNESIE FRANCAISE

La Polynésie française appartient à un ensemble de chaînes volcaniques linéaires qui s'étirent sur plus de 5000 km au milieu de la plaque Pacifique, orientées W-NW et généralement assimilées à des hot-spots ou hot-lines (figure 6) (DUNCAN et CLAGUE, 1985).

La Polynésie française prolonge géographiquement l'Archipel des Iles de la Ligne. Elle est composée d'archipels volcaniques d'environ 50 km de long, à relief émergé, parallèles et encadrant une unité géographique de 1000 km de long, l'Archipel des Tuamotu dont les atolls sont les seuls témoins émergés (figure 7). Les chaînes volcaniques sont les Archipels de la Société (au SW), des Australes (au SW), des Gambiers (au SE) et des Marquises (au NE).

Ces archipels forment des édifices volcaniques délimitées à la base par l'isobathe 4000 m et les sommets émergés atteignent 2200 m (à Tahiti). Ils sont séparés de l'Archipel des Tuamotu (4000 m à la base) par de profonds bassins (jusqu'à 5000 m de profondeur).

L'Archipel des Tuamotu est encadré par la Zone de fracture (ZF) des Marquises (au Nord) et la Zone de fracture Australes-Mururoa (au Sud), délimitant le Bassin du Tiki. Au nord de la ZF des Marquises et limité à l'est par l'Archipel des Marquises, se situe le Bassin du Tapu (figure 7) (MONTI et PAUTOT, 1975).

Les chaînes volcaniques de Polynésie française sont bien documentées dans la littérature et sont considérées comme des hot-spots (DUNCAN et CLAGUE, 1985 pour revue). Les atolls des Tuamotu sont les témoins émergés d'une chaîne sous-marine mise en place avant la formation des hot-spots polynésiens. Contrairement à ces chaînes volcaniques, la chaîne des Tuamotu est peu documentée car le substratum océanique n'a pas été foré.

L'histoire de la Polynésie française comporte deux épisodes principaux : la formation de l'Archipel des Tuamotu et la formation des petits archipels volcaniques parallèles.

A) Les archipels volcaniques émergés : Hot-spots

Les chaînes volcaniques polynésiennes entourant l'Archipel des Tuamotu sont des linéaments volcaniques d'âge progressif, parallèles et orientées NW-SE, dont l'extrémité méridionale est approximativement perpendiculaire à la Dorsale Est Pacifique (EPR), centre d'accrétion océanique actuel.

Ces chaînes sont bien documentées : Iles des Marquises (DUNCAN et McDOUGALL, 1974), Iles de la Société (DYMOND, 1975; DUNCAN et McDOUGALL, 1976), Iles Pitcairn-Gambier (BROUSSE et al., 1972; DUNCAN et al., 1974), Iles des Australes (DALRYMPLE et al., 1975; DUNCAN et McDOUGALL, 1976; TURNER et JARRARD, 1982). Les âges et les structures sont concordants pour les quatre archipels : le volcanisme qui constitue ces îles est daté miocène à actuel, l'âge des volcans augmente vers le NW (tableau 4). La présence d'un lagon autour de ces îles indique un âge plus ancien. On observe une migration du volcanisme vers le SE, avec un taux moyen de 11 cm/an, équivalent dans les quatre archipels (DUNCAN et McDOUGALL, 1976; DUNCAN et CLAGUE, 1985).

La croûte océanique sous-jacente a été datée 45 à 65 MA (TRACEY et al., 1971; HERRON, 1972). Le volcanisme polynésien est daté miocène (25 MA) à actuel : les archipels sont beaucoup plus récents que le plancher océanique.

La position actuelle de ces chaînes est contrôlée par l'E.P.R. Les ZF des Marquises, Tuamotu et Australes-Mururoa sont des failles transformantes engendrées par l'ancienne EPR d'orientation N-NW (l'E.P.R. a changé de direction entre 6 et 16 MA) (MAMMERICKX et al., 1975). La ZF des Marquises a été étudiée par PAUTOT et DUPONT (1974) : elle appartient à la famille des ZF de la Plaque Pacifique. L'intersection de la direction générale des archipels avec les ZF contrôle la distribution des îles dans les chaînes volcaniques.

DUNCAN et McDOUGALL (1976) proposent trois hypothèses pour la chronologie entre l'E.P.R. et les hot-spots polynésiens : (1) les hot-spots se forment après le changement de direction de l'E.P.R., (2) le début d'activité du volcanisme polynésien a entraîné une réorientation de l'E.P.R. ou (3) les deux phénomènes sont dus à un réajustement du mouvement des plaques tectoniques.

L'Archipel des Tuamotu est formé d'atolls coralliens vraisemblablement sur un substratum volcanique : d'après DUNCAN et McDOUGALL (1976), cette structure est plus ancienne que les hot-spots polynésiens et déjà mise en place avant le changement de direction de la dorsale.

B) L'Archipel des Tuamotu : ride océanique avortée

L'Archipel des Tuamotu s'étend entre les ZF des Marquises et des Australes-Mururoa sur 2000 km de longueur et 400 km de largeur; il est délimité à la base par l'isobathe 4000 m. Seuls les atolls émergent et recouvrent le substratum volcanique (figure 8).

L'Archipel des Tuamotu est en fait formé de deux segments parallèles de 1000 km de longueur, orientés WNW-ESE et séparés par une faille transverse à rejeu horizontal de 300 km de long (PAUTOT, 1975).

La structure longitudinale est de type "horst" avec un bloc central soulevé et bordé par des failles normales. Les blocs sont basculés NE-SW à la faveur des failles normales WNW-ESE et limités par des failles transverses, à l'intersection desquelles naissent des extrusions volcaniques récentes. De petits bassins sédimentaires se développent aux pieds de ces escarpements (PAUTOT et HOFFERT, 1974; PAUTOT, 1980). On observe une dissymétrie entre le flanc sud abrupt et linéaire de l'archipel et le flanc nord qui s'enfonce graduellement vers la ZF des Marquises.

Le substratum océanique n'a pas été foré mais il est estimé à 43 MA par les anomalies magnétiques (MAMMERICKX et al., 1975) et à 70 MA (comme âge minimum) au site 318 du DSDP (Leg 33) par les profils sismiques (SCHLANGER et al., 1974). Le substratum des blocs basculés a été identifié comme de la croûte océanique, à partir d'un profil de sismique réfraction sur l'atoll de Rangiroa, au centre de l'Archipel des Tuamotu (TALANDIER, 1968 in PAUTOT, 1980). On peut considérer le substratum océanique sous l'Archipel des Tuamotu daté Crétacé terminal (70 à 80 MA).

Les deux segments de l'Archipel ont la même origine et sont formés par le même phénomène volcanotectonique : le jeu de failles délimite les différents blocs.

Pour tester l'hypothèse du hot-spot, l'Archipel des Tuamotu a été comparé à l'Archipel des Hawaii. PAUTOT (1975, 1980) établit des différences sensibles entre les deux archipels : il considère l'Archipel des Tuamotu comme une structure volcanotectonique surimposée à une croûte océanique plus ancienne créée par accréation à la dorsale fossile des Galapagos. L'archipel correspondrait donc à une zone de faiblesse de la lithosphère avec des phénomènes de distension : la chaîne des Tuamotu serait une dorsale océanique avortée.

Le mécanisme pourrait être le suivant : un bombement dû à un réchauffement de la lithosphère est suivi de fissuration et d'extrusion aux points de faiblesse; ce phénomène cesse avant la création du rift et l'enfoncement général de l'archipel depuis l'Eocène (BURCKLE et SAITO, 1966) s'accompagne de nouvelles manifestations volcaniques (PAUTOT, 1980).

C) Conclusion : chronologie de la formation de la Polynésie française

L'histoire de la Polynésie française est dominée par deux épisodes principaux : la formation de l'Archipel des Tuamotu et la formation des petites chaînes volcaniques de la Société, des Australes, des Gambiers et des Marquises.

L'Archipel des Tuamotu est une dorsale avortée anté-Miocène, une chaîne de seamounts recouverts d'atolls coralliens sur un plancher océanique daté du Crétacé terminal.

Les archipels volcaniques parallèles aux Tuamotu sont des chaînes plus récentes, datées Miocène à Actuel, surimposées à une croûte océanique plus ancienne. Ils sont contemporains (ou postérieurs) du changement d'orientation de l'E.P.R.

Cette chronologie se retrouve dans les directions structurales qui découpent la Polynésie. Les directions des ZF des Marquises, des Tuamotu et des Australes-Mururoa (ESE-WNW) sont perpendiculaires à l'ancienne E.P.R. La direction générale de l'Archipel des Tuamotu (300°N) passe dans la partie méridionale à la direction 330°N, qui correspond à la direction des archipels les plus récents (c'est à dire presque perpendiculaire à l'E.P.R.) (figure 8).

II. GEOGRAPHIE ET MORPHOLOGIE DE LA ZONE DE NIAU

La zone de Niau se localise sur un plateau centré à 16°30 S-146°40 W, et situé sur le flanc sud de l'Archipel des Tuamotu, en bordure de la pente abrupte vers la plaine abyssale. Ce plateau tire son nom de l'île la plus proche, l'atoll de Niau (au NE de la zone d'étude). Il est placé sur une limite structurale majeure qui sépare l'Archipel des Tuamotu des bassins profonds (figure 8).

La mission NODCO 1 (1986) de l'IFREMER, à bord du N/O "Jean Charcot", était destinée à étudier l'environnement des encroûtements de la zone de Niau dont la teneur économiquement importante en cobalt avait été confirmée sur les encroûtements dragués pendant la mission NIXO-01 (1970). Le terrain d'investigation a été étendu à l'ensemble du plateau afin de cerner cette structure géologique.

La qualité des données obtenues sur le plateau de Niau a permis une approche de terrain à 1000 m de profondeur. La carte bathymétrique au 1/50000^{ème} (sondeur Sea Beam multifaisceaux), les profils de sismique réflexion, les profils de sondeur de sédiment 3.5 kHz et les dragages permettent de définir les caractéristiques géologiques du plateau de Niau. Les données de photographies de fond (Epaulard) et d'imagerie acoustique (SAR) complétées par le contenu des dragages ont fourni une véritable image du fond pour l'étude de détail de la bordure du plateau. Les échantillons dragués ont conduit à établir la stratigraphie des dépôts lithologiques. L'interprétation de ces données complémentaires amène à la reconstitution de l'histoire géologique du plateau de Niau.

A) Les premières données sur l'environnement

1) Cadre sédimentaire

A partir des travaux de MURRAY et LEE (1909), une carte des faciès sédimentaires moyens a été établie (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a). Les faciès sédimentaires varient en fonction de la profondeur : sables et coraux jusqu'à 1100 m, sables de corail et à ptéropodes (1100-1500 m), vase à ptéropodes (1500-1750 m), vase à ptéropodes et à foraminifères (1750-2000 m), vase à foraminifères et argiles à des profondeurs supérieures à 4100 m (figure 9). La zone de Niau se situe actuellement dans la tranche sédimentaire correspondant aux sables coralliens et à ptéropodes. Ces faciès représentent la couverture sédimentaire meuble.

2) Cadre morphologique

La seule image bathymétrique disponible sur la zone de Niau avant la mission NODCO 1, était la carte Tahiti-Raroia au 1/1 000000^{ème} établie par MONTI et PAUTOT (1975). La zone d'étude forme un plateau semi-circulaire de 20 km de diamètre, accroché sur le flanc sud de l'Archipel des Tuamotu (figure 8).

Une carte plus "détaillée" de la zone de prélèvement a été esquissée par HOFFERT (in PICHOCKI, 1984) pendant l'étude des échantillons de NIXO-01. Cette carte, tracée à partir des positionnements des dragages, met en évidence une zone centrale surélevée (950 m) et un changement d'orientation des structures EW vers le NE, qui ferment le plateau sur sa bordure orientale (figure 10).

B) Le plateau de Niau : un ancien atoll en bordure de l'Archipel des Tuamotu

La mission NODCO a permis d'élargir l'étude du "site de Niau" (NIXO-01) à l'ensemble du plateau de Niau afin de cerner cette structure géologique. La zone étudiée pendant la mission précédente, NIXO-01, a été reportée sur la carte du plateau (figure 11) : elle représente la partie orientale du plateau, au niveau d'inflexion des structures.

1) Analyse morphologique de la carte bathymétrique du site de Niau

Les données de base utilisées pour l'établissement de la carte bathymétrique détaillée de la zone de Niau sont des profils SeaBeam qui sillonnent le plateau et ses bordures. Ces profils ont été couplés avec un sondeur à sédiment 3.5 kHz. La carte au 1/50000^m a été établie par S.MONTI (LE SUAVE et al., 1986) (figure 12).

Le site de NIAU forme une structure en demi-cercle de 20 km de diamètre à 1000 m de profondeur, sur la bordure S de l'Archipel.

Ce plateau est limité au S par une pente abrupte (flanc de l'Archipel). Dans cette pente se succèdent un premier abrupt de 1000 m à 1400 m, un palier à 1400-1700 m à topographie complexe portant des édifices arrondis de 1 à 2 km de diamètre, une deuxième pente entre 1700 m et 2700 m suivie d'un deuxième replat aux limites imprécises, puis d'une troisième pente vers la plaine abyssale au pied de l'Archipel (4000 m). Les pentes, constituées d'une succession d'abrupts et de replats, sont orientées parallèlement à la direction générale de l'Archipel.

Le plateau culmine à 1000 m et descend en pente douce (2 à 3%) vers le N, en direction de l'intérieur de l'Archipel.

Les bordures du plateau sont surélevées et forment un "bourrelet" topographique (980 m) qui limite le plateau au Sud et qui se prolonge à l'Est pour fermer la structure, délimitant une dépression interne (vallée suspendue) confluant au NE avec une deuxième vallée suspendue.

L'allure générale du plateau limité par un bourrelet hémicirculaire évoque un complexe de barrière récifale délimitant un lagon (atoll).

La nature des dragages valide cette hypothèse : du corail a été dragué sur le bourrelet topographique et les encroûtements ferromanganésifères prélevés en bordure du plateau ont un coeur calcaire biogène de milieu lagunaire (voir le paragraphe III suivant).

2) Analyse structurale du site de Niau

Le site de Niau a été "découpé" en plusieurs domaines en fonction des directions structurales majeures (figure 13). Cette analyse a suivi la démarche adoptée par DUFRIEN (1984) et DU CASTEL (1985) en domaine océanique profond : les directions ont été mesurées dans les vallées et les creux topographiques, puis reportées sur une rose de fréquence (figure 14). On distingue trois familles principales de direction NS, N45 et N120. On peut reporter ces directions sur les zones de relief : l'ensemble du plateau est découpé selon ces trois directions, les différents domaines sont décalés verticalement et/ou horizontalement.

Le plateau est en fait formé de deux domaines :

- dans la partie occidentale du plateau, les directions N45 et N120 dominent, le premier palier est formé de panneaux effondrés par rapport au plateau sommital; les structures en échelons traduisent des rejeux de failles préexistantes (N45) ;

- le domaine oriental est contrôlé par des directions NS dominantes : la fermeture à angle droit du plateau est le résultat de la conjugaison de failles NS et EW, combinées aux failles N45. De part et d'autre du bourrelet sommital, les panneaux sont effondrés : la vallée interne au Nord et le premier palier au Sud; sur ce dernier, la présence de structures volcaniques indiquent des points d'intersection de failles et des rejeux de celles-ci ;

- au NE du plateau, les failles N45 ont joué en cisaillement; les pointements volcaniques déformés traduisent des rejeux de ces failles.

Dans sa morphologie actuelle, le plateau se trouve entièrement sous contrôle structural. Les trois directions majeures se retrouvent à l'échelle de l'Archipel des Tuamotu : la direction N120 correspond à la direction générale de l'Archipel (figure 8), la direction N45 est celle des Zones de Fracture des Marquises et des Australes-Mururoa (figure 8) et la direction NS peut être reliée à la direction de l'actuelle E.P.R.

Les différentes directions structurales se recoupent ou s'échelonnent, les pointements volcaniques sont déformés : ceci suggère de nombreux rejeux de failles. Il est ainsi difficile de reconstituer la chronologie des jeux des trois familles de failles. Si l'on reprend l'histoire de l'Archipel des Tuamotu, celui-ci était déjà mis en place avant le changement de direction de l'E.P.R. (passage de la Dorsale des Galapagos à l'actuelle E.P.R., voir paragraphe I de ce chapitre), et probablement structuré suivant les directions N45 et N120. La structuration du plateau de Niau selon les directions NS (au niveau de la fermeture du plateau) se surimpose au schéma général d'organisation de l'Archipel des Tuamotu. Les structures en échelons de la partie occidentale du plateau qui recoupent les directions NS doivent être le résultat du rejeu en cisaillement des failles N45 (c'est à dire parallèles aux zones de fracture).

Plusieurs pointements volcaniques témoignent aussi de rejeux de failles par leur mise en place et par leur déformation.

L'analyse morphostructurale du plateau de Niau suggère que l'atoll fossile se trouve sous contrôle structural et amené dans sa position actuelle (1000 m de profondeur) par le jeu de panneaux effondrés. Cette hypothèse doit être confirmée par l'analyse des profils de sismique réflexion.

3) La sismique réflexion

Trois profils de sismique réflexion monotrace (26-220 Hz) à canon à eau recourent perpendiculairement le plateau et le premier palier (figure 15).

Ces profils seront décrits en détail dans le chapitre VI. Au stade actuel, on ne peut pas identifier et dater les différents réflecteurs par rapport aux réflecteurs connus dans les séries sédimentaires de l'Archipel des Tuamotu et des bassins abyssaux voisins. Cependant on peut reconnaître le faciès de certains réflecteurs : faciès construits (chaotiques avec des hyperboles et à réflecteurs internes) relatifs à un faciès corallien passant latéralement à un faciès à réflecteurs continus de moyenne amplitude qui correspond au lagon. Ceci confirme l'hypothèse de l'atoll (figure 16).

Le substratum basaltique n'a pas été atteint, le faciès le plus ancien enregistré comporte encore plusieurs réflecteurs : il constitue le socle acoustique. Les unités sismiques de la base du profil sont identiques pour les différentes unités morphologiques de la zone de Niau (plateau, premier et second paliers) : celles-ci formaient à l'origine un plateau unique dont la morphologie actuelle en escaliers est le résultat d'une tectonique en effondrement (figure 17). L'hypothèse d'un atoll effondré est ainsi confirmée par la sismique.

Les pointements volcaniques, les failles jouant en cisaillement et les panneaux effondrés témoignent d'une tectonique active avec rejeux d'anciennes fractures qui confèrent au plateau sa morphologie actuelle complexe.

4) Le sondeur de sédiment (3.5 kHz) : répartition des faciès "encroûtements" et "sédiment meuble" sur le plateau de Niau

Les profils au sondeur de sédiment 3.5 kHz ont été réalisés simultanément avec les trajets SeaBeam. L'interprétation de ces données a permis de cartographier les principaux faciès acoustiques rencontrés.

Deux faciès acoustiques ont été différenciés (figure 18) :

- le faciès rocheux (A) est caractérisé par une forte réflectivité et l'absence d'échos internes. Les dragages ont permis d'identifier le faciès (A) : ce sont des roches carbonatées encroûtées (calcaire corallien et hémipélagique), qui se répartissent sur les bordures du plateau. Un ensemble de coupes sériées réalisées sur le plateau (figure 19) permet de rendre compte de la morphologie du substratum induré : des reliefs d'ordre décamétrique, fortement exagérés, entaillent la surface topographique de la zone à encroûtements, correspondant au bourrelet topographique et ses flancs (figure 20).

- un faciès transparent (B) caractérise un faciès sédimentaire qui peut atteindre une épaisseur de 50 m à l'intérieur du plateau. La couverture sédimentaire du plateau a été ainsi délimitée (figures 20 et 21) : elle occupe la partie centrale du plateau, bloquée par la zone à encroûtements et elle descend dans la vallée interne.

La topographie complexe du premier palier, et les interférences créées par les reliefs, ne permettent pas de délimiter les faciès A et B sur les pentes. Le dragage DR9 a cependant révélé la présence de sédiments dans la pente.

C) Une étude de détail : la bordure encroûtée du plateau de la zone de Niau

La cartographie des deux faciès acoustiques (3.5 kHz) met en évidence deux domaines : la bordure du plateau encroûtée et la partie centrale occupée par la couverture sédimentaire meuble. La bordure du plateau, zone privilégiée où affleurent les encroûtements, a fait l'objet d'une étude de détail : un trait Sonar à balayage latéral (SAR) doublé en partie d'un trait de photographies de fond avec l'engin libre Epaulard (une photo toutes les 5 secondes) et échantillonnage par dragage.

Le système SAR émet une onde acoustique à la fréquence de 170-190 kHz et livre une image de 1.5 km de largeur totale avec un pouvoir de résolution d'ordre métrique (FARCY et VOISSET, 1985). Un trait a été réalisé sur la ligne de crête (figure 22).

1) Les six faciès reconnus

Deux faciès acoustiques sur l'image SAR ont été reconnus et identifiés grâce aux photographies de fond et aux dragages (figure 23). Ces deux faciès acoustiques se répartissent en six faciès photographiques (planche I) : deux faciès "sédiment meuble" et quatre faciès "encroûtements".

a) un faciès acoustique fortement réfléchissant et sombre correspond aux faciès encroûtés et porte des linéaments (figure 23). Associés à ces deux faciès dominants (les formations encroûtées à surface lobée et le "pavement"), on rencontre deux autres faciès plus locaux (les nodules et les plaques).

- formations à surface lobée (planche I-a)

Ce sont des édifices entièrement encroûtés avec une surface "lobée" (lobes de 20 à 30 cm de diamètre). Leur forme rappelle des massifs coralliens mais les encroûtements dragués possèdent un cœur biogène lagunaire. On attribue la surface lobée à une érosion biologique par des "vers foreurs" (type Thallassinoïdes in CHAMBERLAIN, 1978) ou hydrodynamique par des courants multidirectionnels. Les formations isolées surplombent le sédiment en escarpements d'environ 1 m de dénivelé (récif ou strates carbonatées dégagées par l'érosion), ou s'organisent en marches d'escalier pour passer progressivement au platier (planche I-b), recouvert d'une couche sédimentaire de quelques centimètres. Ils correspondent au faciès le plus réfléchissant sur l'image SAR (faciès encroûtement).

- "Pavement"

C'est le faciès le plus commun, formant une dalle encroûtée continue à surface rugueuse. Il se développe sur le platier, dans la partie interne du plateau par rapport à la couronne récifale.

Ce "pavement" présente une surface plane (planche I-c) ou irrégulière, (petites structures semblables au faciès précédent, enfoui sous du sédiment superficiel) (planche I-b). Le tout est recoupé de petits escarpements (dénivellé de 10 cm) en marche d'escalier, qui correspondent aux strates sédimentaires affleurantes. Des sédiments meubles récents superficiels s'accumulent dans les zones en creux.

- Les nodules de la taille de quelques centimètres sont assez rares et affleurent en "poches" dans les zones en creux sur le platier (planche I-d) ou en "champs" de nodules rares dans les langues sédimentaires, sur le platier (planche I-e).

- Les plaques, caractérisées par des formes polygonales de dimensions variant de 10 cm à 1 m, s'accumulent et se chevauchent au pied d'escarpements (éboulements ?) associées à des nodules de toutes formes, ou se rencontrent isolées comme "posées" sur le pavement (planche I-f).

b) le faciès acoustique sédiment meuble, clair et rubanné, correspondant aux placages sédimentaires récents (figure 23). Le rubanement est dû à des alternances de zones à rides (planche I-g) et de zones sans rides (planche I-h) La couverture sédimentaire est d'épaisseur variable, le pavement encroûté sous-jacent affleure entre des placages sédimentaires. On distingue deux types de sédiments : du sédiment fin en rides et des accumulations de sable grossier corallien.

Les sillons sont larges d'environ 40 m; la direction du transit des sédiments grossiers dans les sillons varie de 210° au SW du trait photo à 100° au SE, c'est à dire perpendiculairement à la bordure du plateau (figure 23). Les axes des rides sont orientés perpendiculairement aux sillons.

2) Répartition des faciès

Les différents faciès ont été reportés sur un profil en fonction de la topographie (figure 24).

Les structures à surface lobée sont limitées par des escarpements (qui forment des obstacles pour l'engin Epaulard) et passent progressivement au platier, recouvert d'un dépôt sédimentaire d'épaisseur variable (planche I-b).

Les accumulations de nodules et de plaques se situent aux pieds des escarpements : ils sont liés au démantèlement du platier ou des structures à surface lobée.

La couverture sédimentaire meuble épaisse recouvre le platier parfois subaffleurant, et masque les accidents affectant le "pavement".

Le trait SAR permet de visualiser les relations entre les différents faciès sur une bande de 1 km de large, alors que la bande de photographies du fond n'a que quelques mètres de large (figure 22).

Les placages sédimentaires épais forment des ensembles bien définis qui masquent le substratum rocheux sous-jacent et les linéaments : elles témoignent des déplacements de masses sédimentaires drainées depuis l'intérieur du plateau (érosion de l'Atoll de Niau) vers les pentes méridionales de l' Archipel ou vers la vallée interne (à l'Est), alors que des courants locaux de faible intensité ont été mis en évidence par ROUX (1980) par l'étude de crinoïdes sur les photos de fond sur le platier.

Les zones d'encroûtements ("pavement" et structures à surface lobée) sont recoupées de deux sortes de linéaments (figure 25) :

- des fractures orientées parallèlement aux directions majeures qui contrôlent la morphologie du plateau (NS, N45, N120 et N150),

- des escarpements de faible amplitude qui correspondent aux barres récifales dégagées par l'érosion, les directions de la stratification du récif et du lagon peuvent donc être cartographiées, elles sont parallèles à la ligne de crête de l'anneau corallien et recoupée par les failles NS.

Les différents faciès se répartissent selon la morphologie du plateau :

- les structures arrondies se situent sur les parties hautes bordant le plateau, sur la face interne de la couronne corallienne; ils représentent les reliefs les plus marqués et sont recoupés par les fractures majeures NS;

- le "pavement" constitue le faciès dominant du plateau et occupe l'ancien lagon; nodules et plaques se rencontrent sur ce faciès;

- les placages sédimentaires enregistrent le transit sédimentaire sur le platier, ils sont postérieurs à la formation du "pavement" ferromanganésifère et ils sont sans doute actifs actuellement.

D) Conclusion sur l'environnement du site de Niau

Le plateau du site de Niau correspond à un atoll effondré, subsident, sous contrôle structural.

Trois faciès lithologiques ont été identifiés à partir des photos de fond, du SAR et du sondeur de sédiments.

- Les structures arrondies encroûtées, à surface érodée et à fort relief se situent sur la partie interne de l'anneau corallien;

- Le "pavement" occupe l'ancien lagon, et porte les nodules et les plaques;

- Les placages sédimentaires sont un phénomène post-encroûtement, manifestation de la dynamique sédimentaire actuelle.

La répartition de ces faciès est intimement liée à la morphologie d'un atoll (figure 26), support des encroûtements qui devront être étudiés par rapport à l'histoire de l'atoll.

III. LES ECHANTILLONS : ETUDE PETROLOGIQUE ET CARACTERISTIQUES

A) Localisation et contenu des 12 dragages (DR) (figure 27 et tableau 5)

- 10 dragages ont été répartis sur l'ensemble du plateau (figure 27) à des profondeurs variant de 980 à 1200 m. Le dragage DR1 a été réalisé sur la couronne corallienne et a rapporté des fragments coralliens blancs recouverts d'une pellicule de 1 mm d'encroûtement ferromanganésifère mamelonné. Les dragages DR2, 3, 6 et 8 sont situés sur les parties périphériques du lagon (entre 1000 et 1100 m) et ont ramené des croûtes d'épaisseur moyenne 2 cm. Les dragages DR4 et 5 ont été effectués dans la vallée interne et sur le plateau encroûté, ils ont prélevés des croûtes jusqu'à 6 cm d'épaisseur. Les dragages DR13 et 14 ont été réalisés à l'intérieur du plateau et ne contiennent que des morceaux calcaires recouverts d'une patine ferromanganésifère; ils n'ont pas été étudiés pour insuffisance de matériel. Le dragage 7, situé dans la couverture sédimentaire n'a rien ramené (drague à roche à grandes mailles).

- Le dragage 12 a été fait sur un petit édifice arrondi situé sur le premier palier dont le sommet se trouve à la même profondeur que le plateau (figure 27); ce dragage a prélevé des croûtes sans coeur de 3 à 5 cm d'épaisseur. Le dragage 9, effectué à 2500 m sur la 2ème pente a ramené des blocs argileux semi endurés de couleur verte.

Les échantillons prélevés pendant la campagne NIXO-01 ont été replacés sur la partie Est du plateau de Niau : les dragages avaient ramené beaucoup plus de nodules (la maille du filet était plus serrée). Les croûtes prélevées avaient 2.5 cm d'épaisseur en moyenne. Les échantillons des deux missions sont donc tout à fait comparables.

B) Description des échantillons

Les prélèvements sont des croûtes, des plaques totalement encroûtées, quelques rares nodules et des sédiments. Croûtes et plaques possèdent un noyau induré volumineux, surmonté d'un encroûtement ferromanganésifère à surface mamelonnée et d'épaisseur moyenne 2.5 cm. Les plaques ont un noyau entièrement encroûté. La plus grande dimension des plaques et des croûtes varie de quelques centimètres à 1.5 m.

Les nodules, sphériques, de 2 à 6 cm de diamètre présentent la même surface mamelonnée. Les coeurs des nodules sont des algues encroûtantes ou des fragments d'un matériel identique aux noyaux des croûtes et des plaques.

L'aspect extérieur des nodules et des encroûtements correspond à celui décrit dans le chapitre I sur les concrétions cobaltifères. Le cortex ferromanganésifère est très noir. La surface est mamelonnée (suivant la définition proposée par SAGUEZ (1985) pour la morphologie secondaire des nodules), c'est à dire, formée de protusion hémisphériques d'un diamètre <10 mm; la

texture superficielle (impression tactile) des mamelons est lisse sur la partie supérieure exposée à l'eau de mer et la face inférieure est souvent granuleuse.

La face supérieure est reconnaissable par la texture superficielle lisse et le saupoudrage de sédiment fin biogène (boue à foraminifères) sur et entre les mamelons.

C) Le choix d'échantillons en vue d'une étude de détail

D'une station à l'autre, la composition de chaque dragage est homogène, les proportions en nodules, plaques et croûtes varient peu. Pour chaque dragage, la composition chimique moyenne des échantillons (cortex ferromanganésifère) est donnée dans le tableau 7. A l'échelle du plateau, cette composition est homogène (figure 28). Cependant les valeurs plus élevées en cobalt se trouvent dans les encroûtements dragués sur la périphérie du plateau (zones hautes à proximité de l'anneau corallien) : ce sont les encroûtements les moins épais (2 cm en moyenne). La teneur en cobalt de l'encroûtement millimétrique sur corail (dragage DR1 sur la couronne corallienne) est comparable à celle des encroûtements les plus riches du plateau.

Seuls les coeurs des échantillons peuvent varier d'un encroûtement à l'autre, dans un même dragage. Trois types de calcaires biogènes constituent le coeur sédimentaire, c'est pourquoi trois plaques entièrement encroûtées, caractéristiques de l'ensemble de l'échantillonnage et possédant chacune un coeur différent, ont fait l'objet d'études détaillées. Ces plaques proviennent des dragages DR3, DR4 et DR5 (figure 27).

Les noyaux des encroûtements de NODCO 1 rappellent ceux des échantillons de NIXO-01 (coeur calcaire ocre et blanc); cependant, certains échantillons possèdent un coeur calcaire différent, plus dur et de couleur ivoire à grisé, qui constitue une phosphorite. Les trois plaques choisies comme échantillons-types permettront de reconstituer la chronologie des dépôts calcaires par la détermination des faunes et des relations géométriques entre les différents calcaires.

Un deuxième critère de choix était l'épaisseur du cortex ferromanganésifère, plus grande pour les dragages de l'intérieur du plateau. Pour vérifier les relations entre les nodules et les encroûtements, nous avons complété cette étude par le choix de quelques nodules (DR6).

Pour l'étude pétrologique de ces trois plaques, des lames minces ont été réalisées (positionnées sur chaque tranche d'encroûtement) et analysées au Microscope Electronique à Balayage (M.E.B.) équipé d'un analyseur TRACOR (analyse qualitative par diffraction R.X. et cartes de répartition des éléments chimiques); des diffractions R.X., des observations au Microscope Electronique à Transmission (M.E.T.) et des analyses chimiques sur roche totale complètent cette étude. Un matériel comparable a été utilisé pour des analyses spécialisées (dosage des platinoïdes, étude des sphérules cosmiques).

D) Description des échantillons-types

1) Plaque DR3-1 (figure 29)

La section étudiée de dimensions 40/13 cm provient d'une plaque totalement encroûtée de dimensions environ 90/40/13 cm.

Cet échantillon rappelle les encroûtements décrits pour NIXO-01 (PICHOCKI, 1984) : un noyau ocre de forme irrégulière associé à des plages blanches entourées d'oxydes de manganèse est entièrement recouvert d'un cortex ferromanganésifère de 2 à 3 cm d'épaisseur (figure 29).

Le noyau

Le noyau ocre est un calcaire néritique à Discocyclines et foraminifères à tests ferruginisés, daté Lutétien (Eocène moyen) sur les échantillons de NIXO-01 (Rapport RANCHIN, 1972) et confirmé pour cet échantillon par M.C. JIMENEZ (comm.pers.). Les Discocyclines sont visibles à l'oeil nu et elles sont associées à des foraminifères de grande taille, en lame mince. Les tests sont ferruginisés et sont remplis d'un ciment calcaréophosphaté (carbonate apatite) ou de sparite.

Les organismes ne sont pas orientés, on observe des sections sous des angles divers. Les tests des Discocyclines sont souvent brisés aux extrémités et les organismes sont remaniés dans une micrite calcaréophosphatée à petits foraminifères non identifiables.

Dans la partie du noyau en contact avec le cortex ferromanganésifère, le ciment est dissout et parfois remplacé par des cristaux de calcite secondaire, les tests des organismes sont alors soulignés et quelquefois épigénisés par des oxydes de manganèse.

Les plages blanches contiennent une microfaune pélagique intacte datée Miocène supérieur à Pliocène (M.C. JIMENEZ comm.pers.) : il s'agit d'un calcaire à globigérines à ciment calcitique. La périphérie de ces plages calcaires est en voie d'épigénisation par des oxydes de fer puis de manganèse (à l'intérieur du noyau) et par des oxydes ferromanganésifères au contact avec le cortex ferromanganésifère.

Le calcaire à globigérines intact remplit les cavités dans le calcaire à discocyclines. Un liseré de manganèse se place autour de ces plages et les dendrites de manganèse se développent préférentiellement dans le calcaire à globigérines jusqu'à former une épigénie quasi-totale (figure 29). La polarité du remplissage des cavités par un sédiment semi-induré indique la polarité de l'encroûtement.

Le cortex ferromanganésifère

Le cortex ferromanganésifère est d'épaisseur homogène tout autour du noyau, et il aplanit les formes du noyau. On distingue dans la partie supérieure de l'encroûtement la présence d'une couronne des cavités millimétriques ellipsoïdales remplies de sédiment blanc ou de dendrites de manganèse qui tendent à combler le trou (figure 29).

La partie supérieure du cortex (au dessus du noyau) est très poreuse et friable. La partie inférieure est plus épaisse, poreuse en surface et plus dure et brillante dans la partie interne, et s'effrite avec une cassure subconchoïdale. On distingue ainsi deux couches (externe et interne) séparées par une zone contenant des fragments de calcaire phosphaté en voie d'épigénisation. La croissance des oxydes ferromanganésifères débute à la base par une couche d'oxydes de fer sur le noyau (analyses TRACOR).

2) Plaque DR5-1 (figure 30)

La tranche étudiée (dimensions 36/12 cm) appartient à une plaque entière de 40/60/12 cm. Le type de noyau de cette plaque n'avait pas encore été décrit pour les encroûtements de NIXO-01.

Le noyau

Le noyau est dur et apparemment homogène avec des variations de couleur du blanc au grisé. Il s'agit de discocyclines et de globigérines calcitiques. Le ciment du calcaire est dissout au contact du cortex ferromanganésifère.

Les lames minces ont montré qu'il s'agit d'une brèche calcaire formée par des fragments de calcaire à discocyclines brisées englobés dans un calcaire à globigérines. Le ciment des deux calcaires est calcaréophosphaté (carbonate apatite) et les tests des organismes restent calcitiques. Le mauvais état de conservation des globigérines n'a pas permis d'identification. Les fragments de calcaire à discocyclines montrent la même faune à discocyclines et gros foraminifères que dans l'échantillon DR3-1, à la seule différence que les tests ne sont pas ferruginisés. Les discocyclines sont brisées, résultat d'une érosion de type mécanique qui amène les fragments de calcaire à discocyclines en contact avec le calcaire à globigérines phosphaté. L'épigénie par les oxydes de manganèse se fait préférentiellement dans le calcaire à globigérines et autour d'éléments allochtones isolés (discocyclines). Les zones grisées correspondent aux zones de développement des dendrites. Ce type de noyau sera appelé une phosphorite.

Au sein de cette phosphorite, des plages blanches indurées à globigérines bouchent des cavités (figure 30). Ces plages sont identiques à celles décrites dans l'encroûtement DR3-1. D'autres cavités contiennent un sédiment meuble à globigérines actuel.

Le cortex ferromanganésifère

La tranche DR5-1 montre une dissymétrie entre les parties supérieure et inférieure du cortex ferromanganésifère autour du noyau (figure 30). La partie actuellement supérieure est très fine (0.5 cm) et cassée, le ciment du noyau est dissout à ce niveau. La partie inférieure est plus homogène et peut être divisée en deux couches : une couche externe poreuse et fracturée qui rejoint le cortex supérieur, et une couche interne plus dure, contenant des fragments de calcaire à globigérines phosphaté. La polarité du remplissage de cavités dans le cortex inférieur indique que l'échantillon a changé de sens, c'est à dire que la plaque a été retournée et que l'encroûtement polymétallique a continué à croître sur la nouvelle surface proposée. Le cortex actuellement supérieur correspond aux derniers dépôts d'oxydes, que l'on retrouve tout autour du noyau; en périphérie, une couche de 2 à 3 mm se détache du cortex (mieux visible après dessiccation des encroûtements).

3) Plaque DR4-2 (figure 31)

Il s'agit d'une des plus grosses plaques draguées et dont le coeur complexe met en contact une phosphorite (identique au noyau de DR5-1) et un calcaire à globigérines rosé. Une des particularités de ce noyau est la présence de nodules de 3 cm de diamètre dans le calcaire à globigérines. D'autre part, la dissymétrie des cortex ferromanganésifères inférieur et supérieur implique le même phénomène de retournement que dans la plaque DR5-1 (figure 30).

Cette section de 48/18 cm provient d'une plaque de dimensions 50/110/20 cm, entièrement encroûtée.

Le noyau

La tranche met en évidence un noyau complexe formé par l'association de trois calcaires : la phosphorite (identique à DR5-1), un calcaire pélagique à globigérines phosphatisé et un calcaire à globigérines non phosphaté daté mio-pliocène (M.C. JIMENEZ, comm.pers.). La surface de la phosphorite est ravinée et rappelle une érosion de type karstique, le calcaire à globigérines phosphaté remplit ces reliefs. Le calcaire Miocène non phosphaté (identique à DR3-1 et DR5-1) comble les cavités (figure 31).

Au contact entre les deux calcaires phosphatés, un dépôt d'oxydes ferromanganésifères forme un liseré ou une véritable couche de quelques centimètres. Des dendrites de manganèse se développent de la phosphorite vers le calcaire à globigérines phosphaté.

Des nodules internes se trouvent dans le noyau, dans le calcaire à globigérines phosphaté. Les coeurs de ces nodules sont des fragments de phosphorite, des discocyclines isolées ou des algues encroûtantes. La taille des nodules varie de 1 à 3 cm de diamètre. Des dendrites de manganèse sont visibles en périphérie des nodules. La phosphorite est perforée de trous verticaux qui rappellent des trous de vers foreurs : ils sont remplis de calcaires à globigérines Miocène et tapissés d'oxydes de manganèse qui se développent dans le calcaire de remplissage (figure 31).

Le cortex ferromanganésifère

Le cortex ferromanganésifère est dissymétrique, l'échantillon ayant été retourné. La partie actuellement supérieure atteint 1 cm d'épaisseur et est très poreuse. La partie inférieure est formée de deux couches séparées par une couche contenant des reliques de calcaire en voie d'épigénisation (figure 31). La couche externe (1.5 cm) est poreuse, comme dans la partie supérieure. La couche interne (2.5 cm) est plus cristallisée et se débite en lames de quelques millimètres.

Le cortex ferromanganésifère repose sur le calcaire phosphatisé (figure 31). La couche interne ferromanganésifère (entre les deux calcaires phosphatés) et les nodules internes peuvent devenir coalescents et rejoindre le cortex externe, il devient alors difficile de dissocier les deux couches ferromanganésifères. La couche interne et les nodules internes dans le noyau posent un problème de genèse : forment-ils un véritable encroûtement ferromanganésifère qui se serait déposé entre les deux épisodes calcaires, ou s'agit-il d'une croissance diagénétique ou encore d'une combinaison des deux phénomènes ?

A la surface du cortex ferromanganésifère, il existe une couche millimétrique d'oxydes qui se détache sur les échantillons entreposés à l'air libre.

Coupes sériées

Des coupes sériées à travers l'encroûtement DR4-2 permettent de préciser les relations géométriques entre les différents calcaires en trois dimensions et de suivre le remplissage du relief "karstique" dans la phosphorite par le calcaire à globigérines phosphaté. La phosphorite est plus massive dans la partie centrale de l'échantillon et certaines parties sont érodées jusqu'à disparaître en bordure, à l'endroit où le noyau de la plaque s'est cassé. Les nodules se développent dans des poches de calcaire à globigérines phosphaté entre les reliefs de la phosphorite. Le calcaire à globigérines non phosphaté se dépose dans les derniers creux et les trous de vers foreurs. L'encroûtement par les oxydes ferromanganésifères s'est déposé en deux épisodes. La couche interne suit les reliefs "karstiques" de la phosphorite. Elle est recouverte par le calcaire à globigérines phosphaté, une couche de fragments calcaréophosphatés à globigérines, constante dans tous les échantillons, marque la limite entre la couche interne et la couche externe. Cette dernière se développe sur le calcaire à globigérines phosphaté qui nivelle le noyau.

4) Points communs aux trois plaques étudiées

L'étude de plaques décrites précédemment met en évidence un noyau complexe formé par l'association de différents calcaires biogènes et un cortex ferromanganésifère divisé en trois couches (couche interne, couche externe et une fine couche en superficie, la couche périphérique), quelle que soit la nature du calcaire du coeur.

E) Caractéristiques des échantillons

Les encroûtements sont constitués de deux phases principales dont nous étudierons successivement les caractéristiques : le noyau sédimentaire et le cortex ferromanganésifère.

1) Le noyau sédimentaire

Identification de 5 calcaires

Les noyaux des encroûtements sont des assemblages de 5 calcaires biogènes identifiés par leur contenu paléontologique par M.C. JIMENEZ :

- (1) Calcaire à discocyclines et foraminifères de grande taille daté Lutétien (Eocène moyen à supérieur),
- (2) Calcaire phosphatisé à globigérines de petite taille (non datables),
- (3) Calcaire à globigérines phosphaté (phosphorite) non datable,
- (4) Calcaire à globigérines phosphaté (Miocène ?),
- (5) Calcaire à globigérines daté Miocène supérieur à Pliocène.

Les associations de calcaires

Ces calcaires se présentent en associations différentes :

- calcaire à discocyclines et foraminifères (1) à ciment micritique, isolé (rare)
- calcaire à discocyclines et foraminifères (1) à tests ferruginisés et remaniés dans un ciment micritique calcaréophosphaté à globigérines de petite taille (2), comblé par des plages de calcaire à globigérines (5)
- fragments de calcaire à discocyclines (1) à ciment phosphaté englobés dans le calcaire à globigérines (3) (Phosphorite)
- calcaire à globigérines phosphaté (4) avec des discocyclines isolées remaniées et des dents de poisson, associé à la phosphorite (3) et à des plages de calcaire à globigérines (5).

Milieus de dépôts

Ces associations chronologiques reflètent un approfondissement progressif depuis le milieu lagunaire (calcaire à discocyclines) jusqu'au milieu pélagique (calcaire à globigérines).

A partir des relations pétrologiques entre les différents calcaires, on a tenté de reconstituer la chronologie de leur mise en place.

- Un calcaire néritique (1) à discocyclines se dépose au Lutétien (Eocène moyen à supérieur) et remplit le lagon;
- Ce même calcaire évolue de deux façons :
 - * des discocyclines dont le test est ferruginisé sont resédimentées dans un calcaire phosphaté à globigérines (2);
 - * d'autre part, des fragments de calcaire à discocyclines (1) à tests non ferruginisés se trouvent englobés dans un calcaire à globigérines (3). Cette phosphorite ainsi créée est affectée d'une érosion de type karstique. La première couche d'oxydes ferromanganésifères épouse ce relief. Le calcaire à globigérines (4) remplit les excavations de la phosphorite sur le dépôt ferromanganésifère.
- Le dépôt de la deuxième couche ferromanganésifère (couche externe) scelle les épisodes calcaires.

L'histoire du coeur des encroûtements montre deux épisodes de phosphatisation (3) et (4), et deux épisodes ferromanganésifères, donc des variations d'oxydoréduction du milieu qu'on peut relier à des variations paléogéographiques.

Plusieurs problèmes sont mis en évidence :

- l'évolution du calcaire à discocyclines Lutétien avec ferruginisation des tests puis remaniement, ou en fragments (érosion mécanique) englobés dans la phosphorite ;
- les deux épisodes de phosphatisation : seul le ciment du calcaire est phosphaté, les tests des organismes restent calcitiques; il s'agit donc d'un calcaire biogène phosphatisé, quels sont les mécanismes de la phosphatogenèse ?
- le dépôt du calcaire Mio-Pliocène non phosphaté : où se situe cet épisode dans la chronologie noyau et cortex ferromanganésifère ?
- la formation des nodules internes : sont-ils contemporains du premier dépôt d'oxydes et comment expliquer leur position actuelle dans le sédiment phosphaté ?

L'étude du cortex ferromanganésifère et des calcaires phosphatisés permettra de compléter cette chronologie et de proposer un scénario pour la formation de ces encroûtements.

2) Le cortex ferromanganésifère

Dans les trois plaques étudiées, le cortex ferromanganésifère se compose de trois couches. Ce découpage, commun à l'ensemble de l'échantillonnage, avait été établi dans les échantillons de la mission NIXO-01 (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-a) et il est applicable aux encroûtements de NODCO 1.

Les trois couches superposées sont morphologiquement observables à l'oeil nu sur la cassure naturelle. Ce sont les couches interne, externe et périphérique.

Les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques ont été définies à la loupe binoculaire, au Microscope Electronique à Balayage (M.E.B.) équipé d'un spectromètre de Rayons X semi-quantitatif TRACOR-NORTHERN, en lames minces polies, en diffraction des R.X. et au Microscope Electronique à Transmission (M.E.T.). Les caractéristiques géochimiques ont été définies par spectrométrie d'émission à plasma à couplage inductif (ICP) (SAMUEL et al., 1985), au M.E.B.-TRACOR (cartes de répartition semi-quantitatives) et à la Microsonde CAMEBAX.

a) Morphologie

1. Couche interne

La couche interne représente 2/3 du cortex ferromanganésifère (figure 32), elle est bien cristallisée et de couleur très noire, à cassure subconchoïdale et éclat brillant (comme de la houille). Cette couche est assez compacte, indurée et se sépare facilement de la couche externe plus poreuse. La couche interne contient des reliques calcaréophosphatées en voie d'épigénisation qui donnent au matériel ferromanganésifère cet aspect induré et les propriétés mécaniques proches d'un calcaire (tableau 7).

La couche interne se débite en lamelles de quelques millimètres d'épaisseur lorsque le matériel est sec. Elle se subdivise en trois sous-couches (figure 33) : (a) une fine couche à structures dendritiques au contact avec le noyau, (b) une couche centrale lamellaire et (c) une couche plus externe à structures colonnaires.

(a) L'épaisseur de cette sous-couche varie de quelques microns à 1 cm, des dendrites sont dirigées vers l'intérieur du noyau.

(b) La "zone lamellaire", de quelques millimètres d'épaisseur, est formée de lamelles de 10 µm d'épaisseur environ (planche II-1).

(c) La "zone colonnaire" est la plus épaisse (2 cm) et formée de structures colonnaires régulières (100 µm de hauteur) remplies de matériel ferromanganésifère gris. Du matériel riche en fer est piégé entre les colonnes (planche II-3) et semble formé de restes organiques (identifiés au M.E.B.-TRACOR).

Limite avec la couche externe

La limite entre les deux couches est marquée par une zone continue riche en reliques calcaréophosphatées à globigérines. A partir de la couche interne, des dendrites de manganèse croissent simultanément au dépôt de ce calcaire (planche II-5). Cette couche calcaire scelle le premier dépôt d'oxydes ferromanganésifères (couche interne).

2. Couche externe

Elle représente 1/3 du cortex ferromanganésifère (figure 32). La couche externe possède un éclat mat et elle est recoupée d'un réseau de fractures radiales et de microfissures qui en font un matériel très fragile, se broyant très facilement (tableau 7). La couche externe est très poreuse (50 %, tableau 7), et litée avec des alternances de lamelles massives noires (à Mn dominant) et de zones poreuses brunes (à Fe dominant) (planche III-1 et 3).

De petits amas blancs millimétriques de forme ellipsoïdale sont piégés au centre de la couche externe : ce sont des boues à coccolithes recristallisées (d'âge Miocène-Pliocène, apparentés à l'association III de JANIN, 1986) (planche III-5). Certains de ces amas sont complètement épigénisés par des oxydes de manganèse (analyse microsonde) (planche III-6).

La couche externe est subdivisée en deux couches séparées par une zone de faible résistance : ce sont la couche externe sensu-stricto et une fine couche en périphérie que nous appellerons "couche périphérique" (figure 32).

3. Couche périphérique

La couche périphérique est très fine (jusqu'à 5 mm d'épaisseur), litée, et forme les botryoïdes de surface (planche IV-1 et 3). Des organismes (coccolithes, spicules, foraminifères agglutinants) s'accumulent dans les interstices entre les botryoïdes, où ils sont recouverts d'oxydes ferromanganésifères et peu à peu incorporés dans le cortex ferromanganésifère (planche IV-4 et 6).

Elle présente les mêmes caractéristiques morphologiques que la couche externe, et s'en détache facilement lorsque le matériel est sec. La couche limite entre ces deux couches est formée d'un matériel Si-Al-Fe (analysé au M.E.B.-TRACOR).

4. Couche inférieure

Certaines croûtes sont dépourvues de cortex ferromanganésifère sur la face inférieure du noyau, qui correspond à une cassure du matériel sédimentaire induré. Cette face inférieure est systématiquement recouverte d'un dépôt millimétrique noir au toucher granuleux formée de microbotryoïdes (100 µm) (planche IV-5).

Dans ce concrétionnement sont piégés des coccolithes, difficilement identifiables car recouverts d'oxydes ferromanganésifères. Cet encroûtement granuleux se dépose sur toutes les surfaces du noyau, ainsi que sur des tubes de vers au contact avec l'eau de mer. Le dépôt de cette couche semble récent voire actuel.

b) Textures

Les textures du cortex ferromanganésifère ont été observées en microscopie en lumière réfléchie sur lames polies. Les caractères optiques de chaque couche morphologique ont été définis à partir de l'observation des lames polies sur les trois plaques-types : il s'agit des caractères communs aux trois plaques.

D'un point de vue général, le matériel est homogène et gris, et il est difficile de différencier couche externe et couche interne. On retrouve cependant les séparations proposées pour le découpage morphologique en couche périphérique, couche externe et couche interne, et en sous-couches.

1. *Couche interne*

Le matériel est gris, homogène et isotrope. La limite avec le noyau, la zone (a), est soulignée par des dendrites poussant vers l'intérieur du noyau (épigénie). Sur les encroûtements à cœur ferruginisé (ex : DR3-1), le dépôt du cortex ferromanganésifère débute par des couches concentriques d'oxydes de fer, élément qui pourrait être remobilisé à partir du noyau.

A la base de la couche interne, la zone (b) est lamellaire (figure 34) : ceci se traduit dans la texture par des couches laminées, ondulées à columnaires. Ces couches sont souvent tronquées au sommet, une autre couche se déposant en discordance (planche II-2). Ces couches, d'épaisseur homogène (10 μm), correspondent à des dépôts discontinus.

La couche interne sensu-stricto est formée par la zone (c) columnaire (figure 34) : les structures ondulées passent à des structures columnaires (figure 35), organisées en couches parallèles. Le sommet des colonnes est dirigé vers la surface de l'encroûtement. Les botryoïdes (structures columnaires de 100 μm de hauteur) sont finement lités, formés de dépôts concentriques ferromanganésifères, soulignés par l'alternance de lamines grises et de lamines plus claires de quelques microns d'épaisseur, correspondant à des rapports Mn/Fe variables. Ces botryoïdes se développent droits et parallèles (colonnes juxtaposées) ou s'élargissent en forme d'éventail (coalescence des colonnes) (planche II-4 et 6).

Dans la texture columnaire, des plages de calcaire phosphatisé semblent s'incorporer au cortex : les botryoïdes contournent ces plages et se réorganisent en une couche de botryoïdes orientés vers la surface. Des dendrites de manganèse de diagenèse se développent sur la périphérie de ces plages et croissent de façon centripète dans le calcaire.

Dans la partie supérieure de la couche interne, les plages calcaréophosphatées à globigérines semblent plus importantes : elles comblent les espaces entre les botryoïdes. Des dendrites diagénétiques se développent sur les botryoïdes vers le calcaire. Elles sont formées d'un matériel très réfléchissant, lité, composé de manganèse et Si (analyses M.E.B.-TRACOR) (planche II-5).

La limite avec la couche externe est marquée par une zone calcaréophosphatée : ce calcaire, à globigérines encore visibles, scelle le premier dépôt ferromanganésifère.

Dans la plaque DR4, une couche ferromanganésifère se situe entre deux dépôts calcaires et rejoint l'encroûtement ferromanganésifère sus-jacent. Les textures ondulées à la base passant à des textures columnaires sont identiques à celles décrites dans la couche interne : on peut donc assimiler cette couche ferromanganésifère à la couche interne.

La couche interne ferromanganésifère est séparée de la couche externe par le dépôt du calcaire phosphaté (datation en cours). Dans les lames étudiées, les deux couches ne sont séparées que par une couche millimétrique à reliques calcaréophosphatées qui doivent correspondre au même épisode calcaire.

2. *Nodules internes piégés dans le noyau*

Les nodules internes sont formés du même matériel gris que la couche interne.

Le contact avec le noyau est masqué par une zone d'épigénie à croissance centripète (zone (a)); le noyau est parfois complètement épigénisé.

Le cortex des nodules internes est laminé à la base, avec des textures ondulées passant à des textures columnaires. Ces structures sont tronquées et on peut relever plusieurs discordances entre les couches ondulées. Le cortex semble incorporer des fragments calcaires et on retrouve le même phénomène de contournement de l'obstacle avec épigénie. A la périphérie des nodules, des dendrites se développent dans le calcaire encaissant (diagenèse précoce ?). Des micronodules (1 mm) de forme dissymétrique, sont contemporains des dendrites de périphérie et on observe de nombreux foyers d'épigénie dans l'encaissant.

Grâce à leurs caractères texturaux, on peut conclure que les nodules sont contemporains de la couche interne. Ces nodules peuvent devenir coalescents avec la couche interne et il devient difficile de les dissocier.

3. Couche externe

La couche externe est formée d'un matériel gris, mal poli et très poreux. La limite avec la couche interne est une couche à reliques calcaires épigénisées. Comme la couche interne, la base est formée de lamines ondulées qui passent à des textures columnaires (planche III-2) par épaissement apical (figure 35). Les couches de botryoïdes sont parfois tronquées : leur dépôt est discontinu.

La couche externe est très poreuse, ce qui se traduit par de nombreuses zones où les microbotryoïdes se développent dans tous les sens pour combler une structure ouverte (planche III-4). Les botryoïdes (texture columnaire) contournent ces structures.

Le cortex externe incorpore des plages de calcaire blanc à globigérines (Miocène supérieur à Pliocène), des dendrites se développent sur le pourtour et croissent vers l'intérieur des plages. Les botryoïdes contournent ces obstacles et se développent en éventail de façon à reformer une couche homogène.

Au centre de la couche externe, on observe les amas ellipsoïdaux caractéristiques de cette couche. Ces structures millimétriques sont remplies de boue à coccolithes (ici dissoute) : des microbotryoïdes se développent de façon centripète pour combler ces amas vides (planche III-6). Ces structures ont aussi été décrites par KOSAKEVITCH (1987-a) qui propose de leur attribuer une origine biologique. Ces structures correspondent vraisemblablement à un épisode de dépôt de "pellets" à coccolithes.

4. Couche périphérique

La couche périphérique résiste mal aux préparations, elle est souvent arrachée lors du polissage.

Le matériel est identique à celui de la couche externe, gris et mal poli. La limite entre les deux couches est soulignée par des lamines plus claires, portant des microbotryoïdes de matériel plus réfléchissant et cicatrisent une zone de fracturation.

La couche périphérique possède une texture columnaire, les colonnes forment les botryoïdes de surface. On note de nombreuses discordances : les colonnes sont tronquées (planche IV-2).

KOSAKEVITCH (1987-a) a étudié des sections polies sur les mamelons de surface. Sur les photographies de lames, on remarque qu'un botryoïde de surface est formé de plusieurs botryoïdes élargis en éventail sur le mamelon et resserrés dans les creux entre les mamelons.

5. *Encroûtement inférieur*

Le contact avec le noyau est souvent net ou masqué par des dendrites d'épigénie. Cette épigénie est facilitée par l'état du calcaire sous-jacent (le ciment est dissout, la porosité accrue).

Le cortex inférieur est identique à la couche périphérique, c'est à dire laminée, à texture colonnaire.

c) Minéralogie

1. *Minéralogie globale*

Les diffractogrammes des R.X. sur poudre totale désorientée de cortex ferromanganésifère entier révèlent un matériel mal cristallisé et caractérisé par deux "bosses" à 2.41 Å et 1.44 Å. Il s'agit de δ -MnO₂ ou vernardite (BURNS et BURNS, 1979). Des pics de carbonate apatite et de calcite ont été identifiés.

2. *Minéralogie par tranche*

Une série de diffraction des R.X. a été réalisé sur poudre désorientée, correspondant aux trois couches morphologiques : couche périphérique, couche externe et couche interne. Un transect a été effectué sur la croûte (DR4) à cortex supérieur (figure 36) et un autre transect sur la plaque CR025 (cortex entourant le coeur) (figure 37).

Deux phases sont mises en évidence : la phase ferromanganésifère (δ -MnO₂) et la phase calcaire héritée (carbonate apatite et calcite). Le fer se trouve sous forme de FeOOH.xH₂O amorphe, intimement lié à δ -MnO₂.

La cristallinité de δ -MnO₂ évolue de la couche périphérique (la moins bien cristallisée) vers le noyau épigénisé. La phase carbonatée est localisée dans la couche interne : elle correspond aux reliques calcaréophosphatées de la limite supérieure de la couche interne. Dans le noyau épigénisé, des pics de todorokite ont parfois été détectés (pic à 9.1 Å) et correspondent à la phase diagénétique.

Le transect traversant la plaque CR025 montre que les encroûtements ferromanganésifères supérieur et inférieur sont formés d'un matériel identique : le cortex ferromanganésifère est continu tout autour du noyau. D'autres transects effectués sur d'autres plaques donnent les mêmes résultats (annexe 3).

3. *Fraction fine (<2 µm) observée au M.E.T.*

La fraction fine a été prélevée sur les poudres précédentes pour une observation au M.E.T. Le matériel est très fin et les particules ont tendance à s'agglomérer.

Trois phases ferromanganésifères ont été identifiées qui correspondent à deux stades d'évolution du δ -MnO₂ et à de la todorokite.

- δ -MnO₂ en "réseau" (planche V-1) : les particules en feuillets très fins (taille <0.1 μ m) forment un réseau irrégulier; ces feuillets "en réseau" commencent à se froisser, les arêtes au niveau de la pliure apparaissent plus foncées et permettent de reconnaître ce faciès.

Le diagramme de diffraction montre un halo, les taches ne sont pas mesurables, le matériel est mal cristallisé.

- δ -MnO₂ en "feuillets froissés" (planche V-2) : il s'agit du stade le plus évolué de δ -MnO₂. Les feuillets sont mieux développés (taille = 0.1 à 0.2 μ m), froissés et enroulés sur eux-mêmes.

Ce faciès correspond à la Vernardite identifiée par CHUKHROV et al. (1980) et KANG (1984). Sur le diagramme de diffraction, deux séries de taches à symétrie hexagonale correspondent aux raies 2.45 Å et 1.42 Å.

- todorokite en baguettes (planche V-3) : la todorokite se présente en petites baguettes de 2.5 μ m environ, se rassemblant en amas enchevêtrés.

Le diagramme de diffraction est de type hexagonal, les raies à 4.96 Å, 2.46 Å, 1.57 Å et 1.47 Å sont visibles et les taches s'alignent suivant le sens d'allongement des baguettes.

Parallèlement à l'évolution de la minéralogie (diffraction R.X.) le long d'une coupe de croûte, on note une évolution dans la fraction fine (<2 μ m) en fonction des différentes couches morphologiques (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-b) :

- le "réseau" très fin de δ -MnO₂ évolue vers une structure "en feuillets froissés" de la couche périphérique vers le noyau épigénisé, alors que la taille des particules augmente.

- des baguettes de todorokite abondantes dans le noyau épigénisé, fréquentes dans la couche interne deviennent rares et isolées dans la couche externe.

d) Géochimie

1. Composition chimique moyenne des encroûtements ferromanganésifères de l'Archipel des Tuamotu

Comparés aux nodules abyssaux de Polynésie française (Bassin du Tiki), les encroûtements ferromanganésifères des Tuamotu sont enrichis en Co et appauvris en Ni et Cu (tableau 8). Les teneurs en Fe et Mn sont sensiblement équivalentes. La fraction Si-Al-K est moins abondante, la fraction Ca-P au contraire augmente pour les encroûtements cobaltifères : ceci est à relier à la profondeur du dépôt par rapport à la CCD (Calcite Compensation Depth).

Remarque : les analyses effectuées sur les encroûtements NIXO-01 (annexe 2) présentent un décalage de 0.2 % pour les traces, et de 3 à 4 % pour les éléments majeurs vers les valeurs les plus fortes par rapport aux analyses NODCO 1. Ceci est dû à une différence de méthodes d'analyses (voir fiche technique, annexe 1). Les valeurs relatives sont homogènes (rapports entre éléments), nous pourrions donc utiliser ces résultats tels quels, en tenant compte du décalage pour les interprétations.

2. Répartition géochimique à l'échelle du plateau de Niau

Comme nous l'avons fait remarquer dans le paragraphe 3 ("Le choix des échantillons"), on observe une zonation régionale sur le plateau, liée à l'épaisseur du cortex ferromanganésifère (tableau 6) : les encroûtements les plus riches sont les moins épais et situés sur la bordure interne du plateau, à proximité de l'anneau corallien (figure 27).

L'ensemble des analyses chimiques, effectuées sur le cortex ferromanganésifère, a été reporté sur un diagramme triangulaire de BONATTI et al. (1972) en fonction des pôles Fe, Mn et (Co+Ni+Cu) (figure 38-a). Ce diagramme (figure 38-c) a été modifié par TOTH (1980) et KARPOFF et al. (1987) : le domaine des "croûtes ferromanganésifères" et la moyenne des nodules proviennent de TOTH (1980) et le domaine des nodules de Clarion-Clipperton, considérés comme caractéristiques des nodules abyssaux et bien documentés, ainsi que la carotte TKS 19 à coeur volcanosédimentaire (HOFFERT, 1980 in KARPOFF) ont été empruntés à KARPOFF et al. (1987). Les points se concentrent au centre du diagramme, dans le domaine des encroûtements et nodules hydrogénétiques (figure 38-c).

Les analyses réalisées sur les encroûtements de la mission NIXO-01 ont également été reportées (figure 38-b) : on n'observe pas de différence entre les deux séries d'analyses.

3. Analyses chimiques par tranches

Les analyses "par tranches" sont réalisées en fonction du découpage en trois couches morphologiques décrites précédemment (couche périphérique, couche externe et couche interne). Les poudres utilisées sont identiques à celles utilisées pour l'étude minéralogique. Les analyses sont rassemblées dans un tableau synthétisant les caractéristiques de l'échantillonnage (annexe 3).

Les analyses effectuées sur l'ensemble des échantillons sont reportées sur un diagramme triangulaire, en tenant compte des couches morphologiques (figure 39) : deux nuages de points s'individualisent et correspondent aux couches morphologiques; couche périphérique et couche externe appartiennent au même domaine. Les termes communs entre les différents domaines dénotent la difficulté à séparer strictement les couches.

Les couches périphérique-externe et la couche interne, différenciées par un matériel de porosité et de géochimie différentes, séparée par une couche calcaréosphatée, traduisent donc deux types d'oxydes ferromanganésifères.

4. Evolution géochimique le long du cortex ferromanganésifère

Des transects géochimiques ont été réalisés sur des sections d'encroûtements, parallèlement aux transects minéralogiques. Trois transects caractéristiques sont présentés ici, à travers la croûte DR4 (équivalent du transect R.X. en figure 36), la plaque DR5 (cortex supérieur et inférieur dissymétriques) et la croûte DR4-P contenant des nodules internes coalescents. Les analyses chimiques se trouvent en annexe 2.

Dans la croûte DR4, le transect met en évidence une augmentation en Fe, Mn, Co et Ni vers les couches externes et inversement, une augmentation en Ca et P vers le noyau (figure 40-a). La couche interne est intermédiaire entre le noyau phosphatisé et la couche externe : les teneurs en Ca et P sont à relier aux reliques calcaréophosphatées qui scellent le dépôt de la couche interne. Couche externe et couche périphérique se distinguent par un enrichissement en cobalt en périphérie.

L'analyse sur cortex entier traduit l'influence de la masse de la couche interne qui représente 2/3 du cortex.

Des transects réalisés en différents points des cortex supérieur et inférieur de plusieurs plaques et croûtes ont montré que le cortex ferromanganesifère est homogène tout autour du noyau, c'est à dire qu'on peut considérer un transect géochimique comme caractéristique de l'ensemble de l'encroûtement (voir annexe 3).

Dans les encroûtements à cortex dissymétrique (croûte DR5), l'analyse du cortex supérieur, c'est à dire le plus fin, est équivalente à celle de la couche externe (couche périphérique non dissociée) : l'encroûtement ferromanganesifère est continu tout autour du noyau et on n'enregistre pas de différence significative entre les cortex supérieur et inférieur (figure 40-b). Comme dans la croûte précédente, on observe la même variation géochimique en fonction des couches morphologiques.

Des transects géochimiques ont été effectués sur des encroûtements à coeur différents : les analyses sont homogènes, que le coeur calcaire soit phosphatisé ou ferruginisé (figure 40-c); on note cependant une contamination en Ca et P ou en Fe sur le cortex selon la nature du noyau, liée probablement au prélèvement.

Dans la croûte DR4-P, des nodules internes coalescents ont été analysés et comparés à l'encroûtement sus-jacent (figure 40-d) : les analyses semblent fortement influencées par l'encaissant calcaréophosphaté. Le rapport Mn/Co (60.6) est supérieur au rapport moyen du cortex (25 à 30) : les nodules sont appauvris en Co par rapport au cortex moyen et enrichis en Ca et P. S'agit-il uniquement d'une contamination de l'encaissant ou d'un réel appauvrissement en cobalt ?

Les analyses par tranches ont montré que le cortex ferromanganesifère est homogène autour du noyau et qu'il existe une zonation géochimique en fonction des trois couches morphologiques du cortex.

Des transects effectués à la microsonde confirment cette zonation et permettent de préciser la répartition du cobalt dans une couche (annexe 5). De tels transects ont été réalisés sur des nodules et croûtes NIXO-01 (PICHOCKI, 1984). Les analyses chimiques ayant montré que les deux séries d'échantillons sont homogènes, on pourra ainsi appliquer ces résultats à l'ensemble des encroûtements de la zone de Niau.

Sur les transects, les analyses ponctuelles ont été positionnées tous les millimètres. La porosité (50 %) du matériel a rendu le polissage délicat et les analyses difficiles (nombreuses fractures remplies de résine).

Un seul transect, considéré comme représentatif, sera exposé ici (figure 41), il traverse le cortex ferromanganésifère jusqu'au noyau, sur la croûte 022-D. Celle-ci possède un coeur à discocyclines ferruginisées (semblable à DR3-1) et un cortex de 3 cm d'épaisseur. Sur ce transect, la courbe de répartition des éléments met en évidence des variations importantes. Cependant l'aspect général des courbes permet de différencier deux zones qui correspondent à la couche interne (fortes teneurs en Ca et P, faibles teneurs en Co) et à la couche externe (enrichissement en Co, pas de Ca-P). On note une brusque augmentation des teneurs en cobalt jusqu'à 2 % (analyses ponctuelles) en périphérie de la couche externe. Cette zone correspond à la couche périphérique. Ainsi les analyses par tranches sont confirmées, les fortes teneurs en cobalt se trouvent dans les 5 derniers millimètres du cortex, c'est à dire dans les dépôts les plus récents.

Le transect microsonde a montré que le cobalt augmente progressivement du coeur vers la couche externe, puis brusquement dans la couche périphérique.

5. Relations interéléments

Les analyses géochimiques sur l'ensemble des encroûtements et les transects géochimiques le long du cortex ferromanganésifère ont mis en évidence des tendances pour les éléments à se corrélérer positivement ou négativement. Les coefficients de corrélation ont été calculés (tableau 9) et les diagrammes correspondants tracés (annexe 6).

Du tableau de corrélation, quatre familles d'éléments s'individualisent (le coefficient de corrélation significatif est fixé à 0.6) avec quatre chefs de file : Si, Mn, Fe et Ca.

Un histogramme des corrélations a été dessiné pour ces quatre éléments majeurs (figure 42). Ces graphiques permettent de visualiser les corrélations et anticorrélations, et de définir les familles d'éléments :

- Si est corrélé avec Al, Na et K (phase détritique), et anticorrélé avec la phase d'oxydes,
- Ca et P forment une phase indépendante (phase carbonatée),
- Mn est corrélé avec Co et Ni (phase d'oxydes),
- Fe ne présente aucune affinité nette avec une famille d'éléments mais semble plutôt réparti dans la phase d'oxydes et la phase détritique.

Ces familles d'éléments correspondent aux différentes phases observées dans la pétrologie des encroûtements :

- phase carbonatée indépendante (calcaire phosphaté),
- phase détritique silicoalumineuse (smectites),
- phase d'oxydes (Mn et métaux),
- phase ferrugineuse dans le calcaire et les oxydes MnFe.

Les éléments traces sont corrélés entre eux (Co et Ni, Cu et Ni) et liés à la phase manganésifère.

6. Terres Rares (TR)

Comparaison avec d'autres environnements

Les encroûtements des Tuamotu possèdent de fortes teneurs en TR. Comparés à des analyses en TR de nodules abyssaux (d'après TOTH, 1980), ils sont intermédiaires entre le nodule standard et

les nodules abyssaux de la zone de haute productivité du Pacifique Equatorial (tableau 10).

Les diagrammes des TR normalisés par rapport aux shales (PIPER, 1974) varient peu et sont caractérisés par une anomalie positive en cérium.

Le spectre de répartition des TR de ces encroûtements a été comparé à des matériaux provenant d'environnements différents (eau de mer, sédiments marins détritiques, argiles rouges, encroûtements ferromanganésifères, encroûtements hydrothermaux et boues hydrothermales) sur un diagramme emprunté à TOTH (1980) et BONNOT-COURTOIS (1981) (figure 43).

Sur ce diagramme, différents environnements sont représentés et le spectre des TR est caractéristique de chaque échantillon.

- Le spectre de l'eau de mer est caractérisé par une anomalie négative en Ce et un enrichissement en TR lourdes.

- Les dépôts sédimentaires hydrothermaux sont très appauvris en TR. La courbe est identique à celle du matériel volcanique sous-jacent (enrichissement en TR lourdes). L'anomalie en Ce est caractéristique de l'eau de mer : le spectre de TR des boues hydrothermales fait intervenir la participation du basalte sous jacent et celle de l'eau de mer.

- Le passage aux sédiments métallifères se fait par un rapprochement vers le spectre de l'eau de mer (apport de TR légères).

- Les argiles rouges (sédiments marins authigènes) sont caractérisés par une forte teneur en TR et le spectre se rapproche de celui de l'eau de mer (l'anomalie négative en Ce est un critère d'authigenèse dans les sédiments).

Le spectre des sédiments marins détritiques est presque plat. C'est la marque d'une influence continentale (diagramme non fractionné). L'apport en TR légères dans les sédiments profonds peut venir du continent, les TR légères équilibrent les TR lourdes provenant de l'altération des basaltes dans le mélange eau de mer.

- Les nodules et encroûtements polymétalliques sont caractérisés par de fortes teneurs en TR et par une anomalie positive en cérium : les nodules sont considérés comme responsables du déficit en Ce dans l'eau de mer (PIPER, 1974) mais il faut aussi tenir compte de la participation de l'altération sous-marine de la croûte océanique (BONNOT-COURTOIS, 1981).

Remarque : dans la figure 43, l'anomalie négative en Ce pour les encroûtements de Juan de Fuca est discutée par TOTH (erreurs d'analyses ?);

- les encroûtements ferromanganésifères hydrothermaux (FAMOUS et TAG) se différencient des autres encroûtements par de faibles concentrations en TR et par un spectre identique à celui de l'eau de mer, avec enrichissement en TR lourdes.

L'enrichissement en TR est lié au taux d'accumulation du matériel considéré : les Argiles Rouges des grands fonds et les nodules et encroûtements polymétalliques sont enrichis en TR du fait de leur faible taux d'accumulation et d'un contact prolongé avec l'eau de mer (BONNOT-COURTOIS, 1981). Au contraire, les encroûtements hydrothermaux ont une croissance très rapide qui empêche la concentration en TR à partir de l'eau de mer.

Le cas des encroûtements polynésiens

L'ensemble des données concernant les encroûtements des Tuamotu a été reporté sur le diagramme d'après TOTH (1980) : le spectre des TR normalisés aux shales se situe dans la zone des encroûtements ferromanganésifères dont la source en TR est l'eau de mer. Il faut donc exclure une origine hydrothermale pour ces encroûtements, et on confirme une genèse à partir de l'eau de mer (hydrogénétique).

Les diagrammes des TR en fonction des couches morphologiques ont été dessinés pour les plaques-types (DR3, DR4 et DR5) (annexe 7). Les courbes présentent la même allure pour chaque échantillon. L'eau de mer peut ainsi être considérée comme source en TR pendant toute la croissance du cortex ferromanganésifère.

7. Le Platine et les platinoïdes, les sphérules cosmiques

Des valeurs exceptionnelles en Pt ont été mesurées dans les encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord Equatorial (HALBACH et al., 1984-c). Dans les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu, l'étude des platinoïdes et du platine a été menée en collaboration avec J. AMOSSE (in LE SUAVE et al., en prép.). Les encroûtements objets de la mesure sont équivalents à ceux étudiés ici.

Pt et les platinoïdes ont été mesurés par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique (AMOSSE et al., 1986). Les teneurs en Pt, Au et Rh se sont révélées très élevées (0.17 à 1.31 ppm de Pt, jusqu'à 0.3 ppm d'Au, jusqu'à 95 ppb de Rh : voir tableau 6). Le platine suit les variations du cobalt : il est plus concentré dans la couche externe, ce qui est à relier à l'état cristallin des oxydes Mn.

Les teneurs en Pd sont faibles (1 à 30 ppb) et montrent une anomalie négative sur le diagramme de normalisation par rapport aux chondrites, ce qui se rapprocherait plutôt d'une origine hydrothermale que d'une origine météoritique.

5 sphérules ferronickélifères d'origine cosmique de 90 à 330 µm ont été décrites et étudiées dans un encroûtement (DR4-1) (KOSAKEVITCH 1987-a, 1987-b). Ils sont situés sur un niveau préférenciel : la couche de Mn entre le calcaire phosphatisé miocène(?) et le calcaire mio-pliocène. Ces sphérules sont à nucléus de platinoïdes (Pt, Ir, Os, Ru et Ni) et pourraient constituer une source possible en platinoïdes. Ces sphérules ne sont qu'un phénomène épisodique et présentent une surface corrodée. Les micrométéorites contribueraient à l'enrichissement en platinoïdes après mise en solution dans l'eau de mer et précipitation sur les oxydes MnFe. Les corrélations Mn/Pt, Pt/Co et Pt/Rh confirment une origine hydrogénétique pour les platinoïdes.

8. Datations dans le cortex ferromanganésifère

Les encroûtements cobaltifères de la zone de Niau (NIXO-01) ont été étudiés d'un point de vue biostratigraphique par JANIN (1981, 1985, 1986). Les encroûtements et nodules étudiés possèdent un cortex de 1 à 25 mm d'épaisseur et un coeur calcaire à discocyclines phosphatisées. Les datations ont été effectuées sur des empreintes de nanfossiles calcaires inclus dans le cortex ferromanganésifère. Des coupes transversales de croûtes et de

nodules ont été étudiées; l'ordre d'inclusion des formes correspond à leur ordre de superposition verticale.

Sept associations ont été déterminées (JANIN, 1986) dont cinq seulement étaient distinguées pendant l'étude préliminaire (JANIN, 1985) :

- Association A : Eocène moyen à supérieur
- Association B : Eocène supérieur à Pliocène inférieur
- Association C : Miocène moyen à Pliocène inférieur
- Association D : Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur
- Association E : Pléistocène inférieur (périphérie)
- Association F : Pléistocène (période glaciaire)
- Association G : Actuel (en surface)

Ces associations chronologiques mettent en évidence un dépôt continu depuis l'Eocène moyen-supérieur jusqu'à l'actuel (tableau 11). JANIN (1986) distingue cependant deux générations ferromanganésifères séparées par un hiatus de 20 MA : la génération anté-Oligocène en domaine hémipélagique et la génération post-Pliocène inférieur à actuel en domaine océanique franc.

L'étude biostratigraphique de JANIN est faite indépendamment de la morphologie du cortex ferromanganésifère, parfois incomplet. On ne peut donc pas relier directement les datations de JANIN avec les différentes couches morphologiques observées dans les encroûtements. Cependant, les différents épisodes calcaires incorporés dans le cortex permettent de replacer les datations de JANIN dans la chronologie de l'encroûtement :

- le calcaire à discocyclines est contemporain de l'association A,
- le calcaire à globigérines phosphaté miocène (?) et la couche interne représentent la même tranche temporelle que l'association B,
- le calcaire à globigérines et les pellets de boue à coccolites dans la couche externe, Miocène supérieur à Pliocène inférieur sont contemporains de l'association C (remanié ?).

Ainsi, l'association A correspond au noyau, avant le dépôt du cortex ferromanganésifère, l'association B vraisemblablement à la couche interne, l'association C à la couche externe, l'association E à la couche périphérique.

Les dernières lamelles d'oxydes n'ont pas pu être datées (les nannofossiles sont en voie d'incorporation dans le cortex ferromanganésifère et non déterminables); les formes du sédiment de surface sont Néogène remanié ou actuelles : la croissance des oxydes ferromanganésifères est-elle terminée ?

9. Conclusion sur le cortex ferromanganésifère

Les études minéralogiques, texturales et géochimiques réalisées sur le même matériel, correspondant aux unités morphologiques, ont mis en évidence une évolution parallèle de la minéralogie et de la géochimie en fonction de la morphologie.

Le cortex est divisé en trois couches (couche périphérique, couche externe et couche interne) dont les principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 12.

On observe une zonation géochimique en fonction du découpage morphologique : la phase d'oxydes augmente par rapport à la phase calcaréophosphatée, du noyau vers la périphérie, avec en particulier un accroissement en cobalt. Au contraire, la cristallinité des oxydes de Mn (δ -MnO₂) augmente de la couche périphérique (la moins cristallisée) vers le noyau épigénisé. A l'échelle de la fraction fine, l'évolution de la cristallinité de δ -MnO₂ se traduit par un accroissement de la taille des particules et une meilleure organisation du réseau.

L'enrichissement en cobalt se fait du noyau vers la périphérie. Les teneurs les plus fortes en cobalt se trouvent dans la couche périphérique très poreuse, formée d'un matériel très fin qui lui confère sa mauvaise cristallinité en diffraction des R.X. : l'enrichissement en cobalt est lié aux phases les plus fines de δ -MnO₂, c'est à dire à la surface spécifique des oxydes de Mn.

La différenciation entre la couche interne et la couche externe est confirmée par la géochimie et les textures : ces deux couches correspondent à deux générations ferromanganésifères séparées par un épisode calcaire.

Les datations sur nannofossiles calcaires piégés dans les couches d'oxydes montrent que la croissance du cortex ferromanganésifère est lente depuis l'Eocène jusqu'à l'actuel, la chronologie étant complète. Cependant, les deux générations ferromanganésifères sont séparées par un dépôt sédimentaire (reprise de la sédimentation) : la croissance des oxydes n'est pas continue. D'autre part, l'étude texturale des différentes couches morphologiques met en évidence de nombreuses discordances entre les lamines : le dépôt des oxydes ferromanganésifères est discontinu au sein d'une même couche.

3) La phosphatogenèse

Dans les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu, la phosphorite et le calcaire à globigérines phosphaté Miocène sont des calcaires à ciment phosphatisé, le test des organismes reste calcitique. Les tests sont remplis du même ciment phosphatisé ou par de la sparite recristallisée.

Dans les deux épisodes calcaires, le ciment calcaréophosphaté est formé de carbonate fluor apatite, riche en CO₂ (5 à 7 %). Les deux calcaires se distinguent par les teneurs en P₂O₅ et le rapport CaO/P₂O₅, ainsi que par l'état de conservation des organismes. La phosphorite, non datable à cause du mauvais état de conservation des tests, est la plus riche en P₂O₅ (les valeurs atteignent 19 %) et le rapport CaO/P₂O₅ varie de 1 à 4. Dans le calcaire phosphatisé miocène (?), le rapport CaO/P₂O₅ varie de 7 à 10, les teneurs maximales en P₂O₅ sont de 8 %.

Les deux phosphatogenèses séparées par la couche interne du cortex ferromanganésifère représentent deux épisodes de phosphatisation d'âge et de mécanismes différents, ainsi qu'en témoigne l'état de conservation des organismes.

Pour les phosphorites des Monts Centre Pacifique, les teneurs moyennes en P₂O₅ sont de 27 %, le rapport CaO/P₂O₅ de 1.74 (BURNETT et al., 1985). Plusieurs épisodes de phosphatisation

sont mentionnés dans le Pacifique : Crétacé, Eocène et Miocène (ARTHUR et JENKYN, 1981; BATURIN, 1982; HALBACH et al., 1982; BURNETT et al., 1985). Dans les phosphorites liées aux encroûtements cobalt-tifères du Pacifique Nord Equatorial, la phosphatogenèse est un phénomène généralisé et daté Miocène supérieur (HALBACH et al., 1982).

Les phosphorites océaniques

Les phosphorites océaniques sont connues à des profondeurs inférieures à 1000 m, dans les zones d'upwelling et de haute productivité biologique (BATURIN, 1982; CRONAN, 1980-b), sur des plateaux ou des marges continentales, par exemple, le Blake Plateau (MANHEIM et al., 1979, 1982), marge du Pérou (BURNETT, 1977) et marge du Maroc (LUCAS et al., 1978; LAMBOY et LUCAS, 1979).

La famille des phosphorites océaniques (domaine marin ouvert) a été décrite sur les seamounts isolés ou en chaînes, les rides et les élévations topographiques, à de faibles latitudes (par exemple, les phosphorites des seamounts du Pacifique Centre Equatorial (BATURIN, 1982; BURNETT et al., 1985). CULLEN et BURNETT (1986) distinguent deux types de phosphorites océaniques en fonction de leurs caractéristiques pétrologiques, géochimiques et minéralogiques : les phosphorites de seamounts et les phosphorites de guyot (origine insulaire). Les phosphorites de seamounts sont le résultat d'une phosphatogenèse hydrogénétique d'un calcaire biogène déposé en milieu marin ouvert. Les phosphorites de guyots sont des îles phosphatées formées en milieu aérien par réaction du guano déposé sur un calcaire récifal, et submergées (tableau 13).

BATURIN (1982) définit les phosphorites océaniques : l'absence de minéraux détritiques est caractéristique des phosphorites de seamounts, la phosphatogenèse consiste en un remplacement du calcium par le phosphore dans un calcaire biogène déjà mis en place, avec formation de carbonatefluorapatite. Les teneurs en carbone organique et en uranium sont faibles par rapport aux phosphorites sédimentaires continentales alors que les terres rares sont élevées, le spectre ressemble à celui de l'eau de mer.

La source primaire en phosphore se trouve dans les courants d'upwelling à haute productivité biologique. BURNETT et al. (1985) relie la phosphatogenèse sur les seamounts à l'existence de la Couche à Oxygène Minimum (Oxygen Minimum Layer, OML) : dans cette zone, les eaux riches en matière organique piègent le phosphore de l'eau de mer; dans le milieu réducteur ainsi créé, la phosphatisation des calcaires déjà formés peut avoir lieu. Les mécanismes minéralogiques de la phosphatogenèse ont été décrits par MANHEIM et al. (1979) pour la substitution de (CO_3) du calcaire par (PO_4) de l'eau de mer. Cette transformation implique une participation bactériologique à cette réaction (PREVOST et LUCAS, 1986).

La phosphatogenèse dans l'Archipel des Tuamotu

Pour les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu, les deux épisodes phosphatés sont datés Eocène à Miocène et Miocène(?) : on ne peut pas attribuer ces deux phosphatisations à un seul événement qui affecte tout le Pacifique car les deux épisodes sont

séparés par un dépôt ferromanganésifère qui marque un changement de milieu. On peut imaginer le scénario suivant pour la formation des phosphorites :

- première phosphatation

Dans le lagon, les premières couches de calcaires à discocyclines se déposent. La subsidence commence et les dépôts calcaires à microorganismes traduisent un enfoncement progressif. Au fond du lagon, une zone d'eaux de fond se crée en milieu confiné par la barrière de corail où la matière organique s'accumule. Le confinement du lagon crée un milieu réducteur, favorable au développement de la matière organique qui piège le phosphore. La phosphatation du ciment calcaire se fait au fur et à mesure du dépôt et les tests sont mal conservés.

Dans l'OML, le phénomène d'enrichissement continue pendant que la subsidence progresse et la phosphatation cesse lorsque l'atoll est suffisamment profond et balayé par les eaux profondes oxygénées : le milieu devient ouvert et le piège à phosphore disparaît.

- deuxième phosphatation

Elle correspond à la "crise phosphatée" au Miocène du Pacifique. Cet épisode est corrélé avec une remontée du niveau marin sur la courbe de VAIL (HAQ et al., 1987), donc liée à un événement majeur cinématique (figure 44). Les dépôts marins se situent alors dans l'OML où la matière organique s'accumule rapidement et les eaux sont anormalement enrichies en phosphore. La conjonction de ces facteurs, y compris une diminution du taux d'accumulation des carbonates, entraîne une phosphatation du calcaire préexistant (ARTHUR et JENKINS, 1981).

Dans les encroûtements de la zone de Niau, deux phosphatogénèses ont lieu dans des conditions différentes et elles sont liées à des événements différents : la première phosphatation syn-sédimentaire se fait dans le lagon en milieu confiné (phénomène local), alors que la seconde consiste en la transformation d'un calcaire biogène marin, contemporaine de la phosphatogénèse générale du Pacifique au Miocène.

F) Comparaison avec les nodules

Des nodules ont été dragués avec les encroûtements pendant les missions océanographiques sur le plateau de Niau : le plus grand nombre de nodules avaient été prélevés pendant la mission NIXO-01; en effet, la maille de la drague de la mission NODCO 1 était trop large pour récupérer des nodules.

Sur le fond, les nodules affleurent dans des poches remplies de sédiment, créées à la surface du "pavement" ferromanganésifère : les nodules sont un phénomène superficiel par rapport aux encroûtements (planche I-d et e).

1) Morphologie

Les nodules sont de forme régulière, sphérique à ellipsoïdale. La classe dominante est de 2 à 4 cm de diamètre, la taille maximum atteint 6 cm. Les classes de taille supérieure sont des intermédiaires entre les plaques à noyau volumineux par rapport au cortex ferromanganésifère et les nodules de petite taille (noyau plus petit que le cortex).

Les nodules présentent le même aspect extérieur que les encroûtements : la surface est mamelonnée et saupoudrée de sédiment.

2) Le noyau

Le noyau est formé de fragments centimétriques de calcaire identique au coeur des encroûtements, plus ou moins épigénisé et parfois non reconnaissable. On distingue des fragments de calcaire ferruginisé à discocyclines, de calcaire phosphaté à globigérines; des algues encroûtantes servent de nucléus aux nodules de forme allongée.

3) Le cortex ferromanganésifère

Le cortex ferromanganésifère des nodules est comparable à celui des encroûtements (figure 32) : il est séparé en trois couches et la limite entre les couches est plus nette, la séparation plus facile. La couche calcaire entre la couche interne et la couche externe est très fine et pénètre dans la couche interne.

On observe les mêmes variations géochimiques, minéralogiques et texturales en fonction des trois couches morphologiques que dans les encroûtements. La composition moyenne des nodules est la même que pour les encroûtements : on n'observe pas de différences géochimiques significatives entre les nodules et les encroûtements (tableau 14).

Les teneurs en cobalt les plus fortes sont obtenues sur les nodules de plus petite taille (1cm de diamètre). Le cobalt est en effet enrichi dans la couche périphérique et la couche externe. Dans les nodules les plus petits, la proportion surfacique de ces couches par rapport au cortex et au noyau explique une telle richesse : le cortex des petits nodules correspond à la couche externe et à la couche périphérique. Les nodules de petite taille sont les plus récents, par rapport aux encroûtements.

Les datations biostratigraphiques obtenues sur les nodules NIXO-01 à cortex de faible épaisseur (0.5 à 1 cm) par JANIN (1985,1986) correspondent aux datations des couches périphérique et externe : les nodules dont le cortex semble incomplet correspondent aux épisodes les plus récents du dépôt d'oxydes ferromanganésifères. Les nodules de plus petite taille (1cm) sont les plus jeunes; les nodules de 2 à 6 cm de diamètre ont le même cortex à trois couches que les encroûtements : la plupart des nodules sont contemporains des plaques et des encroûtements.

Le cortex est homogène tout autour du noyau : on ne distingue pas de face supérieure et inférieure. Dans les textures, de nombreuses discordances entre les lamines des différentes couches témoignent de changements de position : les nodules sphériques "roulent" sur le fond, et ils sont baignés dans un milieu isotrope qui leur confère leur sphéricité et l'homogénéité du cortex.

On n'observe pas de différences significatives dans la géochimie, la pétrologie et la minéralogie des nodules, des plaques et des encroûtements. Ils appartiennent à la même famille géogénétique.

4) Relations entre nodules, plaques et encroûtements

Sur le fond, le "pavement" constitue le faciès encroûté dominant. Les nodules et les plaques de petite taille affleurent dans des poches remplies de sédiment sur le pavement (planche I-d). Les plaques sont des blocs entièrement encroûtés, intermédiaires entre les nodules et les encroûtements, ou des fragments arrachés de bancs escarpés recouverts d'oxydes ferromanganésifères sur les faces supérieure et inférieure (figure 45).

Nodules et plaques sont des phénomènes mineurs par rapport aux encroûtements, bien que contemporains de la formation de ceux-ci. Les nodules et les plaques sont formés par concrétionnement ferromanganésifère autour d'un nucléus provenant du démantèlement du support sédimentaire des encroûtements sous action érosive et/ou tectonique.

Remarque : Les nodules internes piégés dans le calcaire phosphaté Miocène correspondent au premier dépôt d'oxydes ferromanganésifères (couche interne). Les nodules libres décrits dans ce paragraphe possèdent deux couches correspondant aux deux générations d'oxydes (couche interne, couche externe plus couche périphérique). Ces derniers devaient se trouver dans une zone protégée ou moins instable pour ne pas être piégés comme les nodules internes dans le sédiment phosphaté, et au contraire poursuivre leur croissance de la même façon que les encroûtements.

G) Le sédiment DR9

Le dragage DR9 réalisé sur le flanc de la pente vers la plaine abyssale, a prélevé vers 2500 m de profondeur des blocs semi-indurés de sédiment verdâtre (figures 12 et 22).

Il s'agit d'un sédiment argilo-carbonaté (figure 46) dont la fraction calcaire (18 % du sédiment total) est biogène (spicules, foraminifères, nannofossiles). Les organismes sont de petite taille et, en général, bien conservés dans la fraction grossière, exception faite des radiolaires (5%) trop fragiles et souvent brisés. La présence de Discoasters (3%) indique des remaniements de sédiment tertiaire par les courants. Quelques cristaux émoussés de feldspath et de calcite (1%), qui ressortent en diffraction des R.X., sont présents et les oxyhydroxydes (2%) semblent être des fragments d'encroûtement ferromanganésifère, qui élèvent la teneur en manganèse dans l'analyse chimique (annexe 3).

La fraction argileuse (<2 μm) représente environ 80% du sédiment total. Elle est formée de smectites (figure 46). L'observation de cette fraction argileuse au M.E.T. montre des smectites en bouclettes dominantes, floconneuse et en lattes en bordure des bouclettes, traduisant des rééquilibres de phases (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-b).

Cet échantillon représente le seul sédiment prélevé sur le flanc de l'archipel. Il n'a pas été possible de le comparer aux sédiments échantillonnés pendant les campagnes précédentes en Polynésie française. Le sédiment DR9 se trouve dans la tranche sédimentaire du faciès boue à foraminifères (figure 9). En fait, le sédiment étudié correspond à un placage sédimentaire sur le substratum volcanique du flanc de l'Archipel des Tuamotu, dans une zone balayée par les courants de fond.

VI. Conclusion

A) Les caractéristiques des encroûtements de la zone de Niau

Les encroûtements sont formés de deux phases principales, le noyau sédimentaire et le cortex ferromanganésifère qui témoignent de différents épisodes de l'histoire géologique de l'environnement.

- Le noyau traduit une histoire sédimentaire complexe et enregistre les variations de paléobathymétrie et de paléoenvironnement dans le contenu biostratigraphique des calcaires biogènes, intercalés avec des épisodes d'arrêt de sédimentation et de dépôts ferromanganésifères.

- Le cortex ferromanganésifère est formé de trois couches morphologiques aux propriétés minéralogiques, géochimiques et texturales propres (en particulier, les teneurs en cobalt) qu'on peut regrouper en deux générations ferromanganésifères séparées par un épisode sédimentaire plus ou moins bien marqué (calcaire phosphatisé miocène). Couche interne d'une part, et couches externe et périphérique d'autre part, traduisent différents épisodes de dépôts ferromanganésifères eux-mêmes discontinus.

Les encroûtements forment de véritables séries condensées (20 cm pour 50 MA) par rapport aux colonnes sédimentaires des bassins abyssaux voisins (100 m) et permettent de reconstituer l'histoire géologique de l'environnement.

Nodules, plaques et encroûtements appartiennent à une seule famille cogénétique. Ils présentent les mêmes caractéristiques morphologiques, pétrologiques et géochimiques, et correspondent à un mode unique de formation. Les nodules et les plaques sont des phénomènes locaux, formés par érosion tectonique et mécanique du substratum des encroûtements. Les nodules et les plaques sont des facteurs mineurs dans l'histoire des encroûtements mais ils enregistrent des épisodes de déstabilisation du milieu.

B) Histoire géologique des encroûtements

Le plateau de Niau correspond à un atoll effondré et subsident. Ceci est marqué dans les noyaux des encroûtements qui enregistrent les variations paléobathymétriques (enfoncement progressif de l'archipel) et les variations de paléoenvironnement (successions d'épisodes sédimentaires et d'arrêts de sédimentation avec dépôts ferromanganésifères).

A partir des datations entre les différents calcaires biogènes qui constituent le noyau, des datations sur les trois couches du cortex et des relations géométriques et géochimiques entre ces différents éléments, il est possible de reconstituer l'histoire géologique de ces encroûtements (figure 47).

1) Formation du lagon

Le premier épisode débute avec la formation du lagon et la mise en place de la couronne récifale. Le calcaire à discocyclines, de milieu peu profond, se dépose au Lutétien (Eocène moyen) dans le lagon, protégé par les récifs.

2) Début de subsidence

L'archipel commence à subsider à l'Eocène moyen à supérieur (BURCKLE et SAITO, 1966) : premier épisode géodynamique. La subsidence se traduit par des effondrements de la bordure du lagon et de la couronne récifale, et par des bréchifications dans la sédimentation.

Le calcaire à discocyclines lutétien est remanié de deux façons différentes : des fragments de calcaire à discocyclines calcitique sont englobés dans un calcaire phosphatisé (phosphorite), ou des discocyclines à test ferruginisé sont resédimentées dans un calcaire à ciment phosphatisé. La ferruginisation des tests pourrait intervenir dans un micromilieu oxydant (non localisé sur le plateau) et être le résultat d'une action locale. Les points communs entre ces deux évolutions du même calcaire sont des indices de remaniements (organismes brisés) et de resédimentation dans des calcaires à ciment phosphatisé (non datables) en milieu réducteur.

3) Première phosphatogenèse (phosphorite)

Les dépôts bréchifiés de calcaire à discocyclines sont englobés dans un dépôt sédimentaire à globigérines à ciment phosphatisé (phosphorite, non datable), qui témoigne d'un approfondissement du milieu.

Cette phosphatation ne correspond pas à un événement majeur sur la courbe de VAIL (remontée du niveau marin et tectonique globale) : il s'agit d'un phénomène localisé au lagon de l'atoll fossile de Niau.

Au fond du lagon, les eaux de fond se trouvent dans un milieu confiné par la barrière de corail, créant un milieu réducteur favorable au développement de la matière organique. Le phosphore de l'eau de mer est piégé et concentré par la matière organique. La phosphatation du ciment se fait au fur et à mesure du dépôt du calcaire : la décomposition de la matière organique sur le fond libère le phosphore, crée une sursaturation en phosphore et induit la phosphatogenèse du ciment et un début de transformation des tests des organismes.

4) Karstification

La formation de la phosphorite cesse. Le dépôt sédimentaire est soumis à une érosion intense de type karstique sous-marine sous l'action de courants locaux. La karstification est le résultat d'une érosion favorisée par des fractures préexistantes dans le substratum sédimentaire. L'agent tectonique responsable de cette fracturation a pu déclencher l'intensification des courants qui entraîne la karstification.

5) Formation de la première génération d'oxydes MnFe (couche interne) et des nodules internes

La première couche du cortex ferromanganésifère (couche interne) se dépose sur ce substratum érodé et façonné. La couche ferromanganésifère épouse les surfaces de la phosphorite, avec un épaissement sur les sommets par rapport aux creux créés dans le noyau. Après que le milieu soit devenu oxydant sous l'action des courants érosifs, le dépôt ferromanganésifère traduit un milieu encore plus oxydant créé par l'arrivée d'eaux très oxygénées dérivées de masses d'eaux profondes. La présence du courant de

fond antarctique (AntArctic Bottom Water, AABW) a été mis en évidence en Polynésie par PAUTOT et MELGUEN (1975,1979) : les eaux du AABW pénètrent dans le domaine polynésien par le Passage d'Aitutaki, sont bloquées au Sud par les reliefs des Tuamotu et des Iles de la Société, et remontent vers le Pacifique Nord au niveau de la ZF des Marquises (figure 48). L'arrivée du courant antarctique accélère le passage du lagon en milieu marin ouvert (fin du piège à phosphore).

La couche interne se développe de façon discontinue (discordance entre deux dépôts de lamines ferromanganésifères); chaque ensemble de lamines est ponctué par une "pulsion de courant" qui érode le matériel à l'affleurement, suivi d'un dépôt ferromanganésifère. Chaque discordance correspond à une instabilité du milieu.

6) La deuxième phosphatogénèse (calcaire Miocène ?)

Les derniers épisodes de croissance de la couche interne ferromanganésifère s'accompagnent du dépôt du calcaire à globigérines miocène (?). L'activité des courants de fond diminue et la sédimentation reprend. La subsidence continue : le dépôt calcaire à globigérines est caractéristique d'un milieu océanique franc.

Des instabilités chroniques (subsidence de l'archipel et jeu de failles) entraînent la "chute" de nodules contemporains de la couche interne ferromanganésifère, dans les vallons de la phosphorite. Les nodules sont ainsi piégés dans le sédiment Miocène.

La concentration de sphérules cosmiques dans les vallons creusés dans la phosphorite et entre les microbotryoïdes du cortex interne (KOSAKEVITCH, 1987-a, 1987-b) indique un arrêt de sédimentation, par suite de remaniements ou d'un milieu agité (KOSAKEVITCH, 1987-a).

Le ciment du calcaire Miocène est phosphatisé. Cette seconde phosphatogénèse s'effectue dans des conditions différentes de la première. La phosphatation Miocène est un phénomène généralisé à l'ensemble du Pacifique (ARTHUR et JENKYNS, 1981) et consiste en la transformation d'un calcaire biogène déjà mis en place. Le phosphore provient de l'eau de mer. La courbe de VAIL montre une remontée du niveau marin au Miocène moyen, qui correspond à une "crise" cinématique. La phosphatation Miocène est un phénomène mondial, les eaux enrichies en phosphore, la baisse d'activité des courants de fond, la présence de l'OML entraînent la phosphatogénèse des calcaires des seamounts dans des conditions optimales (ARTHUR et JENKYNS, 1981).

L'accumulation de dents de poissons dans ce calcaire marque des séries sédimentaires condensées.

7) Formation de la deuxième génération MnFe (couche externe)

La sédimentation calcaire cesse et la phosphatation s'achève brusquement avec le passage en milieu oxydant créé par l'arrivée de masses d'eaux oxygénées profondes, qui correspondent à une reprise d'activité du courant AABW. Les masses d'eaux oxygénées baignent l'ancien lagon, le substratum phosphaté à l'affleurement est soumis à une érosion (modelage du calcaire phosphatisé) et la seconde génération ferromanganésifère (couche externe) se dépose dès le Miocène.

La croissance de la couche externe est discontinue et témoigne d'instabilités ou de "pulsions de courants" comme la couche interne.

8) La sédimentation calcaire au Mio-Pliocène

Le cortex ferromanganésifère externe incorpore des plages calcaires à globigérines Miocène supérieur à Pliocène, qui remplit aussi les cavités dans le substratum. Ce même dépôt sédimentaire est remanié sous forme de petits amas de boue à coccolites dans le cortex externe.

L'épisode calcaire Miocène-Pliocène indique une reprise de sédimentation (baisse temporaire des courants), piégée dans les endroits protégés du substratum calcaire et aussitôt érodée et remaniée (on n'observe pas de véritable couche sédimentaire).

9) Formation de la couche périphérique

Un court dépôt SiFe(Al) marque la limite entre les couches périphérique et externe ferromanganésifères. La composition chimique, en particulier les teneurs en cobalt, permet de distinguer les deux couches : la couche périphérique (datée Pléistocène) est caractérisée par un "saut" de cobalt. Cette époque correspond à une période d'enrichissement en cobalt et/ou de ralentissement du taux de sédimentation (baisse d'activité de l'AABW ?). La couche périphérique dont la croissance est discontinue témoigne d'une succession d'instabilités ou de variations de l'activité des courants profonds.

Le retournement de certaines plaques est postérieur au dépôt sédimentaire à globigérines Miocène-Pliocène : la couche ferromanganésifère (qui correspond ici à la couche périphérique) scelle le remplissage des cavités par le calcaire à organismes. Le retournement d'une plaque imposante ne peut être le fait que d'un événement tectonique qui pourrait marquer la limite inférieure du dépôt de la couche périphérique (Pléistocène). Cette hypothèse ramène à l'interprétation géodynamique du plateau qui sera discutée dans le chapitre VI.

10) Croissance actuelle ?

Le dernier dépôt ferromanganésifère n'a pas pu être daté. L'encroûtement est recouvert d'une boue à foraminifères et nannofossiles calcaires qui reflètent la faune et la flore actuelles vivantes du Pacifique, ou des remaniements de sédiment Néogène. Sur la face inférieure protégée des plaques, les organismes sont recouverts d'oxydes ferromanganésifères.

La croissance des oxydes ferromanganésifères est-elle stoppée comme semblent l'indiquer les dépôts sédimentaires superficiels (JANIN, 1985,1986) ou la dernière couche continue-t-elle à se développer comme semblent le confirmer les mesures radiochronologiques (FRANCK, 1986) ?

Les encroûtements enregistrent donc une histoire complexe et des discontinuités matérialisées par les couches ferromanganésifères. Les différents éléments du noyau calcaire permettent de suivre l'enfoncement progressif de l'archipel; les arrêts de sédimentation traduisent des changements de milieu liés à des événements dans l'histoire géologique régionale. Le cortex, en

apparence homogène, est plus complexe à interpréter : les différents épisodes de dépôts correspondent à deux générations d'oxydes ferromanganésifères à différentes périodes d'activité des courants de fond (AABW). Chaque épisode est une série de discontinuités qui enregistrent des instabilités de milieu liées à une tectonique locale saccadée.

C) Comparaison avec les encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord Equatorial

Les encroûtements cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu, des Iles de la Ligne et de l'Archipel Hawaïen ont été comparés (environnement et échantillons) (voir tableau 2 du Chapitre I). Les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu présentent les mêmes caractéristiques pétrologiques, minéralogiques et géochimiques que les encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord Equatorial, en ce qui concerne le cortex ferromanganésifère. Les encroûtements de la zone de Niau ne se distinguent que par la nature exclusivement calcaire du coeur des encroûtements, par rapport aux encroûtements à coeur volcanique ou sédimentaire du Pacifique Nord. Malgré des environnements en apparence différents, une cause commune doit être à l'origine des encroûtements cobaltifères du Pacifique Nord et de la Polynésie. En fait, l'environnement récifal de la zone de Niau masque l'environnement volcanique sous-jacent.

Dans les encroûtements des Tuamotu, le noyau a enregistré l'histoire sédimentaire de l'atoll fossile de Niau. Cette histoire correspond à l'histoire de l'archipel depuis l'Eocène moyen, le substratum volcanique et l'histoire anté-Eocène ne sont pas connus. L'histoire géologique du plateau met en évidence deux périodes de phosphatisation et deux périodes d'encroûtement ferromanganésifère.

En comparant cette histoire avec celle qui a été reconstituée dans les encroûtements du Pacifique Nord, on constate qu'il existe des points communs : les deux périodes ferromanganésifères séparées par la phosphorite Miocène (la seconde phosphatisation de la zone de Niau), dont les datations concordent.

Les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu possèdent la même histoire que ceux du Pacifique Nord Equatorial, les encroûtements cobaltifères sont donc un phénomène à l'échelle du Pacifique central. Les deux périodes ferromanganésifères correspondent à deux périodes d'activité des courants de fond (AABW); la phosphatisation Miocène est un phénomène généralisé, un épisode majeur lié à une remontée du niveau marin influencée par la tectonique des plaques et la dérive des continents (ARTHUR et JENKYNS, 1981).

Les encroûtements sont des séries condensées qui enregistrent l'histoire géologique de l'environnement. Les nodules et les plaques sont des phénomènes secondaires par rapport aux encroûtements, formés par érosion tectonique et mécanique du substratum des encroûtements. Ils appartiennent à la même famille et mettent en évidence le rôle de l'environnement. La signification géodynamique des encroûtements sera discutée dans le Chapitre VI.

D) Le problème du cobalt

Parallèlement à l'histoire géologique des encroûtements se greffe une histoire "cobaltifère" : le cobalt évolue dans le cortex ferromanganésifère, il est lié à la surface spécifique du manganèse, c'est à dire qu'il est enrichi dans le matériel le plus fin; les dépôts les plus fins sont les plus récents : la concentration en cobalt semble être un phénomène récent. De plus, la couche périphérique est caractérisée géochimiquement par un "saut" de cobalt (jusqu'à 2.3 % ponctuellement). Un évènement à caractère brusque à l'échelle géologique semble à l'origine de l'enrichissement en cobalt des derniers dépôts.

Une comparaison a été établie avec deux environnements différents (Nouvelle Calédonie et Dorsale Est Pacifique) afin de vérifier si l'enrichissement en cobalt est un phénomène récent général à l'échelle du Pacifique, ou si l'enrichissement en cobalt est un phénomène localisé aux zones de seamounts intraplaques.

Le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie constitue un environnement moyennement cobaltifère (0.5 % Co). Bien que l'on ne dispose pas de données aussi précises sur l'environnement que dans la zone de Niau, l'étude des encroûtements néocalédoniens permet de voir comment joue le contexte géodynamique sur la minéralogie des oxydes ferromanganésifères et sur l'enrichissement en cobalt.

Le deuxième domaine de comparaison est l'EPR, en contexte hydrothermal pur. Bien que les résultats géochimiques sur les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu concluent à une origine hydrogénétique, l'étude de l'encroûtement hydrothermal de l'EPR permet de rechercher indirectement l'influence hydrothermale des hot-spots polynésiens sur la minéralogie des oxydes ferromanganésifères et sur la richesse en cobalt.

CHAPITRE III : LES ENCROÛTEMENTS FERROMANGANÉSIFÈRES DU DOMAINE OcéANIQUE DE LA NOUVELLE CALÉDONIE

INTRODUCTION

Les encroûtements ferromanganésifères du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie appartiennent à la famille d'encroûtements moyennement cobaltifères (0.5 % Co). Leur originalité réside dans leur contexte géodynamique actif en bordure de plaque, par rapport aux encroûtements de l'Archipel des Tuamotu, sur une chaîne de seamounts intraplaques. L'étude de ces encroûtements est faite pour dégager l'influence tectonique, volcanique et hydrothermale sur la nature des oxydes ferromanganésifères et sur l'enrichissement en cobalt.

Peu de travaux ont été consacrés aux encroûtements néocalédoniens (MONZIER, 1976). Ces derniers appartiennent à un domaine océanique bien connu du point de vue géodynamique mais dans lequel on ne dispose pas à l'heure actuelle d'études détaillées de sites permettant d'intégrer les encroûtements dans le contexte sédimentaire et géologique. L'étude de quelques sédiments a permis de dégager l'influence du cadre géodynamique sur l'environnement sédimentaire puis d'essayer d'établir les relations entre sédiments et encroûtements.

Les encroûtements ont été prélevés au cours de cinq campagnes de l'ORSTOM dans trois unités structurales du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie. Les résultats pétrologiques, minéralogiques et géochimiques obtenus sur les encroûtements, et les analyses sédimentologique des prélèvements de sédiments sont rassemblés dans un rapport (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-c) et serviront de base à ce chapitre.

I) CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie est composé d'un système de rides et bassins parallèles à la côte orientale du continent australien. On distingue trois grands ensembles alignés selon des directions différentes, du Nord vers le Sud : (figures 49 et 50).

- au Nord, une zone complexe de bassins est limitée par l'arc des Salomon en relation avec la fosse des Nouvelles Hébrides, et limitée au Sud par les zones de fracture de Rennel et d'Entrecasteaux;

- l'ensemble Nouvelle Calédonie - Loyauté - Fairway, de direction générale NW-SE est formé par l'alternance de rides et de bassins (Bassin de Fairway, Ride de Fairway, Bassin de Nouvelle Calédonie, Bassin de Nouvelle Calédonie adjacent, Nouvelle Calédonie, Bassin des Loyauté et Ride des Loyauté). Cette direction se retrouve au Sud dans la courbure des rides de Lord Howe et de Norfolk jusqu'à rejoindre le plateau de Nouvelle Zélande. Ces deux ensembles au Nord et au Sud sont décalés par la zone de fracture de Vening Menes ;

- un ensemble allongé suivant la direction NS est formé d'une série de rides et de bassins parallèles (Ride de Lord Howe, Bassin de Nouvelle Calédonie, Ride de Norfolk, Bassin de Norfolk et la Ride des Trois Rois). Ces unités obliquent vers le SE au niveau de la zone de fracture de Vening Meinesz pour rejoindre le plateau de Nouvelle Zélande.

Ces grands domaines structuraux se trouvent sous le contrôle structural de la région (ouverture de la Mer de Tasmanie) et décalés par des zones de fracture.

Les encroûtements et les sédiments étudiés ont été prélevés dans les deux derniers ensembles : de la Ride des Loyauté à la Ride de Norfolk (figure 51).

A) Chaîne des Loyauté

La chaîne volcanique sous-marine des Loyauté s'étire de la zone de fracture d'Entrecasteaux au Nord jusqu'à la zone de fracture de Cook au Sud, suivant une direction NW-SE. Cette structure possède un substratum de ride ancienne sur lequel se dispose une chaîne d'appareils volcaniques datés Miocène, et coiffés de calcaires coralliens Pliocène émergeant dans les Iles des Loyauté et de nombreux récifs (BRAUBON et al., 1976; BITOUN et RECY, 1982). La ride est en fait composée de deux rides entourant un bassin perché avec une faible couverture sédimentaire.

La ride des Loyauté est séparée de la Nouvelle Calédonie par le Bassin des Loyauté allongé suivant la même direction sur 1300 km. Le bassin est relayé au Sud par le Bassin de Norfolk.

Le Bassin des Loyauté possède une structure en horst et graben (rejeu du socle) et un substratum océanique. Il est comblé par une épaisse couverture sédimentaire (2.8 secondes temps double, s.t.d) datée post Eocène supérieur - post Oligocène provenant du démantèlement de la Nouvelle Calédonie à l'Eocène supérieur et de l'érosion actuelle (BITOUN et RECY, 1982).

B) Zone charnière Nouvelle Calédonie - Ride de Norfolk

Le domaine structural NW-SE de la Nouvelle Calédonie - Loyauté est relayé à la Nouvelle Zélande par un ensemble complexe de deux rides NS séparées par un bassin. La chaîne des Loyauté se prolonge au SSE jusqu'à 24°S par une série de massifs sous-marins, limités au Sud par un bombement de socle.

Bassin de Norfolk

Le bassin de Norfolk prolonge le bassin des Loyauté après une inflexion au Sud de la Nouvelle Calédonie et de la zone charnière avec la Ride de Norfolk. Le bassin est encadré par les zones de fracture de Vening Menesz et de Cook et par les rides de Norfolk et des Trois Rois. Le remplissage sédimentaire du bassin (moins important que dans les autres bassins : 1 s.t.d.) débute à l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur (DANIEL et al., 1976).

C) Ride de Norfolk

La ride de Norfolk est une étroite structure sous-marine (100 km) peu profonde (1000 m) allongée suivant une direction NS sur 1500 km, reliant la Nouvelle Calédonie à la Nouvelle Zélande. Elle est

rattachée à la Nouvelle Zélande par la zone de fracture de Vening Meinesz (RAVENNE et DE BROIN, 1975). Au Sud, la ride devient plus complexe à la suite du décrochement par la zone de fracture de Vening Meinesz et elle forme une série de rides et de bassins (Bassin et Ride de Wanganella, Ride occidentale de Norfolk) (DUPONT et al., 1975).

La ride possède une épaisse couverture sédimentaire (2.8 s.t.d.) en synclinal perché à pendage Est : les séries sédimentaires datées depuis le Crétacé jusqu'à l'Actuel, sont basculées d'Ouest en Est du fait de l'alignement d'intrusions volcaniques sur le flanc occidental, résultat d'une tectonique Plio-quaternaire (RAVENNE et al., 1982). Les basaltes formant le substratum sont plus récents que ceux de Nouvelle Calédonie; la ride datée PermoJurassique a été amenée à l'émersion et a acquis sa structuration complexe actuelle au cours de la phase Cimmérienne (Jurassique-Crétacé). La sédimentation s'est alors ralentie par rapport au bassin voisin (DUPONT et al., 1975).

D) Bassin de Nouvelle Calédonie

Le bassin de Nouvelle Calédonie appartient au système NS de bassins parallèles. Ce bassin profond (3750 m) est comblé par une épaisse série sédimentaire (2.2 s.t.d.) à dominante terrigène et volcanique provenant du démantèlement des reliefs de la Nouvelle Calédonie (RAVENNE et al., 1982).

Bassin intermédiaire

Ce petit bassin appartient à la région néo-calédonienne; il forme une dépression suspendue qui se développe entre le bassin de Nouvelle Calédonie et la ride de Norfolk : il peut être interprété comme un effet tectonique direct du décrochement de la zone de fracture de Vening Meinesz. Le remplissage sédimentaire important (2 s.t.d.) traduit une activité synchrone de celle du bassin de Nouvelle Calédonie et de la ride de Norfolk (DUPONT et al., 1975).

II. LES ECHANTILLONS

Une série de 7 encroûtements ferromanganésifères et une série de 5 sédiments ont été étudiés : ces échantillons ont été prélevés au cours de 5 campagnes de l'ORSTOM dans le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie (Bassin des Loyauté, bassin de Nouvelle Calédonie et Ride de Norfolk) (tableau 15 et figure 51).

A) Les encroûtements ferromanganésifères

Les sept encroûtements ferromanganésifères étudiés proviennent de trois domaines structuraux différents : extrémité nord de la Ride des Loyauté (EVA 102), zone charnière Nouvelle Calédonie - Ride de Norfolk (extrémité sud) et extrémité sud de la Ride de Norfolk (tableau 15).

Remarque : deux encroûtements n'ont pas été étudiés pour insuffisance de matériel (BIDW 08 et GO 347).

Les échantillons ont été prélevés à des profondeurs variant de 1000 à 2000 m en moyenne et se situent sur des hauteurs topographiques ou sur les flancs de grandes structures hautes (figure 52).

Une fiche individuelle a été dressée pour chaque encroûtement, concernant l'environnement, la description macroscopique, la géochimie, la minéralogie et la pétrologie du cortex ferromanganésifère et du noyau des encroûtements (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-c). Ces données ont été résumées dans un tableau en annexe 8.

1) Le choix d'échantillons pour une étude détaillée

Les encroûtements sont formés d'un cortex ferromanganésifère noir à brun de 5 mm à 5 cm d'épaisseur sur un coeur d'origine volcanosédimentaire ou sédimentaire. La surface de l'encroûtement ferromanganésifère est lisse à ondulée (mamelons de grande amplitude : 1 à 2 cm) ou botryoïdale (mamelons très resserrés). Les encroûtements se débitent en couches parallèles (0.5 cm ou plus) ou sont très poreux et incorporent un matériel jaune-orangé (altéré) dans le cortex. Le contact avec le coeur est franc pour les coeurs indurés d'origine volcanique ou plus diffus pour les coeurs sédimentaires ou volcanosédimentaires altérés, plus poreux.

Les compositions chimiques moyennes sur l'ensemble de l'échantillonnage (tableau 16) ont été reportées sur les coupes de localisation des échantillons (figure 52). Ces compositions sont homogènes à l'échelle régionale; les différences se situent au niveau de la fraction Si-Al (fraction détritique et argileuse) qui fluctue dans le même sens que les teneurs en Fe alors que Mn varie de façon inverse à Si et Al.

Les encroûtements de Nouvelle Calédonie appartiennent à la même famille d'encroûtements mais se distinguent par la nature du noyau : volcanique, volcanosédimentaire et sédimentaire. Le choix s'est porté sur trois encroûtements de coeur différent (16D, GO 340 et GO 348), sur lesquels ont été menées des études détaillées de pétrologie, géochimie et minéralogie, en adoptant la méthode d'étude suivie pour les encroûtements cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu (voir Chapitre II).

2) Description des trois échantillons

a) Encroûtement 16D (figure 53-a)

Cet encroûtement a été prélevé à 1200 m de profondeur sur l'extension sud de la Ride des Loyauté (figures 51 et 52).

L'encroûtement 16D possède un coeur basaltique de forme sphérique (8.5 cm de diamètre) et un cortex ferromanganésifère de 1 cm d'épaisseur, qui recouvre entièrement le noyau en contact franc. On ne peut pas appeler "nodule" cet encroûtement malgré sa forme sphérique et l'homogénéité du cortex autour du coeur basaltique, car la dimension du noyau est supérieure au cortex. La surface est lisse ou à larges mamelons (1 cm de diamètre).

Le cortex est lité et subdivisé en trois couches : la couche périphérique millimétrique, la couche externe (6 mm) litée avec des alternances de matériel noir et de couches rouilles millimétriques, et la couche interne (4 mm) est lité. Le matériel ferromanganésifère est noir, brillant et poreux.

b) Encroûtement GO 340 (figure 53-b)

Cet encroûtement a été dragué entre 800 et 1800 m de profondeur sur l'extension sud de la Ride des Loyauté, dans la même zone que l'encroûtement 16D (figures 51 et 52).

La surface de l'encroûtement est mamelonnée (botryoïdes de 4 mm de hauteur). L'encroûtement GO 340 possède un coeur volcanosédimentaire, formé d'un sédiment brun vert induré et très poreux, recouvert d'une pellicule rouille millimétrique sur la partie inférieure non surmontée du cortex ferromanganésifère. Sur lame mince et en diffraction des RX, on a déterminé des cristaux de plagioclases, feldspath, quartz, pyroxène et micas dans une matrice argileuse altérée (argiles non déterminées). La limite avec le cortex est floue : le cortex semble pénétrer dans le noyau poreux.

Le cortex ferromanganésifère (4 cm d'épaisseur) est subdivisé en deux couches : la couche externe (2 cm) poreuse et noire, et la couche interne (2 à 4 cm) brune et poreuse, qui incorpore un sédiment rouille dans les interstices.

c) Encroûtement GO 348 (figure 53-c)

Cet encroûtement a été échantillonné entre 900 et 1400 m de profondeur sur l'extrémité sud de la Ride de Norfolk (figures 51 et 52).

La surface de l'encroûtement est lisse à larges mamelons (1 à 2 cm de diamètre), recouverts d'une pellicule de sédiment clair.

Le noyau, d'origine sédimentaire, est formé d'une brèche de matériel calcaire clair et poreux, et de plages calcaires ivoires indurées, le tout associé à des fragments de coraux. En lame mince, on observe un calcaire à foraminifères dont le test est souligné d'un liseré manganésifère, et des cristaux de feldspaths, quartz, pyroxènes, plagioclases et micas.

Le cortex ferromanganésifère (3 cm) se compose d'une couche externe (1 cm) qui se débite en lamelles millimétriques, et d'une couche interne épaisse (2 cm), formée d'un matériel brillant, noir et poreux. Cette couche est fracturée et incorpore des éléments calcaires.

3) Caractéristiques des encroûtements néocalédoniens

a) Texture

Le cortex ferromanganésifère est très poreux, formé d'un matériel gris, homogène et mal poli, qui croît en "bouffées de pipe" visibles à la loupe binoculaire et qui incorpore du sédiment entre les colonnes.

Le contact avec le noyau volcanosédimentaire poreux est diffus. Les oxydes ferromanganésifères s'infiltrèrent dans le noyau (planche VI-1).

Le cortex ferromanganésifère est laminé à ondulé à la base (planche VI-1). Les colonnes sont courtes, ondulées et superposées; du matériel hérité est piégé entre les colonnes. On observe de nombreuses discordances entre les couches ainsi formées avec des troncatures du sommet des colonnes. La croissance de ces couches est discontinue et le dépôt du sédiment se fait pendant ou après la croissance des colonnes. Le sédiment remplit préférentiellement les creux entre les colonnes à croissance apicale.

La texture ondulée passe à une texture colonnaire avec épaissement apical et du sédiment est piégé entre les colonnes (planche VI-1).

L'encroûtement supérieur est colonnaire, formé par épaissement apical et amincissement dans les vallons où se piège le sédiment (planche VI-2).

Dans les zones de moindre sédimentation, les colonnes se développent droites et juxtaposées ("bouffées de pipe") ou s'élargissent en éventail. Des botryoïdes prennent naissance sur le sommet des colonnes ainsi élargies, ils sont contemporains des dépôts détritiques (planche VI-3) (diagenèse précoce ?). Cette texture correspond à la texture colonnaire dendritique. Les dendrites poussent de façon désordonnée ou en éventail : sur la lame, les oxydes semblent croître en paquets sur un fond sédimentaire. La racine des dendrites est souvent tronquée (croissance multidirectionnelle) (planche VI-3).

Dans ces niveaux, l'encroûtement est formé par épigénie du ciment sédimentaire par des dendrites de manganèse. Ces dendrites ont tendance ensuite à devenir coalescentes et à pousser dans une direction préférencielle : vers la surface de l'encroûtement. Les colonnes ainsi resserrées forment des couches massives.

Dans la partie supérieure du cortex, les passées détritiques deviennent plus fréquentes, ce qui se marque dans la texture par des alternances de croissance ferromanganésifère ondulée (colonnes courtes) et de dépôts de sédiment qui comblent les vallons et qui servent de support à une autre couche ferromanganésifère (planche VI-4). Les colonnes n'ont pas le temps de se développer. Ce type de croissance est lent et discontinu à cause de l'accumulation des deux types de matériel en alternance ou en simultané.

L'encroûtement inférieur se distingue de l'encroûtement supérieur par des alternances de lamines grises peu réfléchissantes (à Fe dominant) et de lamines plus réfléchissantes (à Mn dominant) (planche VI-5). Ce matériel forme une texture colonnaire. Les colonnes se développent droites et parallèles (planche VI-5) ou s'élargissent en éventail lité (planche VI-6), surmonté de petits botryoïdes très réfléchissants (diagenèse ?). Du sédiment se piège entre les colonnes. Cette texture témoigne d'une vitesse de croissance rapide en milieu homogène.

D'après l'étude texturale, on note que la croissance de l'encroûtement inférieur est plus rapide et homogène que celle de l'encroûtement supérieur. S'agit-il d'un changement de milieu, l'encroûtement inférieur est-il plus récent que l'encroûtement supérieur ?

La croissance ondulée à colonnaire (lente et discontinue) est la plus fréquente dans le cortex; on la retrouve en particulier à la base de l'encroûtement. La croissance dendritique colonnaire se situe surtout dans la partie interne. Cette structure se développe dans les zones très poreuses et remplies de sédiment. Les dendrites croissent rapidement dans un milieu homogène (diagenèse).

Les discordances entre les lamines, les changements de textures causés par des passées sédimentaires montrent une croissance discontinue dans des conditions différentes.

b) Minéralogie

1. Minéralogie globale

La phase dominante est δ -MnO₂, forme très hydratée et mal cristallisée de MnO₂, caractérisée par deux pics à 2.44 et 1.41Å (BURNS et BURNS, 1979).

En phases mineures, on observe de la goethite (qui correspond à la phase d'altération), de la calcite provenant de plages de calcaire à Globigérines piégés puis épigénisés, des minéraux hérités du coeur ou de l'environnement (quartz, feldspath, pyroxènes, ...), une fraction argileuse difficile à détecter mais visible au M.E.T.

2. Minéralogie par tranche (figures 55 et 56)

Deux des encroûtements choisis ont été utilisés pour des transects minéralogiques en fonction des couches morphologiques (GO 340 et GO 348) : couche externe et couche interne, divisée en deux prélèvements à cause de l'épaisseur de la couche (figures 55 et 56).

Dans les deux échantillons, on observe une évolution de la cristallinité du δ -MnO₂ depuis la couche externe vers la couche la plus interne, parallèlement à une diminution de la phase carbonatée détritique. Des cristaux provenant du noyau sont incorporés dans le cortex et forment la phase détritique (quartz, feldspath, calcite et carbonate apatite).

3. Observation de la fraction fine (<2 µm) au M.E.T.

La fraction fine d'oxydes (<2 µm) a été observée au M.E.T. sur les encroûtements 16D (à coeur volcanique) et GO 348 (à coeur d'origine sédimentaire).

Dans les deux échantillons, la fraction argileuse est bien représentée bien qu'elle n'apparaissent pas sur les diffractions des RX sur poudre totale. On distingue deux phases principales : la phase argileuse et la phase d'oxydes ferromanganésifères.

Les oxydes de manganèse se présentent sous trois formes :

- 1. δ -MnO₂ en réseau en grappes (planche VII-1) : c'est un matériel très fin (<0.1 µm) qui constitue la forme la moins cristallisée de δ -MnO₂ car la plus fine.

- 2. δ -MnO₂ en feuillets (planche VII-2) : les feuillets sont épais, sans structures apparentes et commencent à se froisser. Il s'agit de la forme la mieux cristallisée de δ -MnO₂.

- 3. δ -MnO₂ en feuillets très froissés (planche VII-3) : l'aspect très froissé de ces feuillets peut être dû à un enrichissement en fer; s'agirait-il de feuillets altérés ?

On n'observe pas d'évolution de la cristallinité des formes de δ -MnO₂ dans le cortex car on ne peut pas quantifier les différentes formes de δ -MnO₂ observées.

Associés au δ -MnO₂, on observe fréquemment des formes détritiques anguleuses et argileuses recouvertes par des amas granuleux (planche VII-4). Cet aspect granuleux est dû à une accumulation de baguettes de goethite en navettes (planche VII-5). Cette altération touche des particules argileuses.

La phase argileuse (planche VIII) est formée de particules détritiques (mica (VIII-1), illite (VIII-2) et smectites (VIII-3)) et néoformées (kaolinite (VIII-5), palygorskite (VIII-3) et halloysite tubulaire (VIII-1), smectites). Les néoformations de kaolinite de petite taille et de baguettes de palygorskite sont connues en milieu hydrothermal (IMAI et OTSUKA, 1984; FEVRIER, 1981; STOFFERS et al., 1985; FOURNIER-GERMAIN, 1986). Dans les deux encroûtements passés au M.E.T., on observe des variations de proportion des phases néoformées par rapport aux phases détritiques dans les différentes couches morphologiques. Dans l'encroûtement 16D, la phase néoformée est plus importante dans la couche interne associée au matériel δ -MnO₂ le plus fin, et la phase détritique dans la couche externe. Dans l'encroûtement GO 348, la proportion de la phase détritique est plus importante dans la couche interne. On ne peut donc pas généraliser sur une évolution systématique des argiles dans les encroûtements de Nouvelle Calédonie mais il faut souligner que la nature de la fraction argileuse donne des indications sur l'évolution du milieu dans lequel se développent les encroûtements.

Les phases détritiques dominantes indiquent un apport terrigène et donc une altération continentale importante, de forts courants et un milieu instable (tectonique active); les phases argileuses néoformées traduisent une période plus calme et un rééquilibre chimique dans le nouveau milieu. Les altérations des minéraux argileux interviennent pendant un changement de milieu, lorsque les conditions ne sont pas favorables à la néoformation. Les variations de la phase argileuse mettent en évidence le rôle de l'environnement, en particulier les changements de milieu.

c) Géochimie

1. Moyenne des encroûtements de Nouvelle Calédonie à l'échelle océanique

Si on compare la composition des encroûtements de Nouvelle Calédonie aux teneurs moyennes en Fe, Mn, Co, Ni et Cu données par CRONAN (1977) pour des encroûtements et nodules dans différents environnements (tableau 3), l'environnement le plus proche de celui de la Nouvelle Calédonie est celui de ride inactive. Il s'agit d'un environnement qui a cessé d'être actif (volcanique ou hydrothermal), c'est à dire que la source en métaux des encroûtements avait une composante volcanique ou hydrothermale qui se rajoute à la composante hydrogénétique (eau de mer).

Les principales caractéristiques chimiques (tableau 16) sont :

- un rapport Mn/Fe proche ou égal à 1,
- l'appauvrissement en Ni, Cu et surtout en Co (0.5 %),
- l'enrichissement en Si-Al (phase détritique) et en Fe,
- l'enrichissement en Terres Rares.

Le sédiment incorporé et les minéraux détritiques piégés pendant la croissance du cortex contribue à l'enrichissement de la fraction Si-Al(Mg)-Fe. La fraction carbonatée est mineure. La nature volcanosédimentaire du coeur des encroûtements joue le rôle le plus important.

Le rapport Mn/Co (44.76) est supérieur à celui des encroûtements cobaltifères de Polynésie française (Mn/Co = 27) : les encroûtements de Nouvelle Calédonie sont appauvris en métaux et il ne s'agit pas d'une dilution par la phase silicatée.

Si l'on reporte les teneurs en Mn, Fe et (Co+Ni+Cu) des encroûtements de Nouvelle Calédonie dans un diagramme de BONATTI et al. (1972) modifié par TOTH (1980) et KARPOFF et al. (1987) (figure 57), les encroûtements se trouvent dans le domaine des encroûtements hydrogénétiques. Sur ce diagramme sont reportés en exemple les teneurs moyennes des nodules abyssaux du Pacifique Nord Equatorial (Clarion-Clipperton) d'après KARPOFF, la carotte TKS19 à noyau volcanosédimentaire (HOFFERT, 1980 in KARPOFF) et la moyenne des encroûtements cobaltifères de Polynésie française (NODCO 1). Les encroûtements de Nouvelle Calédonie appartiennent au domaine hydrogénétique tendant vers le pôle hydrothermal (figure 57).

Toutes les analyses effectuées sur les encroûtements néocalédoniens ont été reportées sur un diagramme ternaire Fe en fonction de Mn et (Co+Ni+Cu) de BONATTI et al. (1972) : tous les points se regroupent dans un nuage serré vers le pôle Mn/Fe = 1 (figure 57). Les encroûtements de Nouvelle Calédonie appartiennent à la même famille d'encroûtements, les analyses sont homogènes.

2. Variations géochimiques à l'échelle locale

Les échantillons ont été comparés en fonction de leur répartition géographique en trois groupes (figures 51 et 52) :

- ride des Loyauté, extrémité nord (EVA 102),
- zone charnière Nouvelle Calédonie / Norfolk
(14D, 16D, GO338, GO340),
- ride de Norfolk (GO348, GO350).

EVA 102

Comparé à la moyenne des encroûtements, EVA 102 s'individualise sur le diagramme de Bonatti comme le plus proche du pôle hydrothermal, c'est à dire appauvri en Co, Ni et Cu, enrichi en Fe par rapport à Mn, et enrichi en Si(Al) et en Zr.

Cet échantillon a été comparé à l'encroûtement GO209 étudié par MONZIER (1976), situé dans le voisinage immédiat; les analyses diffèrent : EVA 102 est enrichi en Fe et Si-Al. Ces fractions représentent la partie détritique de l'encroûtement; la quantité de cette fraction est à relier à l'environnement (proximité d'une zone tectonique active ou reliefs sujets à une érosion intense ?). La fraction argileuse observée au MET est détritique et néoformée, hydrothermale.

14D-16D, GO 338-GO 340

Le point commun entre ces encroûtements est la nature du coeur d'origine volcanique, sauf pour GO 338 à coeur calcaire altéré. On observe une fraction Si-Al-Mg-K-Na importante qui se concrétise par la présence de minéraux hérités dans le cortex ferromanganésifère, qui forment la partie détritique (Feldspath et Quartz).

Les maxima en Ni, Cu et Zn se trouvent dans ces encroûtements à coeur volcanique et les maxima en Co (liés aux maxima en Mn) correspondent à l'échantillon 16D (nodule à coeur de basalte).

On peut aussi remarquer l'enrichissement en Si-Al dans les noyaux volcaniques altérés (argiles d'altération).

Dans l'échantillon à coeur calcaire altéré (GO 338), seuls Mn et Fe augmentent, il ne présente aucun autre critère particulier.

GO 348 et GO 350

Les deux encroûtements diffèrent par l'enrichissement en Si-Al-Na-K pour GO 350 à coeur d'origine volcanique et au contraire l'enrichissement en Ca-P pour GO 348 à coeur calcaire : la phase détritique est donc fonction de la nature du noyau. Il faut cependant noter l'enrichissement en cobalt dans les couches périphériques pour l'encroûtement à coeur calcaire. Ce sont les encroûtements les plus enrichis en Ce et autres Terres Rares, ce qui peut être lié à la position géographique sur la ride de Norfolk, donc stable du point de vue tectonique (moins d'apport détritique lié à l'activité tectonique).

Les différences entre les encroûtements sont fonction de la nature du coeur, elle-même en relation avec la situation bathymétrique, c'est à dire sur le sommet de la ride (coeur calcaire) et sur les flancs de la ride (coeur volcanique).

3. Variations géochimiques à l'échelle de l'échantillon

Le cortex des trois encroûtements sélectionnés a été analysé "par tranche", en fonction des différentes couches reconnues pendant la description morphologique. On a défini au maximum trois couches : couche périphérique (très fine ou absente), couche externe et couche interne, analysée en deux prélèvements quand l'épaisseur de la couche le permet (couche interne proprement dite, noyau épigénisé).

16 D (figure 58-a)

Cet encroûtement possède un coeur franchement volcanique (basalte) surmonté d'un cortex MnFe en contact franc. Le cortex a été divisé en trois couches :

- la couche périphérique contient des inclusions de matériel rouille détritique, expliquant l'enrichissement en Si-Al-Na-K en périphérie. Dans la fraction fine observée au M.E.T., cette association correspond à des argiles détritiques. L'augmentation en fer est à relier à la présence de matériel détritique altéré, en voie d'épigénisation.

- la couche externe forme une couche épaisse (6 mm) par rapport au cortex entier, elle est homogène et cristallisée : la phase oxydes est enrichie, ce qui correspond à la présence de feuillets de manganèse bien développés dans la fraction fine au M.E.T. Ces feuillets représentent la forme de $\delta\text{-MnO}_2$ la mieux cristallisée.

- la couche interne ne diffère géochimiquement de la couche externe que par une augmentation faible en Si-Al et surtout par un enrichissement en K (altération du basalte par l'eau de mer ?). Le matériel $\delta\text{-MnO}_2$ est très fin au M.E.T., associé à une phase argileuse néoformée (condition d'environnement non détritique).

GO340 (figure 58-b)

L'encroûtement est formé d'un cortex épais (4 cm) incorporant du matériel détritique et d'un noyau volcanique altéré.

Dans la couche interne 1, on note un appauvrissement en Si-Al-K-Na corrélé avec un enrichissement en manganèse et métaux associés. On peut relier l'évolution de la composition chimique dans le cortex à la minéralogie : la fraction Si-Al-K-Na correspond à la phase détritique Quartz-Feldspath, nettement appauvrie dans la couche interne 1 (figure 55).

La couche interne 2 correspond au noyau épigénisé ainsi que le montre le couplage de la géochimie et de la minéralogie.

La couche externe se différencie par un enrichissement en phase détritique qui dilue la teneur en manganèse. Le fer est constant car il se répartit dans la phase détritique et dans la phase d'oxydes.

L'évolution géochimique se fait en relation directe avec la minéralogie, d'où l'importance de la nature volcanique du noyau.

GO 348 (figure 58-c)

L'encroûtement possède un coeur volcanosédimentaire à dominante calcaire et des fragments de calcaire biogène ont été observés dans le cortex.

Ces reliques calcaires s'enregistrent dans la géochimie (augmentation de Ca-P dans la couche interne 1) et dans la minéralogie (calcite et carbonate apatite). L'augmentation de la phase Si-Al est à relier à la présence d'une phase argileuse détritique importante (voir M.E.T.): on trouve en effet une quantité importante de micas et d'illite.

Dans la couche interne 2, le matériel détritique est épigénisé, ce qui peut expliquer la différence de géochimie avec la couche interne 1. Dans la fraction fine, la fraction argileuse est importante (kaolinite, illite, smectite, palygorskite), détritique et néoformée, et correspond à l'enrichissement en Si-Al-Na-K dans la couche interne 2.

A l'inverse de l'échantillon précédent (GO 340), la couche externe ne contient qu'une faible fraction détritique (quartz) et la phase argileuse est uniquement composée de smectites. La fraction détritique diminue vers l'extérieur. Il faut remarquer que le maximum en cobalt se trouve dans cette couche.

Comme dans l'encroûtement GO 340, on note le comportement inverse de la phase Si-Al-K-Na(Mg) et de la phase Oxydes (Mn, Co, Ni, Ti). L'évolution géochimique dans le cortex est à relier avec la minéralogie et la nature du noyau. L'appauvrissement de la phase détritique dans les dernières couches peut être expliquée par l'environnement immédiat, en sommet de ride, stable.

On ne peut pas parler de zonation géochimique dans ces trois encroûtements-types : l'évolution géochimique dans le cortex ferromanganésifère est directement lié à la proportion de la phase détritique (minéraux et argiles), elle-même liée à la nature du coeur et à l'environnement de l'encroûtement.

La phase Oxydes (Mn, Fe pro-parte, Co, Ni, Cu et Ti) varie de façon inverse à la phase détritique.

4. Corrélation inter-éléments

Sur la figure de variation géochimique sur une coupe régionale (figure 52), on avait déjà noté la tendance de certains éléments à se corrélérer ou à s'anticorrélérer. Les trois coupes dans trois encroûtements-types ont montré les mêmes tendances. On a donc calculé les coefficients de corrélation (tableau 17) et tracé les diagrammes correspondants pour l'ensemble des analyses effectuées sur tous les encroûtements étudiés afin de vérifier ces observations (annexe 9).

De ce tableau, quatre familles d'éléments s'individualisent (le coefficient de corrélation significatif est fixé à 0.6) avec quatre chefs de file : Si, Ca, Mn et Fe.

Un histogramme des corrélations a été dessiné pour ces quatre éléments majeurs (figure 59). Ces diagrammes permettent de visualiser les corrélations positives ou négatives de ces chefs de file et déterminer les familles d'éléments :

- Si est fortement corrélé avec Al, Na et K et anticorrélé avec Mn et les métaux traces ;
- Ca et P forment une phase indépendante, sans corrélation avec les autres éléments ;
- Mn est bien corrélé avec Co et Ni, et anticorrélé avec Si-Al;
- Fe est corrélé négativement avec Ni, Cu, Zn et Mg, c'est à dire qu'il ne présente pas une affinité particulière avec une famille de minéraux mais plutôt qu'il se répartit à la fois dans la phase d'oxydes (ici représentée par Ni, Cu et Zn) et dans la phase détritique (ici Mg).

Les diagrammes de répartition de ces quatre familles permettent de visualiser ces associations (annexe 9). Ces corrélations sont confirmées par la pétrologie de ces encroûtements, on retrouve ces quatre phases :

- phase carbonatée indépendante,
- phase silico-alumineuse (feldspath, quartz et argiles),
- phase oxydes (manganèse et métaux),
- phase ferrugineuse qui se répartit dans la phase détritique et les oxydes.

Les corrélations des métaux traces entre-eux et avec les autres éléments majeurs ont été étudiées :

- Co est bien corrélé avec Mn, corrélé avec Ni et Zn : le comportement de Co est directement lié à celui de Mn, et il semble au contraire indépendant de Fe.
- Ni est lié à Mn, Co et Cu, et il est bien anticorrélé avec Fe.
- Cu est corrélé avec Ni et non avec Co, il est aussi corrélé avec Si et anticorrélé avec Fe.

5. Terres Rares

Les encroûtements de Nouvelle Calédonie sont riches en Terres Rares, comme les encroûtements cobaltifères des Tuamotu. Les diagrammes des Terres Rares (TR) normalisées par rapport aux shales (PIPER, 1974) varient peu (figure 60). Ils sont caractérisés par une anomalie positive en Cérium et un enrichissement en TR lourdes. Le spectre de répartition des TR de

ces encroûtements a été comparé à des matériaux provenant d'environnements différents (eau de mer, sédiments marins, argiles rouges, encroûtements ferromanganésifères, encroûtements hydrothermaux et boues hydrothermales) sur un diagramme emprunté à TOTH (1980) et BONNOT-COURTOIS (1981) (figure 60).

Dans le cas des encroûtements néo-calédoniens, le diagramme se situe dans la zone des encroûtements polymétalliques, dont la source en TR est l'eau de mer. Il faut exclure une origine hydrothermale pour les TR de ces encroûtements.

Dans les diagrammes dessinés pour chaque encroûtement en fonction du découpage morphologique, les courbes présentent la même allure (annexe 10). Les variations sont dues à l'influence du noyau et des grains détritiques volcaniques ou continentaux.

Conclusion

Cette étude montre l'influence de l'environnement qui détermine l'enrichissement en métaux et les proportions des phases d'oxydes, sédimentaires (détritiques et néoformées), liées au contexte géodynamique.

B) Les sédiments

Trois sédiments meubles ont été prélevés sur les flancs de la ride des Loyauté (EVA 110, EVA 119 et 4D), un sédiment meuble au sud de la Nouvelle Calédonie (BICP 26) et un encroûtement ferrifère peu profond provient du plateau récifal de la Nouvelle Calédonie (MUDW 228) (figure 51 et tableau 15).

1) Principales caractéristiques des sédiments

Une étude sédimentologique a été menée sur ces échantillons et les résultats ont été présentés sous forme de fiche pour chaque sédiment (PICHOCKI et HOFFERT, 1987-c), les caractéristiques géochimiques et minéralogiques sont reportées dans le tableau en annexe 8.

Les principales caractéristiques de ces sédiments sont résumées dans le tableau 18.

2) Comparaison et interprétation

Les sédiments meubles représentent trois familles de sédiments d'origine et d'environnement différents; l'encroûtement ferrugineux est à part.

Les sédiments étudiés ont été comparés à des sédiments pélagiques situés sur une coupe EW dans le Pacifique Sud (HOFFERT, 1980). Ces sédiments représentent différents environnements (océanique profond, hydrothermal et sous influence continentale) et permettent de suivre l'évolution d'un environnement à l'autre.

EVA 119 et 4D

Ces deux sédiments ont été prélevés dans un environnement très proche et représentent un sédiment calcaire biogène.

Dans le sédiment 4D, les foraminifères sont bien conservés et sont recouverts d'argiles et d'hydroxydes de fer : ce sédiment se trouve dans un milieu déstabilisé par rapport au milieu d'origine. Ces sédiments forment le sédiment superficiel d'un bassin suspendu (figure 52).

Parmi les sédiments étudiés par HOFFERT (1980) sur la coupe EW (figure 61 et tableau 19), l'analyse la plus proche de EVA 119 et 4D est celle d'un sédiment pélagique du Bassin du Tiki, donc d'origine océanique et situé au dessus de la C.C.D. (analyse T2 K1). Cependant, l'appauvrissement en métaux traces (Co, Ni, Cu, Cr, Zn) et en terres rares des sédiments de Nouvelle Calédonie peut traduire une composante hydrothermale qui s'ajoute à la composante océanique.

EVA 110

Il s'agit d'un sédiment argileux contenant 20 % de minéraux parmi lesquels on distingue des fragments rocheux (origine détritique), des quartz authigènes d'origine volcanique ou hydrothermale, et des feldspaths. La fraction grossière traduit une composante détritique et volcanique.

Sur la fraction argileuse, on a déterminé des minéraux hérités (micas et chlorite), des argiles néoformées (kaolinites de petite taille) et deux familles de smectites (en bouclettes et en lattes) qui traduisent une déstabilisation du milieu et des phénomènes de resédimentation.

Les néoformations de kaolinite de petite taille et de baguettes de palygorskite sont connues en milieu hydrothermal (IMAI et OTSUKA, 1984; STOFFERS et al., 1985; FOURNIER-GERMAIN, 1986). Les quartz authigènes peuvent également traduire l'influence hydrothermale (STOFFERS et al., 1985).

Dans les frottis, les coccolithes (1 %) sont associés à des Discoasters : ces derniers traduisent vraisemblablement des remaniements sous l'action de courants océaniques profonds.

Comparés aux sédiments pélagiques étudiés par HOFFERT, le sédiment EVA 110 se rapproche de T2 K15 et T2 K16 (figure 61 et tableau 19) en environnement sous apport continental. Cependant ce sédiment est appauvri en métaux traces et en alcalins, et enrichi en Zn : l'apport continental est dilué par l'apport volcanique.

Les différents éléments du sédiment EVA 110 traduisent un environnement océanique à composante détritique, volcanique et hydrothermale : il s'agit d'un sédiment de remplissage de bassin, avec évolution au sein du bassin sous influence hydrothermale.

BICP 26

Il s'agit d'un sédiment argilocarbonaté contenant 10 % de minéraux de petite taille de Quartz et de feldspaths (origine volcanique détritique). La fraction calcaire est bien représentée par des foraminifères entiers ou cassés, par des fragments de spicules d'éponge et dans la fraction fine par une boue à coccolithes et à discoasters; ces derniers, par leur abondance (10 %) permettent d'attribuer un âge au moins tertiaire à ce sédiment.

La fraction argileuse reste la plus importante : elle est formée de smectites qui ne sont pas spécifiques d'un seul environnement.

Le sédiment est compacté, bioturbé et altéré (agrégats rouilles au niveau des fissures) : il se trouve dans un milieu de resédimentation.

Les analyses les plus proches de ce sédiment sont T2 K11 et T2 K12 (figure 61) qui caractérisent un environnement sous influence hydrothermale. L'appauvrissement en cobalt va dans ce sens, l'enrichissement en Cr et en Cu traduisent une influence volcanique.

Les caractéristiques du sédiment BICP 26 correspondent à un milieu pélagique (mélange de boue à coccolithes et d'argiles) avec une composante volcanique (et non hydrothermale) faible. L'influence du proche bassin de Nouvelle Calédonie est dominante malgré la situation de l'échantillon : le sédiment BICP 26 est un sédiment de bassin (pélagique).

MUDW 228

L'analyse chimique (richesse en P_2O_5 , 3.42 %), les formes scoriacées et la structure litée soulignée par des lits de calcite permettent d'interpréter cet encroûtement ferrugineux comme un hard-ground. Il s'est formé en milieu calme peu profond, voire en émerision.

La richesse en P permet d'affirmer que le fer est d'origine continentale (Nouvelle Calédonie).

L'encroûtement ferrugineux MUDW 228 correspond donc à un hard-ground avec accumulation de fer sous forme de lits, en milieu peu profond. L'ensemble a ensuite subsidé avec la Ride de Nouvelle Calédonie.

3) Relations avec les encroûtements

Le petit nombre d'échantillons, la différence d'environnement, les distances entre les prélèvements et les grandes différences entre les sédiments ne permettent pas d'établir de relations directes entre encroûtements et environnement sédimentaire. La diversité d'environnement sédimentaire reflète la diversité des environnements géodynamiques. Une composante hydrothermale a été mise en évidence dans les sédiments, qui ne correspond qu'à une phase mineure dans les encroûtements, plus exactement dans la fraction argileuse des encroûtements. La fraction ferromanganesifère est hydrogénétique.

III. CONCLUSION

A) Les caractéristiques des encroûtements du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie

Les encroûtements de Nouvelle Calédonie sont caractérisés géochimiquement par :

- un rapport Mn/Fe = 1,
- un appauvrissement en éléments traces,
- un enrichissement en Terres Rares,

et morphologiquement par :

- une porosité importante,
- une fraction détritique et sédimentaire importante.

Ces encroûtements appartiennent à la famille des encroûtements moyennement cobaltifères (Co = 0.5 %). Dans cet environnement (ride inactive) se superposent une composante hydrogénétique (eau de mer) et une composante volcanique (substratum).

Les analyses chimiques, la teneur élevée en Terres Rares (et l'anomalie positive en Ce), la minéralogie (δ -MnO₂) réunissent les arguments pour une origine hydrogénétique de ces encroûtements, c'est à dire que les métaux viennent principalement de l'eau de mer. Cependant, l'appauvrissement en Co, Ni et Cu par rapport à des encroûtements de milieu hydrogénétique dominant tels les encroûtements cobaltifères, impliquent qu'un autre élément entre en jeu : l'environnement volcanique en contexte tectonique actif.

L'effet de l'environnement volcanique se traduit par la nature du noyau des encroûtements, par la nature de la phase détritique incorporée dans le cortex, par une influence sur la géochimie. L'influence hydrothermale n'a pas été reconnue dans la phase d'oxydes, il faut plutôt parler d'une influence volcanique. L'étude de ces encroûtements a permis de mettre en évidence l'influence de l'environnement sur la nature des encroûtements. C'est en effet l'environnement qui détermine l'enrichissement en métaux et les proportions des phases d'oxydes, sédimentaires et détritiques, liées au contexte géodynamique.

La phase sédimentaire fine observée au M.E.T. montre des fluctuations entre les proportions en argiles détritiques et néoformées, et des phénomènes de resédimentation. La phase argileuse, même si elle contribue à "diluer" les teneurs en oxydes de manganèse, donne des indications sur la stabilité et l'évolution du milieu dans lequel se développent les encroûtements. L'influence hydrothermale de l'environnement se traduit par la néoformation de kaolinites, d'halloysite et de palygorskite.

B) Localisation potentielle d'encroûtements dans le domaine océanique de Nouvelle Calédonie

On peut appliquer les critères de reconnaissance des zones à encroûtements cobaltifères au domaine océanique de la Nouvelle Calédonie : ces zones doivent être des hauts topographiques (1000 à 1500 m), balayés par les courants et dépourvus de couverture sédimentaire, loin des apports terrigènes et tectoniquement calmes. Les unités structurales qui répondent à ces critères sont les rides inactives (ride de Lord Howe, ride de Norfolk et ride des Trois Rois) et les zones hautes en bordure de la zone charnière.

Les sommets des rides est occupé par un bassin sédimentaire suspendu : les encroûtements peuvent se développer sur les bordures des rides, où passent les courants de fond.

Les encroûtements de Nouvelle Calédonie sont caractérisés par un apport sédimentaire plus important par rapport aux encroûtements des Tuamotu. La conséquence en est une vitesse de sédimentation plus rapide des encroûtements, qui empêche la concentration suffisante de cobalt à partir de l'eau, et une augmentation des teneurs en fer (dans le sédiment) qui dilue les teneurs en manganèse et en métaux de transition. Les encroûtements ferromanganésifères de Nouvelle Calédonie sont moins riches que les encroûtements de l'Archipel des Tuamotu, conséquence du rôle de l'environnement.

IV) COMPARAISON AVEC LES ENCROûTEMENTS D'ARCS INSULAIRES VOISINS

Le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie est un terrain privilégié pour étudier les encroûtements ferromanganésifères de ride inactive en contexte géodynamique actif. Ces encroûtements ont été comparés aux encroûtements d'arcs insulaires voisins : l'Archipel des Vanuatu (GERARD et al., 1987), la Ride des Tonga-Kermadec (CRONAN et al., 1982; MOORBY et al., 1984; KOSKI et al., 1985), l'arc Ogasawara (Bonin) (USUI et al., 1986) et l'arc des Mariannes (HEIN et al., 1987-b). Un tableau comparatif regroupe les principales caractéristiques de ces encroûtements (tableau 22).

L'hydrothermalisme a été mis en évidence, soit comme origine directe des encroûtements (CRONAN et al., 1982; USUI et al., 1986), soit en passées hydrothermales Basse Température (HEIN et al., 1987-b), soit en tant qu'influence proche (KOSKI et al., 1985; GERARD et al., 1987). Les dernières couches d'oxydes sont composées de matériel hydrogénétique qui marque la baisse puis la fin d'activité hydrothermale.

Les encroûtements néocalédoniens se rapprochent des encroûtements des Vanuatu, et se distinguent des autres encroûtements d'arcs insulaires par l'absence de la marque de l'hydrothermalisme, ce qui peut être relié à l'environnement plus stable que les autres arcs insulaires.

CHAPITRE IV
UN ENCRÔTEMENT FERROMANGANÉSIFÈRE HYDROTHERMAL
SUR LE SEAMOUNT SE A PROXIMITÉ DE L'E.P.R. A 12°50 N.

INTRODUCTION

L'étude des encroûtements ferromanganésifères moyennement riches en cobalt d'arcs insulaires ont permis de déceler une composante hydrothermale dans la fraction argileuse incorporée dans le cortex. Une éventuelle influence hydrothermale est beaucoup plus difficile à établir dans les oxydes ferromanganésifères. KANG et KOSAKEVITCH (1984), d'après l'étude texturale d'un encroûtement ferromanganésifère à passées hydrothermales, ont décelé des types de textures caractéristiques de l'hydrothermalisme dans l'arc insulaire des Petites Antilles.

Un échantillon particulièrement riche en manganèse (jusqu'à 50 % de Mn) en contexte hydrothermal, provenant d'un seamount proche de la Dorsale Est Pacifique (East Pacific Rise, E.P.R.) à 12°50 N a été mis à disposition par l'IFREMER. Cet encroûtement a été prélevé avec le submersible CYANA au sommet d'un seamount, au cours de la mission CYATHERM (1982). Le cadre géologique et géodynamique de l'E.P.R. à 12°50 N est bien documenté. L'étude de cet encroûtement (CY-82-14-6) permet donc de préciser la pétrologie, la texture et l'histoire des dépôts de manganèse en relation avec ce type d'environnement.

I. LES ENCRÔTEMENTS HYDROTHERMAUX

A) Caractéristiques des encroûtements ferromanganésifères hydrothermaux

Les encroûtements ferromanganésifères liés à l'hydrothermalisme sous-marin ont été découverts sur les rides d'accrétion océanique ou sur des appareils volcaniques d'arcs insulaires. Les dépôts ferromanganésifères hydrothermaux sont présents dans des secteurs de volcanisme actif ou de flux de chaleur élevé, proche de la sortie du fluide hydrothermal (in KANG, 1984). La croissance de ces dépôts est rapide (1 à 2 mm/1000 ans) et la proximité de la source émettrice pourrait indiquer une précipitation directe de la solution hydrothermale dans l'eau de mer (RONA, 1980).

L'ensemble des dépôts hydrothermaux (sulfures, argiles et encroûtements manganésifères) ont été répertoriés par RONA (1984) en fonction des taux d'accrétion des dorsales océaniques à l'échelle mondiale. On ne retiendra ici que les encroûtements manganésifères dont la minéralogie, la géochimie et l'environnement sont connus (tableau 21). Ces domaines sont l'E.P.R. à 21°N (ALT et al., 1987), le centre d'accrétion des Galapagos (MOORE et VOGT, 1976; HOFFERT et al., 1980), la Ride Explorer à 50°N (GRILL et al., 1981), la zone de la Faille Transformante "A" (FAMOUS) (HOFFERT et al., 1978), la dorsale médio-atlantique (MAR) à 26°N (RONA, 1980; TOTH, 1980).

Cette brève revue bibliographique (tableau 21) met en évidence plusieurs points communs :

- la prédominance d'une phase minéralogique bien cristallisée, la birnessite, $(Na, Ca, K)(Mg, Mn)Mn_6O_{14} \cdot 5H_2O$, par rapport à la todorokite $(Ca, Na, Ba)(Mg, Mn^{2+}, Zn)Mn_5O_{12} \cdot xH_2O$ (HAYNES et al., 1982),

- le fractionnement de Fe et de Mn, Fe précipitant préférenciellement dans les sulfures et les argiles,

- les faibles teneurs en éléments en traces (en particulier Co) et en Terres Rares (<10 ppm),

- des taux d'accumulation rapides (entre 100 et 1000 mm/MA).

A ces critères, on peut rajouter la valeur du rapport U/Th supérieur à 1 dans les encroûtements hydrothermaux (BONATTI et al., 1972; LALOU et al., 1977; BOSTROM et RYDELL, 1979; LALOU et BRICHET, 1980; BOSTROM, 1983). Les critères de distinction entre encroûtements hydrothermaux et encroûtements hydrogénétiques sont résumés dans le tableau 22 (d'après KANG, 1984).

B) L'encroûtement du seamount SE à proximité de l'E.P.R. à 12°50 N

L'originalité de l'encroûtement CY-82-14-6 riche en manganèse sur le seamount près de l'E.P.R. à 12°50 N réside dans son environnement : sur le seamount sont associés des dépôts hydrothermaux de types sulfures et des encroûtements ferromanganésifères à coeur d'argiles hydrothermales. L'environnement est donc exclusivement hydrothermal.

II. CADRE GEOLOGIQUE DE L'E.P.R. A 12°50 N

A) Cadre général de l'E.P.R. à 12°50 N

1) L'environnement géologique

La Dorsale Est Pacifique (E.P.R.) est caractérisée par un taux d'accrétion élevé de 12 cm/an (HEKINIAN et al., 1983; CHOUKROUNE et al., 1984). Le segment de dorsale à 12°50 N est une zone où de nombreuses plongées par submersible depuis 1981 ont mis en évidence une activité hydrothermale intense (HEKINIAN et al., 1981; HEKINIAN et al., 1983; HEKINIAN et FOUQUET, 1985). La compilation de ces observations a abouti à l'élaboration d'une carte géologique détaillée de ce secteur (GENTE et al., 1986-b).

A 12°50 N, l'E.P.R. est constituée d'un graben axial et de quatre volcans hors-axiaux, de taille différente et dont la distance à l'axe varie de 1 à 18 km (figure 62).

La crête de la ride (1500 m de large) avec une profondeur moyenne de 2630 m est occupé par un graben axial, large de 200 à 600 m et profond de 20 à 50 m (HEKINIAN et FOUQUET, 1985). Le fond du graben est plat et entaillé au milieu par une fissure de 400 m de large et de 60 m de profondeur (GENTE et al., 1986-a). La crête de la dorsale est bordée de failles normales. La ride est asymétrique, ce qui se traduit par un demi-taux d'accrétion plus fort à l'Ouest (6.5 cm/an) qu'à l'Est (4.5 cm/an) (CHOUKROUNE et al., 1984). Le flanc occidental est formé d'une série de horsts et de grabens parallèles à la ride. Le flanc oriental est dissymétrique et comporte des traits tectoniques parallèles à la ride, limités par deux seamounts : le "seamount Vauban" à 6 km au NE de l'axe (250 m de hauteur) et le "seamount SE" (350 m de hauteur) situé à 6 km au SE de l'axe et relié à l'axe par une structure volcanique semicirculaire appelée le "seamount marginal" (figure 62) (HEKINIAN et FOUQUET, 1985; FOUQUET et al., en prép.).

Le quatrième seamount, le "seamount Clipperton", se situe à 18 km à l'Ouest de l'axe et atteint 1000 m de hauteur et 6 km de diamètre basal (figure 62) (HEKINIAN et al., 1981; HEKINIAN et FOUQUET, 1985).

2) L'hydrothermalisme

Dans le graben central, une activité hydrothermale intense (sulfures à croissance rapide) se localise le long d'une bande de 20 km et large de 200 m, mais le champ de sulfures le plus étendu se situe sur le sommet et les flancs du seamount SE, observé avec le submersible CYANA (HEKINIAN et FOUQUET, 1985).

On distingue trois types principaux de dépôts hydrothermaux : des émissions de fluide et des fumeurs noirs (hydrothermalisme Haute Température, 200 à 350°C) au fond du graben central, des dépôts fossiles (par obstruction des cheminées et cessation de l'activité hydrothermale) tectonisés le long des failles du graben, et les dépôts matures massifs (stade ultime d'évolution) sur le seamount SE et le seamount marginal (FOUQUET et al., en prép.). Les caractéristiques minéralogiques, pétrologiques et géologiques de ces dépôts hydrothermaux font l'objet d'une synthèse (FOUQUET et al., en prép.).

B) Le seamount SE

1) Morphologie du seamount

Le seamount SE est situé à 6 km au SE de l'axe. Le sommet se trouve à 2440 m, le diamètre est de 6 km à la base et de 500 m au sommet, la hauteur totale est de 350 m au dessus du plancher océanique (HEKINIAN et FOUQUET, 1985) (figure 63).

Le sommet et le flanc sud du seamount ont été observés avec le submersible CYANA, au cours de la mission CYATHERM (1982). Ces plongées ont mis en évidence une activité hydrothermale intense : les sulfures massifs observés forment un champ hydrothermal triangulaire (900 x 800 x 700 m) parmi les plus importants connus sur l'E.P.R. (HEKINIAN et FOUQUET, 1985).

Le seamount SE est une structure volcanique semi-circulaire dont les flancs nord et sud sont dissymétriques : le flanc nord est plus abrupt; le flanc sud porte une avancée volcanique de 80 m de hauteur, allongée suivant la direction NS et limité à l'Ouest par une faille et dont les dépôts hydrothermaux massifs sont tectonisés (HEKINIAN et FOUQUET, 1985) (figure 63).

2) Coupe du seamount

Les observations des plongées CYATHERM ont permis de dresser une coupe du seamount depuis la profondeur 2675 m jusqu'au sommet à 2440 m (figure 64) (HEKINIAN et FOUQUET, 1985).

- A la base, une couverture sédimentaire de 50 cm d'épaisseur maximum recouvre à 80 % des pillows sur une distance de 500 m; elle est formée d'un sédiment brun clair contenant quelques restes organiques revêtus d'une pellicule vitreuse ou d'oxydes ferromanganésifères (HEKINIAN et FOUQUET, 1985; FOURNIER-GERMAIN, 1986).

- Au niveau du point B (2610 m), le matériel hydrothermal est recouvert d'un produit scoriacé ferromanganésifère dont le coeur jaune-rouge est une association de goethite et de limonite.

- Entre 2600 et 2530 m, l'avancée volcanique vers le Sud est formée de produits hydrothermaux altérés et de sulfures massifs affleurants. Le sommet de la structure allongée correspondrait à la sortie des laves en coussins.

- Entre 2530 et 2450 m, les pillows sont partiellement recouverts d'un sédiment d'origine hydrothermale (formé par destruction de matériel hydrothermal) sur environ 200 m.

- Le sommet du seamount (2450 m) est constitué de produits hydrothermaux. Des structures en "forme arrondie de corail" affleurent à travers la couverture sédimentaire rouge-brun, provenant de la dégradation des sulfures. Sur le sommet du seamount, les dépôts hydrothermaux sont constitués par des encroûtements ferromanganésifères jusqu'à 6 cm d'épaisseur, à coeur argileux jaune-vert (PICHOCKI et al., en prép.; FOUQUET et al., en prép.).

III. ETUDE DE L'ENCROûTEMENT CY-82-14-6

A) Localisation

L'encroûtement ferromanganésifère CY-82-14-6 a été échantillonné au sommet du seamount (figure 64), avec le submersible CYANA. La pince de CYANA a prélevé une protubérance encroûtée sur un massif d'argiles de couleur jaune-vert encroûté d'oxydes ferromanganésifères (PICHOCKI et al., en prép.).

B) Description de l'échantillon (figure 65)

L'encroûtement CY-82-14-6 possède une forme de nodule irrégulier de 14 cm de diamètre, c'est à dire qu'il est entièrement recouvert par les oxydes ferromanganésifères, sauf au niveau de la cassure à l'endroit où l'échantillon était relié au massif argileux. Malgré sa forme grossièrement sphérique et l'épaisseur du cortex ferromanganésifère par rapport au noyau (rapport d'épaisseur égal à 1), on ne peut pas donner le nom de nodule à cet échantillon à cause de sa morphologie. En effet, l'échantillon était accroché au substratum argileux : c'est donc une plaque.

L'encroûtement CY-82-14-6 possède un cortex ferromanganésifère de 4 cm d'épaisseur maximum et un coeur argileux jaune-vert pulvérulent, qui forme une boule de 6 cm de diamètre environ (figure 65). La forme de la plaque est irrégulière car le cortex épouse la surface du noyau. La surface de l'encroûtement est granuleuse, c'est à dire formée de microbotryoïdes (taille <1 mm). Le cortex est très noir et très poreux en surface (couche interne), plus cristallisé à l'intérieur (couche externe), et des lamelles de couleur rouge-brun (1 à 5 mm) sont incorporées dans le cortex ferromanganésifère (figure 65). Ainsi, comme dans les encroûtements étudiés précédemment, on distinguera deux phases : le cortex ferromanganésifère et le noyau argileux.

C) Le cortex ferromanganésifère

1) Morphologie

a) Observations macroscopiques

Le cortex ferromanganésifère se divise en deux couches en fonction de la porosité et de la texture du matériel : la couche externe (0.5 à 1 cm) dendritique et très poreuse, et la couche interne (2.5 à 4 cm) bien cristallisée, avec un éclat brillant (figure 65).

La couche interne suit les contours du noyau, ce qui est souligné par les lamelles d'oxydes de fer. C'est elle qui sépare le noyau du massif argileux sous-jacent. La couche externe est séparée de la couche interne par un liseré rouge-brun d'oxydes de fer. La couche externe a tendance à aplanir la surface des dépôts internes.

b) Observations au M.E.B.

La couche externe, la couche interne et la limite avec le noyau ont été observées au M.E.B. La couche interne n'est pas aussi massive que semblait le montrer l'observation macroscopique. Elle présente une texture poreuse voisine de celle de la couche externe et une texture massive.

- texture poreuse

Cette texture est formée par une charpente cristallisée et un remplissage par des botryoïdes coalescents (planche IX-1). Une coupe de ces botryoïdes montre un coeur sphérique à surface vermiculée surmontée d'une enveloppe de 10 μm fibroradiée à manganèse dominant (analyse TRACOR) (planche IX-2). Dans les cavités se développent en parallèle des boules à surface vermiculée (10 μm de diamètre), à composition manganèse dominant et fer (analyse TRACOR) (planche IX-3).

- texture massive

Dans la couche interne, la texture massive résulte de la coalescence de botryoïdes fibroradiés. Ceux-ci sont associés à des boules à surface vermiculée de composition Mn-Fe-Si-Al-Ca (analyses TRACOR) qui correspondraient à un mélange d'oxydes ferromanganésifères et d'argiles.

- oxydes ferromanganésifères en feuillets

A la limite avec le noyau argileux, on rencontre des formes d'oxydes ferromanganésifères bien cristallisées au milieu des argiles (à composition Si-Fe). Ces formes correspondent à un bouquet de feuillets fins (5 à 10 μm de longueur) à manganèse dominant (analyse TRACOR) (planche IX-4). Ces feuillets peuvent devenir coalescents et former la texture fibroradiée, les extrémités des feuillets se "fondent" dans une texture massive. Le coeur de ces bouquets est formé d'une boule d'oxydes à surface vermiculée.

2) Textures

Deux sections polies ont été réalisées sur le contact entre la couche externe et la couche interne, et sur le contact de la couche interne et du noyau argileux (figures 65 et 66).

Les observations de ces sections en lumière réfléchie ont mis en évidence quatre types de textures communes à la couche interne et à la couche externe.

a) Les quatre types de texture

1. Texture fibroradiée (planche X-1)

Cette texture est massive et formée par la coalescence de botryoïdes de matériel fibreux à croissance radiaire. Cette texture a déjà été décrite par KANG et KOSAKEVITCH (1984) et correspond à des minéralisations ferromanganésifères bien cristallisées.

2. Texture sphérolitique (planche X-2,3,4)

La taille des sphérolites varie de 100 μm à 1 mm de diamètre; les sphérolites sont des botryoïdes coalescents à croissance concentrique d'un matériel fibroradié dans un milieu isotrope. La bordure des sphérolites qui comblent la texture poreuse est soulignée d'un liseré continu ferromanganésifère à croissance fibroradiée. Cette texture a été décrite par KANG et KOSAKEVITCH (1984) sur du matériel hydrothermal.

3. Texture dendritique (planche X-5)

Des dendrites formées de matériel très réfléchissant avec des alternances de lamines claires et de lamines foncées semblent se développer sur les textures précédentes.

4. Texture vermiculaire (planche X-6)

Des figures vermiculaires fines (100 μm) forment un réseau lâche dans lequel se développent des sphérolites de matériel très réfléchissant. Le matériel vermiculaire correspond à du sédiment argileux identique à celui du noyau.

b) Evolution des textures et correspondance avec la morphologie (figure 66)

1. Texture fibroradiée

Elle correspond à la morphologie massive et cristallisée dominante dans la couche interne et plus rare dans la couche externe.

2. Texture sphérolitique

Les sphérolites à couches concentriques fibroradiées peuvent atteindre 1 mm de diamètre (figure X-4). Les différents stades d'évolution par accroissement de la taille sont représentés dans les planches X-2 à 4. La texture sphérolitique correspond à la morphologie poreuse de la couche interne et de la couche externe (planche X-1 et 2). Les plus gros sphérolites sont formés d'un matériel plus réfléchissant que la texture fibroradiée et se développent dans les fissures de la couche externe.

3. *Texture dendritique*

On ne l'observe qu'en bordure des fissures, surimposée à la texture sphérolitique ou fibroradiée. Elle correspond à des épisodes diagénétiques précoces.

4. *Texture vermiculaire*

Cette texture correspond à une lentille de sédiment argileux poreux avec développement d'oxydes ferromanganésifères en texture sphérolitique (matériel réfléchissant identique à celui de la planche X-4).

c) Chronologie des dépôts

La texture fibroradiée poreuse associée à la texture sphérolitique fibroradiée est dominante, et forme la trame du dépôt. L'encroûtement est craquelé et les fissures sont cicatrisées par les textures sphérolitiques de matériel très réfléchissant. D'autres fissures sont remplies de sédiment dans lequel se développent des sphérolites en formant un mélange intime sédiment-oxydes.

On observe ainsi deux générations d'oxydes ferromanganésifères en texture fibroradiée et en texture sphérolitique bien développée, typiques du milieu hydrothermal. Selon KANG et KOSAKEVITCH (1984), les textures sphérolitiques et fibroradiées indiquent des conditions de nourrissage ralenti : un gel hydraté qui cristallise lentement ou une suspension colloïdale qui précipite pourraient former de telles textures. Les textures sphérolitiques bien développées pourraient correspondre à des figures de cicatrisation (KANG et KOSAKEVITCH, 1984).

3) Minéralogie

a) Minéralogie sur roche totale

Les diffractions des RX sur le cortex ont mis en évidence de la birnessite bien cristallisée, caractérisée par les pics à 7.1 et 3.5 Å (BURNS et BURNS, 1979). Les pics à 2.47 et 1.44 Å communs aux minéraux de manganèse, correspondent ici aux pics extrêmes de la birnessite (figure 67). Ce minéral est caractéristique des milieux hydrothermaux océaniques.

Sur le transect minéralogique réalisé sur l'encroûtement, la birnessite est mieux cristallisée dans la couche interne, ce qui correspond aux observations macroscopiques.

b) Observation de la fraction fine au M.E.T.

La birnessite se présente sous forme de feuillets épais (planche IX-6), dont le diagramme de diffraction est un halo double, correspondant aux raies 3.70, 2.40 et 1.40 Å. Ces feuillets forment les bouquets observés au M.E.B. (planche IX-5). De tels feuillets aussi bien cristallisés ont été décrits en milieu hydrothermal (LONSDALE et al., 1980).

Parfois les feuillets de birnessite plus fins sont froissés et prennent une allure de vernardite (δ -MnO₂) bien cristallisée (planche IX-4). CHUKHROV et al. (1980) ont fait la même observation. Le diagramme de diffraction permet de mesurer une

raie supplémentaire à 3.70 Å dans le réseau de type hexagonal. Ces feuillets observés à fort grossissement possèdent des stries fines ($<0.01 \mu\text{m}$) qui rappellent les observations de CHUKHROV et al. (1980).

Associés aux feuillets de birnessite, on rencontre des feuillets très froissés (planche IX-4), déjà observés dans les encroûtements de Nouvelle Calédonie, et qui seraient plus riches en Fe.

Les oxydes ferromanganésifères sont associés à des particules de smectites floconneuses (nontronite), smectites en bouclettes, des particules lattées allongées (saponite ?), et des micas. La fraction argileuse est beaucoup plus importante dans la couche externe. Ceci peut être relié aux niveaux à texture poreuse qui peuvent piéger des argiles et les incorporer aux cortex ferromanganésifère.

4) Géochimie

a) Géochimie globale (tableau 23)

L'encroûtement total est caractérisé par un rapport Mn/Fe égal à 3, de faibles teneurs en éléments en traces (en particulier Co) et en Terres Rares et, au contraire, de fortes teneurs en Si et Fe.

On ne peut pas parler de fractionnement de Mn et Fe, caractéristiques des encroûtements hydrothermaux : une partie du fer se répartit dans la fraction argileuse (SiFe) et l'autre dans les oxydes ferromanganésifères.

Si on reporte les valeurs en Mn, Fe et (Co+Ni+Cu) dans le diagramme de BONATTI et al. (1972), le point se situe dans le domaine hydrothermal.

b) Géochimie par couche (figure 69)

On observe une différence très significative entre la couche interne cristallisée et la couche externe poreuse (tableau 23) :

- dans la couche externe à fraction argileuse importante, l'analyse minéralogique ainsi que les faibles teneurs en traces ont montré que le matériel ferromanganésifère est hydrothermal, le rapport Mn/Fe < 2 indique seulement que le fer se trouve en majeure partie dans la fraction argileuse et les valeurs les plus élevées en éléments en traces se situent dans la couche externe;

- la couche interne se distingue par une très forte teneur en manganèse (figure 69) et par le fractionnement de Mn et Fe (rapport Mn/Fe proche de 64); ceci indique une origine hydrothermale. La fraction argileuse est négligeable par rapport à la couche externe, dans la texture massive dominante dans cette couche.

c) Relations interéléments

Vu le petit nombre d'analyses, les coefficients de corrélation ne seront pas calculés. Sur les histogrammes géochimiques, deux familles d'éléments s'individualisent (figure 69) :

- l'ensemble Si-Fe-Na-K-(Al)-Mg-Ca qui correspond à la phase argileuse (smectites, micas ...),

- Mn associé à Mg et Ca dans la phase d'oxydes. Ceci correspond aux analyses chimiques de birnessite du Pacifique (CHUKHROV et al., 1980) et des Caraïbes en milieu marin (GLOVER, 1977).

d) Analyses à la microsonde en fonction des textures (tableau 24)

Les analyses chimiques mettent en évidence une relation entre la morphologie de la couche (texture), la minéralogie (proportion de la phase argileuse et de la birnessite) et la géochimie (composition de la birnessite).

D'une manière générale, on n'observe pas de variation chimique importante entre la texture sphérolitique et la texture fibroradiée (tableau 24) : seules les teneurs en Ba sont plus élevées dans la texture sphérolitique. Les analyses en différents points d'un sphérolite ne montrent pas de variation géochimique.

La texture dendritique se distingue par des valeurs en manganèse plus élevées (>50 %) et les teneurs les plus fortes en Ba, ce qui pourrait traduire de la todorokite dans cette phase diagénétique mineure. Au niveau d'un dendrite, les analyses faites sur des lamelles de réflexion différente ne montrent pas de variation significative.

On confirme la particularité de la texture vermiculée qui correspond au sédiment argileux incorporé dans le cortex.

Le liseré de manganèse qui entoure les sphérolites de bordure de fissure (planches X-2 et 5) est appauvri en manganèse par rapport aux sphérolites ou aux dendrites.

Les lamelles rouge-brun qui séparent la couche interne et la couche externe (figure 66) sont des liserés ferrugineux (37 %).

e) Terres Rares

L'encroûtement CY-82-14-6 est appauvri en TR (annexe 11), ce qui confirme une origine hydrothermale, avec une anomalie négative en cérium. Les teneurs sont plus élevées dans la couche externe, peut-être en raison de la plus grande abondance de la fraction argileuse ?

5) Conclusion sur le cortex ferromanganésifère

Les oxydes qui composent le cortex ferromanganésifère témoignent d'une origine hydrothermale, dans leur minéralogie (birnessite hydrothermale), leur organisation spécifique (texture sphérolitique et fibroradiée), leur géochimie (fractionnement de Fe et Mn, faibles teneurs en éléments en traces et en TR).

D'autre part, le cortex est formé de deux épisodes ferromanganésifères qui correspondent aux deux couches morphologiques :

- la couche interne cristallisée est composée presque exclusivement de birnessite, la fraction argileuse est mineure;

- la couche externe poreuse incorpore une fraction argileuse abondante qui dilue la phase manganésifère; la couche est fissurée et les figures de cicatrization sont composées d'un matériel plus réfléchissant qui pourrait être plus récent.

Une phase diagénétique mineure est décelée par la présence de dendrites dans les fissures.

D) Le noyau argileux

1) Morphologie en macroscopie

Un sédiment jaune-vert pulvérulent occupe le coeur de l'encroûtement : le sédiment devait être suffisamment induré à l'origine pour servir de support au cortex ferromanganésifère. La dessiccation du matériel l'a rendu pulvérulent.

2) Morphologie en microscopie

Un frottis réalisé sur ce sédiment a mis en évidence des amas de bâtonnets jaunes de taille inférieure à 1 mm, des sphères rougeâtres à structure concentrique et des oxyhydroxydes ferromanganésifères.

Cet échantillon a été observé au M.E.B. : le sédiment est formé d'un réseau de bâtonnets qui se ramifient, de 10 μm environ de diamètre et jusqu'à 100 μm de longueur (planche XI-1). Ces bâtonnets sont recouverts d'une substance à surface vermiculée de composition Si-Fe (analyse TRACOR) qui correspondent à des argiles (planche XI-2). Sur ces bâtonnets et au niveau des ramifications, on observe des boules de 1 à 100 μm de diamètre à surface poreuse. Ces sphères sont composées d'un matériel argileux (composition Si-Fe, analyse TRACOR) qui forment des alvéoles à parois fines et arêtes arrondies, qui diffèrent de la surface vermiculée des bâtonnets (planche XI-2).

3) Minéralogie

a) Diffraction des R.X.

Le diffractogramme des RX du sédiment argileux met en évidence les pics des argiles (4.5, 2.55, 1.52 Å et autour de 10 Å), des pics juste ébauchés de birnessite (7.1, 3.55 et 2.47 Å) et une bosse de 3.4 à 3.6 Å qui correspond à de la silice amorphe (figure 67).

La fraction <2 μm a été analysée. Le diffractogramme sur poudre orientée a mis en évidence des smectites dominantes et des interstratifiés illite-smectite (figure 71).

b) Observation de la fraction fine au M.E.T.

La fraction <2 μm a été observée au M.E.T. et on distingue plusieurs types d'argiles (planche XI-3 à 6) :

- Des smectites en bouclettes (planche XI-3), en lattes sur les bordures des bouclettes (planche XI-3), et floconneuses (planche XI-5). Ce dernier faciès est comparable aux nontronites qui composent les argiles vertes des Galapagos (DUPLAY, 1982). Les smectites en lattes en bordure des smectites en bouclettes traduisent un rééquilibre de phases, elles forment deux générations de smectites. HOFFERT et al. (1980) décrivent cette transformation de smectites en bouclettes en smectites en lattes dans les argiles des Galapagos. On remarque aussi de fines lattes en bordure des nontronites floconneuses.

- Des interstratifiés illite-smectites (planche XI-4), formées d'une particule moirée d'illite sur laquelle se posent ou se développent des smectites en bouclettes (in DUPLAY, 1982). Les particules d'illite détritiques s'observent également dans les sédiments métallifères à l'axe de l'E.P.R. à 13°N (FOURNIER-GERMAIN, 1986).

- Des kaolinites qui n'apparaissent pas en diffraction des RX. On distingue deux familles de kaolinites : (1) de petites kaolinites néoformées (taille d'environ 0.1 µm) posées sur des smectites en bouclettes (planche XI-6), la néoformation de kaolinites est connue en milieu hydrothermal (FEVRIER, 1981; STOFFERS et al., 1985; FOURNIER-GERMAIN, 1986); (2) des kaolinites micrométriques hexagonales, détritiques (planche XI-3). Cette dualité néoformées-détritiques des kaolinites se retrouve dans les sédiments métallifères à l'axe (FOURNIER-GERMAIN, 1986).

4) Origine du sédiment

La fraction argileuse du coeur est composée de phases néoformées et de nontronites qui indiquent une origine hydrothermale. A ces particules se mêlent des particules détritiques (illite et kaolinite) d'origine continentale. Les minéraux interstratifiés et les transformations de smectites indiquent des rééquilibres de phases dans un milieu déstabilisé. Il n'est pas possible de relier les déterminations de minéraux argileux aux observations au M.E.B., c'est à dire d'identifier les types d'argiles qui recouvrent les bâtonnets ou qui forment les sphères à surface alvéolaire.

Les bâtonnets en réseau, recouverts d'argiles Si-Fe ont été décrits dans des sédiments d'origine hydrothermale mais non interprétés (HEKINIAN et FEVRIER, 1979; HOFFERT et al., 1987; KARPOFF, comm. pers.). JUNIPER et FOUQUET (en prép.) ont étudié plusieurs échantillons de ce type provenant de l'E.P.R. et de la ride de Juan de Fuca/Explorer : ils observent des filaments ramifiés recouverts d'argiles et constitués d'oxydes de fer et de silice amorphe. Ils proposent une origine bactérienne pour ces filaments. Les microorganismes créeraient un micromilieu physico-chimique qui accélère la précipitation du fer puis de la silice. Ce phénomène a lieu lorsque l'activité hydrothermale décroît, associé à des fluides hydrothermaux Basse Température, sur l'axe comme sur les seamounts hors-axiaux. Les microorganismes créent une interface entre les fluides hydrothermaux porteurs de Si et Fe et l'eau de mer, et ils favorisent la précipitation et la formation des phases minérales.

Dans l'encroûtement CY-82-14-6, de la silice amorphe a été mise en évidence par les diffractions des RX, et les agrégats de filaments recouverts de smectites pourraient correspondre à ces structures microbiennes.

E) Formation de l'encroûtement CY-82-14-6

1) Comparaison du noyau argileux avec les sédiments métallifères au pied du seamount

Des sédiments métallifères ont été observés au pied du seamount SE au cours des missions CYATHERM (1982) et CYARISE (1984) avec le submersible CYANA (figure 64).

On rencontre deux types de sédiment sur le flanc du seamount (HEKINIAN et FOUQUET, 1985; FOURNIER-GERMAIN, 1986).

- Des sédiments pulvérulents, jaunes à rougeâtres, localisés aux abords des dépôts hydrothermaux de sulfures massifs; ces sédiments sont le résultat de la dégradation de ces dépôts formés de limonite et de cristaux de sulfures altérés.

- Des sédiments brun clair, abondants à la base du seamount, forment une couverture de 1 à 2 cm en moyenne et pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur, sur les pillows. Ce sédiment de type "pélagique" remplit les interstices entre les pillows, la bioturbation y est importante et la faune bien développée (poissons, crinoïdes, holothuries ...) (FOURNIER-GERMAIN, 1986).

Le sédiment CY-84-23-1, situé sur le flanc nord du seamount SE présente les mêmes caractéristiques que les sédiments métallifères à l'axe : c'est une vase d'argiles, composée d'argiles détritiques instables et d'argiles néoformées (smectites, kaolinites), contenant des organismes calcaires qui présentent des signes importants de dissolution, des oxyhydroxydes ferromanganésifères et une forte proportion de verre volcanique (50 % de la fraction grossière qui représente 40 % du sédiment total) (FOURNIER-GERMAIN, 1986).

Le sédiment qui forme le coeur de l'encroûtement CY-82-14-6 au sommet du seamount ne correspond à aucun de ces types de sédiment. D'autre part, la structure filamenteuse indique un mode de formation différent. Les filaments bactériens enchevêtrés se développent à l'interface fluides hydrothermaux Basse Température et eau de mer : ce type de sédiment nontronitique peut être considéré comme un critère d'hydrothermalisme Basse Température. Les massifs argileux sont les témoins des émissions des fluides Basse Température. La fraction argileuse du sédiment CY-82-14-6 est constituée de particules hydrothermales néoformées (kaolinite, smectite) et de particules détritiques continentales (illite, kaolinite, smectite) ou provenant de l'altération du matériel volcanique (smectite).

Ce sédiment sert de support à l'encroûtement manganésifère.

2) Mise en place du cortex manganésifère

D'après le modèle de BONATTI et al. (1972), il existe une zonation géochimique en fonction de la décroissance de la température (figure 71). Cette zonation chimique correspond à une zonation des dépôts hydrothermaux (RONA, 1984). Les sulfures formés à partir d'émissions de fluide Haute Température passent progressivement à des sulfates, puis silice et fer précipitent sous forme d'argiles à partir de fluides Basse Température, puis les oxyhydroxydes de fer se forment et les oxyhydroxydes de manganèse sont les derniers à se déposer. La succession complète des dépôts hydrothermaux en fonction de la température, c'est à dire les sulfures au niveau de la bouche émettrice et les encroûtements de manganèse les plus éloignés de la source, est caractéristique des dorsales océaniques à expansion rapide (RONA, 1984).

On a comparé le cas de l'encroûtement étudié au schéma précédent et on distingue plusieurs épisodes de formation discontinus dans cet encroûtement.

(1) Les sulfures sont absents au sommet du seamount. Ceci peut être le fait de l'échantillonnage : la pince de CYANA a prélevé au niveau du massif argileux affleurant, les sulfures peuvent se situer en profondeur. D'autre part, le champ de sulfures massifs sur l'avancée volcanique est proche, localisé à 500 m du sommet du seamount.

(2) Le noyau de l'encroûtement est composé d'argiles Si-Fe, témoins d'un hydrothermalisme Basse Température proche. La présence du massif argileux appuie l'hypothèse d'une source hydrothermale au sommet du seamount.

(3) Le contact entre le noyau argileux et le cortex manganésifère est franc et ces deux phases ne correspondent pas à la succession des dépôts hydrothermaux décrite par RONA (1984). L'absence des oxyhydroxydes de fer et le contact franc entre deux phases non reliées traduisent un hiatus.

(4) La couche interne du cortex manganésifère est composée de birnessite bien cristallisée, dépourvue de fer et silice (fractionnement extrême de Fe et Mn, quasi-absence d'argiles). Ceci traduit une précipitation directe d'une quantité anormale en manganèse à partir d'une source proche. Les lamelles d'oxydes de fer dans la couche interne indiquent des variations d'intensité de ce phénomène.

(5) Le contact entre la couche interne cristallisée et la couche externe poreuse du cortex manganésifère est souligné par des lamelles d'oxyhydroxydes de fer amorphes. Deux hypothèses peuvent être envisagées : un regain de l'activité hydrothermale (les oxyhydroxydes de fer précèdent les oxyhydroxydes de manganèse dans le schéma de RONA, 1984) ou un nouveau hiatus qui marque la fin du dépôt de la couche interne.

(6) La couche externe du cortex manganésifère, formée de birnessite moins bien cristallisée et d'argiles Si-Fe, témoigne d'une seconde venue hydrothermale moins intense. L'association argiles et oxyhydroxydes de manganèse traduit de basses températures et la bonne cristallinité de la birnessite indique une source proche, différente de celle de la couche interne ?

L'étude pétrologique détaillée de cet encroûtement hydrothermal a mis en évidence plusieurs épisodes de formation discontinus, des variations de milieux et d'intensité des venues hydrothermales. Cet encroûtement riche en manganèse, anormale par rapport au schéma de BONATTI et al. (1972) et de RONA (1984), traduit la complexité des dépôts hydrothermaux par rapport à différentes sources hydrothermales.

IV) Conclusion

De la même façon que dans les encroûtements ferro-manganésifères de l'Archipel des Tuamotu et de Nouvelle Calédonie, l'analyse pétrologique détaillée du cortex manganésifère a mis en évidence une histoire discontinue de la formation du dépôt hydrothermal, qui semble dans le cas étudié traduire des apports issus de sources hydrothermales différentes.

L'encroûtement riche en manganèse, situé sur le sommet du seamount SE, constitue un objet exceptionnel pour l'étude du manganèse en milieu hydrothermal, de par sa situation (contexte purement hydrothermal) et l'épaisseur de son cortex manganésifère. L'étude de cet encroûtement a démontré la spécificité du manganèse en milieu hydrothermal par sa minéralogie (birnessite), par ses textures (sphérolitique et fibroradiée) et par sa composition chimique (fractionnement de Fe et Mn, appauvrissement en éléments en traces et en Terres Rares).

CHAPITRE V
LES CONDITIONS DE GENESE DES ENCROÛTEMENTS
COBALTIFERES ET ENRICHISSEMENT EN COBALT

INTRODUCTION

Trois environnements de dépôts ferromanganésifères situés chacun dans un contexte géodynamique différent ont été étudiés précédemment dans le but de préciser les relations entre l'enrichissement en cobalt et l'environnement.

Les conditions de formation des encroûtements hydrogénétiques et les mécanismes d'enrichissement en cobalt seront précisées d'après les données bibliographiques.

Dans le contexte géodynamique de la Polynésie française, le rôle respectif de la profondeur, du taux d'accumulation et de l'environnement hydrothermal sera précisé par l'étude de deux autres encroûtements, l'encroûtement manganésifère émergé de Rurutu (Archipel des Australes) et le dépôt hydrothermal de Teahitia (Archipel de la Société).

I) COMPARAISON ENTRE LES TROIS ENVIRONNEMENTS

Les trois environnements étudiés dans des contextes géodynamiques différents ont été comparés et leurs principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 27.

A) Cobalt, sédiment et taux d'accumulation

D'après le tableau 27, le domaine océanique de la Nouvelle Calédonie est intermédiaire entre le domaine franchement hydrogénétique (encroûtements cobaltifères) et le domaine hydrothermal (encroûtement manganésifère de l'E.P.R.); l'influence hydrothermale se manifeste dans la fraction argileuse uniquement, les oxydes ferromanganésifères sont hydrogénétiques.

Dans les domaines moyennement cobaltifère (Nouvelle Calédonie) et non cobaltifère (E.P.R.), la proportion de sédiment dans le cortex est croissant avec une teneur en cobalt décroissante et une teneur en fer croissante (Fe se répartit dans les oxydes et dans les argiles). La fraction argileuse dilue les teneurs en métaux.

Les domaines extrêmes (hydrogénétique et hydrothermal) se distinguent par un taux d'accumulation différent, inversement corrélé avec les teneurs en métaux de transition. L'encroûtement hydrothermal s'est formé rapidement (couche interne) sans pouvoir accumuler les métaux en traces contenus dans le panache ou dans l'eau de mer. Ces métaux sont emmenés par les courants de fond éventuellement jusqu'aux zones à nodules. Au contraire, les encroûtements cobaltifères se sont formés très lentement, le temps d'exposition à l'eau de mer est long.

Un premier point ressort de cette comparaison : l'enrichissement en cobalt est anticorrélé avec la proportion de sédiment dans le cortex et le taux d'accumulation des oxydes ferromanganésifères. En effet, la proportion de sédiment augmente le taux d'accumulation moyen des encroûtements et empêche la concentration des éléments en traces de l'eau de mer, et au contraire augmente les quantités en fer qui ont un effet de dilution sur les teneurs en manganèse et autres métaux.

B) Générations d'oxydes et discontinuités

Deux générations de croissance d'oxydes ferromanganésifères caractérisent les encroûtements des trois domaines et marquent des changements d'environnement.

Les différents épisodes de manganèse ne sont pas corrélables d'un environnement à l'autre compte tenu des taux d'accumulation différents, mais ils reflètent différents épisodes dans la croissance de l'encroûtement dans des conditions différentes. D'autre part, les variations des phases argileuses associées aux oxydes ferromanganésifères indiquent des changements de milieu ainsi que les textures (troncatures des textures columnaires, figures de cicatrisation sphérolitiques, laminations ...). Les encroûtements enregistrent des discontinuités et les variations de l'environnement.

II) FORMATION DES ENCROûTEMENTS COBALTIFERES

A) Formation des encroûtements hydrogénétiques

1) Sources communes en métaux

Les encroûtements hydrogénétiques se forment sur la surface rocheuse des reliefs sous-marins où les courants empêchent la sédimentation normale. Les encroûtements affleurent dans l'eau de mer, qui constitue la source principale en éléments nécessaires à leur croissance. Des éléments d'origines diverses (continentale, volcanique, hydrothermale et biologique) sont mélangés dans l'eau de mer où ils résident pendant un temps suffisamment long pour qu'on ne puisse pas reconnaître leur origine primaire.

Les encroûtements hydrogénétiques se forment par apport direct de particules colloïdales métalliques hydratées en suspension dans la colonne d'eau de mer. Le processus de précipitation des oxydes ferromanganésifères est contrôlé par les lois de la chimie de surface des colloïdes.

Les encroûtements hydrogénétiques sont formés d'un matériel manganésifère (δ - MnO_2) en intercroissance intime avec les oxydes de fer hydratés ($FeOOH \cdot nH_2O$) et une phase aluminosilicatée et ferrifère amorphe. La formation de ces différentes phases et la source en leur composant principal vont être abordées d'un point de vue bibliographique.

2) Mn, source et formation du δ - MnO_2

a) Source en manganèse

La source principale en manganèse est l'eau de mer, et plus particulièrement la tranche d'eau correspondant à l'OML, située entre 800 et 1200 m dans le Pacifique Equatorial (KLINKHAMMER et BENDER, 1980). Dans cette tranche d'eau, les quantités en manganèse dissout sont maximales (2 nmol/kg). Ces particules de manganèse ont plusieurs origines (figure 72).

- Les organismes calcaires : les ions Mn^{2+} colloïdaux sont adsorbés puis oxydés à la surface des tests calcaires; la dissolution de ces tests dans l'OML libèrent le manganèse dans l'eau de mer, après réduction in-situ des oxydes MnO_2 en Mn^{2+}

(RENARD, 1980; BONTE, 1981), conséquence de la décomposition in-situ de la matière organique (MARTIN et KNAUER, 1984). Le manganèse libéré par la dissolution des organismes calcaires constitue l'apport vertical dans la colonne d'eau. Une partie du manganèse libéré par les tests calcaires arrive sur le fond et peut précipiter sous forme de micronodules (LALLIER-VERGES, 1986), l'autre partie est remise en suspension dans la colonne d'eau sous forme de particules colloïdales (HALBACH, 1986). Les travaux expérimentaux de dissolution de tests calcitiques et aragonitiques ont montré que la quantité de manganèse contenu dans les tests est faible (HALBACH et PUTEANUS, 1984-a).

- origine continentale (apport horizontal) : des particules de manganèse continentales sont amenées dans l'OML par des processus advection-diffusion horizontaux qui fourniraient 70 % du manganèse dissout dans la colonne d'eau dans le Pacifique Nord Equatorial, au large du Mexique (MARTIN et KNAUER, 1984).

- origine hydrothermale : EDMOND et al. (1979) estiment que le manganèse contenu dans les fluides hydrothermaux pourrait suffire à la croissance des dépôts ferromanganésifères dans le sédiment; le poids de manganèse apporté par voie hydrothermale serait de 1 à 3.10^{12} g/an, soit autant que le manganèse issu du continent (in HOFFERT, 1985) Le manganèse du panache hydrothermal est dispersé et enrichi dans l'eau de mer jusqu'à 1000 m au dessus du fond (KLINKHAMMER et al., 1977) et peut être transporté par les courants de fond sur de grandes distances (BONTE, 1981).

b) Formation de δ -MnO₂

Dans l'OML, le flux de manganèse dissout en excès diffuse dans les eaux profondes plus oxygénées où la quantité en oxygène augmente avec la profondeur, entraînant l'oxydation de Mn²⁺ en suspension dans l'eau de mer pour former les oxydes MnO₂ hydratés (HALBACH et al., 1982; HALBACH, 1986).

D'autre part, la dissolution des tests calcitiques et aragonitiques libèrent du manganèse réduit à l'état Mn²⁺ et des ions OH⁻ qui favorisent l'oxydation de Mn²⁺ dans l'eau de mer (HALBACH, 1986).

3) Fe, source et formation de FeOOH_x.nH₂O

a) Source en fer

Des teneurs de 1 à 2 nmol/kg ont été mesurées à la limite supérieure de l'OML (700 m) et de 0.5 à 1 nmol/kg à la limite inférieure (1200 m) dans le Pacifique Nord Equatorial (GORDON et al., 1982) : l'OML constitue une source en fer, sous forme de particules colloïdales.

Une deuxième source est contenue dans les tests calcaires. Lors de leur dissolution, les squelettes calcitiques et aragonitiques libèrent des quantités importantes de fer dans la colonne d'eau. Dans leurs travaux expérimentaux, HALBACH et PUTEANUS (1984-a) ont montré que le fer était le métal le plus enrichi dans les tests calcaires car il est intégré dans les tests et dans les grains entre les loges des tests. Ces mêmes auteurs ont observé une augmentation en fer dans la colonne d'eau avec la profondeur : l'ACD (Aragonite Compensation Depth, profondeur de dissolution de l'aragonite) est située entre 500 et 2000 m (BERNER, 1977) et la dissolution des tests aragonitiques libèrent le fer qui se trouve enrichi dans la colonne d'eau.

Le fer colloïdal forme des oxyhydroxydes amorphes ($\text{FeOOH}_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$) en contact avec l'oxygène dans la colonne d'eau.

b) Formation du composé ferromanganésifère

Les éléments Mn et Fe présentent chacun une grande affinité avec l'oxygène, mais aucune entre eux dans les composés de basse température (HALBACH, 1986). Ils sont cependant associés géochimiquement et minéralogiquement dans un mélange intime de $\delta\text{-MnO}_2$ en intercroissance avec $\text{FeOOH}_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$. L'association de ces deux éléments dans les composés hydrogénétiques est attribué à des énergies de surface et des champs électriques différents dans les phases colloïdales en suspension dans l'eau de mer (HALBACH, 1986).

4) Formation de l'encroûtement

Sur le substrat rocheux, une surface active est nécessaire pour que débute la croissance du concrétionnement (BURNS et BROWN, 1972). Cette surface est représentée par un niveau d'oxydes ferriques hydratés (potentiel de charge positif) qui permet le dépôt des oxyhydroxydes de manganèse (potentiel de charge négatif). Cette surface peut être formée par l'altération du noyau (nature volcanique et dérivés) ou par une couche de foraminifères dont le test est ferruginisé. La couche de fer est un catalyseur à la précipitation des oxydes de manganèse, le composé ferromanganésifère ($\delta\text{-MnO}_2$, $\text{FeOOH}_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$, Si-Al-Fe amorphe) se forme et la réaction devient autocatalytique (in SAGUEZ, 1985).

Le rôle des organismes dans la croissance des dépôts ferromanganésifères a été souvent discuté. GREENSLATE (1974) suggère que les bactéries associées à la dégradation des organismes planctoniques sont responsables de l'initialisation du dépôts des oxydes. Le rôle des microorganismes est primordial (EHRLICH, 1963 à 1980) : ils servent de catalyseur à la réaction d'oxydation du manganèse (EHRLICH, 1972). La texture laminée des oxydes ferromanganésifères a été interprétée comme des variations de minéralogie (MARGOLIS et GLASBY, 1973; HALBACH, 1986) ou comme des "stromatolites océaniques" (MONTY, 1973; JANIN, 1981; JANIN et BIGNOT, 1983). Des "voiles organiques" ont été mis en évidence après attaque chimique du cortex ferromanganésifère, qui servent de support aux dépôts d'oxydes ou qui recouvrent les lamelles d'oxydes (JANIN et BIGNOT, 1983). A la surface des nodules du Pacifique Nord, BURNETT et NEALSON (1981) ont décrit des films organiques similaires. Il est difficile de trancher entre une origine biologique ou une origine minérale pour les laminations du cortex ferromanganésifère : il faut considérer une combinaison des deux phénomènes, les colonies bactériennes ont un rôle direct ou indirect important dans la croissance du cortex.

B) les mécanismes d'enrichissement en cobalt

1) Source en cobalt et autres métaux de transition

Dans cette tranche bathymétrique, la source principale en Co et Ni est l'eau de mer, la quantité contenue dans les organismes calcaires ne constituent qu'une source mineure. La source en Cu, en faible quantité dans les encroûtements, se situe dans les organismes calcaires qui libèrent le Cu lors de leur dissolution (CRONAN, 1980-a; BOYLE et al., 1981).

2) Adsorption du cobalt

Dans ce paragraphe, nous n'entrerons pas dans les détails de la chimie du cobalt, les mécanismes d'enrichissement en cobalt seront abordés d'un point de vue bibliographique.

HALBACH (1986) a compilé les données concernant les processus contrôlant la distribution des métaux lourds dans les nodules et les encroûtements du Pacifique. Il décrit en particulier le phénomène de "capture" du cobalt dans les phases diagénétiques et le mécanisme d'adsorption du cobalt dans les phases hydrogénétiques.

a) Phases diagénétiques

Dans les phases diagénétiques, les lamelles de todorokite cristallisées alternent avec des lamelles grises de δ -MnO₂ qui correspondent à des changements des conditions physico-chimiques du micromilieu. Le cobalt est enrichi dans les lamelles de δ -MnO₂ jusqu'à 0.5 % (<0.1 % dans la todorokite); Co est incorporé après oxydation dans le complexe δ -MnO₂/silicates qui se forme à l'interface eau de mer/encroûtement et qui crée des conditions physico-chimiques particulières favorables à la "capture" du cobalt.

b) Phases hydrogénétiques

Le matériel qui compose les phases hydrogénétiques est plus homogène et formé de δ -MnO₂. Co est fixé par adsorption à la surface des oxyhydroxydes ferromanganésifères : la grande surface spécifique des oxyhydroxydes colloïdaux et le champ électrique à leur surface permet l'adsorption des cations métalliques en suspension.

Les corrélations positives entre Mn, Co et Ni suggère que δ -MnO₂ contrôle les teneurs en ces éléments. Des travaux expérimentaux ont permis d'étudier les réactions d'adsorption du cobalt sur δ -MnO₂ : l'oxydation de Co(II) en Co(III) est catalysée par le δ -MnO₂ et le cobalt entre dans le réseau des oxydes ferromanganésifères pour former un assemblage stable (MURRAY, 1975; MURRAY et DILLARD, 1979). BURNS (1976) propose un modèle dans lequel la réaction d'oxydation du cobalt est catalysée par δ -MnO₂ et l'ion Co(III) résultant est stabilisé dans les sites [MnO₆] en remplacement de Mn(IV), dans une réaction irréversible (RENARD, 1980). Co(III) est le degré d'oxydation préférentiel du cobalt dans les nodules (DILLARD et al., 1982; CROWTHER et al., 1983).

Ainsi, l'enrichissement en Co(III) est lié à la surface spécifique des oxyhydroxydes colloïdaux ferromanganésifères. La capture des métaux de l'eau de mer est sélectif : le cobalt possède un degré d'oxydation plus élevé que le nickel; Ni reste à l'état divalent et il est plus difficilement adsorbé.

D'autre part, les quantités en cobalt adsorbées dans les encroûtements (jusqu'à 2 %) sont considérablement concentrées à partir des teneurs dans l'eau de mer (0.01 nmol/l) (HALBACH, 1986). HALBACH et al. (1983) ont montré que la concentration en cobalt dans les dépôts hydrogénétiques est inversement liée au taux de croissance des oxydes : plus le taux est lent, plus

l'enrichissement est important. Ces auteurs relient donc l'enrichissement en cobalt des dernières couches à une baisse du taux d'accumulation du cortex.

Les teneurs en tous ces éléments ne varient pas de façon significative dans la colonne d'eau. L'appauvrissement relatif avec la profondeur serait le résultat d'une dilution par les oxydes de fer libérés par la dissolution des tests calcitiques et aragonitiques, qui augmente avec la profondeur (HALBACH et PUTEANUS, 1984-a). Cependant, il existerait un seuil pour les teneurs en cobalt à 2000 m, au-dessous duquel les valeurs chutent, et qui correspondrait à la limite de compensation de l'aragonite (HALBACH et al., 1982).

III) ROLE DE L'ENVIRONNEMENT : CAS DE L'ARCHIPEL DES TUAMOTU

Les mécanismes d'enrichissement en cobalt sont connus, l'adsorption du cobalt est le résultat d'une capture sélective par les oxyhydroxydes ferromanganésifères. Mais d'où vient le cobalt ? En considérant un apport régulier en cobalt et un taux d'accumulation très lent des encroûtements, la concentration de grandes quantités de cobalt est plausible. L'étude des concrétions d'environnement géodynamiques différents a mis en évidence le rôle de l'environnement. Un environnement "actif" (apport sédimentaire important) et des taux d'accumulation rapides empêchent la concentration du cobalt. L'environnement a-t-il un autre rôle direct par un apport in-situ dans l'enrichissement en cobalt ? Pour essayer de répondre à cette question, il faut revenir au cas des encroûtements cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu où l'apport sédimentaire est faible et où le temps d'exposition à l'eau de mer est très long.

A) Le cobalt dans la série sédimentaire condensée de la zone de Niau

L'enrichissement en cobalt est progressif depuis le coeur vers la périphérie, caractérisée par un saut en cobalt. Ce dernier semble un phénomène récent, qui peut être relié à une baisse du taux de sédimentation ou à un apport supplémentaire dans l'eau de mer.

La série condensée de la zone de Niau (figure 73) a été analysée pour ses teneurs en cobalt (tableau 28). Des prélèvements de calcaire à discocyclines éocène phosphatisé, de phosphorite, de calcaire à globigérines miocène (?) phosphatisé et de calcaire à globigérines miocène-pliocène, qui correspondent aux différents calcaires du noyau, ont été analysés. On a rajouté à cette série des prélèvements de sédiment meuble à foraminifères remplissant des cavités dans le noyau, du sédiment meuble à la surface des encroûtements et un fragment de corail provenant de la barrière récifale de l'ancien atoll. Les analyses complètes se trouvent dans le tableau en annexe 3. Les teneurs en éléments chimiques les plus importants sont reportées sur le tableau 28.

Dans les calcaires précédant le dépôt du cortex ferromanganésifère, les teneurs en cobalt ne varient pas beaucoup, compte tenu de la contamination par les oxydes ferromanganésifères, mais elles sont cependant jusqu'à 50 fois plus élevées que dans les sédiments meubles de surface.

Le calcaire phosphatisé intermédiaire entre les deux couches ferromanganésifères se classe dans la même catégorie que les précédents. L'épisode correspondant à la couche interne permet l'enrichissement en cobalt grâce à un taux d'accumulation plus lent, et/ou par une remise en solution du cobalt libéré par la dissolution du noyau calcaire à la limite avec le cortex ferromanganésifère.

Les phosphorites et calcaires phosphatisés sont des séries condensées avec un taux d'accumulation plus faible que dans des séries normales : le temps d'exposition à l'eau de mer est plus long et la surface spécifique des grains est grande pour permettre la concentration puis l'adsorption du cobalt de l'eau de mer.

Le calcaire à globigérines mio-pliocène qui comble les cavités du noyau, est contemporain du dépôt de la couche externe. La teneur en cobalt est élevée (757 ppm) par rapport aux calcaires phosphatisés sous-jacents. La teneur en manganèse étant faible (0.1 %), on ne peut pas évoquer une contamination par le cortex ferromanganésifère. Ce calcaire est présent dans les cavités abritées et dans les trous de vers dans le noyau, et sous forme de "pellets" dans la couche externe : la boue à foraminifères qui accompagnait ces pellets a été érodée par les courants alors que les pellets, trop denses, ont été préservés. La série calcaire mio-pliocène correspondrait à un hiatus ou à des successions sédimentation/érosion. L'enrichissement en cobalt peut être interprété soit comme un apport supplémentaire en cobalt dans l'environnement, soit comme une diminution du taux de sédimentation. L'enrichissement progressif en cobalt du cortex externe et de la couche périphérique ne permet pas de trancher entre ces deux hypothèses.

Les sédiments meubles de surface et dans les cavités, ainsi que le corail, sont considérablement appauvris en manganèse, cobalt et autres éléments de transition, pour une teneur équivalente en calcium. Ceci signifierait soit que les teneurs en cobalt sont nulles dans l'environnement actuel, soit que le taux de sédimentation des boues calcaires est trop rapide pour concentrer le cobalt.

Le transect géochimique sur la série condensée de la zone de Niau met en évidence le rôle de l'environnement immédiat des encroûtements qui se manifeste soit par un enrichissement en cobalt jusqu'au Pléistocène au moins et décroissance brutale à l'Actuel, soit par une diminution du taux de sédimentation depuis l'Eocène moyen-supérieur (premiers calcaires phosphatisés) jusqu'au Pléistocène (formation de la couche périphérique). La deuxième hypothèse semble plus vraisemblable, il est en effet difficile d'imaginer qu'une source de plus en plus productive en cobalt se tarisse brusquement, à l'échelle géologique.

B) Les épisodes récents : croissance actuelle ?

L'enrichissement en cobalt correspond aux derniers dépôts, datés à partir du Pléistocène mais sans limite supérieure. Dans le chapitre II consacré aux encroûtements cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu, une quatrième couche d'oxydes ferromanganésifères

avait été mise en évidence : la couche granuleuse, très fine (<1 mm) qui recouvre des portions de noyau "actuellement" en contact avec l'eau de mer. Cette couche est formée de microbotryoides ferromanganésifères (teneurs en cobalt non mesurées) recouvrant des coccolithes et des spicules. La croissance des oxydes ferromanganésifères continue sous la forme d'un encroûtement à morphologie différente, d'aspect granuleux.

FRANCK (1986) a fait l'étude radiochimique du dernier millimètre extérieur de quelques encroûtements, parmi lesquels un encroûtement cobaltifère des Iles de la Ligne. Ces mesures donnent un taux de croissance de 1 à 4 mm/MA. D'après l'étude des isotopes du plomb, il conclut que la couche de surface au contact avec l'eau de mer croît actuellement. Les datations sur nannofossiles calcaires ne permettent pas de se prononcer sur ce point : les formes de coccolithes incorporés en surface du cortex ne sont pas identifiables.

Dans l'encroûtement des Iles de la Ligne, les teneurs en cobalt les plus fortes se trouvent à la surface du cortex (FRANCK, 1986), dans la couche qui continue à croître. Ceci est à relier à un taux d'accumulation très faible, qui permettrait la concentration de grandes quantités de cobalt. Cette hypothèse a déjà été proposée par HALBACH et al. (1983) qui ont mis en évidence une corrélation négative entre le taux de croissance et la richesse en cobalt dans les mêmes échantillons.

Un autre problème reste sans réponse à l'heure actuelle : la couche granuleuse qui recouvre le noyau est-elle contemporaine de la couche de surface décrite par FRANCK (1986) ? Seule une étude détaillée de cette couche granuleuse pourrait répondre à cette question.

C) Comparaison avec le sol ferromanganésifère émergé de Rurutu

1) Localisation (figure 74)

Un échantillon de sol ferromanganésifère provenant de l'île de Rurutu (Archipel des Australes) nous a été confié par R. BROUSSE.

L'île de Rurutu appartient au groupe d'îles des Australes, au SW de l'Archipel des Tuamotu à 21°5 S, 151°5 W. L'île de Rurutu est le seul témoin émergé d'un ensemble de cinq hauts-fonds dont le plus proche de la surface se situe à 500 m de profondeur. L'ensemble est bordé de fortes pentes qui descendent jusqu'à 4500 m à la base. L'environnement immédiat du prélèvement n'est pas connu.

2) Description (figure 75)

L'échantillon se présente en couches noires (2 mm) interstratifiées avec un sédiment ocre friable. A la surface de l'échantillon se trouvent de petits nodules très noirs coalescents (8 mm de diamètre) à surface microbotryoidale. Les couches de manganèse sont très noires et bien cristallisées, avec un éclat métallique. Les nodules, en coupe, ne montrent pas de noyau individualisé, le matériel est identique à celui des couches noires.

3) Minéralogie

Les diffractions des RX sur les couches noires montrent plusieurs minéraux de manganèse mélangés :

- vernardite ou δ -MnO₂ dominant,
 - cryptomélane (K₁₋₂ Mn₈O₁₆.xH₂O),
 - psilomélane ou romanéchite (Ba,K,Mn²⁺,Co)₂ Mn₅O₁₀.xH₂O,
- et dans le sédiment ocre, des oxydes de fer sous forme d'hématite (α -Fe₂O₃).

4) Géochimie

Les couches de manganèse et les petits nodules ont été analysés (tableau 29). Les pertes en eau sont faibles et indiquent des phases minérales peu hydratées. Mn est l'élément dominant et forme près de 50 % de l'échantillon. Cet encroûtement a été comparé à une analyse moyenne d'encroûtement cobaltifère des Tuamotu (tableau 29). On remarque une augmentation en Si, Al, K, Ba et Mn dans l'échantillon de Rurutu, et un appauvrissement en Co, Ni et Cu. Si et Al sont contenus dans les rares poches argileuses de couleur jaune-vert dans le sédiment ocre. Les minéraux de manganèse se répartissent les autres éléments enrichis : le psilomélane incorpore le barium et correspond à un produit d'altération des minéraux de manganèse, le cryptomélane résulte de la transformation de la vernardite par absorption du potassium.

5) Interprétation de l'échantillon de Rurutu

Le minéral de manganèse dominant est la vernardite (δ -MnO₂), commun à l'encroûtement émergé de Rurutu et aux encroûtements cobaltifères sous-marins voisins, et celui-ci traduit une origine océanique. La teneur en barium (3.7 %) indique une formation à faible profondeur. La teneur en cobalt est faible (0.2 %) par rapport aux encroûtements sous-marins et liée à la profondeur de formation de l'encroûtement.

L'encroûtement océanique a été amené à émergence puis il a évolué à l'air libre. Les autres minéraux de manganèse sont des produits d'altération (psilomélane) ou de transformation (cryptomélane). Les oxydes de fer (hématite) sont le résultat d'une transformation par déshydratation de la goéthite et de limonite qui entrent dans la composition minéralogique des encroûtements sous-marins. Sous l'effet d'altérations renouvelées, les éléments Mn et Fe sont dissociés et concentrés après ségrégation dans le sédiment ferrugineux et les minéraux de manganèse.

L'échantillon de Rurutu est un encroûtement ferromanganésifère émergé qui subit actuellement une érosion continentale.

La comparaison avec les encroûtements cobaltifères de l'Archipel des Tuamotu confirme l'importance de la profondeur et le rôle de l'environnement dans la concentration en cobalt.

D) Comparaison avec l'hydrothermalisme de Teahitia

L'hydrothermalisme en Polynésie française a été découvert au sommet du volcan Teahitia sur le hot-spot de l'Archipel de la

Société. Le matériel hydrothermal recueilli était insuffisant pour faire une étude pétrologique détaillée. On a ainsi étudié l'encroûtement hydrothermal de l'E.P.R. dans le but de déterminer indirectement l'influence éventuelle de l'hydrothermalisme proche sur les encroûtements cobaltifères.

1) Localisation (figure 76)

L'archipel de la Société est formé par l'alignement, sur 450 km environ, d'îles volcaniques d'âge croissant d'Est en Ouest, engendré par un hot-spot actuellement situé sous Mehetia (figure 76) (DUNCAN et McDOUGALL, 1976). L'activité volcanique sous-marine de cette zone a été découverte récemment (TALANDIER et KUSTER, 1976; TALANDIER et OKAL, 1984) et la dernière éruption a eu lieu en 1985.

Le sommet du volcan sous-marin de Teahitia, à 50 km de Tahiti culmine à 1450 m et il a fait preuve d'une activité hydrothermale : des sources actives ont été observées avec le submersible CYANA (CHEMINEE et al., 1985) et un échantillon a été prélevé sur un site inactif, au cours d'une plongée de reconnaissance pendant la mission CYARISE (1983) (HOFFERT et al., 1987).

2) Les dépôts

L'échantillonnage est formé de fragments aplatis de 1 à 4 mm d'épaisseur, de couleur rouge brique (oxydes de fer amorphes, à 70 % de fer), de plaquettes beiges (oxydes de fer amorphes, hématite et aragonite) et de plaquettes noires (birnessite) (HOFFERT et al., 1987). Cet échantillon composite montre un mélange de phases amorphes et cristallisées. Le fer est l'élément dominant, souvent amorphe; le manganèse est rare et cristallisé, séparé du fer; les néoformations minérales de vivianite (phosphate de fer), d'aragonite et de calcite ferrifère, ainsi que les minéraux argileux néoformés tels l'antigorite, la kaolinite et les smectites, sont vraisemblablement d'origine hydrothermale.

3) Formation du dépôt

L'échantillon présente les caractéristiques d'une origine hydrothermale : fractionnement de Fe et Mn, cristallisation de birnessite et néoformations d'argiles hydrothermales. L'absence de soufre associé au dépôt de Teahitia, suggère que les sulfures précipite à l'intérieur de l'appareil (HOFFERT et al., 1987). Les argiles et les dépôts de manganèse correspondent à des précipitations de basse température.

Le dépôt hydrothermal de Teahitia se rapproche des dépôts de dorsales océaniques à expansion lente (RONA, 1984). Cependant, le contexte géodynamique est différent (volcanisme sous-marin intraplaque océanique) et l'échantillon hydrothermal de Teahitia ressemble à un autre dépôt hydrothermal décrit dans un contexte analogue, sur le volcan de Loihi, à l'extrémité sud du hot-spot hawaïen (MALAHOF et al., 1982; DE CARLO et al., 1983).

4) Comparaison avec les encroûtements cobaltifères

L'encroûtement hydrothermal de Teahitia est caractérisé par de la birnessite et par un fractionnement de Fe et Mn, associé à des dépôts ferrugineux et argileux de basse température. Les encroûtements cobaltifères sont formés de δ -MnO₂ intimement mêlé à des oxydes de fer hydratés dans un composé ferromanganésifère; ce sont des dépôts de plusieurs centimètres d'épaisseur et toutes les analyses concluent à une origine hydrogénétique.

On ne distingue aucune influence directe de l'hydrothermalisme polynésien sur les encroûtements cobaltifères de la zone de Niau, que ce soit dans la minéralogie, la géochimie et les textures. Cependant, l'hydrothermalisme peut intervenir indirectement en fournissant une source supplémentaire en manganèse. Dans les sites hydrothermaux, le manganèse peut être transporté après dilution du panache dans l'eau de mer, sur de longues distances. L'étude détaillée de Teahitia permettrait de localiser les encroûtements manganésifères hydrothermaux afin de suivre le devenir du manganèse hydrothermal. Des particules de manganèse hydrothermal sont dispersées dans l'eau de mer et mélangées à des particules d'origines diverses pendant le transport par les courants, sur 500 km environ, jusqu'au flanc de l'Archipel des Tuamotu. Ces particules appartiennent désormais à la catégorie "hydrogénétique" et viennent augmenter la quantité en manganèse dissout dans l'OML par un nouvel apport horizontal.

IV) CONCLUSION

Les mécanismes d'enrichissement en cobalt sont connus, la source principale en éléments est l'eau de mer (origine hydrogénétique) et l'environnement des encroûtements joue un rôle primordial dans la composition pétrologique et géochimique.

En effet, la composition d'encroûtements provenant de contextes géodynamiques différents a mis en évidence le rôle primordial de l'environnement qui doit répondre à certains critères pour favoriser l'enrichissement en cobalt :

- profondeur comprise entre 700 et 2000 m, coïncidant avec la couche à oxygène minimum,
- taux de sédimentation faible pour accumuler le maximum de cobalt à partir de l'eau de mer,
- présence de courants de fond qui empêchent la couverture sédimentaire de se déposer, qui abaisse le taux de sédimentation, qui constitue un apport en manganèse et autres métaux, et qui amènent de l'oxygène dans les eaux de fond sous l'OML, favorisant les phénomènes de diffusion et de précipitation des composés ferromanganésifères.

CHAPITRE VI LES ENCROûTEMENTS COBALTIFERES DE L'ARCHIPEL DES TUAMOTU : DES NIVEAUX CONDENSES MARQUEURS D'ÉVENEMENTS GEODYNAMIQUES

INTRODUCTION

L'étude pétrologique détaillée du cortex ferromanganésifère d'encroûtements provenant de contextes géodynamiques différents a mis en évidence des points communs. Les encroûtements sont des séries condensées qui enregistrent les variations de l'environnement dans leur contenu sédimentaire et la fraction argileuse, ainsi que des discontinuités dans leurs textures et leur géochimie.

L'environnement de la zone de Niau réunit les conditions nécessaires à l'enrichissement en cobalt (profondeur voisine de 1000 m, absence de sédimentation, présence de masses d'eau en mouvement, taux d'accumulation des encroûtements faibles). Ainsi, en considérant un apport en cobalt régulier dans l'eau de mer, l'enrichissement en cobalt des dernières couches correspond à un ralentissement de la sédimentation. De plus, la couche périphérique, caractérisée par un saut en cobalt donc une baisse brutale du taux de sédimentation, traduit ainsi une discontinuité majeure dans l'histoire géologique.

Les encroûtements sont des marqueurs de changement de leur environnement immédiat, répercussions de variations géodynamiques. Ainsi, il est possible de replacer les encroûtements dans leur contexte géodynamique. C'est ce qui sera tenté sur la zone de Niau.

I) LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE DU PLATEAU DE NIAU

Les différents outils utilisés pour étudier la géodynamique du plateau de Niau sont l'analyse morphostructurale de la carte Sea Beam, le Sonar à Balayage Latéral et la sismique réflexion. La carte Sea Beam et l'imagerie SAR permettent une étude de surface (à l'échelle du plateau) que la sismique complète par une étude en coupe.

A) Analyse morphostructurale : rappel des principaux résultats

L'analyse de la zone de Niau (Chapitre II-II-B) a permis de montrer que la morphologie du plateau est contrôlée par trois directions principales qui existent à l'échelle de l'archipel. La direction N120 correspond à la direction générale de l'archipel, la direction N45 est celle des Zones de Fracture des Marquises et des Australes, et la direction NS est reliée à celle de l'actuelle E.P.R. (figure 13).

Sur cette carte, les directions se recoupent ou s'échelonnent, indiquant plusieurs épisodes de jeu et rejeu. Les pointements volcaniques se localisent aux intersections entre différentes directions; ils sont parfois eux-mêmes repris par des mouvements cisailants. Ces émissions volcaniques ponctuelles et déformées indiquent des rejeux de ces failles.

Les failles N120 ont joué en effondrement. Elles contrôlent la structure en blocs dans la partie nord de l'archipel (PAUTOT et HOFFERT, 1974). Les failles N45 parallèles aux zones de fracture ont joué et rejoué en cisaillement (figure 13).

B) Les linéaments observés avec le SAR (rappels)

L'étude du SAR a été traitée dans le Chapitre II-II-C. L'analyse des images acoustiques (figure 23, Chapitre II) a mis en évidence différents types de linéaments : les limites de strates parallèles à la bordure du plateau central (figure 25, Chapitre II) recoupées par les fractures orientées parallèlement aux grandes directions qui structurent le plateau, c'est à dire NS, N45 et N120 (figure 25, Chapitre II).

L'analyse du trait SAR montre que les directions qui contrôlent la morphologie du plateau correspondent bien à des accidents tectoniques.

C) La sismique réflexion

L'étude préliminaire de trois profils sismiques recoupant le plateau perpendiculairement à la direction générale de l'archipel (figure 15, Chapitre II) a confirmé l'hypothèse d'un atoll effondré. Ces profils seront maintenant analysés dans le but d'identifier les réflecteurs et d'établir leurs relations avec les accidents. La sismique permet de visualiser en profondeur l'analyse de surface.

1) Les réflecteurs (figure 16)

4 séquences ont été définies au dessus d'un socle acoustique dont la nature ne peut être déterminée :

- la séquence 1 est constituée de réflecteurs continus de forte amplitude identiques sur toutes les unités morphologiques actuelles (plateau, premier et second replats). Ceci indique que la morphologie actuelle, qui résulte d'un ou plusieurs effondrements, est postérieure au dépôt de cette séquence. A l'intérieur du plateau, la série sédimentaire est contemporaine d'une tectonique en horst et graben en demi-bassin.

- la séquence 2 scelle une surface d'érosion qui fossilise l'épisode en horst et graben. Les sédiments combleront les dépressions héritées de l'érosion.

- la séquence 3 est constituée de trois faciès : un faciès de lagon (réflecteur continu de moyenne amplitude), un faciès de récif (chaotique avec des hyperboles), et un faciès de front de récif avec aggradation latérale. Les récifs s'installent sur une banquette. Les faciès de front de récif enregistrent une destruction gravitaire du récif et/ou pourraient indiquer une première phase d'effondrement du plateau unique qui coïnciderait avec la base de la séquence 3.

Le récif est recoupé par des failles jouant en cisaillement dont la chronologie n'est pas définie : s'agit-il d'une activité en cisaillement actuelle sur rejeu de failles du socle acoustique ou contemporaine de l'effondrement ?

- la séquence 4 marque un onlap d'une série sédimentaire plus ou moins continue à amplitude faible ou moyenne, sur les faciès récifaux de la séquence 3. Latéralement, ce faciès passe à un faciès désorganisé qui traduit une instabilité : soit des écoulements gravitaires, soit une déformation postérieure au dépôt.

La séquence 4 marque la fin du fonctionnement du système récifal. Elle est contemporaine de l'effondrement de la couronne corallienne et de l'installation d'un bassin subsident.

- un pointement volcanique est localisé à la limite avec le premier palier topographique, sur une zone faillée. Le pointement est lui-même déformé (figure 12) et pourrait être contemporain de l'effondrement du récif.

2) Les accidents (figure 17)

On distingue trois sortes d'accidents sur les trois profils sismiques.

- Une déformation en horsts et grabens (régime en extension) affecte les séries les plus profondes sous l'atoll; ce sont des failles à composante normale qui délimitent des blocs de 2 km de large (au maximum).

- Des escarpements (failles à composante normale) se localisent sur la bordure du plateau (côté pente abyssale) qu'elles découpent en deux paliers.

- Des failles à composante cisailante (sans décalage vertical des réflecteurs) affectent le récif et sont concentrées en bordure du plateau (côté lagon). On détecte ce type de faille sous le lagon dont elles ne touchent pas les séries de remplissage. Les failles en cisaillement sont un phénomène général à l'échelle de la zone de Niau et contrôlent la morphologie actuelle du plateau.

Ces trois types d'accidents affectent différents réflecteurs et se sont mis en place à différentes époques, parfois en plusieurs étapes de jeu et rejeux.

3) Relations entre réflecteurs et accidents

a) La chronologie relative des accidents de la zone de Niau

Les relations géométriques entre les accidents et les différents réflecteurs permettent de définir les différents événements tectoniques et de préciser leur chronologie relative.

(1) Un régime en extension sur un plateau unique

Les fractures à composante normale induisent au sein de la séquence 1 un régime en extension. Quelle que soit l'unité morphologique actuelle, un signal sismique de même nature constitue la séquence 1 : il s'agit d'un plateau unique.

(2) L'effondrement du plateau unique : installation du complexe récifal

Les failles à composante normale sont responsables de l'effondrement du second palier topographique, parallèlement au flanc de l'archipel. La séquence 2 n'ayant pu être déterminée dans les blocs effondrés, il n'est pas possible de dater exactement cet événement, syn- à post-séquence 2.

La série de comblement (séquence 2) se développe sur une surface d'érosion qui fossilise l'épisode en horsts et graben.

Le récif s'installe sur une banquette en bordure du plateau et les dépôts lagunaires s'étendent à l'ensemble du plateau (séquence 3).

(3) Fracturation et effondrement du système récifal

Le récif est recoupé par des failles jouant en cisaillement sur rejeu de failles du socle acoustique. Ces failles n'affectent que la périphérie du système récifal et sont responsables de l'effondrement du premier palier topographique.

Les failles qui recoupent le système récifal ont une composante tantôt en cisaillement, tantôt en extension. La chronologie relative est difficile à préciser (notamment quelles sont les failles qui accompagnent l'effondrement du récif).

(4) La sédimentation post-lagon

Les dépôts des séries post-lagon (séquence 4) marque la fin du fonctionnement récifal et la mise en place du bassin subsident. Les séries post-lagon ne sont affectées que de phénomènes gravitaires, sur le plateau.

(5) Les pointements volcaniques

On ne peut pas situer la mise en place des pointements volcaniques dans la succession des séquences : ils recoupent tous les réflecteurs et sont les témoins de jeu et de rejeu de failles par leur formation et leur déformation en cisaillement.

b) Signification des accidents de la zone de Niau par rapport à l'histoire structurale de l'Archipel des Tuamotu

On peut relier les différentes étapes de structuration du plateau de Niau en fonction des différents régimes de contraintes à l'histoire géodynamique de l'Archipel des Tuamotu. Les jeux des différents accidents sont une répercussion des mouvements de l'archipel.

Episodes 1 et 2

L'agencement en horsts et grabens du plateau unique de Niau se fait en régime d'extension qui opère pendant la structuration de l'Archipel des Tuamotu et qui conduit à la formation des blocs basculés parallèles à la direction générale de la chaîne sous-marine. C'est dans le même régime de contraintes qu'a lieu l'effondrement du second palier topographique et l'individualisation de l'atoll.

Episode 3

L'effondrement de la couronne récifale est une conséquence de la subsidence qui affecte à cette époque l'ensemble de l'archipel. La morphologie actuelle du plateau est contrôlée par le rejeu de failles en cisaillement qui réutilisent le réseau de fractures du socle acoustique. Le changement de direction de l'E.P.R. vers sa position actuelle NS crée des distensions auxquelles l'Archipel des Tuamotu réagit par des mouvements cisailants parallèles aux zones de fractures, et qui se répercutent dans la zone de Niau. Le plateau continue à enregistrer la subsidence par des effondrements locaux dans la pente, sur rejeu d'anciennes fractures.

II) LE CALENDRIER GEODYNAMIQUE ET CLIMATIQUE

L'étude combinée des profils sismiques et du trait SAR a conduit à reconstituer l'histoire géodynamique du plateau de Niau. L'histoire géologique de l'atoll a été déduite de l'étude pétrologique détaillée des encroûtements (figure 47, Chapitre II). Cette histoire peut être replacée dans le contexte géodynamique : il est possible de corréliser les événements sur une coupe sismique et sur une coupe pétrologique pour la période correspondant de l'Eocène à l'Actuel, c'est à dire lorsque l'atoll s'est individualisé. L'histoire anté-Eocène sera déduite de la sismique et des données du forage D.S.D.P. (Site 318, LEG XXXIII).

L'histoire post-Eocène se fonde également sur le mode de formation des plaques, dont la morphologie et la situation actuelle permettent de déduire les périodes de remobilisation tectonique.

Un calendrier des événements géodynamiques et climatiques qui affectent la zone de Niau peut être proposé (figure 77 et tableau 28).

A) La formation des plaques

La taille des plaques varie de quelques centimètres à plusieurs mètres et des phénomènes tectoniques d'amplitude différentes peuvent être à l'origine de la formation de ces objets. On observe tous les intermédiaires de taille entre les nodules et les encroûtements. D'autre part, certaines plaques de grande taille sont des morceaux de bancs encroûtés escarpés (figure 45).

Les plaques se sont formées à des périodes différentes et sont le résultat d'une tectonique cassante. Des rejeux de failles en cisaillement sur le récif amène le calcaire lagunaire, la phosphorite, le calcaire phosphatisé et le calcaire pélagique miopliocène à l'affleurement. Plusieurs épisodes de rejeu en cisaillement sont à l'origine de la formation des plaques : avant le dépôt de la couche interne (plaques de type DR3-1), avant la formation de la couche externe (plaque de type DR4-2) et avant la formation de la couche périphérique (plaque de type DR5-1 retournée).

Sur l'image SAR, la stratification des bancs est recoupée par des accidents qui correspondent à des rejeux de failles préexistantes sur le faciès encroûté. Sur les photographies du fond, certaines plaques encroûtées sont fracturées et parfois décalées, ce qui traduirait une tectonique active récente. Sur les photographies Epaulard, on observe aussi des plaques entièrement encroûtées accumulées de façon chaotique aux pieds des escarpements de plusieurs mètres de dénivelé : l'encroûtement s'est-il développé sur un noyau effondré ou bien des plaques déjà encroûtées s'accumulent-elles "en vrac" ? et à la suite de quel événement ?

B) Calendrier géodynamique et climatique

(1) Histoire anté-atoll (anté-Eocène)

- A partir du Crétacé supérieur (80 MA), l'Archipel des Tuamotu se forme (dorsale avortée ?) et la chaîne de seamounts se structure.

- Le plateau unique (séquence 1) correspond à la zone de Niau. Le plateau est affecté par une tectonique en extension qui induit horsts et grabens (demi-bassin). Cette tectonique est fossilisée par une surface d'érosion qui est immédiatement comblée (séquence 2).

Le substratum volcanique n'a pas été atteint dans le forage 318 du D.S.D.P. (LEG XXXIII), les dépôts de base sont des volcanoclastites interstratifiées avec un calcaire littoral éocène (SCHLANGER et JACKSON, 1976) qui pourraient correspondre à la séquence 2 de comblement.

(2) *Mise en place du système récifal (Eocène moyen à supérieur)*

La séquence 3 correspond à la formation du récif et au remplissage du lagon par le calcaire à discocyclines lutétien, en climat chaud et en milieu peu profond.

(3) *Début de subsidence (Eocène moyen à supérieur)*

Sur le flanc sud de l'Archipel des Tuamotu, la subsidence débute à l'Eocène moyen à terminal (BURCKLE et SAITO, 1966) et s'accompagne de l'effondrement du lagon (formation du premier palier topographique). La subsidence s'enregistre dans les encroûtements par la formation de la phosphorite qui englobe des fragments de calcaire à discocyclines lutétien. Dans le lagon, un micromilieu confiné par la couronne récifale se crée et favorise la formation de séries condensées phosphatées.

(4) *L'effondrement Eocène supérieur à Actuel : une remobilisation de la couronne récifale*

A partir de l'Eocène supérieur, il devient difficile de corréler l'évolution de l'ensemble du lagon (séquence 4) et les encroûtements, qui se situent à la limite du récif et du lagon. A priori, aucune discontinuité n'a été identifiée au sein de la séquence 4, tant d'un point de vue géométrique (onlap) que lithologique (signal sismique homogène). Les bordures de la couronne récifale sont "actives" : elles sont recoupées de failles qui jouent en cisaillement et qui prolongent jusqu'en surface des failles du socle acoustique, sans que leur période d'activité soit définie.

Durant cette période, le lagon évolue en bassin subsident sur flexuration comme le montrent les réflecteurs arqués dans cette séquence. Ce profil se situe à l'intérieur du plateau de Niau, en direction de l'atoll actuel de Niau, et n'est pas représenté sur la carte de la zone de Niau.

*) La karstification (Eocène supérieur) est reliée à l'arrivée du courant profond AABW qui stoppe la phosphatisation, érode le substratum faillé, et entraîne le dépôt de la couche interne du cortex ferromanganésifère en épisodes discontinus. La formation du cortex ferromanganésifère correspond à un événement à l'échelle océanique (arrivée des eaux antarctiques profondes, après ouverture du passage d'Aitutaki), événement indépendant du contexte géodynamique de l'Archipel des Tuamotu. La couche interne du cortex ferromanganésifère se situe après l'effondrement du complexe récifal dans le calendrier géodynamique.

*) Au Miocène inférieur à moyen, la remontée du niveau marin à l'échelle du Pacifique provoque la phosphatisation de la série condensée à globigérines qui comble les reliefs karstiques (dans les encroûtements). Cette transgression marine généralisée coïncide avec le début de changement d'orientation de l'E.P.R. La subsidence de l'Archipel des Tuamotu continue, les faciès calcaires deviennent marins francs.

*) Au Miocène supérieur-Pliocène, la deuxième période d'activité du courant AABW entraîne la formation de la couche externe du cortex ferromanganésifère, après un arrêt de sédimentation et un changement des conditions d'environnement.

Jusqu'au Pléistocène (dépôt de la couche périphérique ferromanganésifère), l'histoire des dépôts n'est pas directement liée aux événements majeurs géodynamiques qui affectent l'Archipel des Tuamotu; les phosphatogenèses et les deux couches ferromanganésifères sont les répercussions sédimentaires de phénomènes généralisés à l'échelle du Pacifique. Sur le plateau de Niau, ces dépôts sont discontinus et reflètent des variations de l'environnement local, qui se traduisent dans la morphologie et l'origine des plaques encroûtées.

(5) *Un épisode tectonique au Pléistocène*

La couche périphérique ferromanganésifère correspond à un changement majeur de l'environnement au Pléistocène qui se traduit par des changements dans la géométrie et la géochimie des dépôts. Cet épisode ferromanganésifère est précédé par un événement tectonique local qui conduit au retournement de certaines plaques. Il n'est pas possible de relier ce phénomène à un événement géodynamique majeur de l'Archipel des Tuamotu.

(7) *La dynamique actuelle*

Les dépôts sédimentaires les plus récents correspondent à des boues à foraminifères sur les encroûtements et à des placages sédimentaires de sédiment corallien drainé depuis l'intérieur du plateau vers la plaine abyssale, qui témoignent d'une dynamique sédimentaire actuelle.

Sur les profils sismiques, des mouvements gravitaires traduisent la dynamique sédimentaire à l'intérieur de l'ancien lagon.

III) CONCLUSION

Sur le plateau de Niau, plusieurs études ont été menées à différentes échelles et se complètent : l'étude pétrologique des encroûtements, l'étude de leur environnement (sismique et carte Sea Beam) et sur une zone plus détaillée, la bordure du plateau (SAR et photos de fond), où se localisent les encroûtements.

La carte Sea Beam et les coupes sismiques ont mis en évidence un contrôle structural du plateau par des accidents qui structurent l'ensemble de l'Archipel des Tuamotu. Les profils de sismique réflexion retracent l'histoire du plateau jusqu'à l'individualisation de l'atoll fossile.

Le trait SAR a confirmé le contrôle tectonique de la morphologie du plateau. Les photographies de fond ont montré que les plaques sont des reflets de la tectonique locale.

L'étude pétrologique des séries condensées que forment les encroûtements retrace l'histoire géologique de l'atoll depuis l'Eocène moyen jusqu'à l'Actuel.

Ces études sont complémentaires : les encroûtements viennent compléter et dater la coupe sismique sur la période post-Eocène, c'est à dire sur l'évolution de l'atoll; la sismique réflexion précise l'environnement des encroûtements et le contexte géodynamique.

Les encroûtements sont les "mémoires" des évènements géodynamiques et climatiques qui affectent leur lieu de formation.

CONCLUSION

L'étude des encroûtements ferromanganésifères riches en cobalt a été entreprise dans le but de caractériser ce type de concrétions et de préciser leur mode de genèse. De tels encroûtements ont été mis en évidence dans plusieurs parties du domaine océanique ayant tous en commun une profondeur d'eau relativement faible, proche de 1000 m. En Polynésie française des encroûtements cobaltifères avaient été identifiés dès 1970 et des campagnes océanographiques ont été faites à partir de 1986 afin de préciser la répartition et l'environnement géologique des encroûtements. Les résultats obtenus à partir de l'étude des données de la mission NODCO 1 (1986) ont servi de base à ce travail. Il s'agissait, à partir de l'analyse détaillée d'un site à encroûtements et nodules cobaltifères de dégager leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques en relation avec leur histoire géologique. Afin de mieux cerner la spécificité de ce type d' "environnement cobaltifère", l'importance de deux paramètres à priori importants, le contexte géodynamique et l'influence hydrothermale, a été recherchée à travers l'étude de dépôts ferromanganésifères associés respectivement en Nouvelle Calédonie et sur la Dorsale du Pacifique Est.

C'est à partir de ces données et en y associant les données bibliographiques que les conditions de genèse des encroûtements ont pu être précisées. Elles sont présentées ici en souhaitant que des études ultérieures puissent les infirmer ou les confirmer. Enfin, la notion d'encroûtement ferromanganésifère "enregistrement d'évènements géodynamiques" s'est dégagée à l'issue de ce travail et sera proposée.

1) Les caractéristiques des cortex ferromanganésifères riches en cobalt

Les études morphologiques, texturales et géochimiques indiquent que le dépôt des oxyhydroxydes ferromanganésifères de tous les encroûtements et des nodules correspond à deux générations distinctes, séparées par un calcaire phosphatisé. Ce niveau est connu dans tous les encroûtements cobaltifères du Pacifique et traduit donc un évènement climatique global.

La minéralogie du cortex est caractérisée par δ -MnO₂ ou vernardite qui correspond à une organisation cristalline de très petite taille (de l'ordre de 0.1 μ m) ce qui fait qu'il a souvent été considéré comme mal cristallisé (voire amorphe) d'après la seule étude des R.X. L'origine de ce minéral est généralement considérée comme hydrogénétique c'est à dire que les éléments proviennent de l'eau de mer.

En coupe, depuis la zone la plus proche du noyau jusqu'à la surface externe du cortex, la cristallinité de δ -MnO₂ évolue. Les particules les plus fines (inférieures à 0.1 μ m environ), en "réseaux" évoluent dans les couches vers une structure en "feuilletés" qui correspond en fait à la vernardite. Ceci semble refléter une diagenèse du manganèse en fonction de la croissance des encroûtements.

La géochimie est caractérisée par un rapport Mn/Fe voisin de 2, ce qui confirme l'origine hydrogénétiq ue, ainsi que les fortes teneurs en Terres Rares.

La richesse en cobalt est 3 à 5 fois celle des nodules abyssaux. La teneur peut atteindre 2 % ponctuellement en périphérie. Le cobalt augmente graduellement en proportion depuis la couche interne jusqu'à la couche externe. Un saut de teneur caractérise les 5 derniers millimètres, c'est à dire la couche périphérique. Cette observation, également faite dans tous les encroûtements cobaltifères, traduit soit un apport massif de cobalt dans l'eau de mer, soit une concentration plus abondantes dans les oxydes, par suite d'un taux de croissance plus lent.

Un autre élément, d'origine hydrogénétiq ue, est aussi enrichi dans ces encroûtements : le platine.

La texture est constituée par des couches laminaires de 10 à 100 μm à proximité du noyau et passent rapidement à la texture caractéristique de ce type d'encroûtement : la texture colonnaire (formée de botryoïdes de taille supérieure à 100 μm).

Les textures laminaires et colonnaires s'agencent en couches superposées, en discordance, ce qui indique une croissance discontinue avec érosion partielle de la couche sous-jacente.

2) Les caractéristiques de l'environnement de dépôts des cortex ferromanganésifères riches en cobalt.

- Tous les encroûtements ferromanganésifères riches en cobalt sont situés entre 1000 et 2000 m c'est à dire au niveau de la couche à oxygène minimum (O.M.L.).

- Ils se constituent sur un substrat dur à l'affleurement c'est à dire où les courants empêchent toute sédimentation.

Profondeur et courants ont donc un rôle majeur dans la genèse des encroûtements cobaltifères. Les courants empêchent la sédimentation, oxygènent les eaux sous l'O.M.L., facilitent les phénomènes de diffusion, d'oxydation du manganèse en $\delta\text{-MnO}_2$ et du Co^{2+} en Co^{3+} adsorbé de façon irréversible sur les oxydes ferromanganésifères.

Les zones de seamounts présentent ces caractéristiques. Elles correspondent à un milieu tectoniquement stable et généralement éloignés des apports terrigènes. Leur morphologie contrastée favorise l'accélération des courants.

3) L'enrichissement en cobalt

Aucune source spécifique de cobalt n'a été identifiée dans les exemples étudiés. Le cobalt semble donc d'origine hydrogénétiq ue et son enrichissement reflète les conditions géologiques régionales favorables à sa concentration.

Il s'agit de la formation de $\delta\text{-MnO}_2$, elle-même liée à la présence de l'O.M.L. donc à l'existence d'un substrat dur exposé longtemps à l'eau de mer, dans une tranche bathymétrique voisine de 1000 m et soumis à l'action de courants. $\delta\text{-MnO}_2$ se déposant lentement dans une zone dépourvue d'apports sédimentaires et tectoniquement inactive permet la plus grande concentration en cobalt.

L'enrichissement en cobalt semble donc traduire un contexte sédimentaire, courantologique et bathymétrique dans les encroûtements océaniques actuels. Il est envisageable que ces indications surtout paléobathymétriques puissent être utilisées dans les encroûtements océaniques fossiles.

De même dans les encroûtements actuels un saut de teneur en cobalt doit nécessairement traduire un évènement géodynamique se traduisant par une variation rapide du taux d'accumulation des oxydes ferromanganésifères, ce qui correspond vraisemblablement à des variations des masses d'eaux océaniques.

4) Les relations noyau-cortex dans les encroûtements de la Polynésie française

L'étude des cortex a montré qu'ils reflètent par leur texture, leur composition chimique et minéralogique les variations bathymétriques et/ou d'activité des courants profonds dans les limites de leurs conditions de formation. Lorsque ces conditions sont réunies, les variations d'échelle océanique s'enregistrent soit par des modifications chimiques, soit par des hiatus de précipitation quelquefois soulignés par d'autres types de précipitation tels les phosphates. Les modifications d'échelle régionale, tectonique (modifications bathymétriques) ou d'intensité des circulations locales de masses d'eaux s'enregistrent soit par des érosions et des discontinuités à l'échelle de la lamine d'oxydes, soit par des modifications chimiques d'échelle régionale.

Les noyaux sédimentaires des encroûtements, nécessairement indurés au moment où débute la formation de ces derniers, sont également des indicateurs de l'histoire géologique locale antérieure au dépôt du cortex ferromanganésifère.

Dans le cas des encroûtements cobaltifères de la zone de Niau, le noyau est une roche calcaire résultant de la superposition ordonnée de plusieurs générations de carbonates allant du milieu lagunaire au domaine marin franc. L'étude pétrologique de ce noyau a permis de reconstituer l'histoire sédimentaire complexe qui traduit l'enfoncement progressif de l'Archipel des Tuamotu sous l'effet de la subsidence ainsi que les variations courantologiques qui en résultent.

Ainsi noyau sédimentaire et cortex ferromanganésifère riche en cobalt traduisent une histoire géologique régionale enregistrant des évènements discontinus.

5) Les encroûtements ferromanganésifères : des marqueurs géodynamiques

Les encroûtements ferromanganésifères et leurs noyaux sédimentaires sont donc des séries géologiques condensées enregistrant de façon simultanée des évènements géodynamiques et climatiques d'échelle régionale et globale. Ils sont donc, pour leur environnement immédiat, la seule mémoire géodynamique. L'étude sismique régionale permet de reconstituer l'histoire géodynamique du plateau de Niau, effonfré et subsident en réponse aux mouvements de l'Archipel des Tuamotu, et les encroûtements viennent compléter la sismique sur l'histoire de l'atoll fossile.

Les encroûtements ferromanganésifères, à l'opposé des nodules de manganèse liés aux sédiments dans lesquels ils se développent, sont des séries géologiques chimiques condensées. Ils se forment à partir de la précipitation d'éléments en solution dans l'eau de mer et se développent sur tout substrat dur dans des zones de courants qui empêchent la sédimentation et créent les conditions physico-chimiques permettant leur développement : ils sont donc des enregistrements et des calendriers des évènements géodynamiques et climatiques de leur zone de formation.

Alors que Fe et Mn sont des composants communs à tous les encroûtements, l'enrichissement en Co dans des conditions précises est un marqueur d'une tranche bathymétrique et de conditions géologiques particulières qui ne font que préciser le rôle de mémoire géodynamique des encroûtements.

BIBLIOGRAPHIE :

- ALT J.C., LONSDALE P., HAYMON R., MUEHLENBACHS K., (1987). Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21°N, East Pacific Rise. *Geological Society of America Bulletin*, 98, p. 157-168.
- AMOSSE J., FISCHER W., ALLIBERT M., PIBOULE M. (1986). Méthodes de dosage d'ultratraces de Platine, Palladium, Rhodium et Or dans les roches silicatées par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique, *Analisis*, 14, n°1, p. 26-31.
- ANDREWS J., FRIEDRICH G., PAUTOT G., PLUGER W., RENARD V., MELGUEN M., CRONAN D.S., CRAIG J., HOFFERT M., STOFFERS P., SHEARME S., THUJSSSEN T., GLASBY G., LE NOTRE N., SAGET P. (1983). The Hawaii-Tahiti transect : the oceanographic environment of manganese nodule deposits in the Central Pacific. *Marine Geology*, 54, p. 109-130.
- APLIN A.C., CRONAN D.S., (1985), Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific Ocean. I : Encrustations from the Line Islands Archipelago., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, p. 427-436.
- ARRHENIUS G., CHEUNG K., CRANE S., FISK M., FRAZER J., KORKHISH J., MELLIN T., NAKAO S., TSAI A., WOLF G., (1979), Counterions in Marine Manganate ., in : Coll. Internat. du C.N.R.S. "La genèse des nodules de Manganèse", n° 289, p. 333-344
- ARTHUR M.A., JENKYN H.C., (1981). Phosphorites and Paleoceanography. *Oceanologica Acta*, Proceedings 26th International Geological Congress, Geology of oceans symposium, p. 83-96.
- AUMENTO F., LAWRENCE D.E., PLANT A.G., (1968), The ferromanganese pavement on San Pablo Seamount, in : Geological Survey of Canada Papers, 68-32, 1.3
- BATURIN G.N., (1982). Phosphorites on the sea-floor. Origin, composition and distribution. *Developments in sedimentology*, 33. Elsevier.
- BERNER R.A., (1977). Sedimentation and dissolution of pteropods in the ocean. *Mar. Sci.*, 6, p. 243-260.
- BITOUN G., RECY J. (1982). Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolithique de Nouvelle Calédonie. "Contribution à l'étude géodynamique du Sud Ouest Pacifique". *Travaux et Documents de l'ORSTOM*. p. 505-540.
- BONATTI E., KRAEMER T., RYDELL H.S. (1972). "Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits" in : "Ferromanganese deposits on the ocean floor". Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, N.Y., p. 149-166.
- BONNOT-COURTOIS C. (1981). Géochimie des Terres Rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Th. de doctorat. Orsay Paris Sud.
- BONTE P., (1981), Relation entre l'environnement et les caractéristiques des concrétions polymétalliques marines dans la Fosse de la Manche, Thèse 3° cycle. Orsay. Note CEA-N-2237.
- BOSTROM K., (1983). Genesis of ferromanganese deposits. Diagnostic criteria for recent and old deposits. in : "Hydrothermal processes at sea floor spreading centers", RONA P.A., BOSTROM K., LAUBIER L., SMITH K.L., (Eds), p. 473-489.
- BOYLE E.A., CLATER F.R., EDMOND J.M., (1977). The distribution of dissolved copper in the Pacific. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 37, p. 38-54.

- BRAUBON J.C., GUILLON J.H., RECY J. (1976). Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île de Mare - Archipel des Loyauté (SW Pacifique). *Bull. BRGM, Sect.II, n°2*.
- BROUSSE R., PHILIPPET J.C., GUILLE G., BELLON H. (1972). Géochronométrie des Iles Gambier (Océan Pacifique). *C.R. Acad.Sc. Paris, 274, p. 1995*.
- BURCKLE L.H., SAITO T. (1966). An Eocene dredge haul from the Tuamotu Ridge. *Deep Sea Research, 13, p. 1207-1208*.
- BURNETT B.R., NEALSON K.H., (1981). Organic films and microorganisms associated with manganese nodules. *Deep-sea Research, 28, 6, p. 637-645*.
- BURNETT W.C., (1977). Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull., 88, p. 813-823*.
- BURNETT W.C., CULLEN D.J., McMURTRY G.M., (1985). Open-ocean phosphorites - In a class by themselves ? in : "Marine Minerals : Resource assessment Strategies". NATO Advanced Research Institute proceedings volume (submitted).
- BURNS R.G., (1976). The uptake of Co into MnFe nodules, soils and synthetic Mn(IV) oxides, *Geochim. Cosmochim. Acta, 40, p. 95-102*.
- BURNS R.G., BROWN B.A., (1972). Nucleation and mineralogical controls on the composition of Manganese nodules, in : D.R. Horn (ed) : "Ferromanganese deposits on the seafloor". National Science Foundation, Washington D.C., p. 51-61.
- BURNS R.G., BURNS V.M., (1979), Manganese Oxides, in : "Marine Minerals". Burns R.G. (ed). *Revue in Mineralogy. Min. Soc. Amer. Publ., 6, p. 1-46*
- CALVERT S.E., PRICE N.B., (1977), Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean, *Marine Chemistry, 5, p. 43-74*
- CHAMBERLAIN C.K. (1978). Recognition of trace fossils in cores. in : S.E.P.M. Short Course n°5 "Trace fossil concept", p. 133-183.
- CHAVE K.E., MORGAN C.L., GREEN W.J. (1986). A geochemical comparison of manganese oxide deposits of the Hawaiian Archipelago and the Deep Sea. *Applied Geochemistry, vol 1, n°2, p. 233-240*.
- CHEMINEE H. et al., (1985). Première plongée en submersible sur le volcan actif intraplaque Teahitia (Tahiti) STAR submersible workshop. Fiji sept. 1985.
- CHOUKROUNE P., FRANCHETEAU J., HEKINIAN R., (1984). Tectonics of the East Pacific Rise near 12°50 N : a submersible study. *Earth Planet. Sci. Lett., 68, p. 115-127*.
- CHUKHROV F.V., GORSHKOV A.I., RUDNITSKAYA E.S., BERESOVSKAYA V.V., SIVTSOV A.V. (1980). Manganese minerals in clays : a review. *Clays and clay minerals, 28, n°5, p. 346-354*.
- CLARK A.L., JOHNSON C.J., CHINN P. (1984). Assessment of Cobalt-rich Manganese crusts in the Hawaiian, Johnston and Palmyra Islands' Exclusive Economic Zones, *Natural Resources Forum, T8, 2, p. 163-173*
- CLARK A.L., HUMPHREY P., JOHNSON C.J., PAK D.K., (1985), Resources Assessment : Cobalt-rich Manganese Crusts potentials. E.E.Z. : US Trusts and Affiliated Territories in the Pacific, *O.C.S. Study MMS, 85.006*
- COMMEAU R.F., CLARK A.L., JOHNSON C.J., MANHEIM F.T., ARUSCAVAGE P.J., LANE C.M., (1984), Ferromanganese Crusts Resources in the Pacific and Atlantic Oceans, *Oceans' 84 Conference Proceedings, 1, p. 421-429*

- CRAIG J.D., ANDREWS J.E., MEYLAN M.A., (1982), Ferromanganese deposits in the Hawaiian Archipelago, *Marine Geology*, 45, p. 127-157.
- CRONAN D.S., (1975). Manganese Nodules and other Ferromanganese Oxide Deposits from the Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 80, 27, p. 3831-3837
- CRONAN D.S. (1977). Deep sea nodules : distribution and geochemistry. in : "Marine manganese deposits", G.P. Glasby (ed), Elsevier, p. 11-44.
- CRONAN D.S., (1980-a), Manganese nodules and encrustations., in : "Underwater minerals" Cronan D.S. and Herman H.R. (eds). Ocean Science, Resources and Technology. An international Academic Press., p. 61-169
- CRONAN D.S., (1980-b). Phosphorites. in : "Underwater minerals" Cronan D.S. and Herman H.R. (eds). Ocean Science, Resources and Technology. An international Academic Press., p. 47-70.
- CRONAN D.S., (1984), Criteria for the recognition of potentially economic manganese nodules and encrustations in the CCOP/SOPAC region of the central and southwestern tropical Pacific., *South Pacific Marine Geol. Notes, CCOP/SOPAC ESCAP*, 3, 16 p.
- CRONAN D.S., TOOMS J.S., (1969), The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans., *Deep-Sea Research*, 16, p. 335-359
- CRONAN D.S., GLASBY G.P., MOORBY S.A., THOMSON J., KNEDLER K.E., McDOUGALL J.C., (1982). A submarine hydrothermal manganese deposit from the SW Pacific island arc. *Nature*, 298, p. 456-458.
- CROWTHER D.L., DILLARD D.L., MURRAY J.W., (1983). The mechanisms of Co(III) oxidation on synthetic birnessite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, p. 1399-1403.
- CULLEN D.J., BURNETT W.C., (1986). Phosphorite associations on seamounts in the tropical SW Pacific ocean. *Marine Geology*, 71, p. 215-236.
- DALRYMPLE G.B., JARRARD R.D., CLAGUE D.A. (1975). Potassium-argon ages of some volcanic rocks from the Cook and Austral Islands. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, p. 1463-1467.
- DANIEL J., DUGAS F., DUPONT J., JOUANNIC C., LAUNAY J., MONZIER M., RECY J., (1976). La zone charnière Nouvelle Calédonie -Ride de Norfolk (SW Pacifique). Résultats des dragages et interprétation. *Cahiers ORSTOM*, série Géol., VIII, 1, p. 95-105.
- DE CARLO E.H., McMURTRY G.M., YEH H.W., (1983). Geochemistry of hydrothermal deposits from Loihi submarine volcano, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, p. 438-449.
- DE CARLO E.H., McMURTRY G.M., KIM K.H. (1987-a). Geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago : I. Northern Survey areas. *Deep Sea Research*, 34, n°3, p. 441-467.
- DE CARLO E.H., PENNYWELL P.A., FRALEY C.M. (1987-b). Geochemistry of ferromanganese deposits from the Kiribati and Tuvalu region of the West Central Pacific Ocean. *Marine Mining* (in press).
- DENIS A., ASSIEU E., (1986). Essais géomécaniques sur encroûtement cobaltifère. Rapport d'activité 326-157 du Lab. Central des Ponts et Chaussées section Géologie des matériaux.
- DILLARD G., CROWTHER D.L., (1982). The oxidation states of Cobalt and selected metals in Pacific ferromanganese nodules, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 755-759.
- DONGYU X. (1986). Study on Co-rich manganese crusts in the middle Pacific Seamount Region. *Marine Geology and Quaternary Geology*, vol 6, n°1, p. 65-74 (abs. in english).

- DU CASTEL V. (1985). Etablissement d'une carte géologique au 1/20000° d'un domaine océanique profond dans une zone riche en nodules polymétalliques du Pacifique Nord (zone Clarion-Cliperton). Thèse d'Univ., Brest, 260 p.
- DUFRIEN N., (1984). Relations entre la dynamique sédimentaire et l'environnement morphostructural en milieu océanique profond. Campagne COPANO II, Polynésie française, 13°55 N-133°55 W. Mémoire de DEA, Brest, 45 p.
- DUNCAN R.A., CLAGUE D.A. (1985). Pacific Plate Motion recorded by linear volcanic chains. in : Nairn A.E.M., Stehli F.G. and Uyeda S. (eds), "The Ocean Basins and Margins", vol 71, p. 89-121.
- DUNCAN R.A., McDOUGALL I. (1974). Migration of volcanism with time in the Marquesas Islands, French Polynesia. *Earth Planetary Science Letters*, 21, p. 414-420.
- DUNCAN R.A., McDOUGALL I. (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*, 1, p. 197-227.
- DUPLAY J., (1982). Populations de monoparticules d'argiles. Analyse chimique par microsonde électronique. Th. Doct. 3° cycle, Université de Poitiers, 110 p.
- DUPONT J., LAUNAY J., RAVENNE C., DE BROUIN C.E. (1975). Données nouvelles sur la ride de Norfolk (SW Pacifique). *C.R.Acad.Sc. Paris*, t.281, p. 605-608.
- DYMOND J. (1975). K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands and implications for the hot-spot model. *Geology*, 3, p. 236-240.
- EDMOND J.M., MEASURES C., MANGUM B., GRANT B., SCLATER F.R., COLLIER R., HUDSON A., GORDON L.I., CORLISS J.B., (1979). On the formation of metal deposits at ridge crests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 19-30.
- EHRlich H.L., (1963). Bacteriology of manganese nodules. I.- Bacterial action on manganese in nodule enrichments. *Applied Microbiology*, 11, 1, p.15-19.
- EHRlich H.L., (1972). The role of microbes in manganese nodules genesis and degradation. in : "Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, NSF-IDOE", HORN D.R. (Ed), p. 63-70.
- EHRlich H.L., (1980). Different forms of microbial manganese oxidation and reduction and their environmental significance. in : "Biochemistry of ancient and modern environments", TRUDINGER P.A., WALTER M.R., RALPH J. (Eds), Springer-Verlag, Berlin, p. 327-332.
- FARCY A., VOISSET M. (1985). Acoustic imagery of sea-floor. *Ocean 85, San Diego*, p. 1005-1012.
- FEVRIER M., (1981). Hydrothermalisme et minéralisations sur la Dorsale Est Pacifique à 21°N. Etude minéralogique et géochimique. Thèse de doctorat de 3° cycle, Brest, 270 p.
- FOUQUET Y., AUCLAIR G., CAMBON P., ETOUBLEAU M., (en prép.). Geological setting, mineralogical and geochemical investigations on sulfide deposits at 13°N on the EPR : a synthesis. Soumis à *Marine Geology*.
- FOURNIER-GERMAIN B. (1986). Les sédiments métallifères océaniques actuels et anciens : caractérisation, comparaison. Th. 3°cycle Brest, 236 p.
- FRANK D., (1986). Etude chimique et radiochimique de la partie superficielle d'encroûtements polymétalliques d'origine marine. Thèse d'Univ., Orsay (Paris VII), Centre des Faibles Radioactivités (Gif sur Yvette), 168 p.

- FRANK D.J., MEYLAN M.A., CRAIG J.D., GLASBY G.P., (1976), Ferromanganese deposits in the Hawaiian Archipelago, *Hawaii Institute of Geophysics*, Rep. HIG-76-1471 p.
- FRAZER J.Z., FISK M.B., (1980), Geological factors related to the characteristics of seafloor manganese nodules deposits., *Scripps Institute of Oceanography Reference Series*, 79-19, 41 p.
- GENTE P., FOUQUET Y., AUZENDE J.M., BIDEAU D., (1986-a). Geological map of hydrothermal deposits of the EPR near 11°30 N and 12°50 N. Publ. IFREMER.
- GENTE P., AUZENDE J.M., RENARD V., FOUQUET Y., BIDEAU D., (1986-b). Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near 13°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, p. 224-236.
- GERARD M., PERSON A., RECY J., DUBOIS J., (1987). Preliminary results of petrological and mineralogical studies of manganeseiferous encrustations dredged over the New Hebrides back arc (Vanuatu). Abstract, *Terra Cognita* 7, Strasbourg, p. 189.
- GLASBY G.P., ANDREWS J.E., (1977), Manganese Crusts and Nodules from the Hawaiian Ridge, *Pacific Science*, 31, 4, p. 363-379.
- GLOVER E.D., (1977). Characterization of a marine birnessite. *American Mineralogist*, 62, p. 278-285.
- GORDON R.M., MARTIN J.H., KNAUER G.A., (1982). Iron on NE Pacific waters. *Nature*, 299, p. 611-612.
- GREENSLATE J.L., (1974). Microorganisms participate in the construction of manganese nodules. *Nature*, 249, p. 181-183.
- GRILL E.V., CHASE R.L., MACDONALD R.D., MURRAY J.W., (1981). A hydrothermal deposit from Explorer Ridge in the NE Pacific ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, p. 142-150.
- HALBACH P., (1982), Co-rich ferromanganese seamount deposits of the Central Pacific Basin, in : Halbach P., Winter P. (eds) "Marine Minerals Deposits. New Research Results and Economic Prospects". *Marine Rohstoffe und Meerestechnik*, Verlag Glückauf Essen, Bd 6, p. 60-85.
- HALBACH P. (1984). Deep Sea Metallic Deposits. *Ocean Management*, 9, p. 35-60
- HALBACH P., (1986). Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts. *Geologische Rundschau*, 75, p. 235-247.
- HALBACH P., MANHEIM F.T., (1984), Cobalt and other metals potential of FeMn crusts on seamounts of the Central Pacific Basin : results of the Midpac'81 Expedition, *Marine Mining*, 4:4, p. 3(19-3)36.
- HALBACH P., OSKARA M., (1979). Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetical interpretation. CNRS, 289, p. 77-88.
- HALBACH P., PUTEANUS D., (1984-a), The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamounts areas, *Earth planet. Sc. Lett.*, 68, p. 73-87.
- HALBACH P., PUTEANUS D. (1984-b). Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamount region, composition and formation. in: *Proceedings of the 27th International Geological Congress*, 6, 321-346, Geology of Ocean Basins, VNU Science Press.

- HALBACH P., MANHEIM F.T., OTTEN P., (1982), Co-rich ferromanganese deposits in the marginal seamounts regions of the Central Pacific Basin - results of the Midpac'81, *Erzmetall*, 35, p. 447-453.
- HALBACH P., PUTEANUS D., MANHEIM F.T., (1984), Platinum concentrations in ferromanganese seamount crusts from the Central Pacific, *Naturwissenschaften*, 71, S. 577.
- HALBACH P., SEGL M., PUTEANUS D., MANGINI A., (1983), Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from Central Pacific seamounts areas, *Nature*, 304, p. 716-720.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 MY B.P.). *Science* (in press).
- HAYNES B.W., LAW S.L., BARRON D.C., (1982). Mineralogical and elemental description of Pacific manganese nodules. *Bureau of Mines Information circular/8906*, U.S. Depart. Interior, 60 p.
- HEIN J.R., MANHEIM F.T., SCHWAB W.C., DAVIS A.S., DANIEL C.L., BOUSE R.M., MORGENSON L.A., SLINEY R.E., CLAGUE D., TATE G.B., CACCHIONE D.A., (1985-a), Geological and geochemical data for seamounts and associated ferromanganese crusts in and near the Hawaiian, Johnson Island and Palmyra Island Exclusive Economic Zones, *Open File Report 85-292*, U.S. Geological Survey (Menlo Park, California), 129 p.
- HEIN J.R., MANHEIM F.T., SCHWAB W.C., DAVIS A.S., (1985-b), Ferromanganese crusts from Necker Ridge, Horizon Guyot, and S.P.Lee Guyot : Geological considerations, *Marine Geology*, 69, p. 25-64.
- HEIN J.R., MANHEIM F.T., SCHWAB W.C. (1986-a). Co-rich Ferromanganese Crusts from the Central Pacific. *Offshore Technology Conferences*, 5234, p. 119-123.
- HEIN J.R., SCHWAB W.C., DAVIS A.S. (1986-b). Co and Pt-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands. Submitted to *Marine Geology*.
- HEIN J.R., MORGENSON L.A., CLAGUE D.A., KOSKI R.A., (1987-a), Co-rich ferromanganese crusts from the Exclusive Economic zone of the United States and nodules from the oceanic Pacific, in : SCHOLL D., GRANTZ A. and VEDDER J. (eds) : "Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean - Beaufort sea to Baja California, AAPG Memoir, (in press).
- HEIN J.R., FLEISHMAN C.L., MORGENSON L.A., BLOOMER S.H. (1987-b). Submarine Ferromanganese Deposits from the Mariana and Volcano volcanic Arcs, West Pacific. *Open-file Report 87-281*, USGS.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., (1979). Comparison between deep-sea hydrothermal deposits recovered from recent spreading ridges. *Colloques Internationaux du CNRS*, 289, "La Genèse des nodules de manganèse", p. 167-178.
- HEKINIAN R., FOUQUET Y., (1985). Volcanism and Metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific rise near 13°N. *Economic Geology*, 80, N°2, p. 221-249.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., NEEDHAM H.D., AVEDIK F., CAMBON P., (1981). Sulfide deposits : East Pacific Rise near 13°N. *E.O.S.*, abstract, 62, 45, p. 913.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., AVEDIK F., CAMBON P., CHARLOU J.L., NEEDHAM H.D., LLARD J., LEGUE J., MERLIVAT L., MOINET A., MANGANINI S., LANGE J., (1983). East Pacific Rise near 13°N : geology of new hydrothermal fields. *Science*, 219, p. 1321-1324.
- HELSLEY C.E., KEATING B., DE CARLO E., MCMURTRY G., PRINGLE M., CAPBELL F., KROENKE L., JARNIS P., (1985), Resource assessment of Co-rich ferromanganese crusts within the Hawaiian Exclusive Economic Zone, Final Report n° 14-12-001-30177. Hawaii Institute of Geophysics. University of Hawaii.

- HERRON E.M. (1972). Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, p. 1671-1692.
- HOFFERT M. (1980). Les "Argiles Rouges des grands fonds" dans le Pacifique Centre Est : authigenèse, transport et diagenèse. Thèse de doctorat Strasbourg, *Sciences Géologiques*, n° 61.
- HOFFERT M., (1985). Les fonds océaniques : nouvelles frontières de la recherche minière ? *Bull. Soc. géol. France*, 8,1,7, P. 979-990.
- HOFFERT M., CHEMINEE J.L., LARQUE P., PERSON A. (1987). Dépôt hydrothermal associé au volcanisme sous-marin "intraplaque" océanique. Prélèvement effectué avec Cyana, sur le volcan sous-marin actif de Teahitia (Polynésie française). *C.R. Acad. Sc.*, t 304, série II, n°14, p. 829-832.
- HOFFERT M., PERSON A., COURTOIS C., KARPOFF A.M., TRAUTH D., (1980). Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from holes 424, 424A, 424B, and 424C (Galapagos spreading center). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, LEG LIV, p. 339-376.
- HOFFERT M., PERSEIL A., HEKINIAN R., CHOUKROUNE P., NEEDHAM H.D., FRANCHETEAU J., LE PICHON X., (1978). Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in Transform Fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, Famous area. *Oceanologica Acta*, 1-1, p. 73-86.
- IMAI N., OTSUKA R. (1984). Sepiolite and palygorskite in Japan. in "Palygorskite-Sepiolite : Occurrences, Genesis and Uses", Singer A. and Galan E. (eds), *Developments in sedimentology* 37, p. 211-232.
- JACKSON E.D., SCHLANGER S.O. (1976). Regional synthesis, Line Islands Chain, Tuamotu Islands Chain, and Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean. *Initial Reports of the D.S.D.P.*, Leg XXXIII, p. 915-927.
- JANIN M.C., (1981). Etude micropaléontologique de quelques concrétions polymétalliques. Thèse 3° cycle, Univ. Paris VI, *Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, Paris, 81-22, 150 p.
- JANIN M.C., (1985). Biostratigraphie de concrétions polymétalliques de l'Archipel des Tuamotu, fondée sur les Nannofossiles calcaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t.I, 1 ; 79-87.
- JANIN M.C., (1986). Micropaléontologie de concrétions polymétalliques du Pacifique Central : Zone Clarion-Clipperton, Chaîne Centre Pacifique, Iles de la Ligne et Archipel des Tuamotu (Eocène à Actuel). Thèse de doctorat, Univ. Paris VI, 367 p.
- JANIN M.C., BIGNOT G., (1983). Microfossiles thallophytiques des concrétions polymétalliques laminées. *Revue de micro-paléontologie*, 25-4, p. 251-264.
- JOHNSON C.J., CLARK A.L., OTTO J.M., PAK D.K., JOHNSON K.T.M., KEATING B., BOLTON B. and shipboard party. (1985). Initial Report of the 1986 R.V. "Moana Wave" cruise MU.86.02 in the Kiribati, Tuvalu Region, Central Pacific Ocean. CCOP/SOPAC cruises Report SOUTH PAC 1986, *Hawaiian Institute of Geophysics*, Honolulu, Hawaii, 68 p.
- JUNIPER S.K., FOUQUET Y., (en prép.). Hydrothermal iron/silica deposits : Mineral or microbial origin ? Submitted to *Canadian Mineralogist* (?).
- KANG J.K., (1984), Les encroûtements ferromanganésifères sous-marins de l'Est Caraïbe (Petites Antilles et Ride d'Aves) : Etude géochimique et texturale, Thèse 3° cycle. Orléans
- KANG J.K., KOSAKEVITCH A., (1984), Etude texturale des encroûtements ferromanganésifères de l'Est Caraïbe. Rapport du BRGM 84.SGN.328.MGA, 68 p.
- KARPOFF A.M., WALTER A.V et PFLUMIO C., (1987). Metalliferous sediments within lava sequences of the Samail Ophiolite (Oman) : mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution. *Tectonophysics*, (sous presse).

- KEATING B., BOLTON B. and shipboard party. (1986). Initial Report of the 1986 R.V. Moana Wawe cruise MU.86.02 in the Kiribati/Tuvalu Region, Central Pacific Ocean, *CCOP/SOPAC cruises Report n°SOUTH PAC 1986*, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, Hawaii, 68 p.
- KLINKHAMMER G.P., BENDER M.L., (1980). The distribution of Manganese in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46-3, p. 361-384.
- KLINKHAMMER G.P., BENDER M.L., WEISS R.F., (1977). Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift. *Nature*, 269, p. 319-320.
- KNAUER G.A., MARTIN J.H., GORDON R.M., (1982). Cobalt in North-East Pacific waters. *Nature*, 297, p. 49-51.
- KOSAKEVITCH A. (1987-a). Etude texturale des encroûtements polymétalliques de Tuamotu (Polynésie française) et des sphérules cosmiques associées. Rapport contrat IFREMER 86.2.410156. 83 p.
- KOSAKEVITCH A. (1987-b). Présence de sphérules cosmiques ferro-nickelifères à platinoïdes dans un encroûtement polymétallique sous-marin de Tuamotu (Polynésie française). *C.R. Acad. Sc.*, t 305, série II, p. 105-108.
- KOSKI R.A., HEIN J.R., BOUSE R.M., SLINNEY R.E., (1985), Composition and origin of ferromanganese crusts from Tonga platform, SW Pacific, in : Scholld.W., Vallier T.L. (eds). "Geology and offshores resources of Pacific island arcs - Tonga region, Circum Pacific Concil for Energy and Mineral Resources Earth Science Series. Houston Texas, 2, p. 179-186
- LALLIER-VERGES E., (1986). Micronodules de manganèse et sédiments pélagiques dans l'Océan Pacifique. Caractérisation, formation, diagénèse. Thèse d'Univ., Orsay (Paris VII), 158 p.
- LALOU C., BRICHET E., (1971). Rapport final sur le contrat n° 73-697 sur "L'étude des déséquilibres radioactifs dans la sédimentation abyssale", C.N.R.S., Centre des faibles radioactivités, Gif-sur-Yvette. 97 p.
- LALOU C., BRICHET E., (1972). Signification des mesures radiochimiques dans l'évolution de la vitesse de croissance des nodules de manganèse. *C.R. Acad. Sc. Paris(D)*-275 ; 815-818.
- LALOU C., BRICHET E., (1980). Anomalously high uranium contents in the sediment under Galapagos hydrothermal mounds. *Nature*, 284, p. 251-253.
- LALOU C., BRICHET E., TEH LUNG KU, JEHANNO C., (1977). Radiochemical, scanning electron microscope (SEM) and X-Ray dispersive energy (EDAX) studies of Famous hydrothermal deposit. *Marine Geology*, 24, p. 245-258.
- LALOU C., DELIBRIAS G., BRICHET E., LABEYRIE J., (1973). Existence de Carbone 14 au centre de deux nodules de manganèse du Pacifique : âge Carbone 14 et Thorium 230 de ces nodules. *C.R. Acad. Sc. Paris(D)*-276 ; 3013-3015.
- LAMBOY M., LUCAS J., (1979). Les phosphorites de la marge Nord de l'Espagne. Etude géologique et pétrographique. *Oceanologica Acta*, 2, N°3, p. 325-337.
- LANDMESSER C.W., MORGENSTEIN M.E., (1973), Survey and mapping of Manganese Deposits in the Hawaiian Archipelago, in : Morgenstein M.E. (Ed) : Papers on "The Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific Ocean and Prospects for Exploration". Honolulu, Hawaii
- LAPOUILLE A. (1982). Etude des bassins marginaux fossiles du SW Pacifique : bassin nord-d'Entrecasteaux, bassin nord-Loyauté, bassin sud-fidjien. "Contribution à l'étude géodynamique du SW Pacifique". Travaux et Documents de l'ORSTOM. p. 409-438.
- LE SUAVE R., PAUTOT G., HOFFERT M., MONTI S., MOREL Y. et PICHOCKI C. (1986). "Cadre géologique de concrétions polymétalliques cobaltifères sous-marines dans l'Archipel des Tuamotu (Polynésie française)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t 303, série II, n°11, p. 1013-1018.

- LE SUAVE R., PICHOCKI C., VOISSET M., PAUTOT G., HOFFERT M., MOREL Y., MONTI S., AMOSSE J., KOSAKEVITCH A., (en prép.). Etude géologique de dépôts ferromanganésifères enrichis en cobalt localisés sur un atoll submergé dans l'Archipel des Tuamotu (Polynésie française).
- LONSDALE P., BURNS V.M., FISK M., (1980). Nodules of hydrothermal Birnessite in the caldera of a young seamount. *Journal of Geology*, 88, p. 611-618.
- LUCAS J., PREVOT L., LAMBOY M., (1978). Les phosphorites de la marge nord de l'Espagne. Chimie, minéralogie, genèse. *Oceanologica Acta*, 1, 1, p. 55-72.
- MCARTHUR J.M., WALSH J.N., (1984). Rare-earth geochemistry of phosphorites. *Chemical Geology*, 47, p. 191-220.
- McKELVEY V.E., WRIGHT N.A., BOWEN R.W., (1983), Analysis of the World distribution of metal-rich subsea manganese nodules, *U.S. Geological Survey Circular*, 886, 55 p.
- MALAHOFF A., McMURTRY G.M., WILTSHIRE J.C., YEH H.W., (1982). Geology and chemistry of hydrothermal deposit from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, 298, p. 234-239.
- MAMMERICKX J., ANDERSON R.N., MENARD H.W., SMITH S.M. (1975). Morphology and tectonic evolution of the east-central Pacific. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, p. 111-118.
- MAMMERICKX J., SMITH S.M., TAYLOR J.L., CHASE T.E. (1973). Bathymetry of the South Pacific. *SCRIPPS Inst. of Ocean.*
- MANHEIM F.T. (1986). Marine Cobalt Resources. *Science*, vol. 232, p. 600-608.
- MANHEIM F.T., GULBRANDSEN R.A., (1979). Marine Phosphorites. in : "Marine Minerals", Reviews in Mineralogy R.G. BURNS (Ed), Mineralogical Soc. of Am., 6. p. 161-170.
- MANHEIM F.T., LING T.H., LANE C.M., (1983), An extensive data base for Cobalt-rich ferromanganese crusts from the world oceans., *Proceedings of Oceans' 83 and recent updates*, p. 828-831
- MANHEIM F.T., POPENOE P., SIAPNO W., LANE C., (1982), Manganese - Phosphorite deposits of the Blake Plateau, in : Halbach P. et Winter P. (eds). "Marine Mineral Deposits, New Research Results and Economic Prospects". Marine Rohstoffe und Meerestechnik, Verlag Glückauf, Essen, p. 9-44
- MARGOLIS S.V., GLASBY G.P., (1973). Microlaminations in marine manganese nodules as revealed by SEM. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 11, p. 3601-3609.
- MARTIN J.H., KNAUER G.A., (1984). VERTEX : manganese transport through oxygen minima. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, p. 35-47.
- MERO J.L., (1965), The mineral resources of the sea, Elsevier, 312 p.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., (1978). Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 5331-5354.
- MONTI S., PAUTOT G. (1975). Cinq cartes bathymétriques au 1/1000000° : Tahiti, Raroca, Marquises, Hao, Mururoa. CNEXO, Paris.
- MONTY C., (1973). Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques. in : CRAS Paris (D), t 276, p. 3285-3288.
- MONZIER M., (1976), Manganese nodules and encrustations in the vicinity of New Caledonia and the Loyalty Islands, in : Glasby G.P. et Katz H.R. (eds), an ESCAP CCOP/SOPAC technical Bulletin, 2, p. 124-128

- MOORBY S.A., CRONAN D.S., GLASBY G.P., (1984). Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, p. 443-441.
- MOORE W.S., VOGT P.R., (1976). Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis. *Earth and Planetary Letters*, 29, p. 349-356.
- MORGAN J. (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions. *The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 56, n°2, p. 203-213.
- MURRAY J., LEE G.V., (1909). Depth and marine deposits of the Pacific. *Mem. Mus. Comp. Zoology*, 38, 169 p.
- MURRAY J., RENARD A.F. (1891). Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. London. 525 p.
- MURRAY J.W., (1975). The interaction of Co with hydrous Mn dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 5, p. 635-647.
- MURRAY J.W., DILLARD J.G., (1979). The oxidation of Co(II) adsorbed on Mn Dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, p. 781-787.
- PAUTOT G. (1975). Analyse structurale de l'Archipel des Tuamotu : origine volcano-tectonique (abstract). 3ème Colloque des Sciences de la Terre, Montpellier, p 228.
- PAUTOT G. (1980). Tuamotu Archipelago and Adjacent Areas : Hot Spot or not ? (non publié).
- PAUTOT G., DUPONT J. (1974). La zone de fracture des Marquises. *C.R. Acad. Sc.*, t 279, n°18, p. 1519-1521.
- PAUTOT G., HOFFERT M. (1974). Pacifique Sud Est : Cadre structural, morphologique et sédimentaire. Relations avec les nodules polymétalliques. IIème Colloque Internat. sur l'Exploitation des Océans, Bordeaux, 4, Bx 202, 8 p.
- PAUTOT G., HOFFERT M. (1984). Les nodules du Pacifique Central dans leur environnement géologique. Campagne COPANO 1979. *in* : Publications du CNEOX, Résultats des campagnes à la mer, n°26.
- PAUTOT G., MELGUEN M. (1975). Courants profonds, hiatus sédimentaires et nodules polymétalliques. IXème Congrès International de Sédimentologie, Nice, thème 8, p. 56-66.
- PAUTOT G., MELGUEN M. (1979). Influence of deep water circulation and seafloor morphology on the abundance and grade of Central South Pacific Manganese Nodules. *in* : Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodules Province, BISCHOFF et PIPER (Eds), p. 621-649.
- PICHOCKI C., (1984), Les nodules et encroûtements cobaltifères de la Polynésie française (Mission NIXO-01), Rapport de D.E.A. Brest, 60 p.
- PICHOCKI C., HOFFERT M., (1987-a). Characteristics of Co-rich ferromanganese nodules and crusts sampled in French Polynesia. *Marine Geology*, 77, p. 109-119.
- PICHOCKI C., HOFFERT M., (1987-b). Etude d'encroûtements et nodules cobaltifères dans leur environnement géologique en Polynésie française. Rapport scientifique du contrat IFREMER N°86/2410181 DERO/GM, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 30 p.
- PICHOCKI C., HOFFERT M., (1987-c). Etude de quelques encroûtements ferromangnésifères et de quelques sédiments provenant du domaine océanique de la Nouvelle Calédonie. Rapport ORSTOM-Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 50 p.

- PIPER D.Z. (1974). Rare Earth Elements in ferromanganese nodules and others marine phases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 1007-1022.
- PIPER D.Z., WILLIAMSON M.E., (1977), Composition of Pacific Ocean Ferromanganese nodules, *Marine Geology*, 23, p. 285-303
- PREVOT L., LUCAS J., (1986). Microstructure of apatite-replacing carbonate in synthesized and natural samples. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56-1, p. 153-159.
- PRICE N.B., CALVERT S.E., (1970). Compositional variation in the Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates, *Marine Geology*, 9, p. 145-171.
- RANCHIN G., (1972), Contribution à la connaissance minéralogique et chimique des nodules polymétalliques dragués par le navire "La Coquille" dans l'Archipel des Tuamotu en Polynésie Française. Etude 71-010/2020, (non publié).
- RAVENNE C., DE BROIN C.E. (1975). Campagne Austradec II- Zone océanique entre Nouvelle Calédonie et Nouvelle Zélande. Rapport d'interprétation CFP, IFP, SNPA, ORSTOM, ELF-ERAP, 44p.
- RAVENNE C., DUNAND J.P., DE BROIN C.E., AUBERTIN F., (1982). Les bassins sédimentaires du SW Pacifique. in : "Contribution à l'étude géodynamique du SW Pacifique". Par l'équipe Géologie-Géophysique de Nouméa. Travaux de l'ORSTOM, 147, p. 461-477.
- RENARD D., (1980). Etude géochimique de l'incorporation du manganèse et des éléments associés dans les nodules polymétalliques. Thèse Sci., Paris VII, 246 p.
- RONA P.A., (1980). Hydrothermal manganese deposits of Mid-Atlantic Ridge crest (latitude 26°N). in : "The International monograph, Geology and Geochemistry of manganese", 3, p. 195-210.
- RONA P.A., (1984). Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth-Science Reviews*, 20, p. 1-104.
- ROUX M., (1980). Découverte de sites à crinoïdes pédonculés (genre *Diplocrinus* et *Proisocrinus*) au large de Tahiti. *C.R. Acad. Sc.*, Paris (D)-290, p. 317-321.
- SAGUEZ G. (1985). Etude de la morphologie, de la structure interne et de la lithologie des nodules de la zone Clarion-Clipperton. Relations avec l'environnement. Thèse d'Univ., Brest, 230 p.
- SAMUEL J., ROUAULT R., BESNUS Y. (1985). Analyse multiélémentaire standardisée des minéraux géologiques en spectrométrie d'émission par plasma à couplage inductif. *Analisis*, V. 13, n°7, p. 312-317.
- SCHLANGER S.O., JACKSON E.D. (1976). Site 318, *Initial Report D.S.D.P.*, vol XXXVIII, p. 301-357.
- SCHLANGER S.O. et al. (1974). "Leg 33, DSDP, testing hot-spot theory". *Geolines*, 19, n°3, p. 16-20.
- SCHWAB W.C., DAVIS A., HAGGERTY J., LING T., COMMEAU J. (1985). Geologic reconnaissance and geochemical analysis of ferromanganese crusts of the Radack chain, Marshall Islands. *U.S.G.S. Open-file Report 85-18*, 10 p.
- SEGL M., MANGINI A., BONANI G., HOFFMAN H.J., NESSI M., SUTER M., WOLFLI W., FRIEDRICH G., PLUGER W.L., WIECHOWSKI A., BEERS J. (1984). ²¹⁰Be dating of a manganese crust from Central Pacific and implications for ocean paleocirculation. *Nature*, 309, p. 540-543.

- SOREM R.K., FEWKES R.H., (1977). Internal Characteristics. in : "Marine manganese deposits", GLASBY G.P. (Ed), p. 147-183.
- STOFFERS P., LALLIER-VERGES E., PLUGER W., SCHMITZ W., BONNOT-COURTOIS C., HOFFERT M. (1985). A "fossil" hydrothermal deposit in the South Pacific. *Marine Geology*, 62, p. 133-151.
- TALANDIER J. (1968). Interprétation de la structure de la croûte terrestre dans la région de l'atoll de Rangiroa. Rapport interne LDG, Tahiti.
- TALANDIER J., KUSTER G.T., (1976). Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 936-948.
- TALANDIER J., OKAL E.A., (1984). The Volcanoseismic Swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia Area, French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 11216-11234.
- TOOMS J.S., SUMMERHAYES C.P., CRONAN D.S., (1969). Geochemistry of marine phosphorite and manganese deposits. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 7, p. 49-100.
- TOTH J.R. (1980). Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, Part I, 91, p. 44-54.
- TRACEY J.I., SUTTON G.H., NESTEROFF W.D., GALEHOUSE J., VON DER BORCH C.C., MOORE T., LIPPS J., HAQ B.U., BECKMAN J.P. (1971). *Initial Reports of the D.S.D.P. LEG VIII*, Washington, 1037 p.
- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P., WEBER F. (1977). Microscopie électronique et minéraux argileux : résultats obtenus et orientations actuelles. Notes techniques de l'Inst. de Géol. Strasbourg, 7, 16 p.
- TURNER D.L., JARRARD R.D. (1982). K-Ar dating of the Cook-Austral Island chain : a test of the hot-spot hypothesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, p. 187-220.
- USUI A., YUASA M., YOKOTA S., NOHARA M., NISHIMURA A., MURAKAMI F., (1986). Submarine hydrothermal manganese deposits from the Ogasawara (Bonin) Arc, Off the Japan Islands. *Marine Geology*, 73, p. 311-322.