

RAPPORTS DE MISSIONS
SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE GÉOPHYSIQUE

N° 42

2000

Campagne ALAUF1
N. O. L'atalante
29 février au 17 mars 2000

Bernard PELLETIER
Yves LAGABRIELLE
Mathieu BENOIT
Mathieu BODA
Guy CABIOCH
Stéphane CALMANT
Erwan GAREL
Christelle GUIVEL
Julien PERRIER

RAPPORTS DE MISSIONS
SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE GÉOPHYSIQUE

N° 42

2000

Campagne ALAUF1
N. O. L'atalante
29 février au 17 mars 2000

* Bernard PELLETIER
* Yves LAGABRIELLE
*** Mathieu BENOIT
* Mathieu BODA
* Guy CABIOCH
* Stéphane CALMANT
**** Erwan GAREL
** Christelle GUIVEL
* Julien PERRIER

* Centre IRD de Nouméa, Nouvelle-Calédonie

** Université de Nantes, France

*** CNRS, Brest, France

**** Université de Bretagne Occidentale



**Institut de recherche
pour le développement**

© IRD, Nouméa, 2000

/Pelletier, B.
/Lagabrielle, Y.
Benoit, M.
/Boda, M.
/Cabiocch, G.
/Calmant, S.
Garel, E.
Guivel, C.
/Perrier, J.

Campagne ALAUF1. N. O. L'atalante, 23 février au 17 mars 2000

Nouméa : IRD. Mars 2000. 95 p.
Missions ; Sci. Terre ; Géol-Géophys. 42

CAMPAGNE OCEANOGRAPHIQUE ; BATHYMETRIE ; GEOPHYSIQUE ; SISMICITE ;
CARTOGRAPHIE ; FOND MARIN ; MODELISATION ; TSUNAMI / AMBRYM ; PENTECOTE ;
FUTUNA ; ALOFI ; FIDJI

CAMPAGNE ALAUFU

RAPPORT DE MISSION Rédigé à bord par l'équipe scientifique

Bernard PELLETIER et Yves LAGABRIELLE (co-chefs de mission)
Mathieu BENOIT, Mathieu BODA, Guy CABIOCH, Stéphane CALMANT, Erwan
GAREL, Christelle GUIVEL et Julien PERRIER

RESUME

a - Rappels des objectifs

La campagne ALAUFU de bathymétrie-géophysique (29 Février au 17 Mars 2000 de Nouméa à Suva) avait pour objectif principal l'étude des déformations actives associées à la zone de fracture Nord Fidjienne dans la région de Futuna. A cet objectif premier a été adjoint un objectif secondaire initialement demandé dans le cadre d'une valorisation de transit entre Suva et Rabaul.

1 - La première partie de la campagne est focalisée sur l'étude bathymétrique détaillée des flancs Est et Ouest des îles Ambrym et Pentecôte (Vanuatu) qui ont été frappés par un tsunami lors du très fort séisme (Mw 7.5) du 26/11/1999. Les observations relatives au raz de marée et effectuées sur les différentes îles de Vanuatu sont peu compatibles avec une origine purement sismique, et suggèrent une origine plutôt gravitaire. L'opportunité d'avoir le N.O. L'Atalante proche de cette zone a donc été saisie. L'objectif était de cartographier le ou les effondrements sous-marins associés au tsunami afin d'évaluer le volume de matériaux déplacé afin de modéliser le tsunami.

2 - La majeure partie de la campagne se rattache à un programme de néotectonique mené sur les îles de Futuna et Alofi (TOM de Wallis et Futuna) (programme en partie financé par le PNRN) et dont l'objectif principal est l'étude des surrections et des mouvements en relation avec le cycle sismique en utilisant la sismologie, la géodésie et l'étude des coraux et des récifs coralliens. Elle correspond à la partie marine du programme, complément indispensable pour replacer les îles dans leur contexte structural, le long de la zone de fracture Nord Fidjienne (zone transformante la plus rapide du globe représentant la limite entre les plaques Pacifique et Australienne au nord de la jonction entre les bassins de Lau et Nord-Fidjien).

L'objectif était donc de réaliser une reconnaissance bathymétrique et géophysique (sismique réflexion, gravimétrie, magnétisme) de la partie quasi inconnue de la zone de fracture Nord-Fidjienne, qui s'étend entre la terminaison de la fosse des Tonga et le nord de la plate-forme fidjienne, et qui passe à proximité sud des îles Futuna et Alofi régulièrement soumises à des tsunamis et des séismes superficiels et locaux de forte magnitude.

Des dragages étaient également prévus, dans le but de récolter des éléments du substratum magmatique et d'effectuer des comparaisons géochimiques avec les laves des régions avoisinantes (Lau, BNF, Tonga, Samoa, Rotuma) dans l'optique de mieux comprendre la diversité des manteaux sources et de connaître l'origine des éléments de socles décalés par les décrochements récents.

b - Travaux réalisés

1- Vanuatu

Les levés de cartographie et de mesures géophysiques (magnétisme et gravimétrie) ont duré environ 20 heures. Quatre passages le long des côtes est d'Ambrym et sud-est de Pentecôte et un aller retour dans le chenal entre les deux îles ont été réalisés. Ils ont permis de dresser une carte quasi complète sous la tranche 200-300 d'eau depuis la zone côtière jusqu'au bas de la pente dans le bassin Nord-Fidjien.

2 - Transit Vanuatu-Futuna

Lors du transit entre le Vanuatu et la zone Futuna à travers le bassin Nord-Fidjien, il a été décidé d'explorer une région le long d'une structure non encore connue mais cependant très marquée sur les cartes de bathymétrie générale et de gravimétrie établie par les données satellitaires. Elle a été reconnue à l'aide du transit et de trois courts profils transverses.

3- Futuna

La campagne a permis d'obtenir une couverture bathymétrique continue d'une vaste région autour de Futuna. La zone explorée comprend trois parties (3 boîtes):

- 1) la région de Futuna (boîte Futuna) de 13°35'S à 14°45'S et de 177°30'W à 179°30'W; une douzaine de profils parallèles EW ont été réalisés à l'Ouest de Futuna. Trois profils au Sud et à l'Est de Futuna ainsi que 6 profils au Nord ont permis d'élargir grandement la carte commencée autour de Futuna lors du transit en octobre dernier. La boîte de Futuna s'appuie à l'ouest sur un transit N-S de L'Atalante réalisé en 1993 pour rejoindre la zone d'étude de la campagne Sopacmaps Leg 3.

- 2), une bande N-S d'environ 45 milles de large entre l'Ouest de Futuna et les îles nord de Fidji (Quelevelu-Vetauua-Cikobia) de 14°45'S à 16°S (Boîte Sud Futuna); Cette boîte est constituée par une douzaine de profils E-W et de 3 profils N-S dont le transit N-S de Sopacmaps Leg 3;

- 3) une bande E-W d'environ 30 milles de large à l'Est de Futuna de 177°30'W à 176°30'E le long de la zone de fracture Nord Fidjienne (Boîte Est Futuna); elle comprend sept profils dont celui réalisé lors du transit Nouméa-Papeete de L'Atalante en octobre 1999.

En outre onze dragages (dont 10 très positifs) ont été réalisés au cours de cette campagne, avec pour objectif principal d'échantillonner les produits volcaniques épanchés le long de l'axe d'accrétion nouvellement découvert.

c - Premiers résultats

1 - Zone Vanuatu

Plusieurs glissements sous-marins qui ont pu être à l'origine du tsunami du 26 novembre 1999 ont été repérés. Un glissement important se situe entre les deux îles sur le bord sud de Pentecôte en face de la baie Martelli (la zone la plus touchée par le tsunami) et à l'Est d'Ambrym en face de la zone la plus soulevée lors du séisme qui a précédé le tsunami. Les résultats obtenus en mer au voisinage immédiat des îles permettront de faire une étude multidisciplinaire intégrée terre mer.

2 - Transit Vanuatu-Futuna

La structure située dans la partie Nord-Est du bassin Nord-Fidjien, au Nord de la plate-forme fidjienne, reconnue sur le transit correspond en fait à un axe d'accrétion actif. Cet axe découvert durant cette campagne a été baptisé axe d'accrétion Nord Cikobia.

3 - Zone Fracture Nord-Fidjienne et Futuna

Un des résultats majeurs de la campagne est la découverte et la cartographie d'un système d'accrétion (Dorsale de Futuna) actif qui s'étend selon une direction globale N30 sur plus de 200 km depuis le Nord-Ouest de Futuna jusqu'aux îles Nord de Fidji. Ce système d'accrétion est composé d'une succession de segments en échelon de moins en moins profonds en allant vers le Nord et décalés en senestre. L'intense activité volcanique au sein de l'ensemble de ce système est soulignée par une forte réflectivité et la présence de nombreux volcans axiaux. Le taux d'ouverture serait selon les premières estimations de 3 ou de 5-6 cm par an. Neuf dragages réalisés à l'axe ont permis de prélever des roches basaltiques fraîches. Le système d'accrétion se propage vers le Sud dans une croûte plus ancienne bordant la plate-forme Fidjienne. Un dragage au nez du propagateur a échantillonné des roches basaltiques et gabbroïques constitutifs de cette croûte plus ancienne.

Le second résultat essentiel de la campagne est la reconnaissance de deux zones de fracture sénestre sub Est-Ouest qui prennent en relais le système d'accrétion au Nord. Ces zones de fracture, marquées par de profonds sillons et des massifs soulevés, rejoignent la dorsale de Futuna à l'Ouest et au Nord-Ouest de Futuna. Les domaines au Nord, au Sud et à l'Est de Futuna sont caractérisés par une grande complexité structurale résultant de mouvements transtensifs et transpressifs le long de failles associées à la zone de fracture de Futuna. Des hauts fonds et rides résultent vraisemblablement comme les îles Futuna et Alofi de surrection liée à des mouvements compressifs. Plus à l'Est, une zone en transtension marquée par une forte réflectivité et un volcanisme important présente une sévère déformation cisailante. Ainsi, la zone de fracture de Futuna apparaît comme un élément majeur de la zone de fracture Nord-Fidjienne.

Finalement cette campagne met en évidence que le mouvement transformant le long de la zone de fracture Nord-Fidjienne, frontière entre les plaques Pacifique et Australie, induit de multiples ouvertures en réorientation constante entre la terminaison de la zone de subduction des Tonga et l'axe d'accrétion du bassin Nord-Fidjien.

C - Adresse des embarquants de l'équipe scientifique

BENOÎT Mathieu

UMR 6538, Domaines Océaniques,
IUEM, Place Nicolas Copernic,
29280 Plouzané, France
tél : 02-98-49-87-07
fax : 02-98-49-87-60
e-mail : mbenoit@univ-brest.fr

BODA Mathieu

IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5, Nouméa Cédex
Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-
fax: 00-687-26-43-26
e-mail : boda@noumea.ird.nc/boda@nomade.fr

CABIOCH Guy,

IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5, Nouméa Cédex
Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-07-39
fax: 00-687-26-43-26
e-mail : guy.cabioch@noumea.ird.nc

CALMANT Stéphane

IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5
Nouméa Cédex, Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-07-74
fax: 00-687-26-43-26
e-mail : stephane.calmant@noumea.ird.nc

GAREL Erwan

UMR 6538, Domaines Océaniques;
IUEM, Place Nicolas Copernic,
29280 Plouzané, France
tél : 02-98-49-87-84
fax : 02-98-49-87-60
e-mail : garel@univ-brest.fr

GUIVEL Christèle,

Université de Nantes
Laboratoire de Planétologie et Géodynamique
Pétrologie structurale, Faculté des Sciences
2 rue de la Houssinière
BP92208, 44322 Nantes Cedex 3
tel : 02-51-12-52-82
fax : 02-51-12-52-68
e-mail : guivel@chimie.univ-nantes.fr

LAGABRIELLE Yves
IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5, Nouméa Cédex
Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-07-64
fax: 00-687-26-43-26 ou 00-687-26-07-74
e-mail : lagabrielle@noumea.ird.nc

PELLETIER Bernard
IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5, Nouméa Cédex
Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-07-72
fax: 00-687-26-43-26 ou 00-687-26-07-74
e-mail : pelletib@noumea.ird.nc

PERRIER Julien
IRD, Laboratoire de Géologie-Géophysique
Centre de NOUMEA
B.P. A5, Nouméa Cédex
Nouvelle-Calédonie
tél : 00-687-26-07-68
fax: 00-687-26-43-26 ou 00-687-26-07-74
e-mail : perrier@noumea.ird.nc

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure I1 : Plan de position de la campagne ALAUF1

Généralités

Figure G1 : Carte tectonique du Pacifique Sud et Sud-Ouest (compilation de Audru, 1996, in Lebrun 1997).

Figure G2 : Cinématique du Pacifique Sud et Sud-Ouest (compilation de Audru, 1996 in Lebrun 1997).

Figure G3 : Limites actives et mouvements relatifs des plaques et micro-plaques dans la région de Tonga-Lau-Fidji-Vanuatu (Pelletier et al., 1998).

Figure G4 : Interprétation structurale du bassin de Lau (Taylor et al., 1996).

Figure G5 : Géochimie

Transit 1 Nouméa-Ambrym

Figure NA-1a : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit entre Nouméa et Vate (Vanuatu). Isobathes 200 m.

Figure NA-1b : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit entre Nouméa et Vate (Vanuatu). Isobathes 200 m.

Figure NA-2 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit 1 de Nouméa à Est Vate (Vanuatu)

Figure NA-3 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit 1 de Est Vate (Vanuatu) à Est Tongoa montrant les escarpements de faille N90-N100 et le champ volcanique au Nord Est de Vate.

Boîte Ambrym

Figure A1 : Carte bathymétrique de la partie centrale de l'arc de Vanuatu et mécanismes au foyer des séismes superficiels (position NEIC, 0-50 km) sur la période janvier 1976 - juin 1999 (Pelletier et al., soumis).

Figure A2 : Carte de localisation du séisme principal (26/11/1999) et des répliques enregistrées par le réseau local IRD dans les 9 premières heures de la crise sismique (Pelletier et al., soumis).

Figure A3 : Mesures des mouvements verticaux et observations liées au séisme et tsunamis du 26 novembre 1999 dans la partie orientale d'Ambrym (Pelletier et al., soumis).

Figure A4 : Plan de position de la campagne dans les îles centrales de Vanuatu.

Figure A5 : Plan de position du lever de la boîte Ambrym.

Figure A6 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Ambrym. 1/500 000, isobathes: 100 m.

Figure A7 : Imagerie de la boîte Ambrym. 1/500 000.

Figure A8 : Schéma structural de la boîte Ambrym.

Figure A9 : Extrait de la carte bathymétrique au 1/100 000 (isobathes: 20 m).

Figure A10 : Interprétation préliminaire de la zone de glissement à l'Est d'Ambrym.

- Figure A11 : Extrait de la carte bathymétrique au 1/100 000 (isobathes: 20 m) montrant la zone de glissement à l'Est d'Ambrym.
- Figure A12 : Extrait de la carte d'imagerie au 1/100 000 dans le chenal Selwyn entre Ambrym et Pentecôte.
- Figure A13 : Interprétation préliminaire du glissement dans le passage Selwyn.
- Figure A14: Bloc diagramme illustrant le glissement dans le passage Selwyn.
- Figure A15 : Profils bathymétriques à travers la boîte d'Ambrym.
- Figure A16 : Anomalie magnétique le long des profils de la boîte Ambrym.
- Figure A17 : Anomalie gravimétrique le long des profils de la boîte Ambrym.

Transit 2 Ambrym-Futuna

- Figure AF-1a : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200 m.
- Figure AF-1b : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200 m.
- Figure AF-1c : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200 m.
- Figure AF-1d : Cartes bathymétriques EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200 m.
- Figure AF-2 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit à travers le bassin Nord Fidjien entre Ambrym et l'axe d'accrétion Nord Cikobia au Nord de la plate-forme fidjienne.
- Figure AF-3 : Carte bathymétrique EM12 de l'axe d'accrétion Nord Cikobia. Isobathes 50 m.
- Figure AF-4 : Interprétation structurale de l'axe d'accrétion Nord Cikobia.
- Figure AF-5 : Coupes bathymétriques à travers l'axe Nord Cikobia.
- Figure AF-6 : Anomalie magnétique le long des profils sur et à travers l'axe Nord Cikobia (anomalie positive en noir, anomalie négative en gris).

Zone Futuna

- Figure F1 : Carte bathymétrique (isobathes 200 m) et mécanisme au foyer (CMTS) des séismes superficiels (localisation NEIC, 0-50 km) dans la partie nord du bassin de Lau et le long de la zone de fracture Nord-Fidjienne (Pelletier et al., 1998). Les limites des zones économiques ainsi que les boîtes et les profils prévus de la campagne Alaufi sont indiquées.
- Figure F2 : Carte gravimétrique de la région de Futuna obtenue par données satellitaires (CLS_SHOM98.2) (d'après Schaffer et Hernandez, 1999).
- Figure F3 : Contexte structural des îles de Futuna-Alofi et schéma structural des alentours de Futuna-Alofi (Pelletier et al., soumis). NNFZ: zone de fracture Nord-Fidjienne; NELSC, CLSC et NWLSC: axes d'accrétion au NE, au centre et au NW du bassin de Lau; KTJ: jonction triple ECVZ, WCVZ: zones volcaniques Est et Ouest Cikobia; WFR: axe d'accrétion Ouest Fidji; TR: axe d'accrétion Tripartite.
- Figure F4 : Carte bathymétrique EM12 des alentours de Futuna et Alofi obtenues lors du transit Nouméa-Papeete d'octobre 1999 (Pelletier et al., soumis).
- Figure F5 : Carte géologique des îles de Futuna et Alofi (Grzesczyk et al., 1988).
- Figure F6 : Schéma structural de la zone d'étude centrée dans la région de Futuna-Alofi et découpage des boîtes réalisées durant la campagne Alaufi.

Boite Futuna

Figure F7 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Futuna.

Figure F8 : Carte de l'imagerie EM12 de la boîte Futuna.

Figure F9 : Schéma structural de la boîte Futuna.

Figure F10 : Localisation des coupes de la figure F11 dans la boîte Futuna.

Figure F11 : Coupes bathymétriques dans la boîte Futuna.

Figure F12 : Anomalies magnétiques de la boîte Futuna.

Figure F13 : Anomalies gravimétriques après réduction de Bouguer le long de la dorsale de Futuna (zones nord, centrale et sud).

Boite Sud-Futuna

Figure F14 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Sud-Futuna.

Figure F15 : Carte de l'imagerie EM12 de la boîte Sud-Futuna.

Figure F16 : Schéma structural de la boîte Sud-Futuna.

Figure F17 : Coupes bathymétriques dans la boîte Sud-Futuna.

Figure F18 : Anomalies magnétiques de la boîte Sud-Futuna.

Boite Est-Futuna

Figure F19 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Est-Futuna.

Figure F20 : Carte de l'imagerie EM12 de la boîte Est-Futuna.

Figure F21 : Schéma structural de la boîte Est-Futuna.

Figure F22 : Anomalies magnétiques de la boîte Est-Futuna

I-OBJECTIFS GENERAUX DE LA CAMPAGNE

Cette campagne de bathymétrie-géophysique a eu lieu du 29 Février au 17 Mars 2000 de Nouméa à Suva (figure I1). Elle présentait un objectif principal, auquel a été adjoint un objectif secondaire initialement demandé dans le cadre d'une valorisation de transit entre Suva et Rabaul.

1 - La première partie de la campagne, de courte durée (20 heures sur zone) a été consacrée à l'étude bathymétrique détaillée des flancs Est et Ouest des îles Ambrym et Pentecôte qui ont été frappés par un tsunami lors du très fort séisme (Mw 7.5) du 26/11/1999. Les observations relatives au raz de marée et effectuées sur les différentes îles de Vanuatu sont peu compatibles avec une origine purement sismique, et suggèrent une origine par glissement gravitaire localisé de pentes sous marines. L'opportunité d'avoir le N.O. L'Atalante proche de cette zone a donc été saisie suite à une demande rédigée par J-Y Collot (Géosciences Azur). L'objectif était donc de cartographier les effondrements sous-marins éventuels liés au séisme afin d'évaluer le volume de matériaux déplacé et de modéliser le tsunami.

Une zone au large immédiat des côtes Est Ambrym et Sud Pentecôte a été levée en couverture complète, bathymétrie et imagerie (boîte AMBRYM).

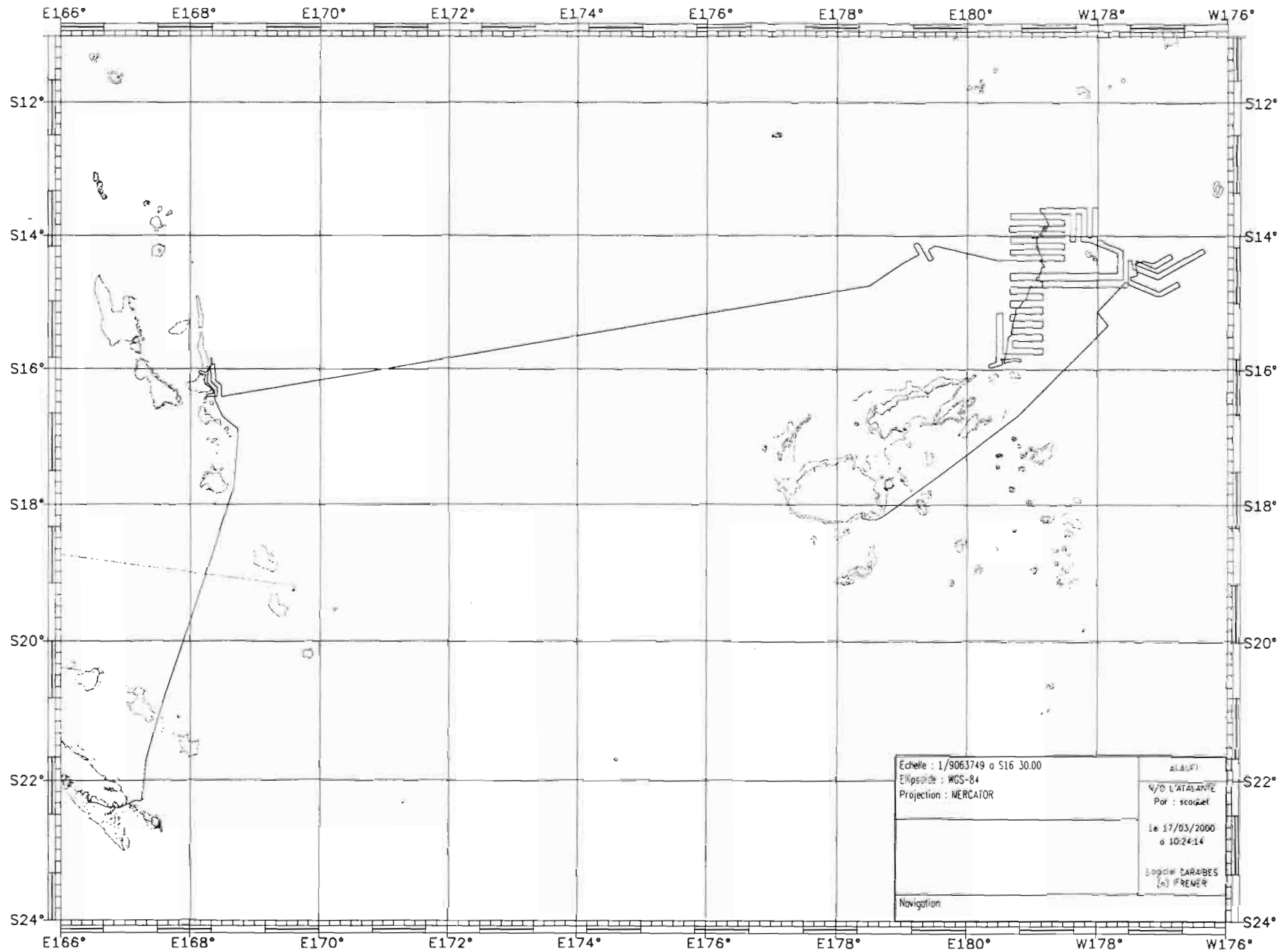
2 - La majeure partie de la campagne se rattache à un programme de néotectonique mené sur les îles de Futuna et Alofi (TOM de Wallis et Futuna) (programme en partie financé par le PNRN) et dont l'objectif principal est l'étude des surrections et des mouvements actuels en relation avec le cycle sismique en utilisant la sismologie, la géodésie et l'étude des coraux et des récifs coralliens. Elle correspond à la partie marine du programme, complément indispensable pour replacer les îles dans leur contexte structural, le long de la zone de fracture Nord Fidjienne (zone transformante la plus rapide du globe représentant la limite entre les plaques Pacifique et Australienne au nord de la jonction entre les bassin de Lau et Nord-Fidjien).

L'objectif de la campagne était une reconnaissance bathymétrique et géophysique (sismique réflexion, gravimétrie, magnétisme) de la partie quasi inconnue de la zone de fracture Nord-Fidjienne, qui s'étend entre la terminaison de la fosse des Tonga et le nord de la plate-forme fidjienne, et qui passe à proximité sud des îles Futuna et Alofi régulièrement soumises à des tsunamis et des séismes superficiels et locaux de forte magnitude. Des dragages -et éventuellement des carottages- étaient prévus pendant la campagne.

La zone explorée comprend trois parties: 1) la région de Futuna (notamment à l'Ouest) de 13°35'S à 14°45'S et de 177°30'W à 179°30'W (boîte FUTUNA); 2), une bande N-S d'environ 45 milles de large entre l'Ouest de Futuna et les îles nord de Fidji (Quelevelu-Vetaua-Cikobia) de 14°45'S à 16°S (boîte sud); 3) une bande E-W d'environ 30 milles de large à l'Est de Futuna de 177°30'W à 176°30'E le long de la zone de fracture de Futuna (boîte ouest).

Par ailleurs lors du transit entre le Vanuatu et la zone Futuna à travers le bassin Nord-Fidjien, il a été décidé d'explorer pendant quelques heures une région le long d'une structure non encore connue mais cependant très marquée sur les cartes de

Figure 11 : Plan de position de la campagne ALAUF1.



bathymétrie générale et de gravimétrie établie par les données satellitaires. Cette structure correspond en fait à d'un axe d'accrétion actif (baptisé ici axe Nord Cikobia). Elle a été reconnue à l'aide du transit parallèle à l'axe et de trois courts profils perpendiculaires.

II-EQUIPESEMBARQUEES

A - Equipe Scientifique

Bernard PELLETIER, chercheur, IRD Nouméa (co-chef de mission)		
Yves LAGABRIELLE, chercheur CNRS, Accueil IRD Nouméa (co-chef de mission)		
Mathieu BENOIT, Chercheur CNRS, IUEM, Brest	quart	8-12
Mathieu BODA , VAT, IRD Nouméa	quart	0-4
Guy CABIOCH, chercheur, IRD Nouméa	quart	8-12
Stephane CALMANT, chercheur, IRD Nouméa	quart	4-8
Erwan GAREL, Doctorant, UBO Brest	quart	4-8
Christele GUIVEL, ATER, Nantes	quart	0-4
Julien PERRIER, TR, IRD Nouméa	quart	8-12

B - Equipe GENAVIR

1 - LME (Laboratoire des Mesures Electroniques)

Jean-Michel SCHRANN, Officier électronique		
Yvon JAOUEN, Officier électronique	quart	8-12
Stéphane COQUET, Technicien rejeu		
Claude LOUSSOUARN, Technicien acquisition LME	quart	4-8
Christian NICOLAS, Technicien acquisition LME	quart	0-4

2 - Sismique réflexion rapide 6 traces

Christian PRUD'HOMME, Technicien sismique (élect.)	quart	8-12
Bruno MENEUR, Technicien sismique (mécanique)	quart	8-12

CAMPAGNE ALAUFU

LISTE DES POINTS DONNES A LA PASSERELLE

début de profil n°	Point numéro	localisation	lat.	lon.	date heure bord	événements
TR AL01	0	Passe de la Havannah	S22°20.00'	E167°10.00'	29-02, 12h	Panne thyristors, sortie de la passe; réparation,
	0				29-02, 19h	début de transit TRAL01
	1	W Erromango	S18°45.00'	E168°20.00'		
	2	E Vaté	S17°45.00'	E168°40.00'		
	3	E Tongoa	S16°54.00'	E168°44.00'		
	4	E Epi	S16°43.00'	E168°30.00'		
	5	E Lopevi	S16°28.00'	E168°23.00'	02-03, 5h	début de boîte Ambrym , premier passage
	6	E Ambrym	S16°19.50'	E168°22.50'		
	7	E Ambrym	S16°12.00'	E168°15.50'		
	8	E Chenal Selwin	S16°02.50'	E168°16.50'		
	9	E Pentecoste	S15°56.00'	E168°20.00'		
	10	E Pentecoste	S15°50.50'	E168°19.50'		
	11	E Pentecoste	S15°50.50'	E168°18.25'		début deuxième passage à l'intérieur (descente)
	12	E Pentecoste	S15°55.80'	E168°18.70'		
	13	NE Chenal Selwyn	S16°03.40'	E168°14.90'	02-03, 12h	entrée chenal Selwyn
	14	NW Chenal Selwyn	S16°01.30'	E168°08.40'		
	15	SW Chenal Selwyn	S16°03.50'	E168°07.75'		
	16	SE Chenal Selwyn	S16°05.40'	E168°14.30'		
	17	NE Ambrym	S16°10.00'	E168°13.10'		
	18	NE Ambrym	S16°12.70'	E168°13.65'		
	19	E Ambrym	S16°20.00'	E168°21.30'		
	20	E Ambrym	S16°22.00'	E168°21.30'	02-03, 16h	
	21	S Ambrym	S16°23.00'	E168°15.00'		entrée chenal Paama/Ambrym
	22	N Paama	S16°25.00'	E168°15.00'		
	23	N Lopevi	S16°25.00'	E168°25.00'		
	24	E Ambrym	S16°17.00'	E168°25.00'	02-03, 21h	début troisième passage (montée)
	25	E Ambrym	S16°11.30'	E168°19.20'		
	26	SE Pentecoste	S15°55.80'	E168°18.70'		

	27	SE Pentecoste	S15°55.80'	E168°22.80'		début dernier passage (descente)
	28	E Ambrym	S16°10.00'	E168°23.30'		
	29	NE Ambrym	S16°15.00'	E168°29.00'		fin de boîte Ambrym
	30	Fin de boîte Ambrym	S16°25.00'	E168°29.00'	03-03 1h	début TR AL02
TR AL02	31	P.TripleTripartite/Cikobia	S14°45.00'	E178°30.00'	05-03 5h	
	32		S14°25.00'	E179°00.00'	05-03 9h	sismique à la mer
	32a	dorsaleNCikobia	S14°17.00'	E179°15.00'		
	32b	dorsaleNCikobia	S14°08.00'	E179°10.00'		
	32c	dorsaleNCikobia	S14°06.00'	E179°14.50'		
	32d	dorsaleNCikobia	S14°23.00'	E179°24.50'		
	32e	dorsaleNCikobia	S14°21.00'	E179°28.50'		
	32f	dorsaleNCikobia	S14°12.50'	E179°23.50'		
	33		S14°09.00'	E179°30.00'		
ALAU06	34	dorsale Futuna	S14°22.50'	W179°30.00'	05-03, 22h	Début de la boîte Futuna
	35		S14°22.50'	W178°30.00'		
ALAU07	36		S14°17.50'	W178°30.00'		
	37		S14°17.50'	W179°20.00'		
ALAU08	38		S14°12.50'	W179°20.00'	06-03, 14 h	
	39		S14°12.50'	W178°30.00'		
ALAU09	39a		S14°07.00'	W178°30.00'		
	39b		S14°07.00'	W179°20.00'		
ALAU10	39c		S14°01.50'	W179°20.00'	06-03, 23h30	
	39d		S14°01.50'	W178°30.00'		
ALAU11	39e		S13°56.00'	W178°30.00'		
	39f		S13°56.00'	W179°20.00'		
ALAU12	39g		S13°50.50'	W179°20.00'	07-03, 10h	remontée canon babord, fuite. Poursuite profil, un seul canon (tribord)
	39h		S13°50.50'	W178°30.00'		
ALAU13	39i		S13°45.00'	W178°30.00'	07-03, 13h	reprise des tirs canon babord
	39j		S13°45.00'	W179°20.00'		
ALAU14	39k		S13°39.50'	W179°20.00'		
	39l		S13°39.00'	W178°30.00'	07-03, 22h	
ALAU15	39m		S13°39.00'	W178°25.00'		
	40		S14°05.00'	W178°25.00'		

ALAU16	40a		S14°05.00'	W178°20.00'		
	40b		S13°39.50'	W178°20.00'		
ALAU17	40c		S13°39.50'	W178°15.00'		
	40d		S14°05.00'	W178°15.00'	8-03, 7h	
ALAU18	41	Nord Futuna	S14°05.00'	W178°08.00'		
ALAU19	42	Est Futuna	S14°15.50'	W177°41.50'		
ALAU20	43	Est Futuna	S14°33.50'	W177°41.50'		
	44		S14°33.50'	W179°20.00'		
ALAU21	45		S14°13.00'	W179°20.00'		
ALAU22	46		S14°40.00'	W179°20.00'		
ALAU23	47		S14°13.00'	W177°36.50'		
ALAU24	48		S14°03.50'	W178°00.00'		
	49		S13°34.00'	W178°00.00'		
ALAU25	50		S13°34.00'	W178°05.00'		
	51		S14°02.00'	W178°05.00'		
ALAU26	52		S14°00.00'	W178°10.00'		
ALAU27	53		S13°34.00'	W178°10.00'		
	54		S13°34.00'	W178°53.50'		
	55		S13°48.80'	W178°44.80'		Fin de boîte Futuna
						Dragages phase 1: axe Futuna N
	ALDR1		S13°56.00'	W178°48.00'	10-03, 7h	début drague
	ALDR1		S13°55.00'	W178°49.20'		fin de drague
	ALDR2		S14°01.40'	W178°51.00'	10-03, 11h30	début drague
	ALDR2		S14°00.20'	W178°52.80'		fin de drague
	ALDR3		S14°10.80'	W178°54.40'	10-03, 16h20	début drague
	ALDR3		S14°10.30'	W178°55.20'		fin de drague
	ALDR4		S14°15.20'	W178°53.20'	10-03, 19h50	début drague
	ALDR4		S14°14.50'	W178°54.00'		fin de drague
	ALDR5		S14°21.80'	W178°51.00'	10-03, 23h40	début drague
	ALDR5		S14°21.40'	W178°52.00'		fin de drague
	ALDR6		S14°28.20'	W178°49.00'	11-03, 4h00	début drague
	ALDR6		S14°28.20'	W178°49.00'		fin de drague
	ALDR7		S14°40.20'	W178°54.20'	11-03, 8h30	début drague
	ALDR7		S14°39.60'	W178°54.80'		fin de drague

ALAU29	56		S14°46.00'	W178°50.00'	11-03, 12h	début de la boîte Sud-Futuna
	57		S14°46.00'	W179°20.00'		Mise à l'eau de la sismique et du magnétomètre, Reprise des profils, remontée d'un canon reprise des tirs
ALAU30	58		S14°52.00'	W179°20.00'		
	59		S14°52.00'	W178°50.00'		
ALAU31	60		S14°58.00'	W178°50.00'		
	61		S14°58.00'	W179°20.00'		
ALAU32	62		S15°04.00'	W179°20.00'		
	63		S15°04.00'	W178°50.00'		
ALAU33	64		S15°10.00'	W178°50.00'		
	65		S15°10.00'	W179°20.00'		
ALAU34	66		S15°16.00'	W179°20.00'		
	67		S15°16.00'	W178°50.00'		
ALAU35	68		S15°22.00'	W178°50.00'		
	69		S15°22.00'	W179°18.00'		
ALAU36	70		S15°28.00'	W179°18.00'		
	71		S15°28.00'	W178°50.00'		
ALAU37	72		S15°34.00'	W178°50.00'		
	73		S15°34.00'	W179°18.00'		
ALAU38	74		S15°40.50'	W179°18.00'		
	75		S15°40.50'	W178°50.00'		
ALAU39	76		S15°46.00'	W178°50.00'		
ALAU40	77		S15°46.00'	W179°27.00'		
	78		S15°10.00'	W179°27.00'		
	79		S15°10.00'	W179°33.00'		
ALAU41	80		S15°53.00'	W179°33.00'	12-03, 10h30	Arrêt définitif de la sismique, sismique à bord
	81	Passage entre les îles Cikobia et Vetauaa	S15°55.00'	W179°40.00'		
	82		S15°58.50'	W179°39.00'		
	83		S15°55.00'	W179°27.00'		
	84		S15°50.00'	W179°27.00'		
	85		S15°50.00'	W179°10.00'		
	86		S15°52.50'	W179°10.00'		

	87		S15°52.50'	W179°24.50'		fin de la boîte Sud-Futuna
						Dragages phase 2 : axe Futuna S
	ALDR8		S15°30.40'	W179°21.40'	12-03, 21h	début de drague
	ALDR8		S15°29.80'	W179°20.80'		fin de drague
	ALDR9		S15°04.40'	W179°13.80'	13-03, 3h	début de drague
	ALDR9		S15°04.05'	W179°13.20'		fin de drague
	ALDR10		S14°58.00'	W179°07.06'	13-03, 6h30	début de drague
	ALDR10		S15°57.70'	W179°07.00'		fin de drague
	ALDR11		S14°49.90'	W179°21.10'	13-03, 9h30	début de drague
	ALDR11		S14°45.80'	W179°00.00'		fin de drague
ALAU47	88		S14°46.00'	W178°50.00'		reprise des profils, base de la boîte Futuna
ALAU48	89		S14°46.00'	W177°32.00'	13-03, 21h30	Début de la boîte Est- Futuna
	90		S14°22.00'	W177°32.00'		
ALAU49	91		S14°22.00'	W177°28.00'		
ALAU50	92		S14°30.00'	W177°28.00'		
ALAU51	93		S14°39.06'	W177°04.00'		
	94		S14°15.03'	W176°20.00'		
ALAU52	95		S14°11.05'	W176°22.60'		
ALAU53	96		S14°33.05'	W177°04.10'		
	97		S14°26.00'	W177°24.00'		
ALAU54	98		S14°22.00'	W177°24.00'		
ALAU55	99		S14°22.00'	W177°20.00'		
	100		S14°20.00'	W176°50.00'		
ALAU56	101		S14°16.00'	W176°52.60'		
ALAU57	102		S14°24.60'	W177°08.04'		
ALAU58	103		S14°22.50'	W177°18.80'		
ALAU59	104		S14°25.00'	W177°26.00'		
ALAU60	105		S14°35.40'	W177°22.80'		
	106		S14°37.00'	W177°29.40'		
ALAU61	107		S14°39.00'	W177°30.00'		
ALAU62	108		S14°50.00'	W177°03.00'		
	109		S14°37.60'	W176°40.00'		
ALAU63	110		S14°49.90'	W176°43.50'		
ALAU64	111		S14°53.60'	W177°00.04'		

ALAU65	112		S14°53.60'	W177°06.00'		
ALAU66	113		S14°41.80'	W177°35.00'	16-03, 8h30	fin de la boîte Est-Futuna
ALAU67	114		S15°08.80'	W178°00.00'		profil retour, zig zag au dessus de l'axe Sud-Futuna.
ALAU68	115		S15°20.00'	W177°50.00'		
	116	Est de Vanua Levu	S16°41.00'	W179°12.00'	16-03, 23h	
					17-03, 16h30	Arrivée Suva

Géométrie du capteur : Flûte SERCEL / AMG de six traces de cinquante mètres. Chacune est composée de trois groupes de seize hydrophones type HC 201 montés en série parallèle.

Mise en œuvre : La flûte est remorquée à une vitesse de dix nœuds dans l'axe du navire. Offset : 59 m. Déport 104 m

Cadence de tir : 9,8 s.

Durée d'enregistrement : 8000ms

Fréquence d'échantillonnage : 250 Hz.

FORMAT SEGYY INTEGER (MONTOROLA)

N° ExaTape	Fichier	Profil	N° de Tir Début	N° de Tir Fin	Nombre de Tirs	Taille (SEGY)
#1	Alau001	31 - 32	1	440	440	11 197 200
	Alau002	32a - 32b	1	320	320	8 144 400
	Alau003	32c - 32d	1	677	677	17 226 480
	Alau004	32e - 32f	1	302	302	7 686 480
	Alau005	33 - 34	1	2100	2 100	53 427 600
	Alau006	34 - 35	1	2104	2 104	53 529 360
	Alau007	36 - 37	1	1670	1 670	42 488 400
	Alau008	38 - 39	1	1763	1 763	44 854 320
	Alau009	39a - 39b	1	1765	1 765	44 905 200
	Alau010	39c - 39d	1	1703	1 703	44 905 200
	Alau011	39e - 39f	1	1759	1 759	43 327 920
	Alau012	39g - 39h	1	1747	1 747	44 752 560
	Alau013	39i - 39j	1	1787	1 787	45 464 880
	Alau014	39k - 39l	1	1966	1 966	50 018 640
	Alau015	39m - 40	1	881	881	22 416 240
	Alau016	40a - 40b	1	873	873	22 212 720
	Alau017	40c - 40d	1	871	871	22 161 840
	Alau018	40d - 41	1	240	240	31 676 400
		41 - 42	241	1245	1 005	
	Alau019	42 - 43	1	617	617	15 700 080
	Alau020	43 - 44	1	3602	3 602	91 638 480
	Alau021	45 - 46	1	3548	3 548	90 264 720
	Alau022	46 - 47	1	973	973	24 756 720
	Alau023	47 - 48	1	893	893	22 721 520
	Alau024	48 - 49	1	983	983	25 011 120
	Alau025	50 - 51	1	970	970	24 680 400
	Alau026	52 - 53	1	880	880	22 390 800
	Alau027	53 - 54	1	1398	1 398	35 568 720
	Alau028	54 - 55	1	657	657	16 717 680
	Alau029	56 - 57	1	1133	1 133	28 827 120
	Alau030	58 - 59	1	1038	1 038	16 410 320
	Alau031	60 - 61	1	1065	1 065	27 097 200
	Alau032	62 - 63	1	982	982	24 985 680
	Alau033	64 - 65	1	1033	1 033	26 283 120
	Alau034	66 - 67	1	1006	1 006	25 596 240
	Alau035	68 - 69	1	952	952	24 222 480
	Alau036	70 - 71	1	910	910	23 154 000
	Alau037	72 - 73	1	971	971	24 705 840
	Alau038	74 - 75	1	914	914	23 255 760
	Alau039	76 - 77	1	1279	1 279	32 541 360
	Alau040	77 - 78	1	1327	1 327	33 762 480
Alau041	79 - 80	1	1415	1 415	36 001 200	

IV - DOCUMENTATION TECHNIQUE SUR LES ACQUISITIONS A BORD DUN/OL'ATALANTE

A - Système informatique et d'acquisition

Toutes les acquisitions sont en temps réel et sont synchronisées par une même centrale horaire.

Le logiciel CASINO tient un cahier de quart automatique qui enregistre toutes les x minutes (1, 2, 5 ou 10) l'ensemble des paramètres acquis, notamment les suivants: date, heure, latitude, longitude, route fond, vitesse fond, bathymétrie anomalie gravimétrique, magnétisme. Les débuts et fins de profil établis par le système CINNA, contrôle de navigation, sont automatiquement notés. On peut rajouter des observations à tout moment. Le fichier créé est de format Microsoft EXCEL. Parallèlement un cahier de quart a été géré par l'équipe scientifique; les différentes manoeuvres (profil, giration, dragages) y ont été reportées.

Les acquisitions sont gérées par des stations de travail et divers logiciels. La présentation suivante permet de comprendre le fonctionnement de l'acquisition et du traitement des données.

- TERMES est la station d'acquisition des mesures scientifiques. Elle enregistre les données de navigation, de magnétisme, de salinité, de la centrale de vent, gravimétriques, météorologiques. Les données sont stockées sur disque magnétique.

- CINNA est le logiciel d'acquisition du positionnement par GPS et du gyrocompas. Ces données sont ensuite transmises à ARCHIV et TERMES.

- CITE est la station qui enregistre les paramètres techniques provenant des capteurs du navire comme les treuils, la propulsion, l'attitude du navire. Ces données sont envoyées à TERMES pour archivage.

- ARCHIV est la station qui archive les données de la navigation, de l'EM 12 (bathymétrie et imagerie). Les données sont stockées sur disque optique (5,2 Gigabytes).

- VIDOSC permet la visualisation en temps réel des données de bathymétrie, d'imagerie, de gravimétrie et de magnétisme pour l'équipe scientifique.

- ARCHEOPS permet l'enregistrement sur disque magnéto-optique (2,3 Gigabytes) des données du pénétrateur de sédiments CHEOPS II.

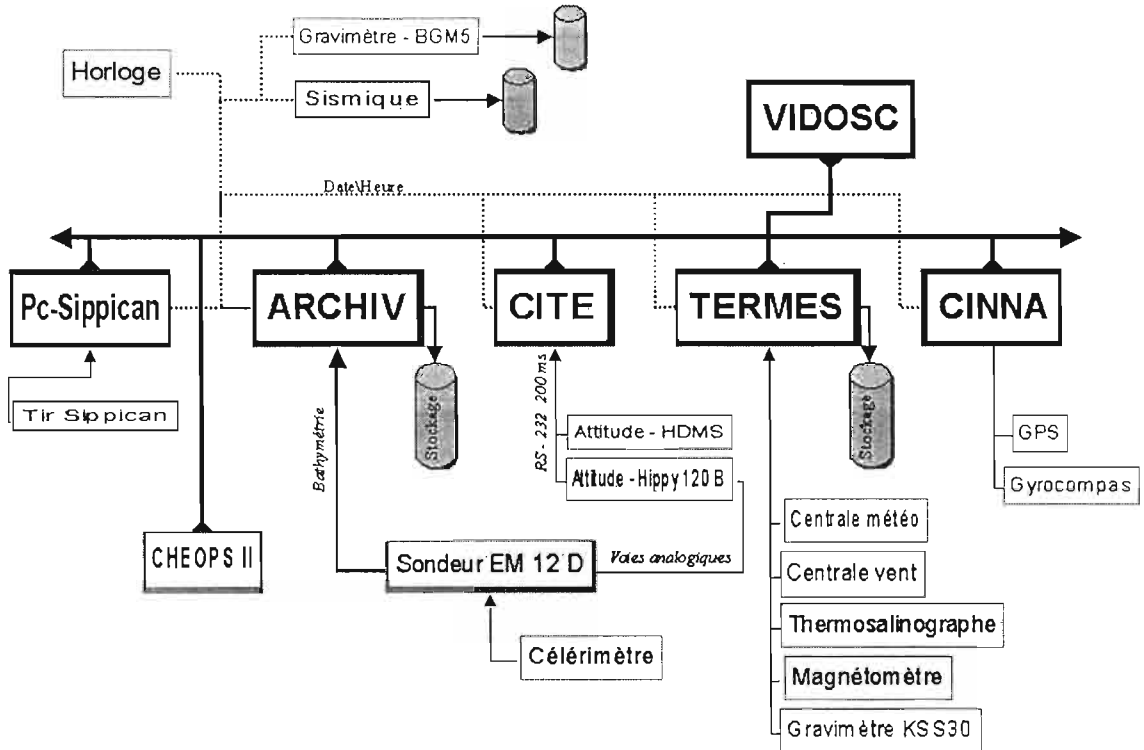
A la fin de la mission, toutes les données sont copiées sur cassette Exabytes

B - Navigation

1 - Position

Le positionnement a été effectué de manière continue par le système de navigation GPS. Les données sont acquises par deux récepteurs GPS SERCEL NR 103 et NR

Synoptique



203. Elles sont ensuite transférées, traitées et intégrées avec les capteurs d'estime du navire (locks, gyrocompas) grâce au logiciel de navigation CINNA.

2 - Centrale d'attitude

Il existe, sur le navire, deux centrales d'attitudes. Les mesures utilisées sont celles de la centrale HIPPY 120 B. Cette centrale d'attitude est placée au point tranquille du bateau, le point le plus stable. Ce point se rapproche le plus du centre de carène, dans l'axe du navire et au niveau de la ligne de flottaison. Elle fournit 4 sorties analogiques au format +/- 10 V :

- l'accélération verticale (10 V pour 10 m/s²)
- le pilonnement : position verticale (10 V pour 10 m)
- le sinus de l'angle de roulis (10 V pour 1)
- le sinus de l'angle de tangage (10 V pour 1).

La précision ne peut être supérieure à 10 mV pour le pilonnement et l'accélération et 4 mV pour le roulis et tangage.

Les voies analogiques sont envoyées vers le sondeur EM-12 D avec lesquelles celui-ci corrige les données bathymétriques.

C - Données météorologiques

1 - Centrale météo

Les données sont acquises par le système 3010 ANDERAA et enregistrées par la station TERMES. Les capteurs sont tous fabriqués par la société ANDERAA.

Pression atmosphérique

Un capteur de pression maintenu à température constante donne la pression atmosphérique de 920 à 1080 mb, avec une précision de 0,2 mb.

Température air

La variation de résistance d'une sonde de platine donne la température sur une plage de -44 à +49°C, avec une résolution de 0,1°C.

Pyranomètre

La température d'un corps noir donnera la puissance de radiation solaire entre 0 et 200 mW/cm², avec une précision de 3 mW/cm².

Vent relatif

Un anémomètre à cuillère donne la moyenne et le vent maximum durant la période de mesure qui est de 2 secondes, avec une précision de 20 cm/sec.

Une girouette donnera la direction du vent, avec une précision de 5°.

Humidité

En utilisant la variation de la longueur d'une fibre hydroscopique reliée à un extensomètre, on déduit l'humidité relative, avec une précision de 3% de la valeur.

2 - Centrale vent

Les mesures scientifiques des paramètres du vent (vitesse, direction) sont donnés par un avion YOUNG. Il est constitué d'une girouette avec une hélice anémométrique incorporée à sa tête.

3 - Thermosalinographe

Placé à l'étrave du bateau, ce capteur très précis donne la température de l'eau, sa salinité, la conductivité.

<i>Paramètre</i>	<i>Plage de fonctionnement</i>	<i>Précision</i>
Température	-2 à + 40 °C	0,005 °C
Conductivité	1 à 65 mS/cm	10 µS/cm
Salinité	0,2 % à 0,49 %	10 ⁻⁴ %
Densité	0 à 65 Kg ^m - ³	0,016 Kg ^m - ³
Vitesse du son	1392 à 1724 m/s	0,02 m/s

D - Sondeurs

1 - Le sondeur Simrad EM 12 D

Depuis 10 ans, le navire océanographique L'Atalante est équipé d'un des système d'acquisition de données bathymétriques les plus performants: le sondeur multi-faisceaux Simrad EM12 Dual, spécialement conçu pour les études des fonds marins à grande profondeur. Il permet une cartographie précise pour des profondeurs situées entre 50 m et le maximum de profondeur océanique (i.e. 11000 m). Sa précision typique est égale à 0.25% de la hauteur de la tranche d'eau ou bien 60 cm (plus grande précision possible). Le système de traitement des données intégré permet une cartographie détaillée en temps réel, visualisée directement sur moniteur graphique couleur de haute résolution. Il autorise également l'impression de cartes en temps réel sur un grand traceur A0 (HP DesignJet 2500CP) lors de la mission.

L'angle de couverture maximal de l'EM12D (Dual) est de 150°. Deux sondeurs multi-faisceaux séparés (un à tribord et un à bâbord), d'où l'appellation Dual, génèrent chacun 81 faisceaux corrigés des mouvements du bateau, dont 11 sont en commun. La largeur de la bande couverte par les 162 données bathymétriques traitées est au maximum 7.4 fois la profondeur. La profondeur est calculée en utilisant à la fois l'énergie et la phase du signal réfléchi, donnant ainsi les meilleures valeurs et une très forte résolution.

L'EM12D possède 5 modes opératoires différents (avec 162 faisceaux chacun), qui sont sélectionnés suivant l'intervalle de profondeur. L'angle d'ouverture sélectionné décroît avec l'augmentation de la profondeur (150°, 140°, 128°, 114° et 98°). Les modes sont choisis automatiquement suivant les intervalles de profondeur donnés dans le tableau ci-dessous. Il faut noter que la couverture ne dépend pas du roulis du

bateau, mais que la profondeur possible pour chaque mode peut varier suivant la réflectivité du plancher marin.

Secteur Angulaire	Couverture Maximale	Intervalle de Profondeur	Espacement Horizontal entre 2 faisceaux (au sol)
150°	7.4 x profondeur	50 m - 3,000 m	0.047 x profondeur
140°	5.5 x profondeur	2,500 m - 4,200 m	0.035 x profondeur
128°	4.1 x profondeur	3,500 m - 6,000 m	0.086 x profondeur
114°	2.9 x profondeur	5,000 m - 8,000 m	0.019 x profondeur
98°	2.3 x profondeur	7,000 m - 10,000 m	0.015 x profondeur

Deux capteurs sont utilisés afin de garder un contrôle précis de la vitesse du son dans l'eau :

- Le célérimètre mesure la vitesse du son au niveau des récepteurs du sondeur.
- Des capteurs non permanents (sondes SIPPICAN, perdues à chaque emploi) sont utilisés pour mesurer la température de l'eau et son gradient en fonction de la profondeur. Cette sonde transmet par 2 fils de cuivre les données du capteur de température placé dans la tête de la sonde au PC-SIPPICAN. Connaissant la vitesse de descente en fonction du poids de la sonde, on obtient un profil de température jusqu'à 1800 m. Les mesures du capteur sont réalisées une ou deux fois par jour, suivant les caractéristiques de l'eau. Pour les eaux profondes (> 2000 m), on utilise conjointement la base de données de salinité et température LEVITUS qui permet de compléter le profil de célérité sur la verticale du tir Sippican.

Le post-traitement de toutes les données est effectué à bord par CARAÏBES, un logiciel spécifique développé par IFREMER. Des MNT (Modèles Numériques de Terrain) et des cartes de contours sont alors générées pendant la mission.

Les données brutes et corrigées sont stockées sur disque dur de la station SUN « ARCHIV » et peuvent être transférées sous différents formats.

2 - Imagerie acoustique

Parallèlement à la bathymétrie, le sondeur à écho Simrad EM12D fournit une imagerie acoustique du fond marin. Les données d'imagerie sont cohérentes avec la bathymétrie (géométrie, trajectoire de la bande, nombre de faisceaux, résolution suivant les paramètres principaux) et sont contenues dans l'ensemble des signaux qui résultent de l'émission acoustique. La sortie des données d'imagerie est basée sur les différents niveaux du signal, i.e. la réflectivité, résultant des différentes caractéristiques du fond marins (lithologie, valeur des pentes, taux de couverture sédimentaire).

Les données d'imagerie acoustique sont d'une part représentées en temps réel sur un enregistreur analogique large (Dowty, 50.8 cm) et sur un moniteur vidéo, et sont d'autre part enregistrées sur disque optique WORM (Write Only Read Memory), pour des traitements spécifiques postérieurs. Les données affichées en temps réel ne sont pas corrigées de la navigation. Ces corrections sont effectuées pendant le traitement des données à bord (par le logiciel CARAÏBES). Le post-traitement consiste en des corrections bathymétriques et géométriques, la construction de mosaïques et des interpolations.

3 - Pénétrateur de sédiments

Le navire est équipé d'un sondeur de sédiments CHEOPS II développé par GENAVIR.

La pénétration de sédiments consiste à émettre une onde acoustique de basse fréquence, de fort niveau (205 dB), à l'aide de transducteur monté sur la coque. Le signal est réfléchi par la surface du fond mais une partie pénètre dans le sol et se réfléchit sur les interfaces entre les différentes couches de sédiments, d'impédances distinctes. La profondeur de pénétration, de 20 à 80 m généralement, dépend peu de la profondeur car le signal n'est que très faiblement atténué par la hauteur d'eau.

L'émission et la réception, se font sur une antenne unique (composée de 7 transducteurs). Le faisceau a une ouverture de l'ordre de 50°. Le sondeur a plusieurs modes de fonctionnement:

- Un mode impulsionnel à 2,5 (0,4 ms) ou 3,5 kHz (0,3 ms) qui est intéressant que pour les petits fonds.

- Un mode à balayage de fréquence (« CHIRP ») avec plusieurs gammes : 2,5 à 3,5 kHz, 2,5 à 4,5 kHz, 2,5 à 5,5 kHz avec un signal émis pendant 20 ms.

Plus la fréquence émise est grande, moins la pénétration est bonne mais la précision est meilleure. Pour le mode « CHIRP », la méthode de corrélation permet une résolution en $1/BP$ avec $BP =$ la bande passante.

On a choisi pour cette campagne la plage de fréquence 2,5 – 4,5 kHz pour avoir un compromis entre pénétration et résolution.

E - Magnétisme

L'amplitude totale du champ magnétique est enregistrée par un magnétomètre à proton : le M-244 de Barringer Research.

Le magnétomètre est tracté par le bateau avec un câble de 280 m, à une profondeur d'environ 15 m. La précision est de l'ordre de 0,5nT. La période d'échantillonnage est de 6 secondes, ce qui représente un point tout les 30 m à une allure de 10 nœuds.

Fonctionnement d'un magnétomètre à proton.

Le magnétomètre enregistre l'aimantation des roches contenant des minéraux magnétiques. Connu également sous le nom de magnétomètre à résonance atomique, il fait appel aux propriétés fondamentales du noyau de l'atome d'hydrogène. Le capteur est constitué d'une bobine, émettrice et réceptrice, plongée dans un liquide à forte concentration d'hydrogène (généralement de l'eau). Par le biais d'un champ magnétique créé par la bobine (environ 100 fois plus grand que le champ magnétique

terrestre), on oriente les moments magnétiques des noyaux dans une direction quelconque. En supprimant ce champ, dit de polarisation, les protons précessionnent. C'est à dire qu'ils acquièrent un mouvement de rotation autour de l'axe du champ d'induction avec une fréquence de révolution (fréquence de Larmor) proportionnelle au champ d'induction. Ce signal électromagnétique F_{Larmor} , enregistré par la bobine réceptrice, est proportionnel au champ d'induction qui est le champ magnétique terrestre local B. $B = 23,4875 F_{Larmor}$

F - Gravimétrie

Texte rédigé par Christine Deplus, Céline Rommevaux et Jean-Michel Schramm à partir de la doc du gravimètre (peu claire !) pendant la campagne Galliéni (Octobre 95) puis corrigé par Jean-Paul Allenou.

Le gravimètre marin embarqué sur le navire océanographique L'Atalante est de type Bodenseewerk KSS30. Le principe est celui d'une *masse de référence suspendue à un ressort*: une variation du champ de pesanteur entraîne une variation de l'allongement du ressort. La mesure est relative, le capteur détectant les mouvements de la masse par rapport à une position de référence, correspondant à l'équilibre initial observé à Überlingen lors de la construction du gravimètre. Néanmoins, le capteur dérive: le rattachement du gravimètre sur des points connus avant et après une campagne, permet d'abord de quantifier la dérive durant la période de mesures et finalement de déduire la valeur absolue des mesures.

Ce gravimètre est composé de 3 sous-systèmes:

- Le capteur gravimétrique Gss 30
- La table de stabilisation KT 30 couplée au gyro vertical.
- Le système de traitement des données ZE 30.

1. Le capteur Gss 30

Placé dans une enceinte thermostatée (50 ± 0.01 °C), pressurisée et amagnétique, le coeur du dispositif comprend la masse de référence, le ressort et des circuits électroniques associés: ceux-ci, en mesurant et contrôlant les déplacements, permettent de déduire la gravité.

Attachée à son ressort, la masse cylindrique est guidée par des fils sans frottement qui limitent son mouvement à la seule direction verticale. Le système de mesure opère suivant la méthode du zéro: grâce à une boucle d'asservissement, la masse est toujours ramenée à la même position. Celle-ci est détectée par un transducteur capacitif sensible à des déplacements inférieurs à 10Å , équivalents à une variation de gravité de 0.02 mGal.

Le capteur possède un système de calibration intégré: périodiquement, on peut ajouter une petite masse sphérique additionnelle qui correspond à un changement de gravité connu très précisément. L'écart observé permet de vérifier la stabilité du capteur.

2. La plate-forme gyro-stabilisée

La mesure devant être faite avec le capteur vertical, celui-ci est placé sur une plate-forme gyro-stabilisée. La qualité de la tenue de la verticale est essentielle: les erreurs statiques et dynamiques doivent respectivement être inférieures à 1' et 10" d'arc. Si la plate-forme avec ses supports à la Cardan et le bloc gyroscopique sont classiques, le principe utilisé sur le KSS30 est unique en gravimétrie marine: il est dit 'strap down'. Le gyroscope de verticale et la plate-forme, montés sur un châssis commun, sont 'physiquement séparés'. Le gyroscope de verticale mesure l'inclinaison (roulis, tangage) du châssis. Celle-ci, reproduite par des circuits électroniques sur les axes de Cardan de la table, maintient le capteur vertical.

Le gyroscope utilisé est "à deux degrés de liberté". La toupie, à axe vertical, tourne dans une sphère remplie d'hydrogène. Elle est montée sur deux cadres, suspendus à la Cardan, dont les axes, perpendiculaires, sont orientés selon les axes de roulis et de tangage (voir figure 2). Par inertie, la direction de l'axe de la toupie reste stable, quelque soient les mouvements du navire: on peut alors mesurer l'inclinaison du châssis par rapport à la verticale dans ces deux directions.

Le gyroscope intervient par son inertie importante. L'axe de sa toupie doit cependant être maintenu vertical par l'action d'un processus érecteur. Il est obtenu par la présence de deux accéléromètres horizontaux placés sur les cadres du gyroscope. Ceux-ci sont sensibles, d'une part aux accélérations horizontales et d'autre part à l'inclinaison de la plate-forme. Les premières, importantes par suite de la houle, ont une moyenne qui tend à s'annuler, de telle sorte, qu'à la suite d'un processus de filtrage, l'inclinaison des cadres puisse être connue. Ces valeurs d'inclinaison sont alors prises en compte par un asservissement qui tend à les annuler. L'asservissement agit par l'application de couples (moteurs T1 et T2) sur les axes de Cardan qui entraînent l'axe de la toupie dans un déplacement correcteur par un phénomène de précession.

Le procédé décrit précédemment souffre cependant de deux défauts liés à la rotation terrestre et à la présence d'accélérations horizontales à 'périodes' longues. Leurs corrections sont décrites ci-après.

Un gyroscope maintient la direction de son axe fixe dans un repère spatial tant qu'il n'est pas soumis à un moment perturbateur. Du fait de la rotation de la terre, la verticale du lieu change de direction dans ce même repère. Il s'ensuit un mouvement apparent relatif par rapport à la verticale de l'axe du gyroscope libre. Pour annuler ce mouvement relatif, le principe consiste à imposer, à l'axe du gyroscopique, un mouvement identique à celui de la verticale locale. Dans le processus d'asservissement décrit précédemment, ce mouvement se génère de lui-même. Les accéléromètres 'constatent' un écart de la verticale et agissent par précession pour l'annuler. Le processus est cependant 'lent' à s'appliquer: l'asservissement doit 'constater' le basculement de l'axe du gyro avant de pouvoir calculer la compensation. En cas de changement de cap du navire, celle-ci s'applique à contresens et la verticale devient momentanément aberrante. Dans le KSS30, cette imperfection est corrigée en calculant en permanence, à priori et à partir de la rotation terrestre, le couple compensatoire de précession (*Compensation of Earth rotation* sur la figure 2). Celui-

ci dépend de la latitude du lieu, φ , plus exactement du cosinus de la latitude car seule la composante horizontale du moment de rotation de la Terre crée un mouvement apparent. La nécessité d'appliquer ce couple global par deux composantes perpendiculaires sur les axes du Cardan exige en plus de prendre en compte le cap du navire.

Remarquons cependant que l'érection à partir des seuls accéléromètres placerait l'axe de la toupie sur une verticale 'apparente'. Pour un observateur lié à un mobile se déplaçant de façon rectiligne à vitesse constante, les verticales apparente et absolue sont confondues. Par contre, si le déplacement est autre, celles-ci sont différentes. C'est le cas que l'on peut constater lors d'une giration, ou lors d'une montée en allure du navire. Dans une moindre mesure, un déplacement à vitesse constante sur la sphère terrestre crée également un décalage. Cependant, la connaissance de la trajectoire précise du navire permet de calculer, en permanence, l'écart théorique entre la verticale apparente et la verticale absolue. Le KSS30 le prend en compte (calculé à partir des données de navigation (vitesse fond, route fond, latitude) et de la distance du gyro au centre de masse du navire), ajoute un décalage dans sa boucle d'érection accélérométrique (*Curve correction* sur la figure 2) de telle sorte que la plate-forme reste alignée sur la verticale absolue.

3. La centrale de traitement temps réel

Le signal de sortie du gravimètre est tout d'abord filtré afin d'éliminer les accélérations verticales perturbatrices liées aux mouvements du navire à la surface de la mer. Le choix du filtre dépend de l'état de la mer. Sur L'Atalante, le filtre choisi, qualifié *Sea State 2*, correspond à un filtre de Bessel du 4ème ordre avec une fréquence de coupure de 1/175 Hertz (soit une période de 175 secondes qui définit une résolution spatiale de l'ordre de 900 m à 10 noeuds). En parallèle, les données brutes de navigation (navigation courante intégrée en sortie de la centrale de navigation CINNA - fréquence 1 seconde) sont introduites dans la centrale de traitement temps réel. Elles sont alors filtrées par un filtre passe-bas de même fréquence de coupure que pour les données gravimétriques. La correction d'Eötvös puis les anomalies à l'air libre et de Bouguer simple sont ensuite calculées en temps quasi-réel.

Les valeurs temps réel ci-dessus (Eötvös, anomalie à l'air libre, Bouguer) servent surtout à un contrôle global du gravimètre et à un aperçu préliminaire. Elles n'ont pas la qualité requise pour une utilisation scientifique pour trois raisons majeures:

- la dérive du gravimètre est mal connue (il faut attendre le point de rattachement de fin de mission).
- la navigation doit être corrigée (pour essayer notamment de diminuer les effets de la dégradation GPS)
- un filtrage supplémentaire doit être appliqué selon l'état de la mer.

Un traitement des données en temps différé est donc nécessaire. Il s'effectue à partir des mesures brutes, de la navigation, des écarts aux points de rattachement.

G - Sismique Réflexion

SIRAP est un outil de sismique réflexion monotrAce. La vitesse de remorquage de 8 à 10 nœuds caractérise particulièrement cet équipement, le destinant à une observation à grande vitesse des fonds marins en complément d'informations morphologiques provenant d'autres outils tel que les sondeurs.

1 - Principe

A intervalle de temps régulier, une décharge d'air sous pression est provoquée dans l'eau au moyen de canons à air. Cette bulle produit une onde de choc qui se réfléchit sur le fond sous-marin et sur plusieurs horizons en profondeur. La flûte remorquée capte les différentes ondes réfléchies qui sont traitées par une chaîne analogique en temps réel, et acquies par une chaîne numérique, permettant un traitement ultérieur.

2 - Description

La source

La source est composée de deux canons à air SODERA-SSI type GI 150 fonctionnant en mode GI HARMONIQUE 300 in³, G105/I105M + G45/I45M. L'alimentation en air de 140 bars, est fournie par deux compresseurs HAMWORTHY type 4TH190W70 MkII fonctionnant en alternance.

Le capteur

La flûte AMG-SERCEL Type 37-43 se compose de six éléments actifs de 50 mètres comprenant 48 hydrophones HC 201. La longueur totale, câble de tête, lest et amortisseur compris est de 300 mètres. Elle est reliée à un préamplificateur-filtre SEDASIS six voies disposant d'un gain de 60 dB et une bande passante comprise entre 25 Hz et 125 Hz (filtre type Butterworth).

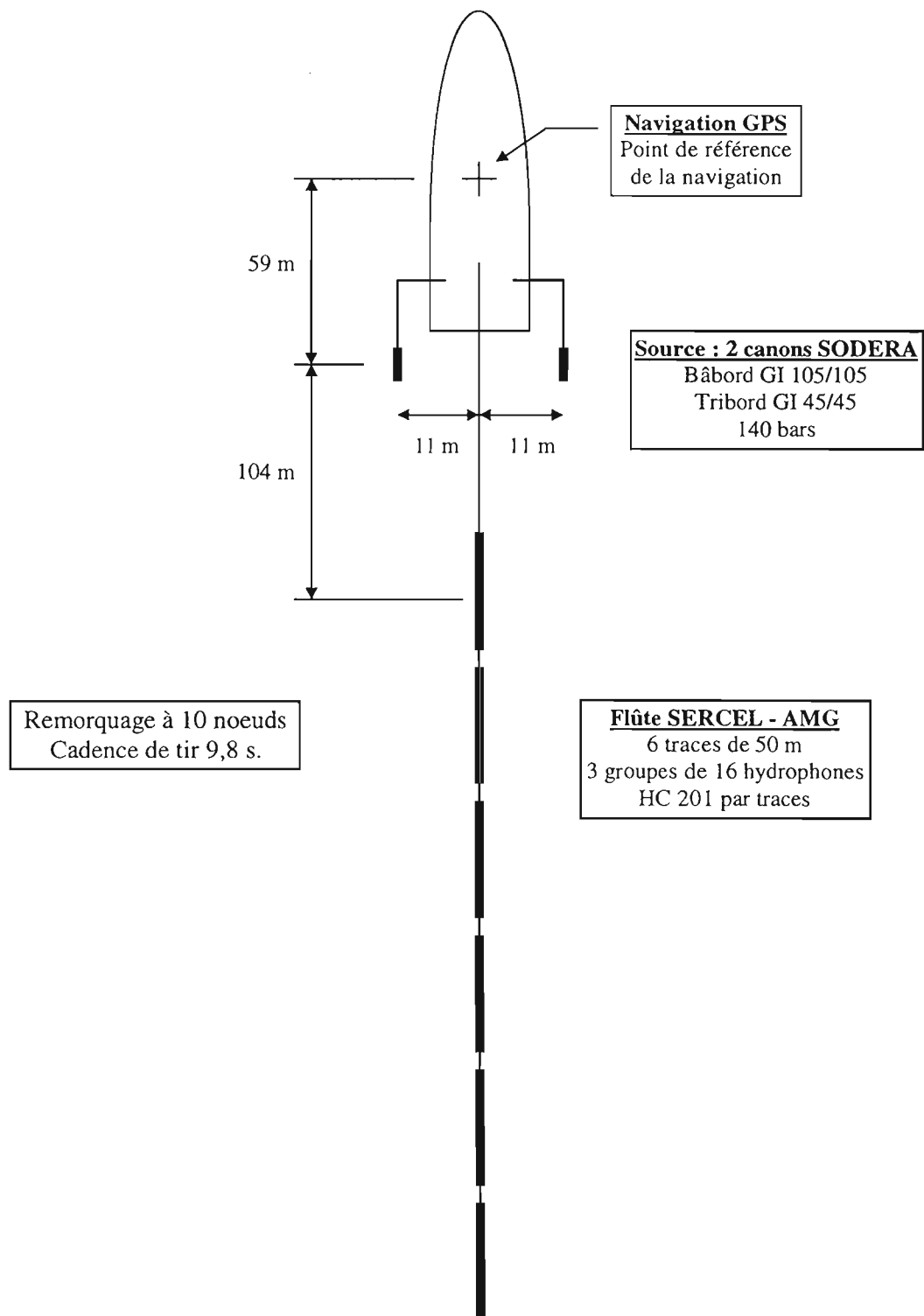
Chaîne analogique

En temps réel, une sortie sur papier réalisée au moyen d'une chaîne analogique. Le signal d'une des traces, généralement la troisième, est pris en sortie du pré-ampli filtre SEDASIS, passe par un amplificateur DicomTech à gain linéaire suivit d'un filtre analogique KROHN-HITE 3100 du type Butterworth (20 Hz 80 Hz) pour aboutir sur la table graphique DOWTY 3710. On obtient ainsi un document en temps réel sur une échelle de quatre secondes en représentation 16 niveaux de gris.

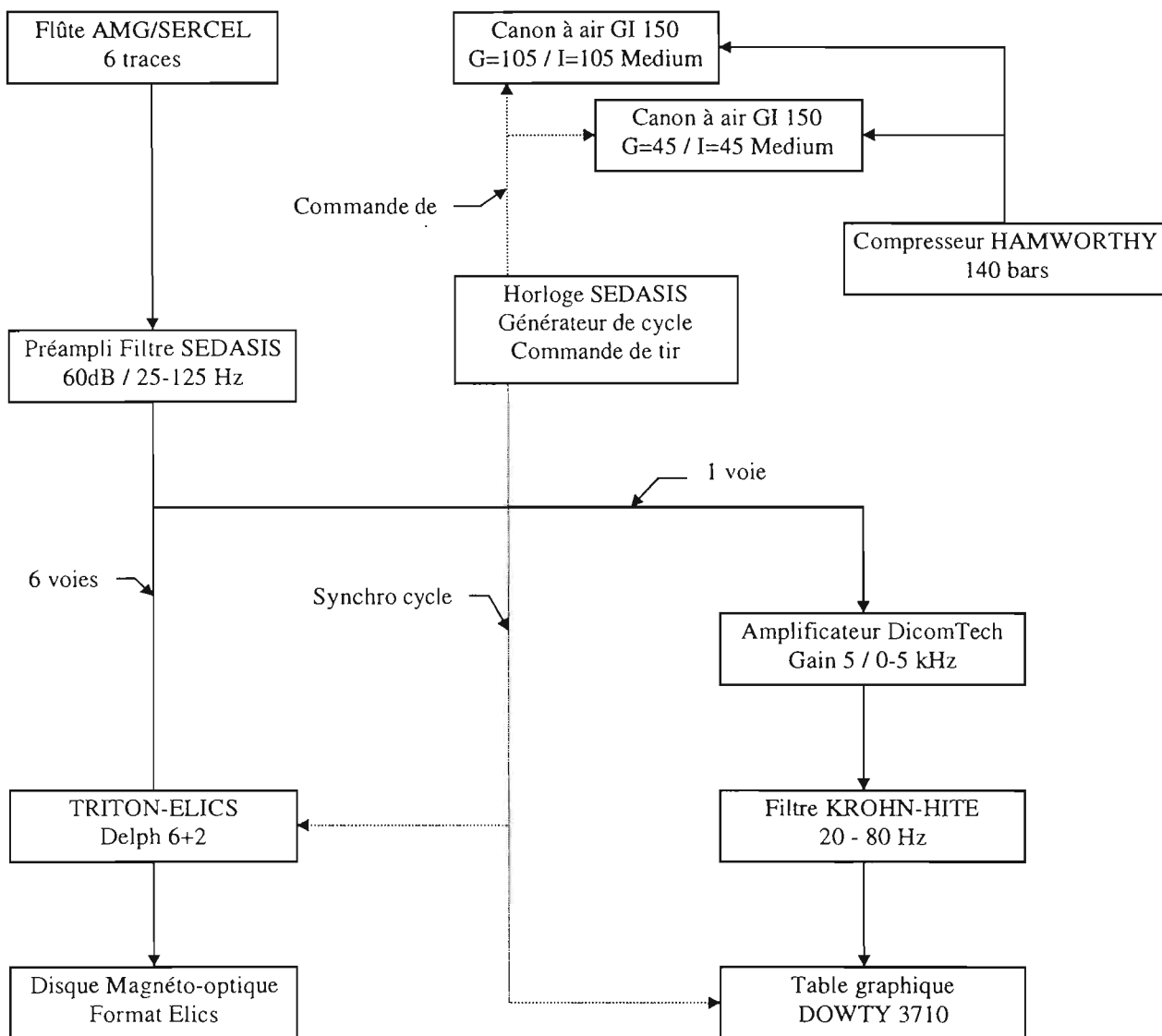
Chaîne numérique

La chaîne numérique est constituée de deux systèmes TRITON/ELICS Delph fonctionnant sur support PC Windows 95. Un *Delph 6+2* pour l'acquisition des données brutes sur support numérique au format ELICS et un *Delph rejeu*, pour le contrôle et la conversion des fichiers de données au format SEG Y. Plusieurs types de gain et filtrage sont disponibles pour exécuter une sortie graphique sur une table graphique OYO 612 en représentation aire variable ou galvanométrique.

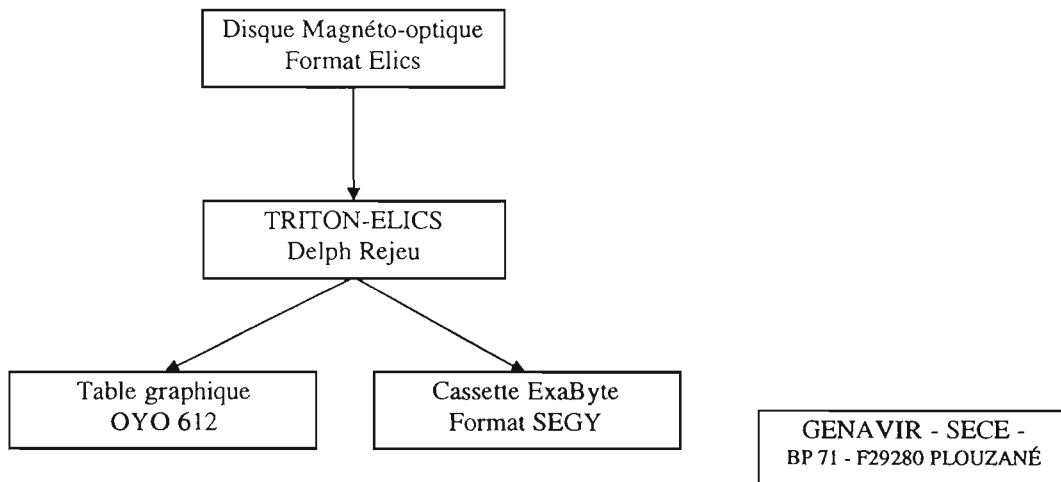
Schéma de l'acquisition sismique



SISRAP TEMPS RÉEL



SISRAP TEMPS DIFFÉRÉ



V-CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET GEOCHIMIQUE

La tectonique de la région du Pacifique Sud-Ouest est marquée par l'affrontement entre les plaques Pacifique et Australie, sur le bord oriental de la marge australienne antérieurement dilacérée par ouverture océanique parallèles. La convergence actuelle entre ces deux plaques se caractérise par une large zone de déformation pouvant atteindre jusqu'à 1000 km de largeur et s'exprime par deux subductions à vergence opposée le long desquelles s'ouvrent des bassins marginaux ayant des stades de maturité différents (Figures G1 et G2).

Dans la partie sud-est de la région, la plaque Pacifique s'enfonce vers l'Ouest le long de la fosse des Tonga-Kermadec. Vers le Sud cette zone de subduction devient oblique le long de la marge de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande, avant de passer à la zone de collision décrochante de Nouvelle-Zélande (Walcott, 1998). Dans la partie nord de la région, c'est à l'inverse la plaque Australie qui plonge vers l'Est le long des fosses du Vanuatu, de San Cristobal (ou Sud Salomon) et de Nouvelle-Bretagne. Vers le Nord cette zone de subduction passe à la zone de collision décrochante de Nouvelle-Guinée (Silver et al., 1991). Ces deux zones de subduction sont jalonnées du Sud au Nord par des bassins marginaux qui constituent en fait une zone tampon entre les deux grandes plaques: le fossé du Havre en arrière de l'arc des Kermadec (Gamble and Wright, 1995; Wright et al., 1996), le bassin de Lau en arrière de l'arc des Tonga (Hawkins, 1995; Parson and Wright, 1996; Taylor et al., 1996), le bassin Nord-Fidjien et les fossés du Vanuatu en arrière de l'arc du Vanuatu (Auzende et al., 1995; Maillet et al., 1995), le bassin de Woodlark (Taylor et al., 1995) et enfin le bassin de Manus en arrière de l'arc de Nouvelle-Bretagne (Martinez et Taylor, 1996).

La liaison entre les deux zones de subduction à polarité opposée, qui devrait dans un modèle simple correspondre à une faille transformante unique, correspond selon Hamburger et Isacks (1988) à une grande zone d'extension-cisaillement du fait du recouvrement des terminaisons des deux zones de subduction. Entre ces deux terminaisons de subduction, qui s'éloignent rapidement l'une de l'autre, s'ouvrent les bassins Nord Fidjien et de Lau, caractérisés par un fort flux de chaleur, une fine croûte océanique, de faibles vitesses sismiques et un système complexe d'axes d'accrétion actifs et de relais transformants (figure G3) (Chase, 1971; Malahoff et al., 1982; Auzende et al., 1988; Pelletier et Louat, 1989; Louat et Pelletier, 1989; Lagabrielle et al., 1997; Pelletier et al., 1998). Le mouvement décrochant est notamment souligné par la zone de fracture Nord-Fidjienne qui s'étend depuis la terminaison nord de la fosse des Tonga jusqu'à l'axe d'accrétion central du bassin Nord-Fidjien, et qui longe le bord nord la plate-forme fidjienne (Isacks et al., 1969; Pelletier and Louat, 1989; Hughes Clarke et al., 1993). Les bassins Nord-Fidjien et de Lau sont partiellement séparés par la plate-forme fidjienne, qui correspond en fait à la terminaison nord de la ride de Lau et à un arc ancien, actif de l'Eocène supérieur au Pliocène (Rodda, 1976, 1994; Woodhall et Whelan et al. in Scholl et Vallier 1985, Gill et Whelan, 1989; Cole et al., 1990).

Le système est bordé au Nord par le linéament du Vitiaz qui marque la frontière entre la croûte Pacifique d'âge Crétacé et la lithosphère cénozoïque des bassins Nord-Fidjien et de Lau (Brocher, 1985; Pelletier et Auzende, 1996). Dans la plupart des reconstitutions, ce linéament est considéré comme la zone de frontière convergente entre les plaques Pacifique et Australie avant le Miocène supérieur et le

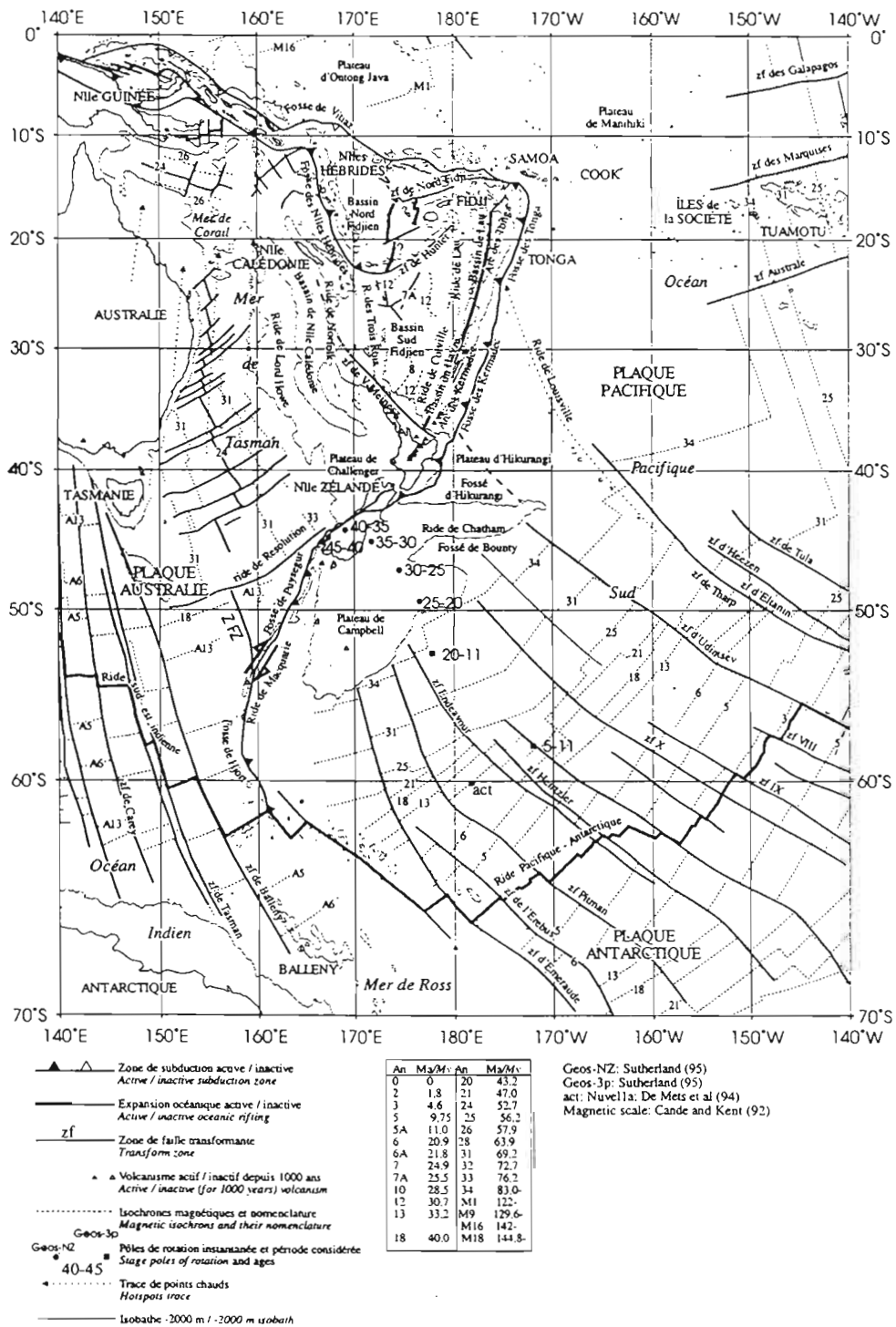


Figure G1 : Carte tectonique du Pacifique Sud et Sud-Ouest (compilation de Audru, 1996, in Lebrun 1997).

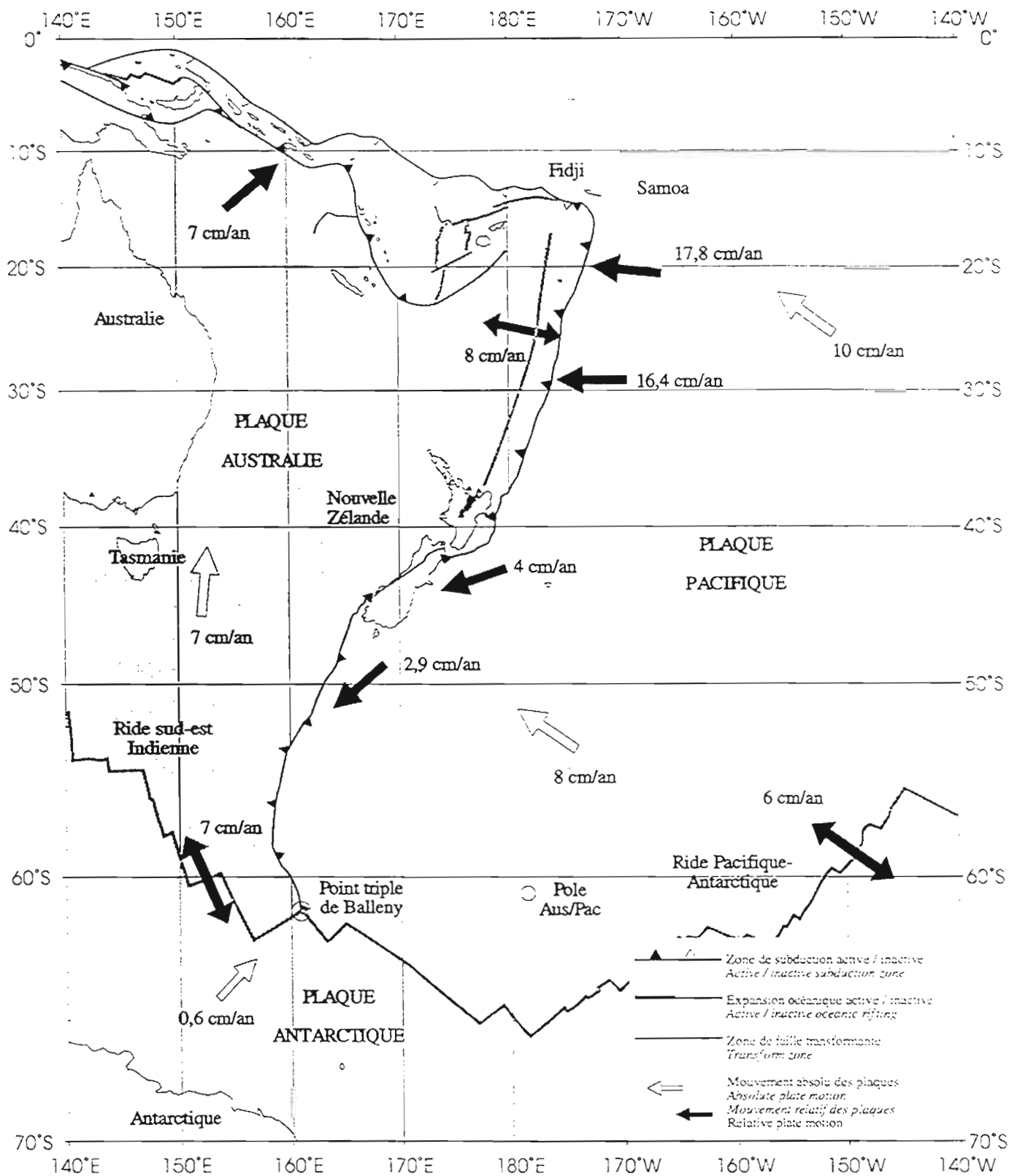


Figure G2 : Cinématique du Pacifique Sud et Sud-Ouest (compilation de Audru, 1996 in Lebrun 1997).

développement du bassin Nord-Fidjien. L'arc du Vitiaz, au Sud du linéament, incluait l'arc ancien des Salomon et du Vanuatu, la plate-forme fidjienne et l'arc ancien de Lau-Tonga. La collision du plateau d'Ontong-Java avec l'arc du Vitiaz au Miocène supérieur aurait eu pour conséquence de bloquer la subduction, d'en inverser localement le sens et de provoquer la naissance de la zone de subduction du Vanuatu - Sud Salomon et la dérive vers l'Ouest de l'arc vanuatais, ouvrant dans son sillage le bassin Nord-Fidjien depuis le Miocène supérieur (Kroenke, 1972; Packham, 1973). La dérive cette fois-ci vers l'Est de la partie sud-est de l'arc, au niveau des îles Fidji - ride de Lau, entraîne la formation du bassin de Lau depuis le Pliocène.

Cette évolution est à relier à la dérive vers l'Ouest du pôle de rotation relatif Australie et Pacifique entre 5-11 Ma et l'actuel (figure G2). La composante en convergence du mouvement le long de la frontière mélanésienne dépend de la position du pôle de rotation. Le mouvement aujourd'hui décrochant le long de cette frontière était convergent il y a quelques Ma.

A - LE BASSIN NORD-FIDJIE

Le bassin Nord Fidjien est le plus grand et probablement le plus complexe des bassins arrière-arc du Pacifique Sud-Ouest. De forme triangulaire, il est limité par l'arc du Vanuatu à l'Ouest, la plate-forme fidjienne à l'Est, la zone de subduction fossile du Vitiaz au Nord et la zone de Matthew-Hunter-Conway-Kandavu au Sud. Différents modèles d'ouverture du bassin ont été proposés (Chase, 1971; Gill et Gorton, 1973; Falvey, 1975; Malahoff et al., 1982; Auzende et al., 1988). Bien que ces modèles varient dans le détail, notamment sur la géométrie et la période de fonctionnement des centres d'accrétion successifs, tous les auteurs considèrent que, suite au blocage de la subduction du Vitiaz et au renversement de subduction, l'ouverture du bassin depuis le Miocène supérieur (8 à 10 Ma selon les auteurs) a été accompagnée par le développement de la zone de subduction du Vanuatu, la rotation horaire de l'arc associé et la rotation anti-horaire de la plate-forme fidjienne. Les premières études paléomagnétiques au Vanuatu et sur Viti Levu au Fidji indiquent en effet une rotation horaire d'environ 28° depuis 6 Ma de l'arc du Vanuatu (Falvey, 1978) et une rotation anti-horaire de 21° entre 6 et 2 Ma (James et Falvey, 1978) ou de 90° depuis 7 Ma, voire même 115° depuis 10 Ma de la plate-forme fidjienne (Malahoff et al., 1982). Des travaux plus récents suggèrent une rotation horaire de l'arc du Vanuatu de 50°±13° depuis le Miocène supérieur (Musgrave: communication personnelle), une absence de rotation de la partie centrale de l'arc de Vanuatu depuis le Pliocène supérieur (Roperch et al. in Greene et al., 1994) et une rotation anti-horaire très rapide de l'ensemble de la plate-forme fidjienne de 135° entre 10 et 3 Ma (Colley: communication personnelle, Taylor et al; en préparation). Ces résultats sont en meilleur accord avec l'histoire de l'ouverture du bassin Nord-Fidjien déduite des travaux récents.

1- Structure

Les parties sud, centrale et nord du bassin Nord-Fidjien, autour des axes d'accrétion actifs, sont maintenant bien connues suite aux très nombreuses campagnes de cartographie multifaisceaux et de mesures géophysiques menées par la

communauté internationale, notamment celles des navires J. Charcot, Kaiyo, Yokosuka, Nadir et L'Atalante, effectuées dans le cadre du programme SEAPSO (1985) et des programmes franco-japonais Starmer (1987-1992) (Auzende et Urabe, 1994) et New Starmer (depuis 1994). L'ouverture actuelle se fait essentiellement dans la partie sud du bassin, le long de deux axes N-S à taux relativement rapide (Auzende et al., 1994; Huchon et al., 1994). Un troisième axe, orienté E-W et s'ouvrant lentement, caractérise le Nord du bassin (Price et Kroenke, 1991; Pelletier et al., 1993; Lagabrielle et al., 1996).

a - Centre et Sud du Bassin : axes orientés N-S

L'axe d'accrétion principal est localisé autour de 173°30'E et 174°E, dans les parties centrale et sud du bassin. Proposé lors d'études antérieures (Chase, 1971; Larue et al., 1982; Malahoff et al., 1982; Maillet et al., 1986), il est maintenant complètement cartographié sur 800 km de 21°50'S à 14°20'S (Auzende et Urabe, 1994). Il comprend quatre segments d'orientation N20°W à N15°E, un point triple, plusieurs propagateurs et des sites hydrothermaux actifs (Auzende et al., 1986, 1988, 1989, 1990, 1991, 1994, 1995; Maillet et al., 1989; Lafoy et al., 1987, 1990; Nojiri et al., 1989; Ruellan et al., 1989, 1994; Eissen et al., 1991 et 1994; Grimaud et al., 1991; Kroenke et al., 1991; Price et Kroenke, 1991; Tanahashi et al., 1994; Bendel et al., 1993; de Alteriis et al., 1993; Jarvis et Kroenke, 1993; Gracia et al., 1994, 1996; Huchon et al., 1994; Ishibashi et al., 1994; Joshima et al., 1994; Kisimoto et al., 1994; Lagabrielle et al., 1994; Nohara et al., 1994). De ces nombreux travaux, on retiendra: 1) que l'axe dans sa partie médiane est actif depuis au moins 2.5 Ma (anomalie 2) et peut être 3.5-3 Ma (anomalie 2A?); 2) qu'une réorganisation a eu lieu entre 1 Ma (anomalie J) et 1.6 Ma (fin de l'anomalie 2) entraînant la formation du point triple de 16°50'S qui relie l'axe et la zone de fracture Nord-Fidjienne, la mise en place des segments N15°E et N160°E, la propagation du segment N5°E vers le Nord au détriment du segment N15°E, et l'accélération de l'ouverture sur le segment N5°E (de 5.6-6 cm/an à 7.6-8 cm/an à 20°S, de 4 cm/an à 5-6 cm/an à 21°20'S); 3) que le taux d'ouverture actuel varie de 5 à 8 cm/an selon les segments; 4) que la morphologie axiale présente une grande variabilité depuis un dôme (segment central N5°E) entaillé par un profond graben (segment N15°) jusqu'à de profonds grabens en échelon (segment N160°).

Le deuxième axe d'accrétion (West Fiji Rift ou Wiva Rift) est localisé vers 176°E, juste à l'Ouest de la plate-forme fidjienne, dans une zone d'intense activité sismique (Hamburger et Isacks, 1988; Louat et Pelletier, 1989). Cet axe, suggéré par les études antérieures (Sclater et Menard, 1967; Chase, 1971; Brocher et Holmes in Brocher, 1985; Louat et Pelletier, 1989) est maintenant totalement reconnu entre 18°S et 16°30'S (Kroenke et al., 1991; Price et Kroenke, 1991; Auzende et al., 1994, 1995; Huchon et al., 1994; Jarvis et al., 1994). Sa terminaison nord se connecte à la zone de fracture Nord-Fidjienne. Il est composé de deux segments orientés N10°E à N20°E, se recouvrant vers 17°30'S-17°50'S; le segment nord se propage vers le Sud au détriment du segment sud (Auzende et al., 1993) ou inversement (Huchon et al., 1994). Cet axe fonctionne au moins depuis 1 Ma (anomalie J). Son taux d'ouverture augmente vers le Nord: 4 cm/an à 17°55'S, 5 cm/an à 17°15'S et 5.5 cm/an à 17°S (Huchon et al., 1994; Auzende et al., 1995). Les données de bathymétrie, de séismicité et de gravimétrie suggèrent que cet axe se prolonge au moins jusqu'à 19°30'S.

2 - Nord du Bassin : axes orientés E-W (Sud Pandora et Tripartite)

Un troisième axe d'accrétion traverse l'ensemble du bassin Nord-Fidjien vers 13-14°S, de 168°E à au moins 178°E. Ce système a d'abord été interprété comme une zone de fracture (zone de fracture d'Hazel Holme: Chase, 1971). Des mouvements dextres (Luyendick et al., 1974), senestres (Halunen, 1979) ou même compressifs (Eguchi, 1984) ont été proposés le long de cette figure énigmatique, séismiquement active (Hamburger et Isacks, 1988). La partie ouest de cette structure a ensuite été interprétée comme une zone d'extension active et récente (zone d'extension d'Hazel Holme: Pelletier et al., 1988 et 1993; Louat et Pelletier 1989), ses parties centrale et orientale (appelée ride Sud Pandora) comme une zone de fracture avec des courts segments en accrétion (Price et al., 1990) ou comme un axe d'accrétion à taux lent (Kroenke et al., 1991; Price et Kroenke, 1991). Les parties centrale et orientale de ce système ont été totalement cartographiées sur 700 km, entre 171°E et 177°30'E (Lagabrielle et al., 1995 et 1996) lors de la campagne NOFI du N.O. L'Atalante. L'axe est constitué de segments (graben avec ou sans ride néovolcanique, dôme allongé) orientés N75°E à N110°E, de 80 à 120 km de longueur et décalés de 10 à 30 km par des zones de relais (décalage simples, OSC, propagateurs). La partie orientale est interprétée comme une axe récent se propageant dans un domaine ancien, alors que la partie centrale est interprétée comme une dorsale lente (1.6 cm/an) et active depuis 7 Ma (Lagabrielle et al., 1996). Cette interprétation, qui a des implications importantes sur l'histoire de l'ouverture, est sujette à discussion. Par ailleurs, la campagne NOFI a montré qu'il n'y avait pas de jonction triple RRR entre cet axe E-W et l'axe N-S central, le raccord se faisant au travers d'une zone triangulaire de déformation diffuse.

3 - Nord-Ouest du Bassin Nord-Fidjien

Le coin nord-ouest du bassin, au Nord de la ride Sud Pandora-Hazel Holme, bien qu'inconnu, a fait l'objet de nombreuses spéculations. Il a d'abord été interprété comme un fragment de croûte océanique ancienne, d'origine Pacifique (Chase, 1971; Luyendick et al., 1974) ou Australienne (Halunen, 1979), piégé derrière la paléofosse du Vitiaz, la zone d'Hazel Holme étant la frontière de ce fragment ancien avec la croûte récente du bassin Nord-Fidjien. Il a été ensuite considéré par tous les auteurs comme le résultat d'un premier stade d'ouverture en ciseau du bassin, le long d'un axe NW-SE, supposé être au centre du domaine, cet axe étant imposé dans les reconstructions par la rotation horaire de l'arc du Vanuatu (Falvey, 1975; Malahoff et al., 1982; Auzende et al., 1988).

Une étude de cette partie nord-ouest était donc fondamentale pour contraindre l'histoire "ancienne" de l'ouverture du bassin Nord-Fidjien. Les premières cartes bathymétrique, structurale et magnétique de cette région ont été réalisées suite aux campagnes de reconnaissance EVA 14 en 1987 du N.O. Coriolis (Pelletier et al., 1988) et Santa Cruz en 1991 du N.O. Le Noroît (Pelletier et al., 1993). De nombreuses structures (ride de Tikopia, ride Ouest Tikopia, ride 9°30'S, ride de Duff, fossé de Tikopia) ont été découvertes lors de ces deux campagnes. Il est proposé que cette région résulte essentiellement de deux périodes d'ouverture, d'abord selon une direction NE-SW puis surtout selon une direction N-S. De plus, des figures d'extension récentes (axes d'accrétion ?) à travers la croûte océanique (ride d'Hazel Holme et fossé de Tikopia), associées à du volcanisme, ont été mises en évidence.

2 - Pétrologie et géochimie des roches volcaniques dans le bassin Nord-Fidjien

Les basaltes émis dans le long des axes d'accrétion dans le bassin Nord-Fidjien sont principalement de trois types (Eissen et al., 1994).

(1) des basaltes appauvris en éléments incompatibles de type MORB-N, caractéristiques des dorsales océaniques et témoignant de la maturité du système d'accrétion du bassin arrière-arc. Ces MORB-N sont localisés majoritairement le long de l'axe N-S de l'accrétion centrale, mais on les trouve également le long des segments N174° au sud du bassin, et N15°, N160° vers le nord.

(2) des basaltes légèrement enrichis et présentant une anomalie négative en Niobium, marquant l'influence de la contamination par les matériaux subductés, moindre cependant que dans les tholéiites d'arc et représentant donc un magmatisme qualifié « d'arrière-arc ». Ces basaltes sont émis le long du segment N174° dans le sud du bassin, mais on les trouve aussi le long des segments N15° et N160° (Lagabrielle et al., 1994).

(3) des basaltes variablement enrichis en éléments incompatibles, transitionnels entre les MORB-E et les OIB. Cette influence d'un manteau enrichi dans le bassin Nord-Fidjien est de plus en plus marquée vers le nord le long de l'axe d'accrétion centrale (segment N15° et segment N160°) et domine le magmatisme le long de l'axe d'accrétion Nord (Sud-Pandora-Tripartite). En effet, les laves émises le long de cet axe sont des basaltes légèrement à fortement enrichis, suggérant une source de type basalte d'île océanique dans le manteau de la partie nord du bassin Nord-Fidjien (Price et al., 1990; Lagabrielle et al., 1997, Guivel et al., 1997).

3 - Modèle d'ouverture du bassin Nord-Fidjien

Les résultats obtenus sur le domaine nord-ouest du bassin ont permis de préciser le modèle d'évolution du bassin antérieurement proposé par Auzende et al. (1988) (Auzende et al., 1995; Pelletier, 1999). Le développement du bassin est divisé en trois stades majeurs d'ouverture selon une direction NW-SE (12-7 Ma) puis N-S (7-3 Ma) puis enfin E-W (depuis 3.5-3 Ma). La forme triangulaire du bassin résulte finalement de ces trois ouvertures successives qui ont accompagné la migration et la rotation de l'arc du Vanuatu et de la plate-forme fidjienne. De plus, une réorganisation de l'ouverture E-W a lieu vers 1.5-1 Ma; elle est responsable de la mise en place du dispositif d'accrétion actif du bassin.

- Vers 12 Ma débute le rifting du bassin dans l'avant arc de l'arc du Vitiiaz. L'essentiel de l'arc d'âge Oligocène à Miocène moyen est maintenant à Vanuatu et à Fidji.

- Dans un premier stade d'ouverture, de 12-10 à 7-6 Ma, le bassin s'ouvre en éventail le long d'un axe NW-SE, en réponse au développement de la subduction du Vanuatu. Le domaine créé lors de ce stade est visible dans les parties ouest, extrême nord et peut être nord-est et sud-est (?) du bassin. L'élément le plus vieux actuellement connu est un basalte de type MORB daté à 12.7 Ma, dragué sur le flanc oriental des fossés

arrière-arc du nord du Vanuatu (Monjaret et al., 1991). Ce stade est responsable de la rotation de l'arc de Vanuatu et en partie de celle de la plate-forme fidjienne.

- Le second stade, de 7-6 à 3 Ma environ, voit le fonctionnement d'un axe E-W à travers tout le bassin, depuis l'extrémité nord-ouest jusqu'au Nord de la plate-forme fidjienne. Le mouvement d'ouverture N-S induit la poursuite de la rotation de la plate-forme fidjienne, un mouvement de convergence au Sud du bassin, le long de la zone de Hunter-Kandavu, ainsi qu'un mouvement coulissant le long de la marge du Vanuatu. Cela expliquerait d'une part, le volcanisme calco-alcalinde Viti Levu (Fidji) associé à une subduction vers le Nord-Nord-Ouest (et non vers le Sud comme il est généralement admis) et d'autre part, le volcanisme en arrière de l'arc actuel du Vanuatu (connu à terre dans la chaîne orientale et sur le flanc des fossés arrière-arc) et la création des rides N-S à l'arrière de l'arc (comme la partie N-S de la ride de Duff au Nord).

- Le troisième stade, depuis 3.5-3 Ma, voit le fonctionnement d'axes N-S dans la partie centrale et sud du bassin. Le début de ce stade, qui entraîne l'arrêt de la rotation de la plate-forme fidjienne, est quasi synchrone du début de l'accrétion océanique dans le bassin de Lau. Le début de structuration des fossés arrière-arc est attribué à cette réorganisation pliocène (bien qu'il pourrait aussi être lié à la phase de réorganisation plus récente décrite ci-dessous). Ce stade d'ouverture E-W entraîne une convergence plus frontale le long de la marge du Vanuatu et le développement de l'arc moderne, ainsi qu'un mouvement décrochant à l'extrémité sud de l'arc, sur l'ancienne limite convergente de Mathew-Hunter-Conway. Lors du début de ce stade, seul l'axe N-S fonctionnait et devait se terminer au Nord sur une zone décrochante (la proto zone de fracture Nord-Fidjienne au Nord de l'actuelle) le reliant à l'axe du bassin de Lau. L'arrêt de l'ouverture dans la partie nord du bassin, le début de l'ouverture E-W et la mise en place de la proto zone de fracture Nord-Fidjienne pourraient être liés à l'arrêt de la subduction le long de la terminaison orientale de la fosse du Vitiaz, suite à la subduction-collision du plateau Nord-Mélanésien.

- La réorganisation vers 1.5-1 Ma entraîne l'ouverture E-W le long des deux axes parallèles dans la partie sud du bassin. Elle est également responsable de la mise en place du point triple et des segments N15°E et N20°W de l'axe central. Elle fait suite à l'emplacement actuel de la zone de fracture Nord-Fidjienne. Il est proposé que l'axe d'accrétion actif du Nord du bassin (ride Sud-Pandora et son prolongement ouest, la ride Hazel Holme) est une structure récente qui résulte également de cette réorganisation. Dans sa partie centrale, cet axe est parallèle et se surimpose au second système d'accrétion du bassin. Dans sa terminaison occidentale (Hazel Holme), il recoupe le grain créé lors de la première phase d'ouverture. Enfin dans sa partie orientale, il semble s'installer à la limite entre des domaines formés lors des premier (situé au Nord) et second stades (situé au Sud). Cette réorganisation récente, qui affecte l'ensemble du bassin Nord-Fidjien, est fondamentalement liée au fonctionnement actuel de la fracture Nord-Fidjienne qui est un segment de la frontière active entre les plaques Pacifique et Australie. Cette réorganisation se corrèle à la fois dans le temps et dans l'espace avec d'une part, la poursuite de la subduction et la collision de la ride d'Entrecasteaux qui provoque notamment le raccourcissement à l'arrière-arc de la partie centrale de l'arc du Vanuatu, et d'autre part la poursuite de la subduction-collision du plateau Nord-Mélanésien - Ride des Samoa qui entraîne une

migration de la déformation vers le Sud à la terminaison nord de la marge des Tonga et le long du bord nord de la plate-forme fidjienne.

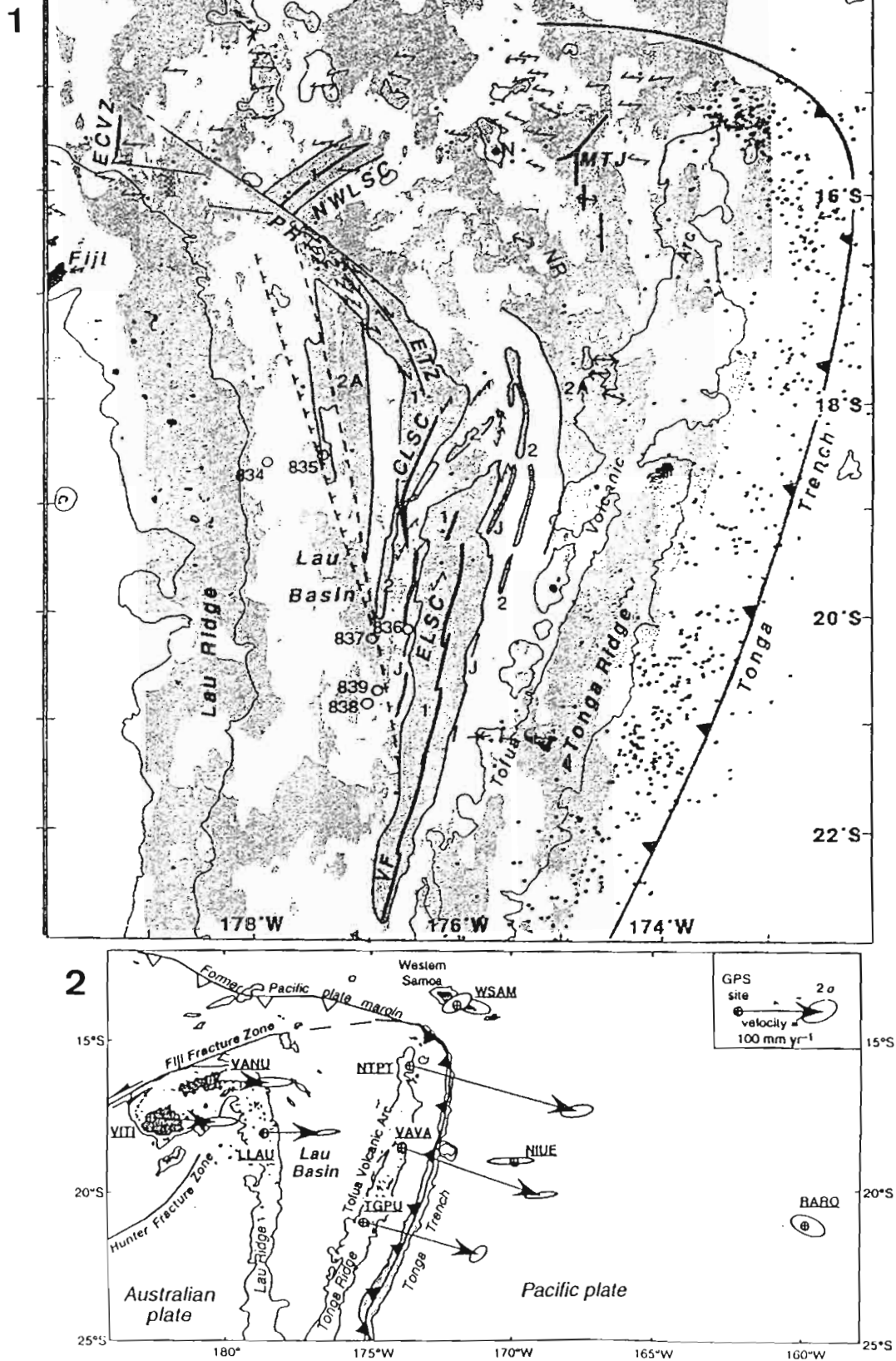
B - LE BASSIN DE LAU

1 - Situation géodynamique

Le Bassin de Lau est un bassin arrière-arc de faible profondeur (2-3 km, localement plus de 3000 m) en forme de trapèze (longueur de 1000 km, largeur de 200 km au Sud et de 450 km au Nord). Il sépare le paléo-arc de la ride de Lau, à l'Ouest, de l'arc actif des Tonga (arc de Tofua) situé sur le bord occidental de plate-forme tongienne, à l'Est (Fig. 1). Il est séparé des fossés arrière-arc du Havre au Sud par un seuil à la latitude du point de jonction entre la fosse des Tonga-Kermadec et la ride de Louisville. Il est limité au Nord par la zone de fracture Nord-Fidjienne. Ce bassin fût le premier bassin marginal à avoir été interprété comme le résultat d'une extension (depuis 3-5 Ma) à travers un arc (Karig, 1970). Les conclusions des études suivantes, souvent contradictoires et principalement basées sur les données de magnétisme et de sismicité, ont souligné la grande complexité du bassin (Chase, 1971; Sclater et al., 1972; Gill, 1976; Lawner et al., 1976; Weissel, 1977; Falvey, 1978; Cherkis, 1980; Larue et al., 1982; Malahoff et al., 1982; Eguchi, 1984; Hamburger et Isacks, 1988; Pelletier et Louat, 1989). L'âge du début d'ouverture (10, 5, 3.5 ou 2.5 Ma), la localisation des centres d'accrétion et des zones transformantes ainsi que la direction d'ouverture (E-W, NW-SE ou NE-SW) varient largement d'un modèle à l'autre, la même structure étant interprétée soit comme un axe d'accrétion, soit comme une zone transformante. La nature même de l'extension est sujet à controverse. Pour certains, elle est identique à celle des grands bassins océaniques et donc localisée sur des axes d'accrétion; pour d'autres, elle est fondamentalement différente et dominée par une déformation et un magmatisme diffus.

Durant ces dix dernières années, une masse considérable de données géophysiques et géologiques (bathymétrie multifaisceaux, imagerie, sismique, magnétisme, prélèvements, plongées, forages ODP Leg 135) a été recueillie dans le bassin de Lau, lors de nombreuses campagnes à la mer effectuées par la communauté internationale (Moton et Sleep in Scholl et Vallier, 1985; von Stackelberg et al., 1985; Foucher et al., 1988; Hawkins et Helu, 1986; Von Stackelberg, 1990; von Stackelberg et von Rad, 1990; Parson et al., 1990; Collier et Sinha, 1992; Fouquet et al., 1991; Malahoff et Falloon, 1991; Parson et Tiffin, 1993; Hughes-Clarke et al., 1993; Wiedicke et Collier, 1993; Wiedicke et Habler, 1993; Hawkins et al., 1994; Parson et Hawkins, 1994; Parson et Wright, 1996; Taylor et al., 1996). Ces recherches ont permis de reconnaître plusieurs axes d'accrétion, de découvrir des sites hydrothermaux actifs et fossiles, et de proposer un schéma cohérent du dispositif d'accrétion actuel et de l'histoire de l'ouverture des parties centrale et Sud du bassin (Parson et Hawkins, 1994; Taylor et al., 1996).

La partie du bassin située entre 17°30'S et 23°S est composée de deux domaines très différents. Le domaine occidental, constitué de croûte d'arc amincie et injectée de magmas de type MORB, résulte d'une phase d'étirement et de magmatisme qui a débuté au Miocène terminal (6 Ma). Le domaine oriental, en forme de V et constitué de croûte océanique, a été formé le long d'un système d'accrétion qui s'est ouvert à environ 10 cm/an depuis 5.5-5 Ma (Parson et Hawkins, 1994) ou 4 Ma



1. Interprétation structurale du bassin de Lau avec identification des anomalies magnétiques. VF: ride de Valu Fa, ELSC: axe oriental, CLSC: axe central, ETZ: zone de relais en extension, PR: Ride de Peggy, NLSC: axe nord-ouest, ECVZ: zone volcanique est-Cikobia, MTJ: point triple de Mangatolu (d'après Taylor et al., 1996).
 2. Vitesse des mouvements actuels à la frontière Pacifique-Australie d'après les données GPS (Bevis et al., 1995).

Figure G4 : Interprétation structurale du bassin de Lau (Taylor et al., 1996).

(Taylor et al., 1996), en se propageant rapidement vers le Sud. Ce système a subi une légère réorganisation (rotation horaire de 15° - 25°) vers 2 Ma (juste avant l'anomalie 2, Fig.) (Taylor et al., 1996). Il est actuellement composé de deux axes orientés NNE-SSW, qui se recouvrent vers 19° - $19^{\circ}20'S$ et se propagent tous les deux vers le Sud. L'axe central, reconnu de 18° S à $19^{\circ}20'S$, se propage depuis 1.5-1.2 Ma (Parson et Hawkins, 1994) au dépens de l'axe oriental, reconnu de 19° S à $22^{\circ}45'S$. Le taux actuel d'ouverture augmente du Sud au Nord: 6.5 cm/an à 21° S, 9 cm/an à 18° S, voire 10 cm/an un peu plus au Nord (Taylor et al., 1996).

Deux zones d'accrétion ont été reconnues dans la partie nord du bassin de Lau, au nord de $17^{\circ}30'S$ (Fig. 1) un axe d'environ 100 km de long, orienté NE-SW perpendiculairement à la ride transformante dextre de Peggy (Hughes-Clarke et al., 1993, Parson et Tiffin, 1993), et sur lequel un taux d'ouverture de 4.8 cm/an a été proposé (Taylor et al., 1996); 2) un point triple au Nord-Est du bassin, à l'Est de l'île de Niuafou'ou, vers $15^{\circ}30'S$ - $174^{\circ}45'W$ (Mangatolu ou King's Triple Junction: Nilsson et al., 1989; Falloon et al. 1992; Parson et Tiffin, 1993). La branche nord de ce point triple, orientée NE-SW, est reconnue jusqu'à $15^{\circ}15'S$; elle semble rejoindre le mur interne de la terminaison nord de la fosse des Tonga, où des boninites ont été draguées (Falloon et Crawford, 1991). La branche sud, d'orientation sub-méridienne et connue jusqu'à $16^{\circ}15'S$, présente plusieurs segments. La branche ouest, orientée $N80^{\circ}E$, semble la moins développée et s'étend en direction de l'île de Niuafou'ou.

Contrairement aux parties centrale et sud, la partie nord du bassin de Lau est mal connue. Son raccord avec la terminaison orientale du bassin Nord-Fidjien est quasiment inexploré. La complexité de cette région est largement liée au fonctionnement de la zone de fracture Nord-Fidjienne, une zone transformante senestre (Eguchi, 1984; Pelletier et Louat, 1989), qui relie la terminaison de la fosse de Tonga et le système d'accrétion du bassin Nord-Fidjien. Plusieurs relais extensifs ont été identifiés le long de cette zone de fracture, sur le bord nord de la plate-forme fidjienne, les zones volcaniques Est et Ouest Cikobia (Hughes Clarke et al., 1993; Jarvis et al., 1994). Contrairement au Nord de la plate-forme fidjienne où l'activité sismique est localisée sur une bande étroite et dans les zones de relais, la partie entre la plate-forme et la terminaison de la fosse des Tonga se caractérise par une sismicité étalée sur une bande d'environ 120 km de large (Pelletier et Louat, 1989).

La campagne ALAUF est précisément focalisée sur cette zone de jonction entre les bassins de Lau et Nord-Fidjien. Une compilation de toutes les données bathymétriques, gravimétriques, magnétiques et de sismicité disponibles sur la région a donc été réalisée sur la zone (DEA de Lacaze, 1996; Pelletier et al., 1998; Pelletier, 1999) dans le cadre de la préparation de la demande de campagne. Elle a permis d'identifier les directions structurales de certains secteurs et de proposer un schéma tectonique de la région. Il est proposé que les deux systèmes d'accrétion du Nord du bassin de Lau viennent se greffer sur la partie orientale de la zone transformante. En effet, des dépressions dans le mur interne de la fosse, vers $174^{\circ}W$ et $175^{\circ}30'W$, sont situées dans le prolongement des segments d'axes reconnus. Les deux systèmes d'accrétion peuvent aussi être reliés par une zone décrochante senestre et orientée NW-SE, passant par l'île de Niuafou'ou et se raccordant sur la branche ouest du point triple de $15^{\circ}30'S$ - $174^{\circ}45'W$. La branche sud du point triple se prolonge vers le Sud, sous la forme d'un rift qui entaille l'arc de Tofua vers 18° S. La forme en V autour du système oriental suggère une initiation de l'ouverture au Nord, au niveau de la zone de

fracture, et une propagation vers le Sud. La ride transformante dextre de Peggy peut se prolonger au Nord-Ouest de l'axe occidental et ainsi rejoindre l'axe d'accrétion de la partie centrale du bassin de Lau au relais extensif Est Cikobia, au Nord de plate-forme fidjienne. Cependant ce dernier pourrait tout aussi bien rejoindre une des branches E-W de la zone de fracture, passant au Sud d'un domaine relativement peu profond, apparemment structuré en N-S et situé au Nord et à l'Ouest du banc de Rochambeau. Une autre branche de la zone de fracture semble localisée plus au Nord et passerait au Sud immédiat de l'île de Futuna, où des mouvements compressifs ont lieu (Louat et al., 1989; Regnier, 1994). Dans la terminaison orientale du bassin Nord-Fidjien, au Nord de la plate-forme fidjienne, les données suggèrent la présence d'un point triple actuel et permettent de distinguer plusieurs secteurs ayant des directions structurales orientées NW-SE à WNW-ESE ou NE-SW à ENE-WSW.

Même si ce schéma tectonique reste dans le détail hypothétique, il apparaît néanmoins assez clairement que le mouvement transformant sénestre de la fracture Nord-Fidjienne est largement accommodé par une extension NW-SE à WNW-ESE, le long d'une série d'axes d'accrétion et de relais extensifs. Le jeu décrochant et les ouvertures récentes ont dispersé les fragments d'arc ou de croûte océanique créés lors de phases antérieures. Ainsi, le domaine situé à l'Est et à l'Ouest de la ride de Peggy, qui est relativement profond, sédimenté et structuré selon une direction E-W à ESE-WNW (ride de Donna) rappelant certains secteurs du Nord de la plate-forme fidjienne, pourrait être "ancien" et avoir été créé à la terminaison ou dans le prolongement du bassin Nord-Fidjien, lors d'une des phases anciennes d'ouverture. La mise en place de la zone de fracture dans sa forme actuelle est datée entre 1.6 et 1 Ma au niveau du point triple du bassin Nord-Fidjien. La modification du volcanisme dans les îles fidjiennes suggère une modification du régime tectonique vers la fin du Pliocène. Ces âges correspondent également à ceux donnés pour la réorganisation de l'ouverture dans la partie centrale du bassin de Lau (2 Ma: Taylor et al., 1996; 1.5 Ma: Parson et Hawkins, 1994). La position de la zone de fracture Nord-Fidjienne, au droit du flanc sud du plateau Nord-Mélanésien-ride de Samoa, suggère que l'entrée de cette aspérité dans la fosse du Vitiaz-Tonga a freiné puis bloqué la subduction et entraîné à la fin du Pliocène la formation d'une zone décrochante (la zone de fracture Nord-Fidjienne) dans la plaque chevauchante, en arrière de la zone de convergence. Le décalage sénestre entre la terminaison nord de la fosse des Tonga et la terminaison sud du linéament du Vitiaz est d'environ 350 km. Ceci implique un mouvement décrochant très rapide (23 cm/an depuis 1.5 Ma ou 18 cm/an depuis 2 Ma) en bon accord avec le mouvement de convergence estimé au Nord de la fosse des Tonga (18 cm/an: Pelletier et Louat, 1989) ou récemment mesuré par géodésie satellitaire (24 cm/an: Bevis et al., 1995).

2 - Pétrologie et géochimie des roches volcaniques dans le bassin de Lau

Parallèlement aux travaux sur la structure, de nombreuses études pétrographiques, géochimiques et isotopiques des laves prélevées sur les segments d'accrétion ont été réalisées (Hawkins, 1976, 1995; Jenner et al., 1987; Volpe et al., 1988; Boespflug et al., 1990, Frenzel et al. et Loock et al., in von Stackelberg et von Rad, 1990; Sunkel, 1990 in von Stackelberg, 1990; Falloon et al., 1992; Vallier et al., 1991; Danyushevsky et al., 1993; Sinton et al., 1993; Hawkins in Hawkins et al., 1994). Ces données sur le magmatisme, synthétisées par Hawkins (1995), indiquent

- MORB-N
- MORB-E
- MORB-E⁺
- Transitionnel vers alcalin
- OIB
- BABB
- BONINITE
- IAT

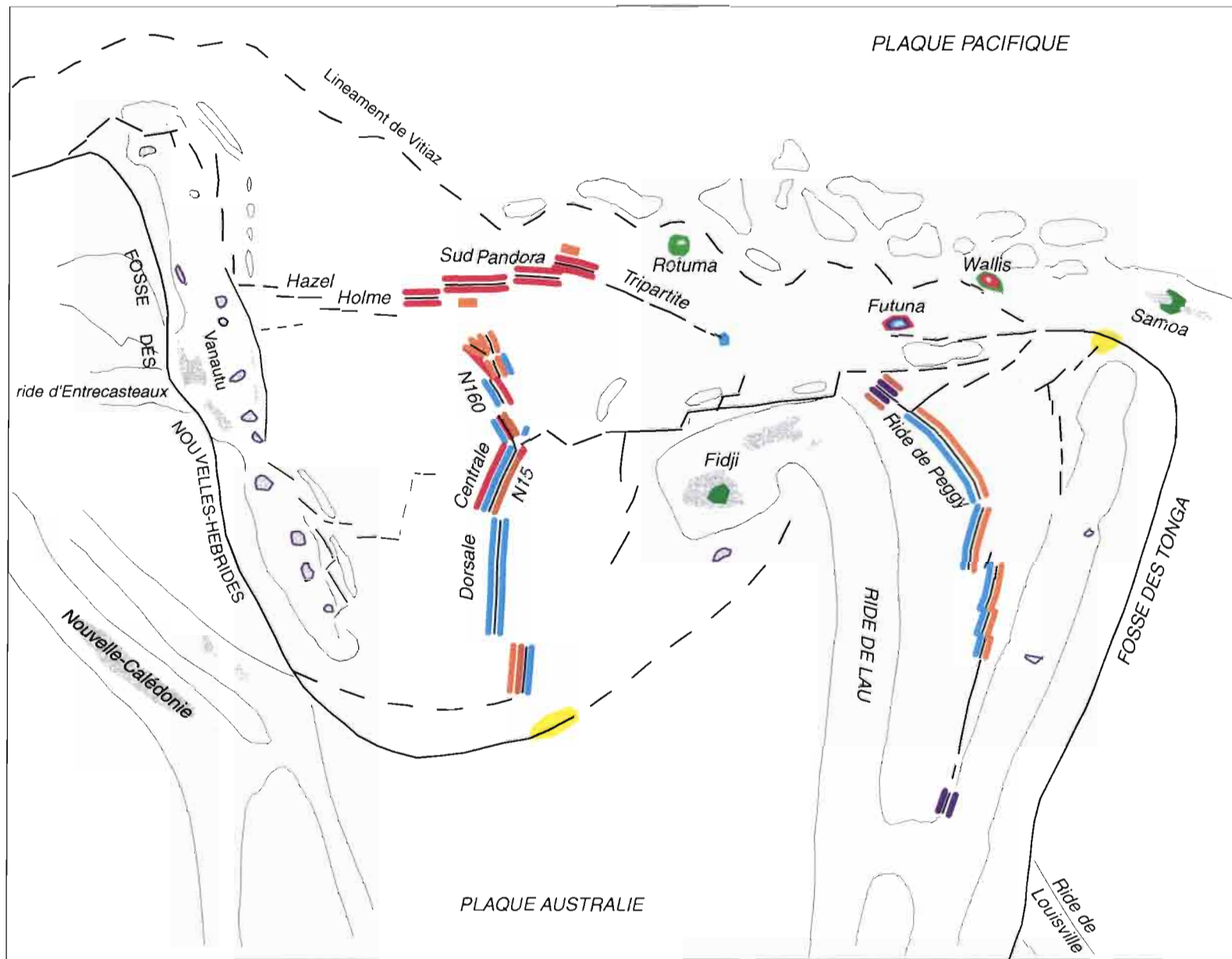


Figure G5 : Carte géochimique du pacifique Sud-Ouest

que les laves émises sont en grande majorité des tholéiites identiques aux MORB, mais qu'il existe aussi des basaltes et des andésites enrichis, intermédiaires entre des MORB et des laves d'arc, notamment au Sud, et des laves à tendance alcaline au Nord. La présence de plusieurs sources mantelliques (manteau appauvri de type Pacifique, manteau anormal de type océan indien, source(s) OIB au Nord du bassin) est proposée pour rendre compte de la nature des laves.

Le magmatisme de type arrière arc trouve son origine dans la convection forcée par la subduction d'un plaque plongeante. Le manteau source de ce magmatisme a souvent participé au préalable à la genèse du volcanisme d'arc: métasomatisé par les fluides provenant de la plaque plongeante, il fond pour donner des tholéiites d'arc, puis est entraîné par les mouvements de convection pour se retrouver dans la zone source du volcanisme d'arrière arc. Dans le cas de l'évolution du bassin de Lau, le magmatisme présente des caractéristiques d'arrière arc qui passent progressivement à des caractéristiques de bassin océanique typique (MORB). Néanmoins lorsque ces données sont replacées dans le contexte d'autres données obtenues sur les bassins arrière arc, il apparaît que ces derniers présentent des valeurs isotopiques en Pb plus basses, intermédiaires entre les valeurs de l'océan indien et celles de l'océan pacifique (Loock et al., 1990 in von Stackelberget von Rad, 1990; Tével, 1997, DEA Brest). Ces valeurs sont systématiquement plus faibles que les valeurs trouvées sur les roches volcaniques des arcs associés. Les interprétations font appel ou bien à la contribution de croûte océanique altérée due à la proximité de l'arc, ou bien à la présence d'un manteau anormal avec des caractéristiques proches de celles trouvées dans l'océan. La remontée de ce manteau anormal en provenance de profondeurs plus importantes que celles observées à l'axe des rides de bassins océaniques évolués, serait facilitée par le régime de convection mantellique particulier existant en arrière des zones de subduction. Il est alors probable que ce manteau anormal se mélange au manteau de type appauvri tel celui du Pacifique et conduise ainsi à des caractéristiques isotopiques intermédiaires entre celles observées dans l'Océan Indien et celles du Pacifique.

Les laves prélevées dans la partie nord du bassin (Ride de Peggy, Banc de Rochambeau, île de Niuafo'ou et vers le Kings Triple Junction) présentent une grande variabilité pétrographique, géochimique et isotopique. Les données suggèrent la présence de deux ou trois sources magmatiques. La présence de roches radiogéniques, notamment dans la partie nord-est du bassin, se rapprochant de celles des îles Samoa, au Nord de la fosse des Tonga et du bassin de Lau, reflète la contribution d'une ou plusieurs sources de type OIB (Ocean Island Basalt) par rapport aux domaines central et sud du bassin de Lau (Loock et al, 1990 ; Volpe et al., 1988 ; Turner et Hawkesworth, 1998).

C-LAPLATE-FORME FIDJIENNE

La plate-forme fidjienne correspond à la terminaison nord de la ride de Lau. L'épaisseur crustale des îles Fidji est d'environ 15-20 km, ce qui est typique des îles d'arc (Hamburger et al., 1990). Ces îles sont constituées principalement de roches magmatiques d'arc (volcaniques et intrusives) témoignant d'une évolution complexe en trois périodes (Rodda, 1967 and 1976, Gill, 1976 and 1984; Gill et al., 1984; Rodda and Kroenke, 1984; Whelan et al., 1985) : une période de magmatisme d'arc intra-océanique de la fin de l'Eocène au Miocène moyen; une période de

fragmentation de l'arc du Miocène terminal au Pliocène moyen et une période de déformation arrière-arc depuis la fin du Pliocène.

La première période est caractérisée par des tuffés dacitiques et des tholéiites d'arc datés de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur. Ces produits magmatiques sont intrudés par des tonalites de l'Oligocène inférieur. Ce volcanisme d'arc est relié à l'arc volcanique de Vitiaz qui comprend l'ancien arc fragmenté de Lau-Tonga, la plate-forme fidjienne et le proto-arc des Nouvelles-Hébrides avant les ouvertures du bassin Nord-Fidjien au Miocène terminal et du bassin de Lau au Pliocène. Le magmatisme tholéiitique d'arc s'est mis en place de 13 à 7 Ma (Miocène moyen à supérieur) (Whelan et al., 1985). Il est suivi d'un magmatisme calco-alcalin à shoshonitique de 6 à 3 Ma. De la fin du Pliocène au Pleistocène, deux types de volcanisme, liés à deux contextes tectoniques différents sont connus sur les îles Fidji. Dans le sud des Fidji, un volcanisme orogénique (shoshonitique), lié à la subduction du bassin Sud-Fidjien le long de la zone de fracture de Hunter, est daté de 3 à 1 Ma. Il se met en place sur la ride de Kandavu. Dans le nord et l'est des Fidji, le volcanisme orogénique est remplacé à partir de 3 Ma par un volcanisme alcalin lié au régime décrochant-extensif le long de la zone de fracture Nord-Fidjienne (Gill et al., 1984; Cole et al., 1985).

D - LE LINEAMENT DU VITIAZ ET LA SUBDUCTION-COLLISION DU PLATEAU NORD-MELANESIEN

1 - Situation géodynamique

Le linéament du Vitiaz (Brocher, 1985), bordant au Nord les bassins Nord-Fidjien et de Lau, est constitué, d'Ouest en Est, par les fosses de Cape-Johnson et du Vitiaz (Fairbridge and Stewart, 1960; Halunen, 1979) et les bassins allongés et discontinus d'Alexa, de Rotuma et de Horne (Fairbridge and Stewart, 1960; Brocher, 1985), qui relie la fosse du Vitiaz et la terminaison nord de la fosse des Tonga (Fig. 1). Cependant la position précise de ce linéament à l'Est de la fosse du Vitiaz n'est pas encore parfaitement connue. Ce linéament est pourtant une des plus importantes structures du Pacifique Sud-Ouest, puisqu'il sépare la croûte d'âge Crétacé de la plaque Pacifique au Nord et la lithosphère cénozoïque des bassins Nord-Fidjien et de Lau au Sud. Le long du bord nord du linéament, depuis la fosse du Vitiaz jusqu'aux îles Samoa, s'étend sur plus de 1500 km une série de monts sous-marins, de rides, de bancs et d'îles, connue sous le nom de plateau Nord-Mélanésien (Melanesian Border Plateau: Fairbridge and Stewart, 1960) ou de linéament Nouvelles-Hébrides - Samoa. L'origine et l'âge des éléments constituant cet alignement sont largement inconnus et probablement multiples car les massifs se situent dans le prolongement ou à la croisée de plusieurs chaînes et rides volcaniques (Brocher, 1985): 1) la chaîne ou ride des Samoa à l'Est, d'âge Miocène moyen à actuel et issue d'un point chaud (Natland et Turner, et Duncan in Brocher, 1985); 2) les îles Wallis dont le volcanisme le plus récent est d'âge Quaternaire (Price et al., 1991); 3) la chaîne des Tuvalu au Nord-Ouest, d'âge Crétacé (?) et issue d'un point chaud; 4) la ride de Robbie au Nord-Est, d'âge Crétacé (?) ou plus récente; 5) et les bancs Alexa-Charlotte à l'Ouest, résultant d'un volcanisme intra-plaque d'âge Eocène moyen (?) (Duncan in Brocher, 1985).

Le linéament du Vitiaz est considéré comme la frontière convergente entre les plaques Pacifique et Australie, active de l'Eocène au Miocène supérieur, avant le début de l'ouverture du bassin Nord Fidjien (Chase, 1971). A cette époque, l'arc du Vitiaz à vergence Nord-Est était continu des îles Tonga aux Salomon (Gill et Gorton, 1973; Falvey, 1975, 1978; Coleman et Packham, 1976, Gill et al., 1984). L'arrêt de la subduction du Vitiaz est expliqué par l'arrivée des plateaux d'Ontong Java et Nord-Mélanésien qui, portés par la plaque pacifique, ont, au Miocène supérieur, bloqué la subduction et provoqué la naissance et le développement de la subduction du Vanuatu-Sud Salomon, à vergence opposée en arrière de l'arc du Vitiaz (Kroenke, 1972; Packham, 1973; Falvey, 1975). Bien que ce scénario soit accepté par la majorité des auteurs, le détail de l'histoire de ce renversement de subduction n'est pas encore connu. Il est généralement accepté que le mouvement de convergence entre les plaques Pacifique et Australie est, depuis le Miocène supérieur, exclusivement absorbé le long des fosses de San Cristobal et du Vanuatu. Un arrêt et un renversement progressif d'Ouest en Est de la subduction du Vitiaz du Miocène supérieur au Pliocène inférieur a également été proposé (Brocher, 1985). Cependant le détail des structures ainsi que l'âge précis de l'initiation et de l'arrêt des déformations le long du linéament de Vitiaz sont encore largement mal définis. Le linéament du Vitiaz a également été interprété comme le lieu de mouvements transformants entre les plaques Pacifique et Australie (Fairbridge et Stewart, 1960).

La partie occidentale du linéament (la fosse de Vitiaz) a été reconnue lors des campagnes EVA 14 du N.O. Coriolis en 1987 (Pelletier et al., 1988), Santa Cruz du N.O. Le Noroît en 1991 (Pelletier et al., 1993). La fosse du Vitiaz de profondeur moyenne de plus de 4500 m (5600 m maximum) et allongée sur 750 km (8°30'S-168°E à 12°30'S-174°E) selon une orientation générale NW-SE, apparaît être composée d'une succession de segments NNW-SSE à NW-SE, décalés de manière senestre par des segments E-W. Le mur nord-est de la fosse, bordé par des rides WNW-ESE dont la profondeur diminue vers l'Est (3200 m à l'Ouest de 171°E, 2000 m vers 172°E, et 15-20 m vers 174°E sur le banc de Charlotte), est structuré en gradins. Le mur sud-ouest de la fosse est plus escarpé que le flanc nord-est. Aucune structure importante pouvant évoquer une arc insulaire (arc de Vitiaz) n'est présente au Sud de la fosse, à l'ouest de 170°30'E, bien qu'une ride étroite, discontinue et culminant entre 3200 et 3600 m soit parallèle au différents segments de la fosse. Par contre, une ride arquée, culminant vers 2000 m entre 170°30'E et 172°E et séparée de la fosse par un bassin contenant plus 1 std de sédiments, pourrait être interprétée soit comme un fragment de l'arc du Vitiaz, soit comme un fragment de la plaque Pacifique accrété le long de la fosse. De 163°E à 168°E, le linéament, appelé fosse de Cape-Johnson, prend une direction E-W puis ENE-WSW. Il est bordé au Nord par une ride appartenant au domaine sud du plateau d'Ontong Java.

Des portions de la partie orientale du linéament de Vitiaz et des zones adjacentes ont été étudiées lors du programme SOPACMAPS Leg 3 du N.O. L'Atalante en 1993 (Pelletier et Auzende, 1996). Les données de bathymétrie multifaisceaux, imagerie, sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie, recueillies à la terminaison est de la fosse du Vitiaz et au Nord des fossés d'Alexa et de Rotuma ont permis de caractériser la géométrie et la structure du linéament, et de préciser l'évolution de cette frontière. Le linéament, à l'Est de la fosse du Vitiaz, est composé d'une succession de segments WNW-ESE et ENE-WSW, en face de grands massifs volcaniques appartenant au plateau Nord-Mélanésien. Cette géométrie en zigzag est

interprétée comme le résultat de l'interaction des massifs volcaniques du Plateau Nord-Mélanésien qui, portés par la plaque Pacifique, sont arrivés dans la fosse et ont provoqué une segmentation de la frontière convergente, le long de décrochements senestres ENE-WSW. Le domaine au nord des fossés d'Alexa et de Rotuma, en position de mur externe, a subi une intense tectonique en faille normale associée à du volcanisme. Un couloir de déformation intra-plaque Pacifique, situé au Nord du fossé de Rotuma et parallèle à celui-ci, a été mis en évidence entre les bancs de Hera-Bayonnaise et ceux de Tuscarora-Martha-Kosciusko. Les données suggèrent que des mouvements crustaux ont continué jusqu'à une période très récente le long du linéament du Vitiaz.

2 - Pétrologie et géochimie des roches échantillonnées le long du linéament de Vitiaz

De nombreux édifices volcaniques parsèment le bord nord du bassin Nord-Fidjien, au Sud du linéament du Vitiaz. Peu connus, ils étaient - et sont souvent encore - considérés comme les témoins de l'arc Oligo-Miocène du Vitiaz (Jezek, 1977; Hughes, 1978; Carney et al., 1982; Greene et al. in Greene et Wong, 1988) antérieur à l'ouverture du bassin Nord-Fidjien. Les volcans supportant les îles d'Anuta, de Fatutaka et les bancs de Pandora, Hazel Holme et Horizon semblent en fait être installés à travers la croûte du bassin Nord-Fidjien (Pelletier et al., 1988; 1993). Un âge Miocène moyen incertain (12.5 Ma) et un âge Pliocène terminal plus fiable (2.2 Ma) ont été reportés sur l'île de Fatutaka (Jezek et al., 1977). Un volcanisme alcalin d'âge Quaternaire est présent sur l'île de Rotuma (Sinton et al. in Brocher, 1985; Woodhall, 1986). Des laves d'affinité d'arc insulaire (Sinton et al. in Brocher, 1985) et d'âge Pliocène terminal (2.2 Ma: Duncan in Brocher, 1985) ont été draguées sur le mont sous-marin Manatu, au Sud-Est du fossé de Rotuma. Des tholéiites d'affinité d'arc insulaire (Sinton et al. in Brocher, 1985) et d'âge Pliocène basal (4.9 Ma: Duncan in Brocher, 1985) ont été draguées sur le flanc nord des îles de Horne (ou îles françaises de Futuna et Alofi), au Sud du fossé de Horne, le fossé le plus oriental du linéament du Vitiaz avant sa jonction avec la fosse de Tonga; ces laves sont interprétées comme un indice de la subduction du Vitiaz.

VI - TRANSIT 1 DE NOUMEA A AMBRYM : LA FOSSE ET L'ARC DE VANUATU

L'acquisition des données de bathymétrie, de magnétisme et de gravimétrie a débuté à la sortie de la passe de la Havannah où une panne sur l'un des moteurs de propulsion du navire nous a retardé de 5-6 heures.

Le transit jusqu'à Ambrym à l'arrière-arc de Vanuatu (de 22°20'S-167°10'E à 16°28'S-168°23'E) a recoupé successivement les structures suivantes (figures NA-1 a et b, NA-2 et NA-3):

- le bassin des Loyauté (2000 m de profondeur);
- la ride des Loyauté entre Mare et Lifou;
- le bassin Nord Loyauté (4000 m de profondeur)
- la fosse de Vanuatu (6000 m de profondeur);
- l'arc volcanique de Vanuatu (sonde minimum 120 m).

La première partie du transit à travers les bassins et ride des Loyauté ne révèle pas de structures nouvelles, la zone ayant été complètement cartographiée lors des différentes campagnes de l'Atalante dans le cadre du programme ZoNéCo.

Par contre le transit à travers l'arc de Vanuatu que nous avons tracé de façon à explorer une partie du sommet et de la façade est de l'arc a permis de reconnaître deux structures intéressantes:

- un mont sous-marin dont le sommet plat probablement récifal vers 120 m de profondeur pourrait marquer la trace du bas niveau marin de 20 000 ans (figure NA-2 vers 8h00);
- une zone d'effondrement et de volcans de direction sub E-W recoupant transversalement l'arc entre Vate et Tongoa (de 17°40'S à 17°S) dans le prolongement nord-ouest des fossés arrière-arc du sud du Vanuatu (figure NA-1b et NA-3). Trois escarpements majeurs à regard Nord et orientés N95-N100 limitent le bord NE de l'île de Vate; l'escarpement supérieur se situe dans le prolongement de la baie de Forari à Vate. Ces escarpements résultent vraisemblablement du jeu de failles à composante au moins en partie normale. Le fond de la zone déprimée (1600 m) est en partie obstrué par une série de volcans sous-marins entre 17°26' 17°03', dont le plus grand, parfaitement conique et situé au centre, culmine à 200 de profondeur.

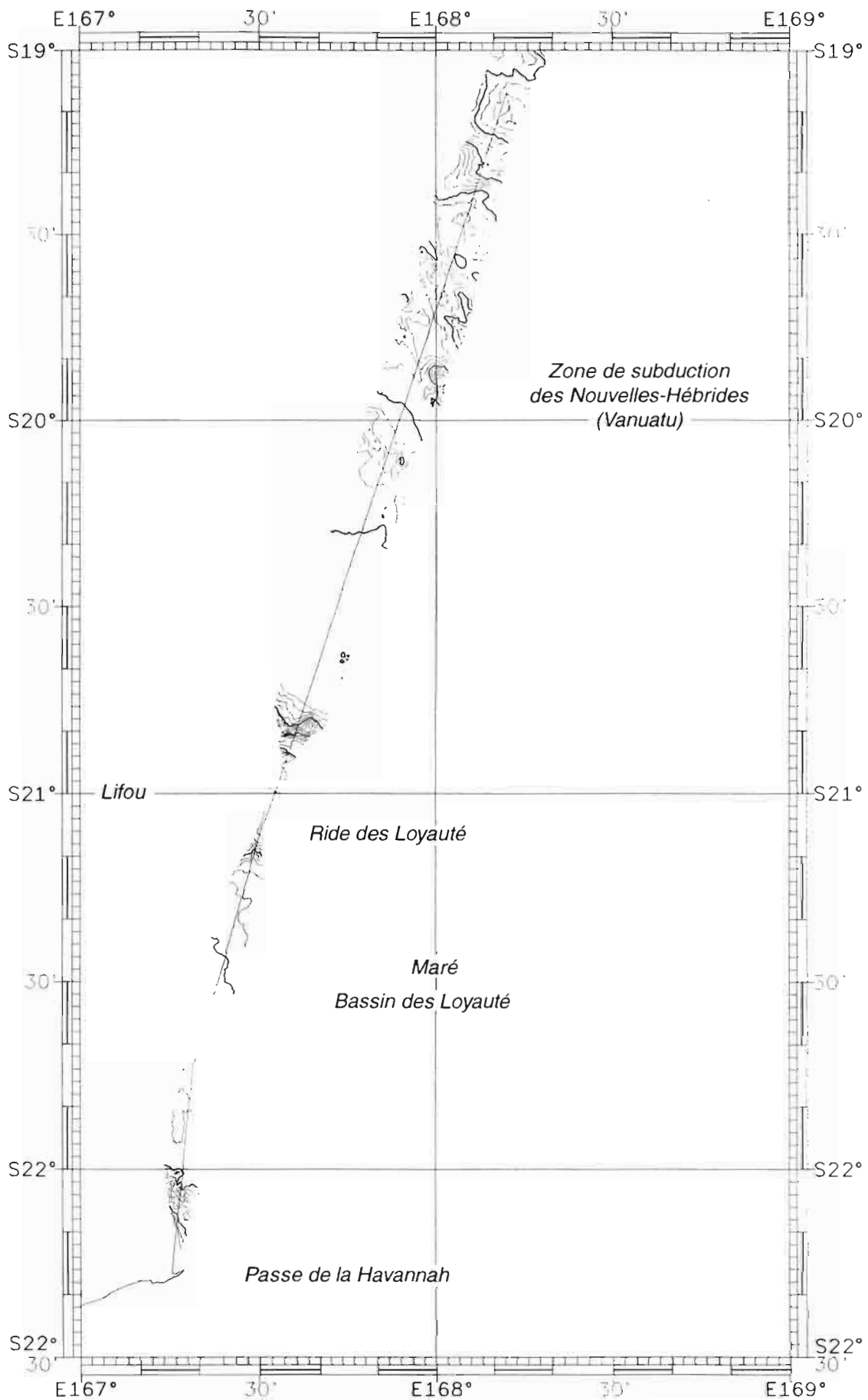


Figure NA-1a : Carte bathymétrique EM12 le long du transit entre Nouméa et Vaté (Vanuatu). Isobathes 200m.

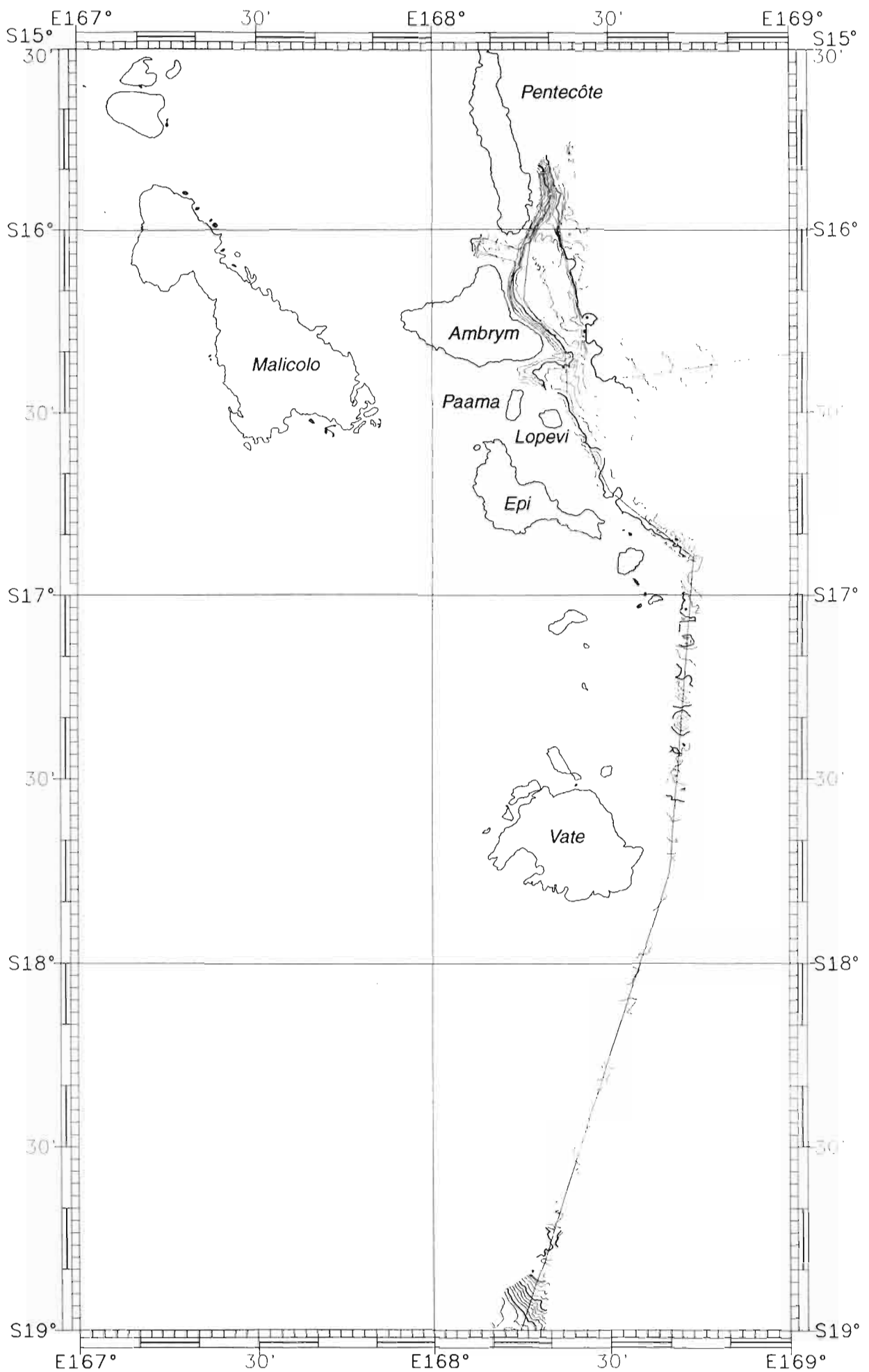
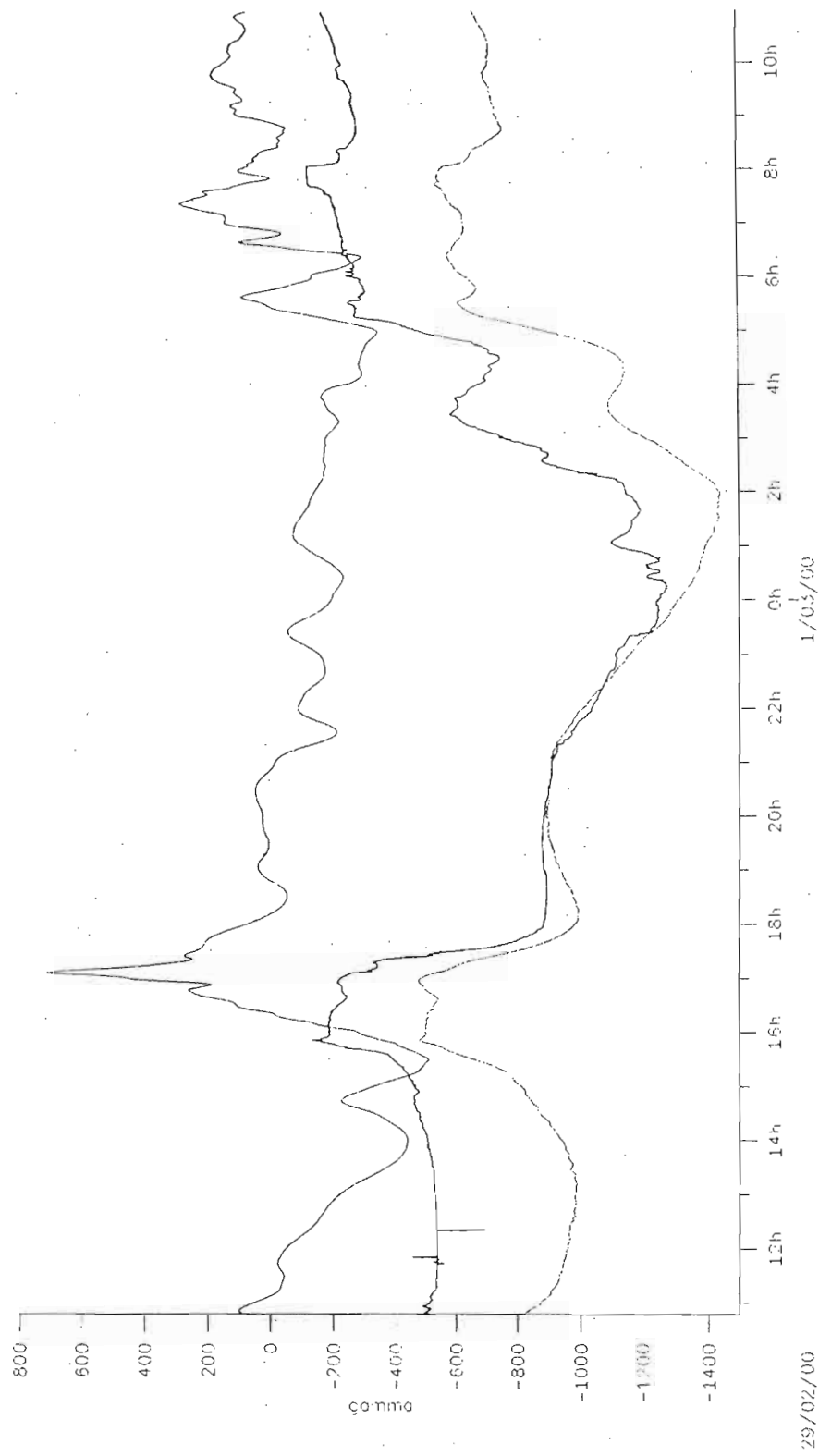


Figure NA-1b : Carte bathymétrique EM12 le long du transit entre Nouméa et Vaté (Vanuatu). Isobathes 200m.



29/02/00

0
-500
-1000
-1500
-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
-4500
-5000
-5500
-6000
-6500
-7000

150
100
50
0
-50
-100
-150

Figure NA-2 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit 1 de Nouméa à Est Vate (Vanuatu).

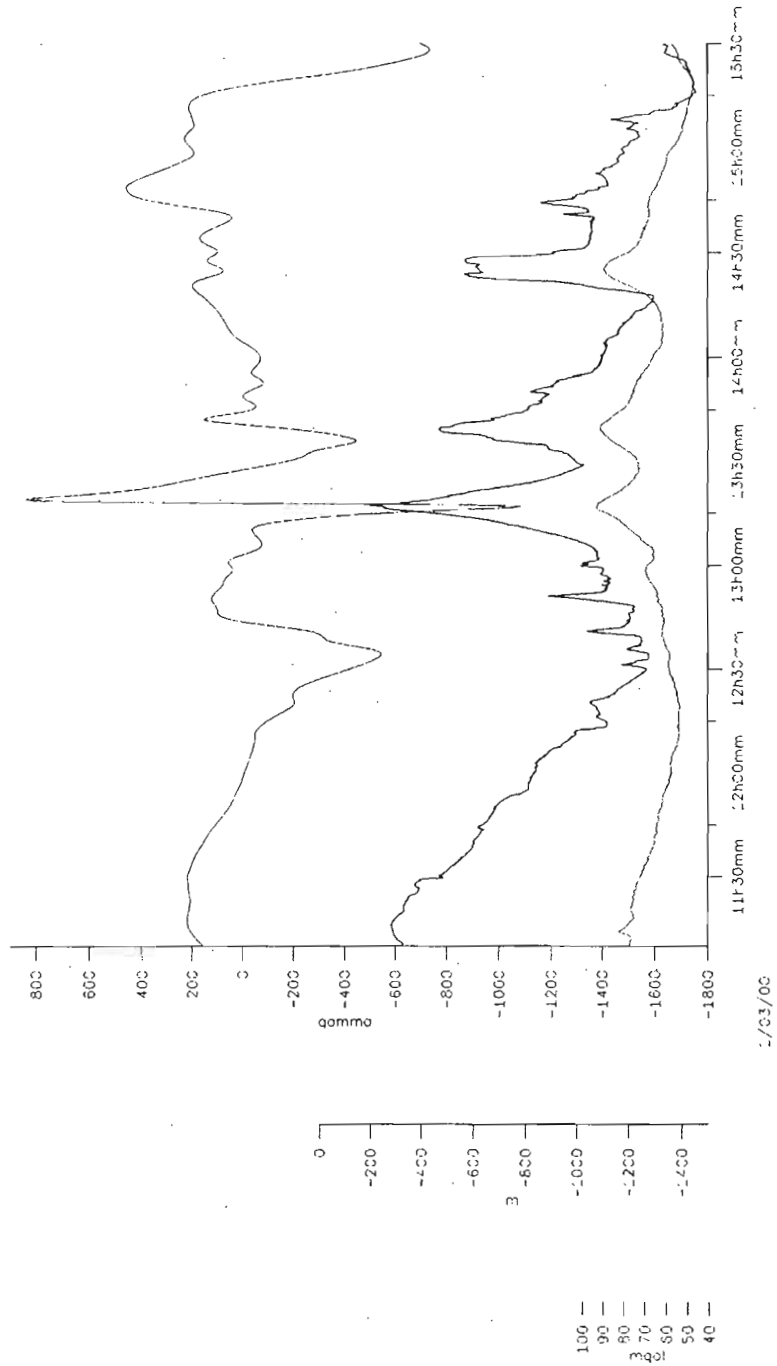


Figure NA-3 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit 1 de Est Vate (Vanuatu) à Est Tonga montrant les escarpements de faille N90-N100 et le champ volcanique au Nord Est de Vate.

VII - ETUDE DE LA REGION EST AMBRYM - SUD PENTECOTE (Boîte Ambrym

A. Données sur le séisme et le tsunami d'Ambrym-Pentecote du 26 novembre 1999

1. Introduction

Dans la nuit du 26 au 27 novembre 1999, à 0h21 locale (13h21 le 26/11/99 TU), les îles centrales de Vanuatu et plus particulièrement celles d'Ambrym et de Pentecôte ont été fortement ébranlées par un séisme superficiel de magnitude 7.5, puis frappées sévèrement par un tsunami, provoquant la mort de 10 personnes, de très nombreux glissements de terrain et d'importants dommages aux maisons et ouvrages (églises, écoles, réservoirs d'eau...).

La partie centrale de l'arc de Vanuatu, dont la structure est fortement perturbée par la subduction de la ride d'Entrecasteaux portée par la plaque australienne, est caractérisée par l'absence de fosse, la présence de grandes îles en avant (Santo, Mallicolo) et en arrière de l'arc actif (Maéwo, Pentecôte), et la présence d'un profond bassin intra-arc, le bassin d'Aoba, traversé par de gros appareils volcaniques actifs (Collot et al., 1985) (figure A1). Les données de néotectonique et de sismicité indiquent une surrection des îles avant et arrière-arc (Taylor et al., 1987), des zones de sismicité superficielle en avant et en arrière de l'arc avec des séismes de forte magnitude (entre 7 et 7.5) dans la zone avant-arc (Louat et al., 1988), et un raccourcissement arrière-arc (Louat et Pelletier, 1989). Les récentes données de mesure GPS indiquent une faible vitesse de convergence à la fosse au niveau du bloc central (4-5 cm/an à Santo-Mallicolo) comparativement au bloc plus sud (10 cm/an à Vaté), et suggère la présence d'une zone de décrochement intra-arc dextre d'environ 5 cm/an raccordant l'avant et l'arrière-arc, ainsi qu'une vitesse de convergence équivalente à celle de la fosse le long de la zone de chevauchement arrière-arc (Calmant et al. 1995; Taylor et al., 1995; Pelletier et al., 1998). C'est précisément sur la partie sud de cette zone de chevauchement arrière-arc qu'a eu lieu le fort séisme destructeur du 26 novembre 1999 (figure A1).

Les premières données sur cet événement ont été collectées lors de missions en décembre 1999 et Février 2000 dans les zones les plus concernées (la partie sud de l'île de Pentecôte et la partie est de l'île d'Ambrym) et recueillies grâce aux réseaux sismologique et géodésique que l'IRD à Vanuatu (Pelletier et al, soumis).

2. Données de sismicité

Le choc principal (Ms 7.1, Mw 7.5 à 13h21 TU le 26 novembre 1999) a été localisé au Sud d'Ambrym par l'USGS (vers Paama-Lopevi entre Ambrym et Epi à 16.43°S, 168.23°E, 33 km de profondeur) et au Nord-Est d'Ambrym par Harvard (à l'Est de la pointe sud de Pentecôte à 16.02°S, 168.33°E, 20 km de profondeur). Il est localisé par le réseau IRD au Vanuatu (8 stations) à la pointe Nord d'Ambrym (16.11°S, 168.13°E, 18.75 km) (figure A2). Les îles les plus sévèrement touchées par cette crise (victimes, dégâts importants aux structures et très nombreux glissements de terrain) sont la partie est et nord-est d'Ambrym et surtout le Sud et le centre de Pentecôte, où l'intensité sur l'échelle de Mercalli est estimée 7 à 8. Une soixantaine

de répliques significatives, dont 6 de magnitude comprise entre 5 et 6, ont été enregistrées par le réseau dans les 9 heures qui ont suivi le choc principal (figure A2). Elles se répartissent sur une bande Nord-Sud d'environ 25 km de large et 100 km de long depuis le Sud d'Ambrym (16.5°S) jusqu'à la partie nord de Pentecôte (15.6°S) où est survenue la plus forte des répliques (Mw: 5.9) à 22h03. La dimension de cette zone de répliques est compatible avec le moment sismique publié par Harvard pour le choc principal, soulignant ainsi déjà la zone de rupture.

Le mécanisme au foyer publié par Harvard indique un mouvement chevauchant. Compte tenu du cadre tectonique et de la séismicité superficielle antérieure de cette région, le plan orienté N191° et faiblement incliné à l'Ouest (28°) est interprété comme le plan de rupture. Il s'agit du plus fort séisme enregistré et connu historiquement sur la zone de compression arrière-arc de la partie centrale de l'arc du Vanuatu qui s'étend sur environ 350 km, de 13°20'S à 16°40'S. Il est à noter qu'un fort séisme compressif a déjà eu lieu le 22 août 1999 dans cette région à l'Ouest du chenal entre les îles de Pentecôte et d'Ambrym (Mw 6.5 à 16.12°E, 168.04°E, 33 km) et qu'une petite crise sismique est survenue en février 1999 entre Maewo, Pentecôte et Aoba (séismes de magnitude 6.0, 5.4 et 5.0 les 14, 15 et 26 février 1999 à 15.5°S, 168°E, 10 km) juste au Nord de la zone de répliques (figure A1). Ce très fort séisme du 26 novembre 1999, d'une magnitude égale à celle des événements se produisant généralement dans le domaine avant-arc (Santo-Mallicolo), confirme, en accord avec l'interprétation des récentes données géodésiques GPS, que la zone de convergence arrière-arc est un élément essentiel de la tectonique active de la partie centrale de l'arc du Vanuatu.

3. Données sur le tsunami

La zone la plus touchée par le tsunami a été la baie Martelli (5 morts, village rasé sauf l'église) à l'extrémité sud de l'île de Pentecôte. Les témoignages font état d'un retrait important (200 m) de la mer puis de l'arrivée de trois vagues majeures. L'eau a pénétré dans la baie sur presque 1 km. La hauteur de la vague a été estimée à 6-7 m. Plus à l'Ouest, sur la côte ouest de l'île de Pentecôte, elle n'est plus que de 1 à 2 m. Les observations indiquent une variation très rapide de la hauteur du raz de marée, visiblement due à des effets de site. Dans la partie Est d'Ambrym, la vague a été estimée à 1- 2 m de hauteur sur la côte sud et à 3-4 m sur la côte nord-est. Une hauteur de 7-8 m a été mesurée dans l'embouchure de la rivière au Sud du village de Pamal à l'extrémité est de l'île. Cette valeur extrême semble être due à la forme de la côte (éperon rocheux ESE-WSW) qui a servi de guide à la vague pour pénétrer largement (plusieurs centaines de mètres) dans la rivière. Par ailleurs, un fort retrait de la mer puis de nombreuses oscillations de 1 à 2 m ont été signalées au Nord-Ouest d'Epi (Baie Lamén) ainsi que sur la côte est de Mallicolo (un bateau de 50 tonnes a été coulé dans la baie de Tisman). Le marégraphe situé au Nord de l'île de Vaté, à 160 km de la zone épiscopale, enregistra plusieurs oscillations de la mer à partir de 14h00 TU le 26 novembre, soit 1/2 h après le choc principal (amplitude maximum de 1.2 m avec positif de 0.5 m à 14h30).

L'événement ayant eu lieu en pleine nuit, les témoignages sont assez imprécis sur l'heure d'arrivée du tsunami et sa relation avec le choc principal. A Vaté, l'heure d'arrivée du tsunami apparaît bien trop tardive relativement à l'heure du choc

principal, ce qui suggère une origine gravitaire comme dans le cas du tsunami de Papouasie Nouvelle-Guinée du 17 juillet 1998 (Kawata et al., 1998; Tappin et al., 1998).

4. Données sur les mouvements co-sismiques

Compte tenu des premières localisation et modélisation du séisme et des premières informations recueillies sur place, il est rapidement apparu que la partie est d'Ambrym était peut être la seule portion de côte qui avait pu subir un soulèvement co-sismique significatif, les parties sud de Pentecôte et centre Ambrym ayant subsidé. Deux missions ont donc été réalisées à Ambrym du 11 au 14 décembre (Bernard Pelletier), soit 2 semaines après le séisme, puis du 15 au 17 février 2000 (Bernard Pelletier, Yves Lagabrielle), pour mesurer l'ampleur des mouvements verticaux. Diverses observations ont permis de confirmer une forte surrection de la partie la plus orientale de l'île. Au Sud-est d'Ulei, près de l'extrémité est de l'île, un platier habituellement sous l'eau sauf à grande marée basse est maintenant quasiment tout le temps émergé sauf à marée haute. Les coraux sur ce platier sont maintenant morts suite à une trop grande exposition au soleil. La taille des colonies coralliennes indique un soulèvement d'au moins 50 cm. Par ailleurs, une bande blanche résultant de la dessiccation des algues rouges encroûtantes est visible sur tous les éperons rocheux de la côte la plus orientale de l'île. Une telle nécrose avait déjà été observée suite au séisme d'Antofagasta du 30 juillet 1995 au Chili (Ortlieb et al., 1996). La hauteur de cette frange a permis de mesurer les soulèvements en différents endroits (figure A3). Le soulèvement décroît rapidement vers l'Ouest depuis 1-1.2 m (région de Ulei-Pamal) jusqu'à s'annuler à 3 km de la pointe est de l'île (région d'Utas). Plus à l'Ouest, une absence de surrection et des indices de subsidence ont été observés, aussi bien sur les côtes sud que nord de la partie orientale de l'île. Deux survols en avion à basse altitude le long de la côte (le 14 Décembre et le 16 Février) ont permis de confirmer et de cartographier la disparition de la bande blanche sur les côtes sud et nord. Le fort gradient des mouvements verticaux suggère que la zone de rupture est proche et superficielle, sous la partie orientale de l'île.

Parallèlement aux observations de terrain, l'ensemble du réseau GPS régional, soit une vingtaine de sites, est en cours de réoccupation. Le site GPS le plus proche de la zone épiscopale (site de Craig Cove à la pointe ouest d'Ambrym) a été ré-observé dans la semaine qui a suivi le séisme. Le déplacement cosismique à ce site serait d'environ 35 cm vers l'Est et de 5 cm vers le Nord, le déplacement vertical étant négligeable.

Les déplacements cosismiques présentés ci-dessus ont été utilisés pour déterminer la géométrie et le glissement de la rupture à l'aide d'un modèle de dislocation et du mécanisme au foyer de Harvard (épiscopale, plan porteur, direction du glissement, moment sismique). Le meilleur ajustement avec les observations est obtenu pour une faille de 92 km par 17 km, entre 0 et 15 km de profondeur, avec un glissement uniforme sur de 4,5 m. La profondeur ainsi calculée du centre de la faille, bien inférieure à celle publiée par Harvard (20 km), indique que la rupture a certainement atteint la surface. Cette géométrie de faille est en accord avec l'étendue de la zone de répliques et la profondeur hypocentrale premier mouvement obtenue avec les données du réseau local (18.75 km), ce qui suggère une propagation de la rupture vers la surface.

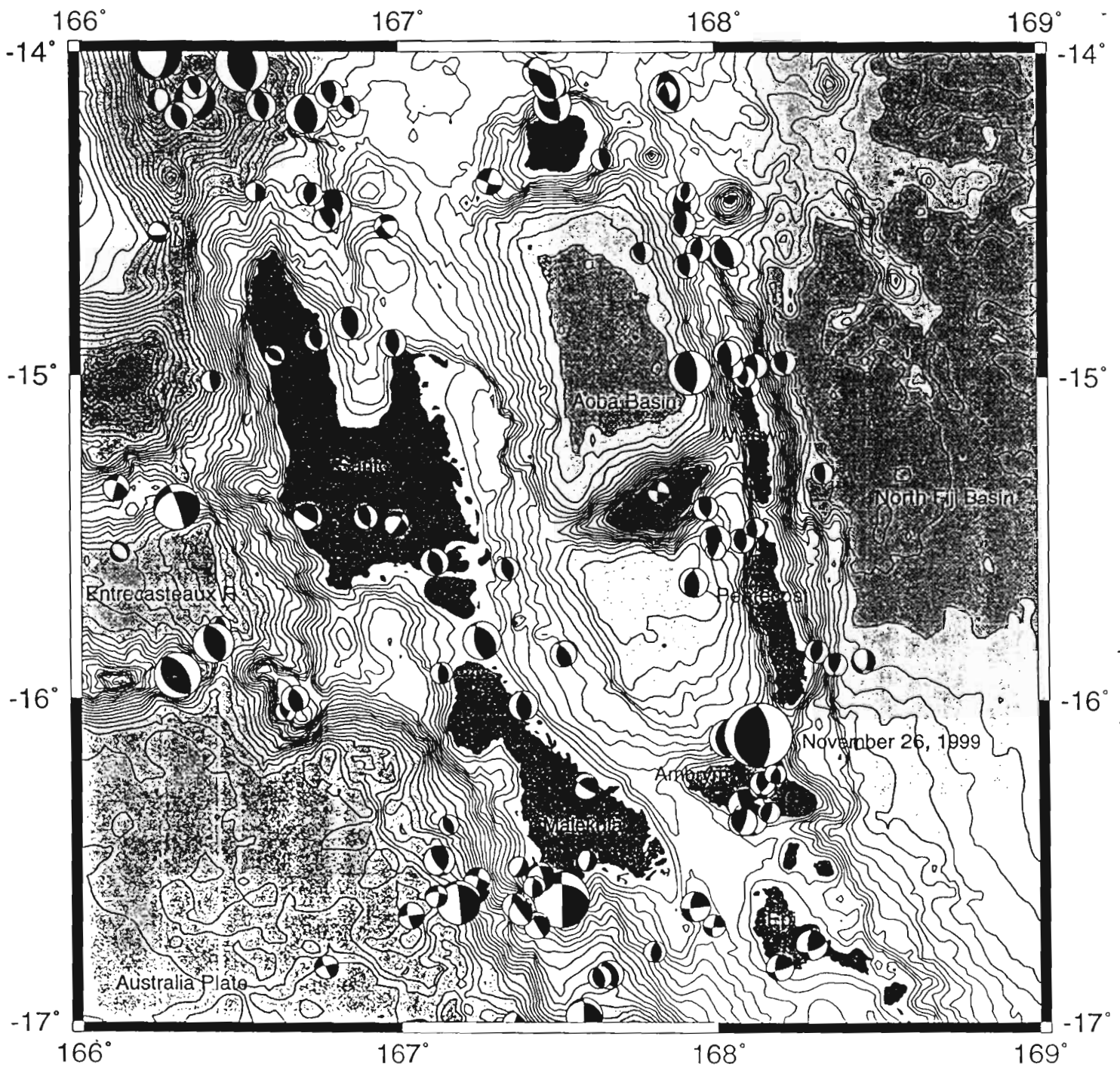


Figure A1 : Carte bathymétrique de la partie centrale de l'arc de Vanuatu et mécanismes au foyer des séismes superficiels (position NEIC, 0-50 km) sur la période janvier 1976 - juin 1999 (Pelletier et al., soumis).

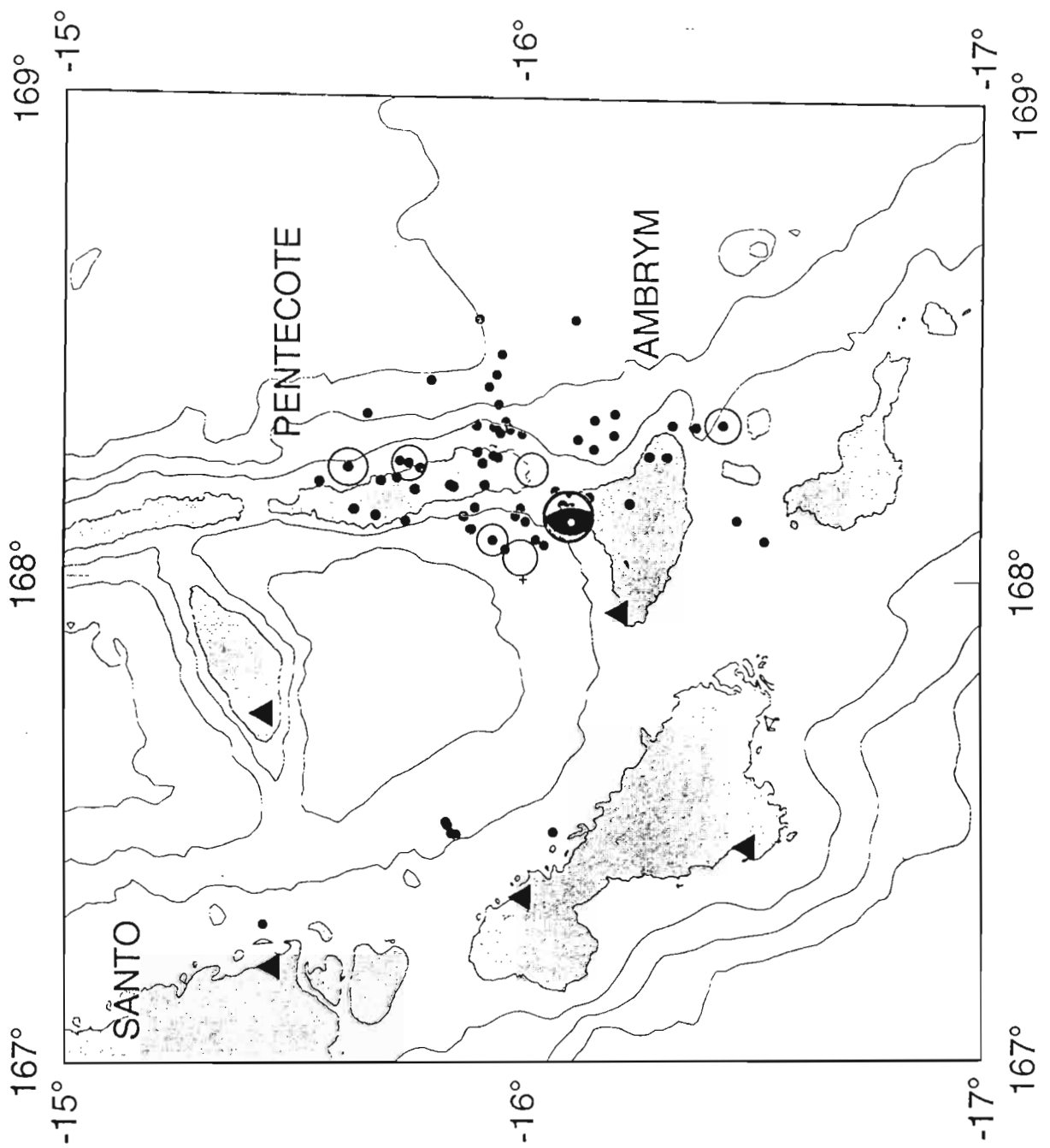


Figure A2 : Carte de localisation du séisme principal (26/11/1999) et des répliques enregistrées par le réseau local IRD dans les 9 premières heures de la crise sismique (Pelletier et al., soumis).

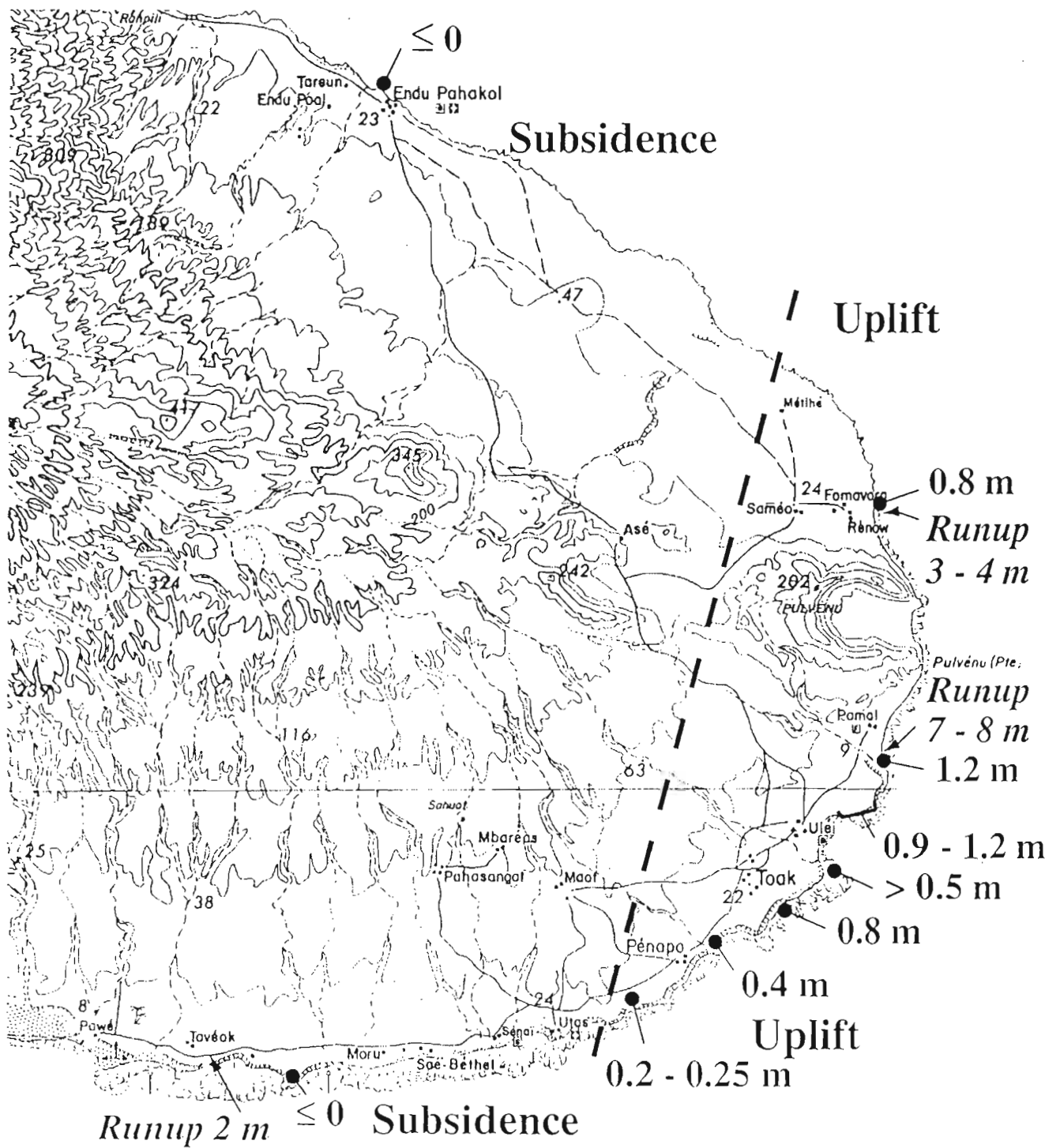


Figure A3 : Mesures des mouvements verticaux et observations liées au séisme et tsunamis du 26 novembre 1999 dans la partie orientale d'Ambrym (Pelletier et al., soumis).

B. Travaux sur zone et interprétation

1. Cadre du lever réalisé

Le lever réalisé par L'Atalante au cours de la campagne ALAUF1 a permis d'obtenir une couverture continue le long des côtes E-Ambrym et SE-Pentecôte entre les isobathes 200-300m et 2500m entre S16°27' au sud et S15°50' au nord (figures A3 et A4). Quatre passages ont été réalisés, le premier en suivant l'isobathe 1000 m, le second à l'intérieur du premier profil, plus près des côtes pour compléter la cartographie dans les faibles profondeurs et pour pénétrer dans le chenal Selwyn, afin de se raccorder au lever de L'Atalante dans le bassin d'Aoba en 1993 (SOPACMAPS Leg 1). Les deux autres passages ont permis de compléter la carte vers les grandes profondeurs. A l'exception d'un profil du N.O. Jean Charcot en 1985 (SEAPSO2), les données antérieures de sondeur multifaisceaux étaient inexistantes, la cartographie disponible s'appuyant sur des profils des campagnes anciennes notamment du Coriolis et de la R.A.N. (Royal Australian Navy) (compilation B. Pelletier et al, 1997). Par ailleurs un profil du Maurice Ewing avec le système de cartographie Hydrosweep a été réalisé dans le chenal Selwyn par l'Université d'Hawaii (B. Taylor) le 25 février 2000 lors d'un transit entre le bassin de Woodlark et Suva, Fidji, quelques jours avant le passage du N.O. L'Atalante lors de la campagne ALAUF1.

2. Interprétation.

a - Structure (Figures A6 à A9)

La zone explorée comprend la bordure occidentale du bassin Nord-Fidjien avec des fonds supérieurs à 2000 m caractérisés par la présence de seamounts à sommets plats atteignant 10 km de diamètre pour une élévation de 400 m. Ce domaine s'enfonce sous le contact chevauchant de l'arrière-arc du Vanuatu, bien marqué par un escarpement rectiligne orienté N 170 dans la partie centrale de la carte puis NS au nord. Cet escarpement constitue le bas de la pente inférieure (lower slope scarp). Un des monts sous-marin du domaine du Bassin Nord-Fidjien semble engagé en partie sous le chevauchement frontal (à S16°05').

Dans la partie centrale de la carte, l'escarpement de bas de pente atteint 500 m de dénivelé avec une pente raide (26%). Il fait place à l'ouest à une vaste zone peu pentée (pente moyenne : middle slope), passant à son tour à la pente supérieure marquant le pied des îles. Au nord, au niveau de Pentecôte, le replat de la pente moyenne n'existe pratiquement pas et se marque seulement par un étroit palier, de sorte que la pente supérieure et la pente inférieure sont en continuité. La côte de l'île de Pentecôte domine de ce fait directement les fonds du bassin océanique de 2000 m, selon une pente de 22%.

La pente est affectée de nombreux ravinements (gullies) au niveau de Pentecôte, alors qu'elle semble plus lisse, mais présentant des traînées d'éboulis actifs, à l'est d'Ambrym (au niveau des coulées historiques de 1886).

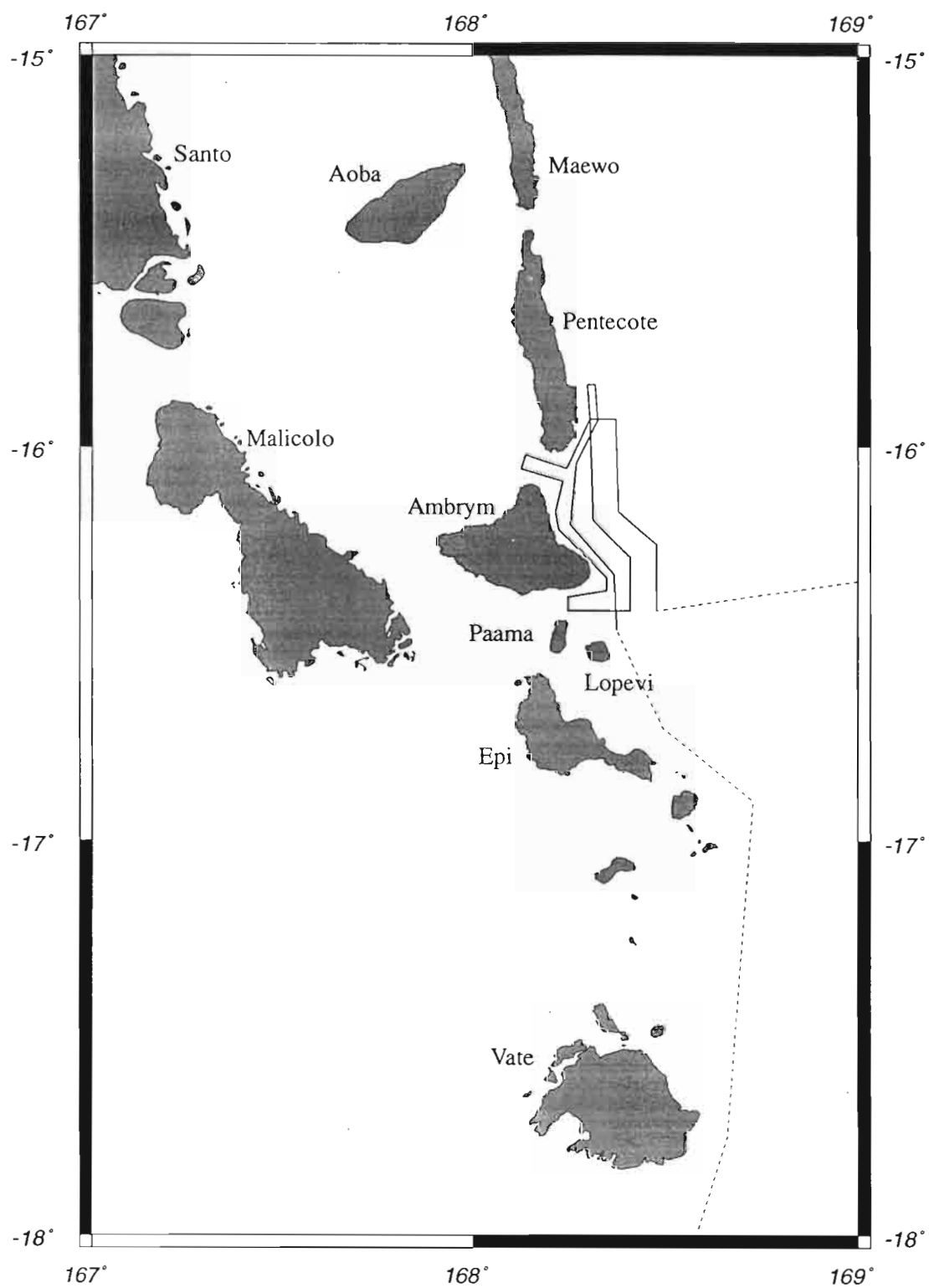


Figure A4 : Plan de position de la campagne dans les îles centrales de Vanuatu.

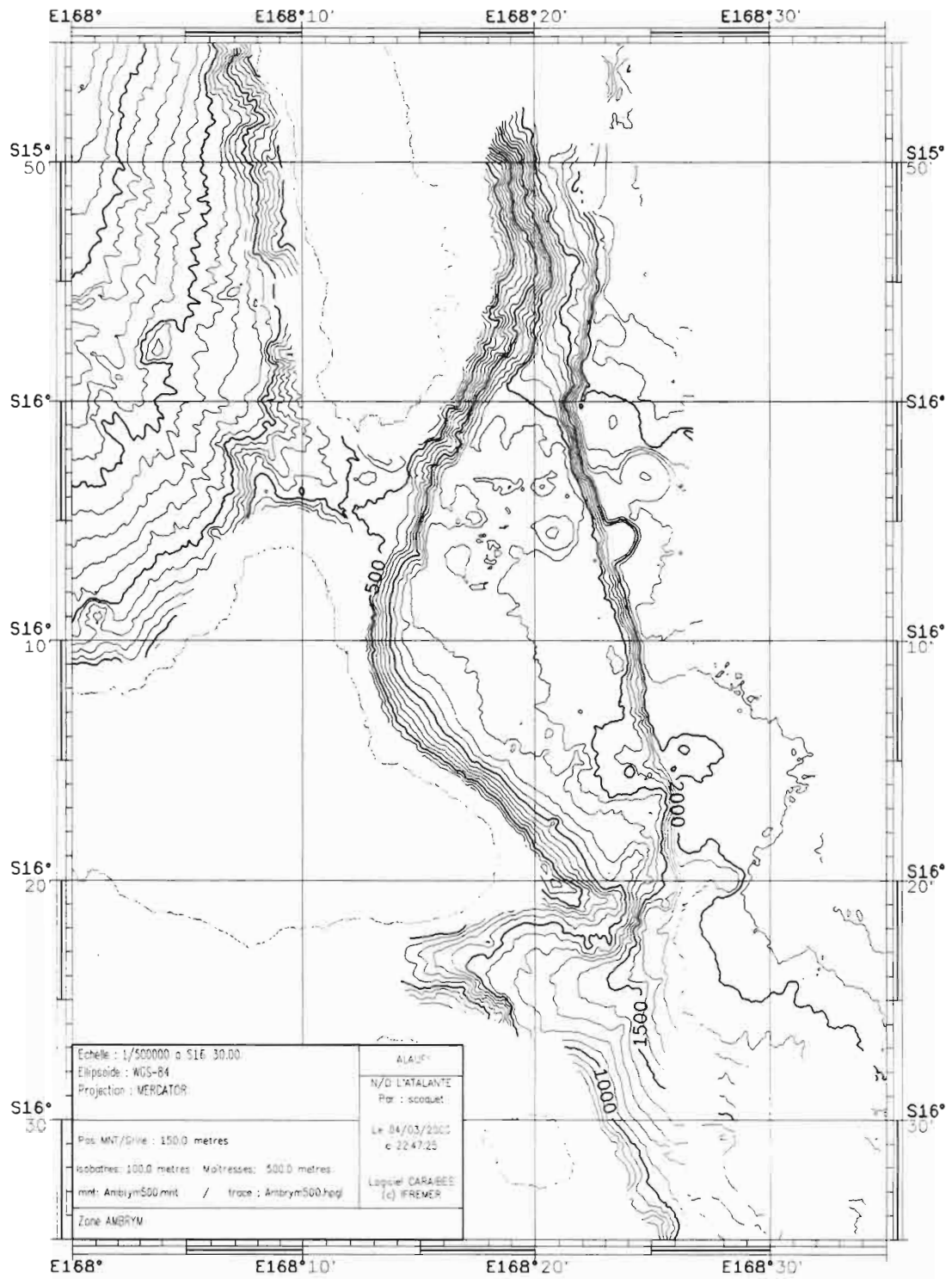


Figure A6 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Ambrym. 1/500 000, isobathes: 100 m.

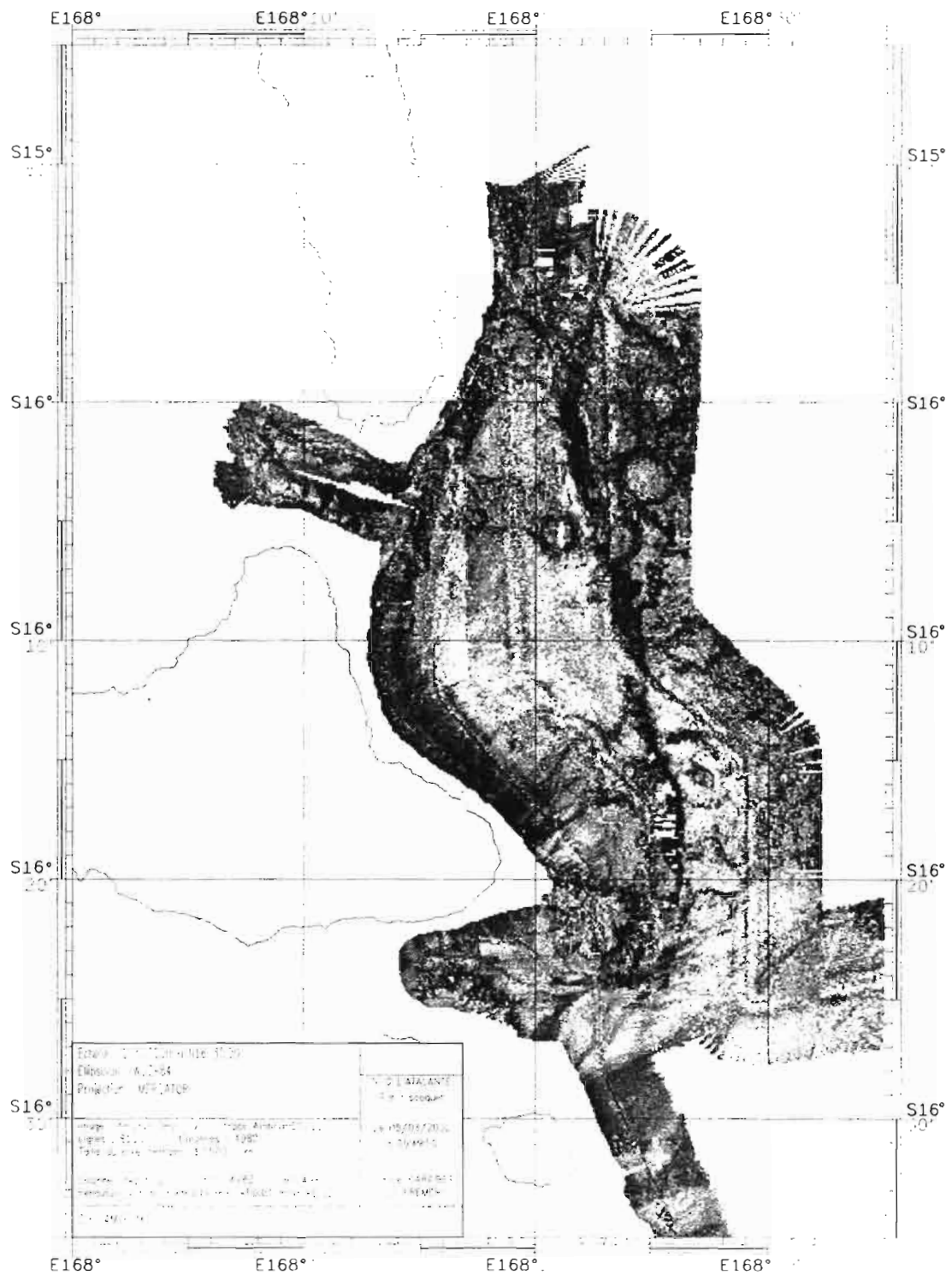
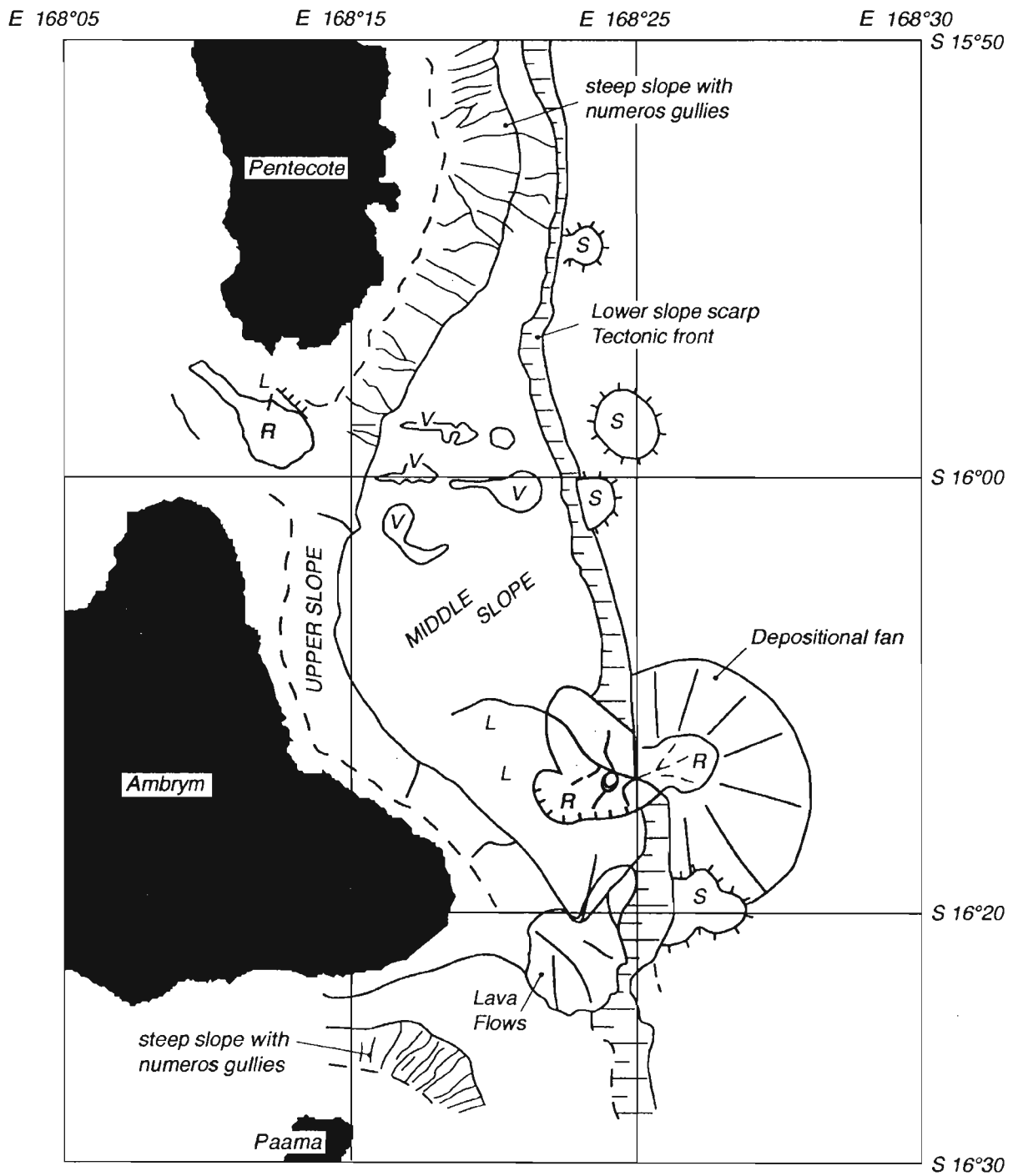


Figure A7 : Imagerie de la boîte Ambrym. 1/500 000.



V= Volcanoes.
R= Rock avalanche (hummocky areas).

L= Landslide.
S= Seamount on the NFB seafloor.

Figure A8 : Schéma structural de la boîte Ambrym.

Un éperon sous marin à l'est de la pointe d'Ambrym est interprété d'après l'imagerie et la topographie comme un ensemble de coulées récentes. Du volcanisme fissural et des cônes volcaniques sont également alignés sur des directions E-W à l'est du chenal Selwyn entre les deux îles.

b-Glissements et avalanches de débris récents possibles

Deux zones susceptibles de présenter les traces de glissements de terrain et de coulées de blocs ont été reconnues, l'une à la pointe Est de l'île d'Ambrym, l'autre dans le chenal Selwyn au large immédiat de la Baie Martelli.

Dans le premier cas (figures A10 et A11), il s'agit d'un ensemble complexe de 10 km de long, intéressant le haut de la pente, la pente moyenne et le talus de bas de pente. Le haut de pente présente des traînées d'éboulis très réfléchifs, semblant réactivés. La pente moyenne montre des blocs de 500 m probablement glissés et des fronts de loupes de glissement. Le talus de bas de pente, correspondant au front tectonique compressif, est entaillé par un canyon de 1 km de large au dessus duquel un escarpement très frais dans la pente moyenne pourrait correspondre à une zone de départ d'un volume important de matériel glissé. Ce matériel hétérogène, montrant de nombreuses loupes et fissures, et semblant contenir des blocs hectométriques est très réfléchif. Il semble encombrer le canyon et se déverser au pied de l'escarpement sous la forme d'un éventail. Plusieurs événements gravitaires successifs pourraient être à l'origine de l'ensemble de cette structure dont une partie seulement aurait été ravivée par le séisme de novembre 1999.

La deuxième zone de glissement potentiel est située dans le chenal de Selwyn, au pied de la Baie Martelli (figure A12 à A14). La zone source comprend une cicatrice orientée N 150, à 400 m de profondeur, bien visible sur le bloc diagramme établi d'après le MNT au pas de 20 m réalisé à bord (cette définition a été atteinte du fait de la faible profondeur d'eau, le sondeur étant en mode shallow avec des pings rapprochés). La direction de la cicatrice correspond à celle de la bordure de la côte au droit de la zone glissée et à celle des failles dans les calcaires récifaux soulevés de l'île, à l'ouest de la Baie Martelli. De cette cicatrice un matériel hétérogène s'étale dans le seuil entre les deux îles; il présente un aspect tourmenté en creux et bosses (hummocky) et une forte réflectivité acoustique. Il pourrait s'agir d'un éboulement de débris mais on ne peut exclure une origine volcanique (coulée chaotique récente). Vers l'ouest, une langue d'avalanche de débris d'origine sédimentaire beaucoup plus probable présentant des diverticules atteint la profondeur de 900 m. Le haut de pente non affecté par les instabilités gravitaires est conservé à l'est de la cicatrice.

3. Conclusions

Des glissements de terrain probablement liés au séisme ont pu être identifiés dans la région proche des zones les plus touchées par le tsunami. Le volume de matériaux glissée pourra être calculé dans les deux cas, ce qui permettra de réaliser une modélisation en terme de tsunami et de la comparer avec les données observées sur le terrain.

Une portion de la zone de convergence à l'arrière de la partie centrale de l'arc du Vanuatu soumise à la subduction de la ride d'Entrecasteaux a été pour la première fois cartographiée en détail. Ces données couplées aux données de sismologie, de géodésie et de néotectonique à terre permettront une étude multidisciplinaire intégrée terre-mer sur un exemple de compression arrière-arc au droit de la subduction d'une ride aiséismique.

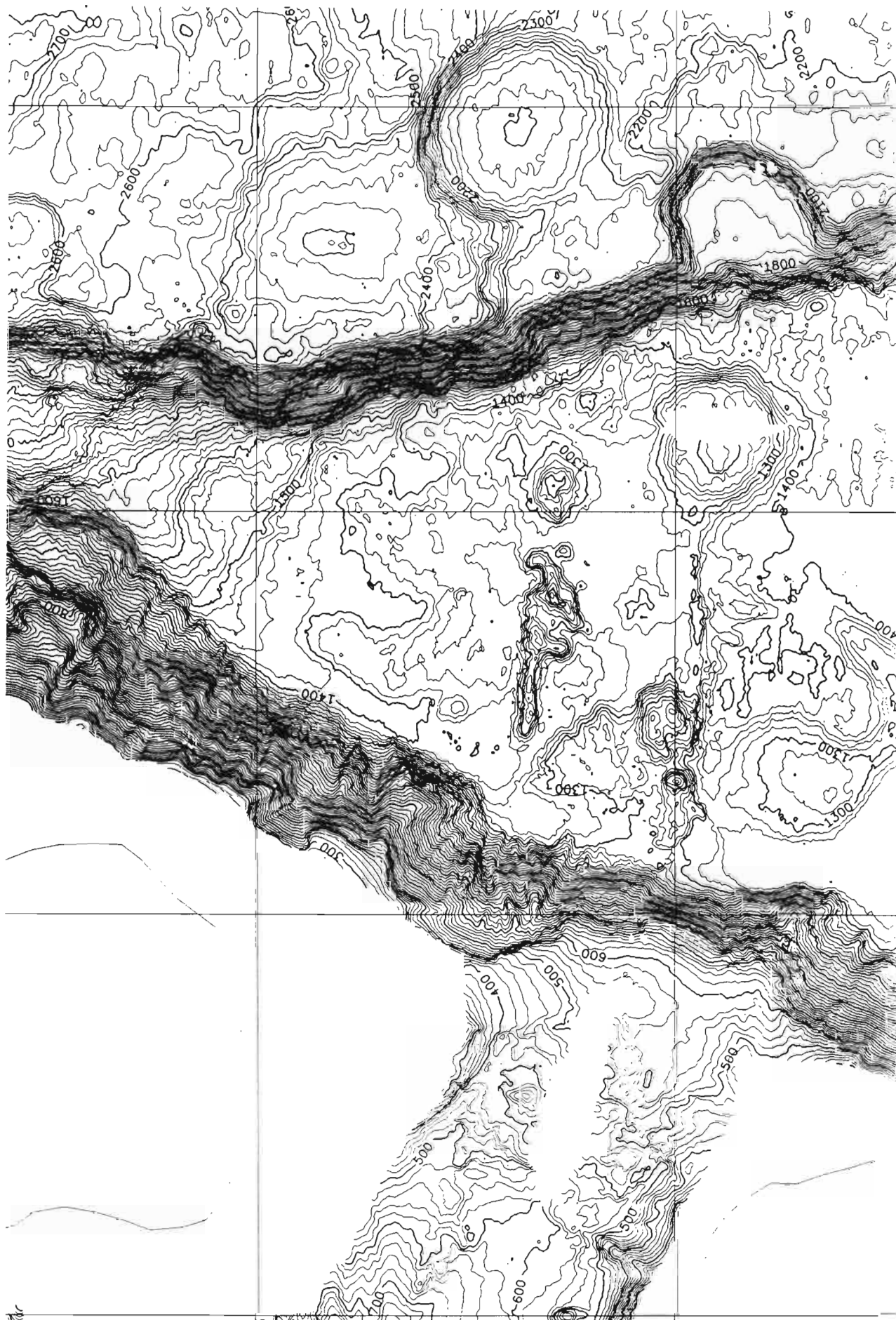


Figure A9 : Extrait de la carte bathymétrique au 1/100 000 (isobathes: 20 m).

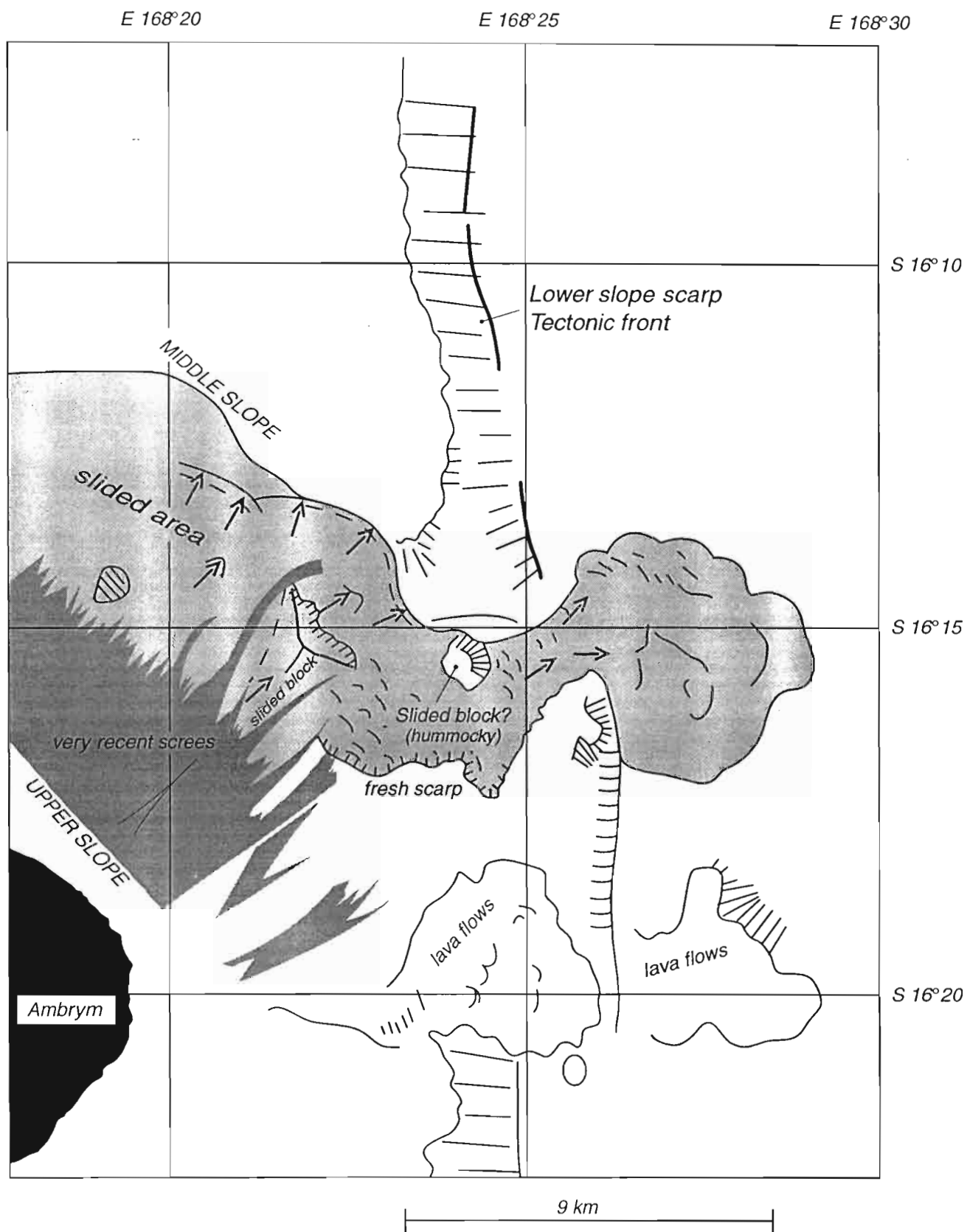


Figure A10 : *Interprétation préliminaire de la zone de glissement à l'Est d'Ambrym.*

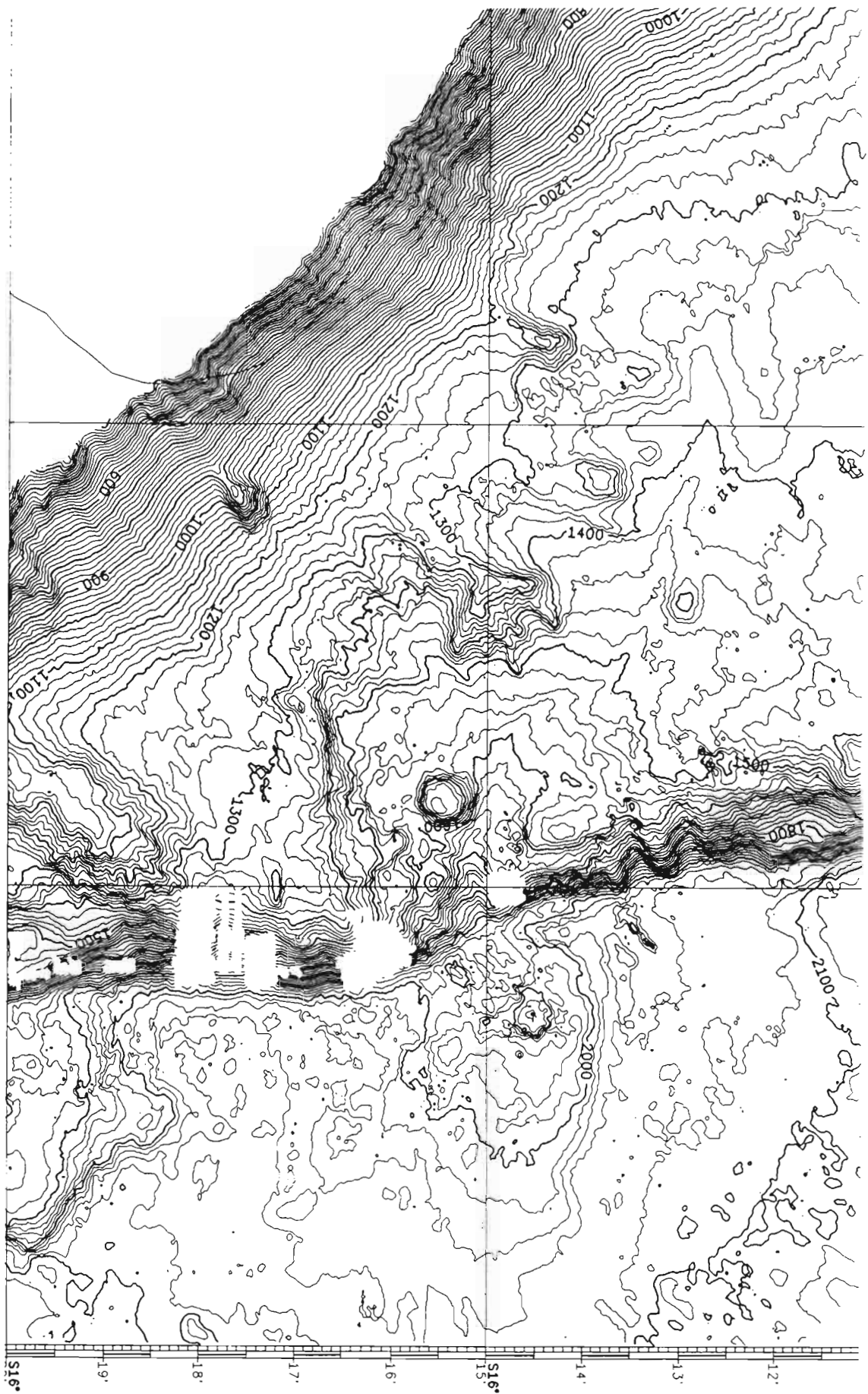


Figure A11 : Extrait de la carte bathymétrique au 1/100 000 (isobathes: 20 m) montrant la zone de glissement à l'Est d'Ambrym.



Figure A12 : Extrait de la carte d'imagerie au 1/100 000 dans le chenal Selwyn entre Ambrym et Pentecôte.

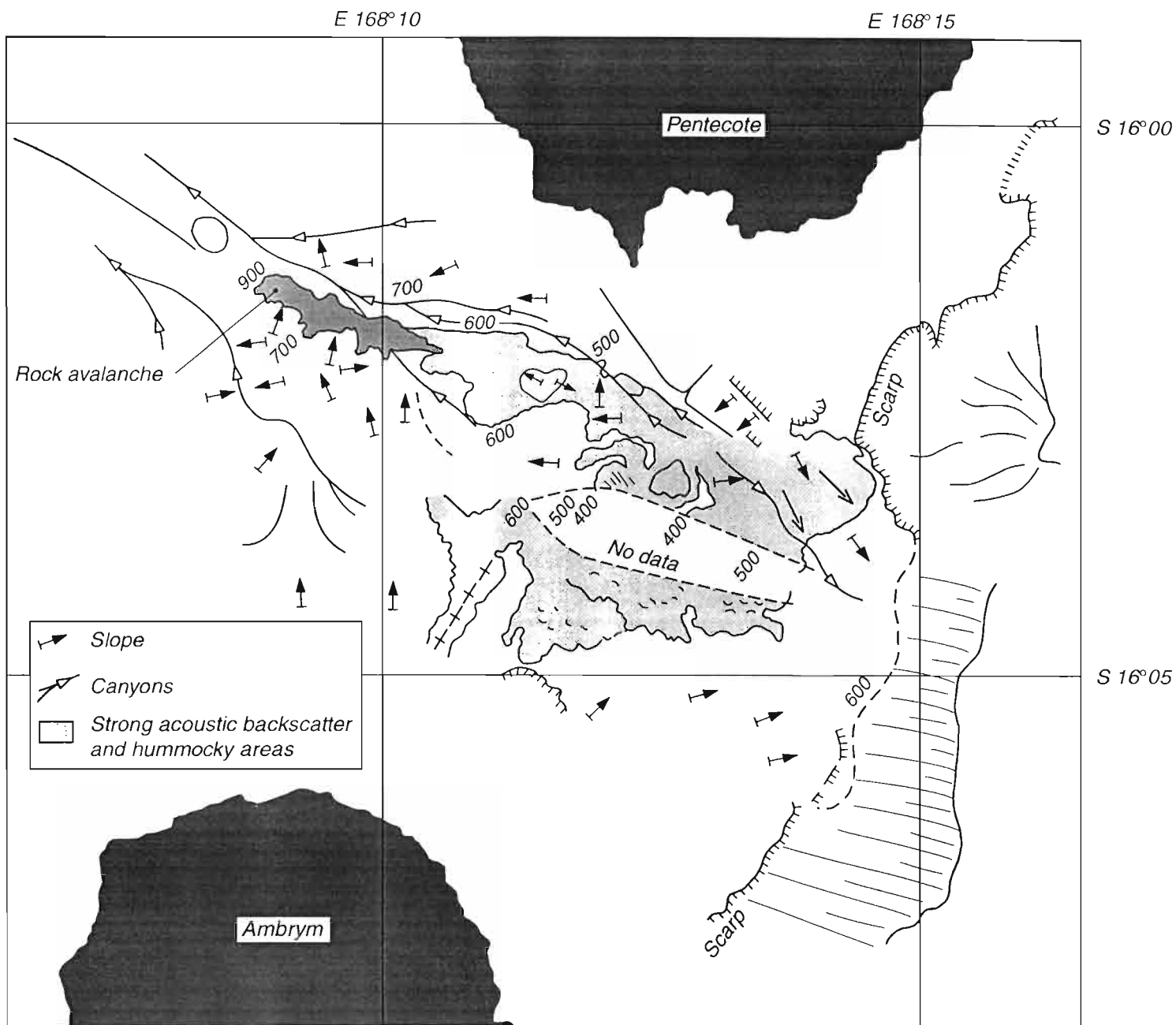


Figure A13 : Interprétation préliminaire du glissement dans le passage Selwyn.

Selwyn passage

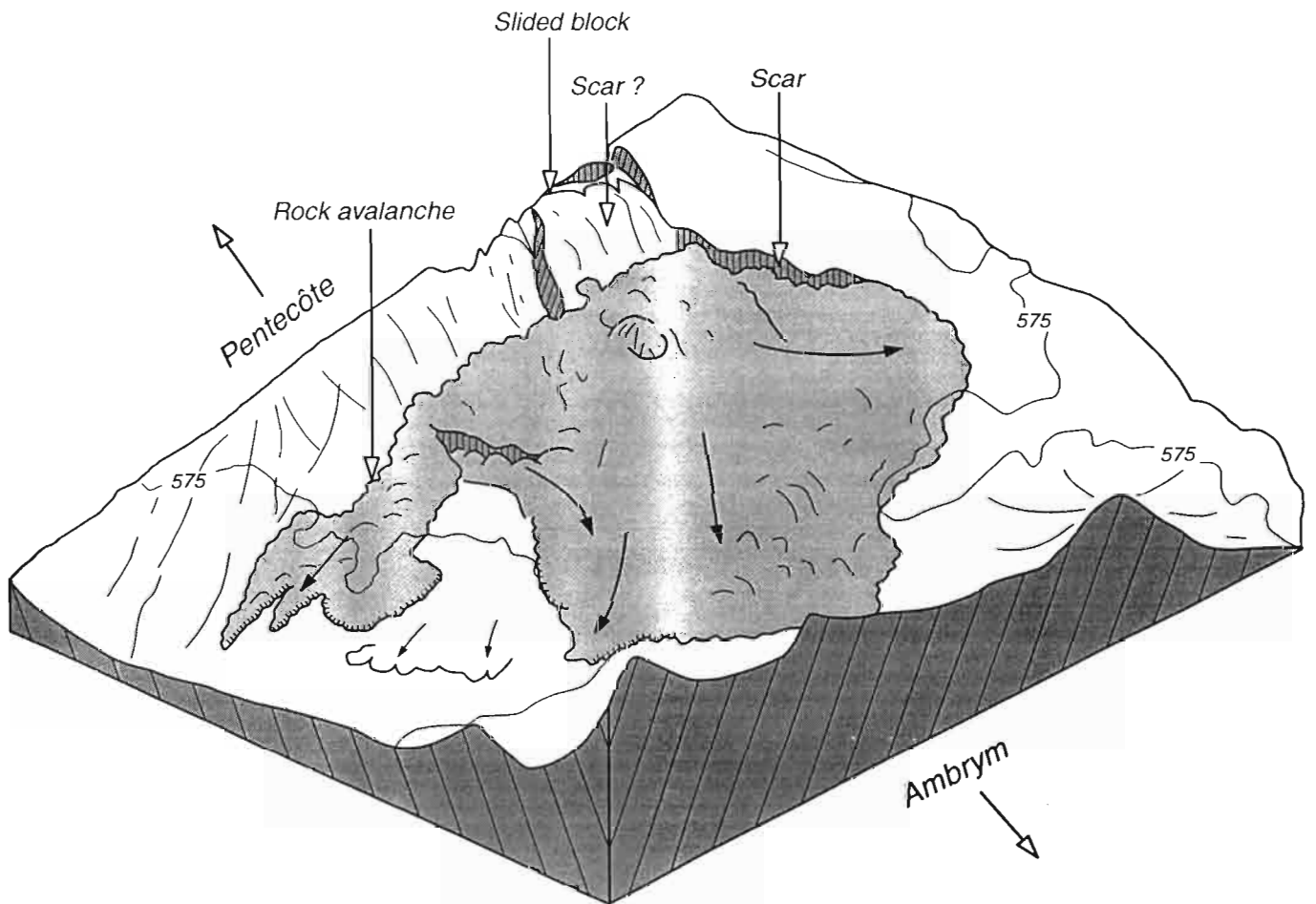


Figure A14 : Bloc diagramme illustrant le glissement dans le passage Selwyn.

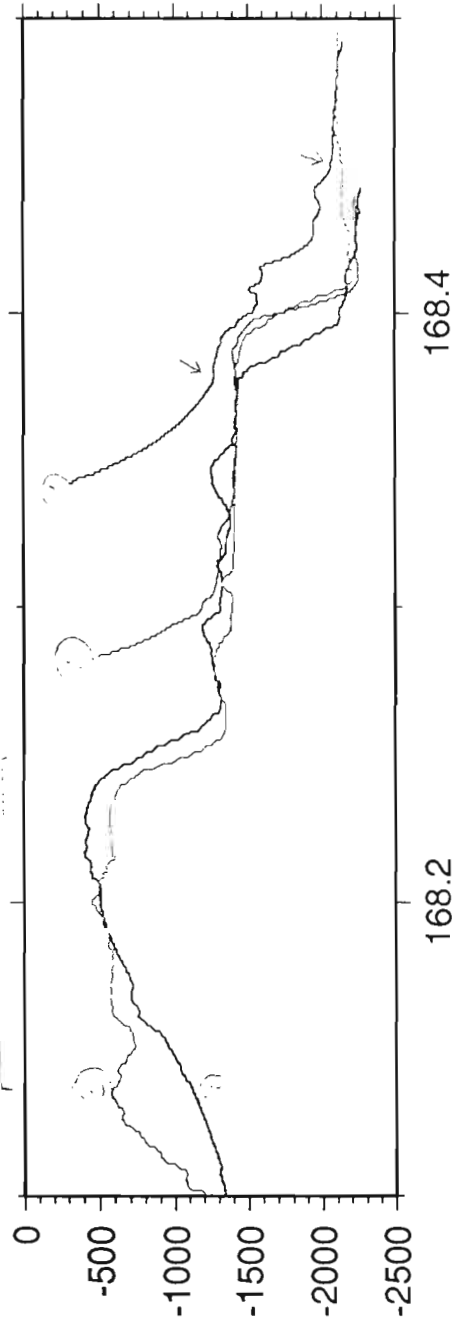
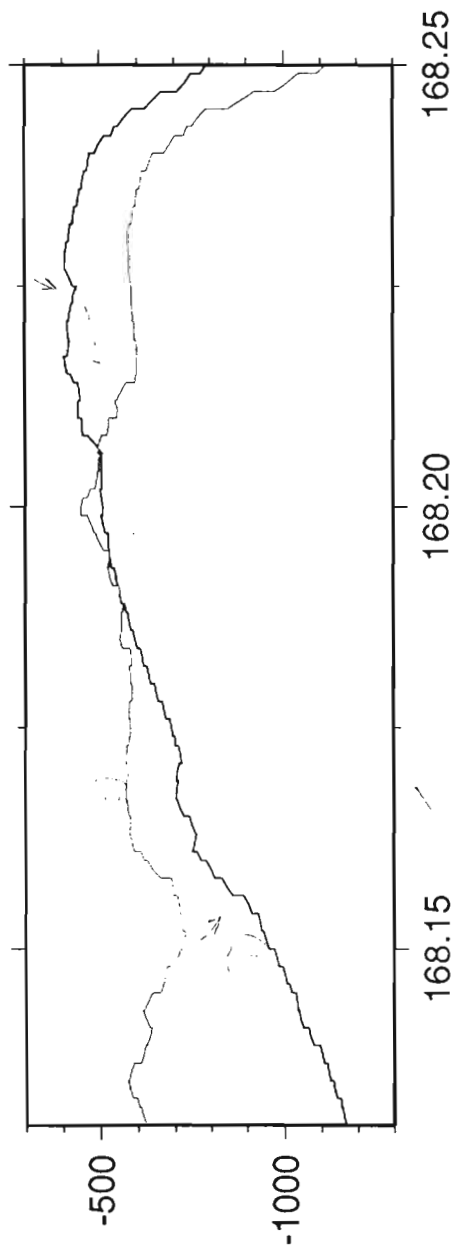
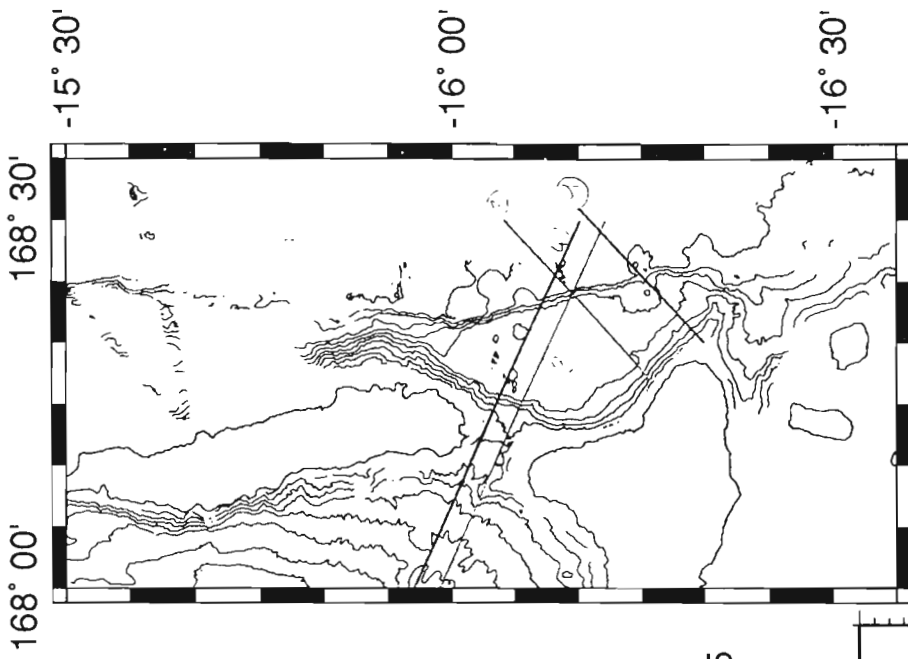


Figure A15 : Profils bathymétriques à travers la boîte d'Ambrym.

ANOMALIE MAGNETIQUE (gamma)

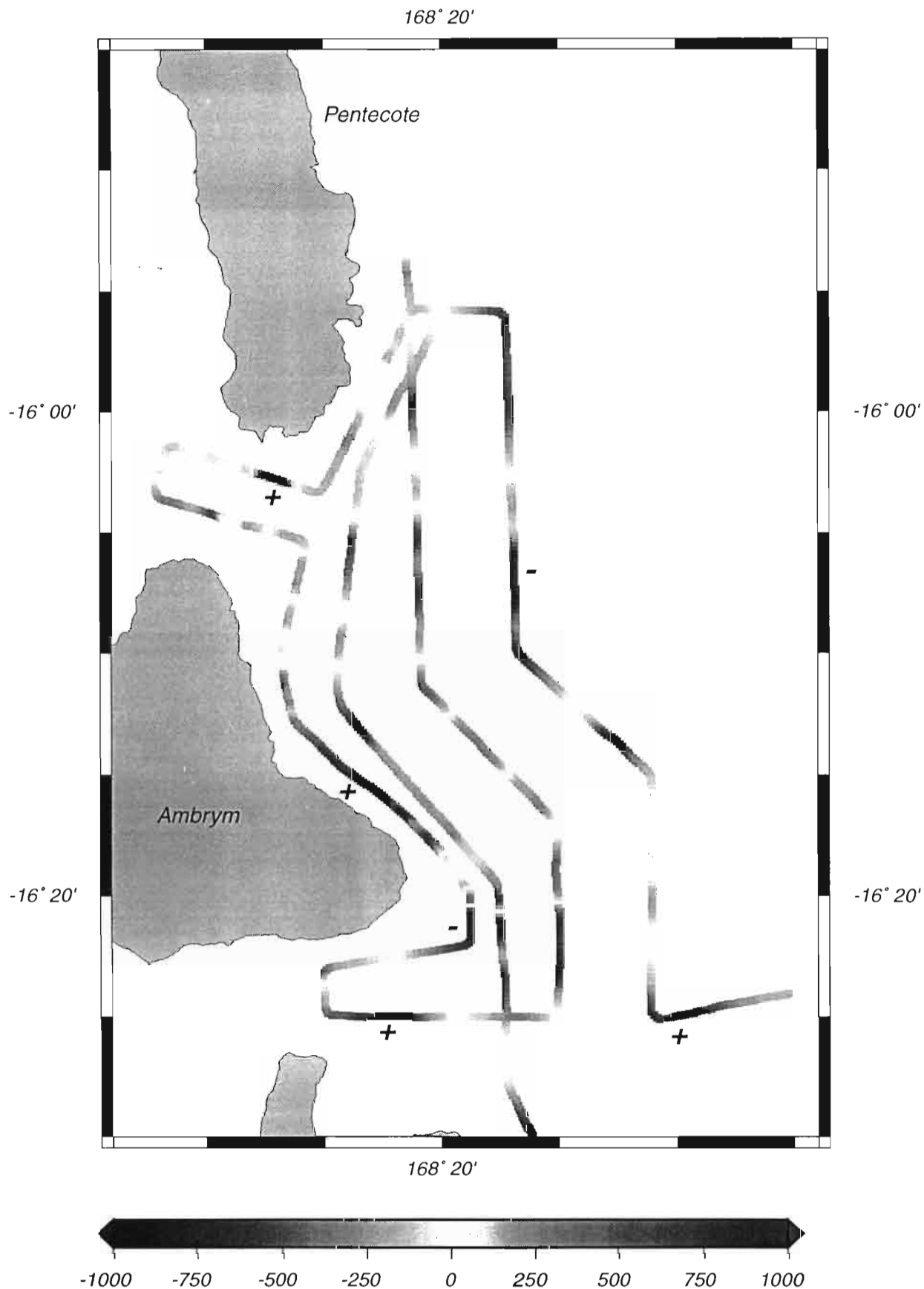


Figure A16 : Anomalie magnétique le long des profils de la boîte Ambrym.

GRAVITY ANOMALY (mgal)



Figure A17 : Anomalie gravimétrique le long des profils de la boîte Ambrym.

VII - TRANSIT 2 D'AMBRYMA FUTUNA : LE BASSIN NORD-FIDJIE ET LA DORSALE NORD CIKOBIA

A - Les principales structures observées

Ce long transit de S 16°25' - E 168°29' à S 14°22.50' et W 179°30', à travers le bassin Nord-Fidjien, a permis de recouper et d'identifier différents domaines structuraux (figures AF 1 a-d et AF2):

- un domaine au bord de l'arc de Vanuatu (de 168°30'E à 172°30'E, de 14h le 2/03 à 10 h le 3/03) ensédimenté d'ou émergent quelques volcans;
- un domaine de 170°40'E à 172°30'E dont le grain structural est orienté N120;
- un domaine dont la fabrique est orientée N160 de 172°30 à 174°E (10h-17h le 3/03). Il comprend d'Ouest en Est, un graben à 3600-3800 m vers 172°30'E, l'axe N160 (graben à 4000 m à 173°25'E) de la dorsale du centre du bassin Nord-Fidjien au Nord du point triple central, et des structures orientées N160 à NS;
- un domaine entre E 174°00' et E 175°E avec un grain structural orienté 120-130° et des monts sous-marins (culminant entre 2800 et 2000 m de profondeur);
- une ride à 175°E d'orientation N 60°;
- un domaine entre 175°30'E à E 176°45'E dont l'orientation des structures est N 140-150°;
- un domaine entre 176°50'E et 177°30'E avec un grain N30° à N10° et comprenant 2 monts sous-marins dont l'un de 10 km de diamètre et culminant à 1600 m ;
- un domaine 177°30'E à 178°E avec un fabrique N150-160° de part et d'autre d'une ride à 1600 m (cette ride se prolonge vers le NW: données du navire allemand Sonne obtenue en 1985);
- un domaine à l'Est de 178°E qui est caractérisé par des structures variant progressivement d'orientation de N30 à N70 et qui est associé à l'axe d'accrétion Nord Cikobia (voir ci-dessous).

A - La dorsale Nord Cikobia

Durant ce transit il a été décidé d'explorer une structure non encore connue mais cependant très marquée sur les cartes générales de bathymétrie (Kroenke et al., 1983; Pelletier et al., 1997) et de gravimétrie (données satellitaires: Smith et Sandwell). Cette structure apparaît sur ces cartes comme un étroit fossé linéaire orienté N60. L'hypothèse que cette structure était la branche NE d'un possible point triple au nord de la plate-forme fidjienne a été émise (Lacaze, 1996; Pelletier et al., 1998), les branches NW et Sud étant respectivement le prolongement oriental de la dorsale Tripartite (reconnue par L'Atalante durant la campagne NOCIF; Lagabrielle et al., 1996) et le prolongement nord de la zone volcanique W Cikobia (reconnue par un lever Gloria; Hugues Claque et al., 1993).

Cette structure correspond bien à un axe d'accrétion actif (cartographié donc pour la première fois durant la campagne ALAUF1 et baptisé axe Nord Cikobia). Elle a été reconnue à l'aide du transit parallèle à l'axe et de trois courts profils perpendiculaires (figure AF 3 à 6). La structure, caractérisée par de fortes réflexions acoustiques indiquant l'absence de sédiments, est marquée par un profond graben

(profondeur de 2800 à 3200 m) dont l'orientation passe d'Est en Ouest de N45 à N65 puis N70. Entre 179°E et 179°10'E, une ride (1500 m) est présente au centre du graben (2250 m environ dans ce segment). Le graben le plus profond (3200-3250) se situe de 179°20'E à 179°25'E au Nord d'un gros volcan dans une zone de relais. Plus à l'Est le centre de la structure semble être décalé vers le Nord. La carte d'anomalie magnétique (figure AF6) indique la présence de linéations parallèles à la structure.

C - Conclusions

Les données obtenues sur ce transit ont permis d'identifier un nouvel axe d'accrétion (l'axe Nord Cikobia au nord de la plate-forme fidjienne) et confirment la complexité structurale du bassin Nord-Fidjien. Elle serviront à compléter l'identification des différents domaines structuraux du bassin. Les domaines structurés selon une direction NW-SE et encadrant le domaine et l'axe d'accrétion actif N160 pourraient résulter d'un même stade ancien de l'ouverture du bassin. Les domaines au Nord de la plate-forme fidjienne dont les directions varient de N150 à N70 semblent être associés à différentes rides et axes d'accrétion actifs (Tripartite, West et Nord Cikobia) et résulter d'un stade récent d'ouverture (et toujours actif) dans l'évolution du bassin Nord-Fidjien.

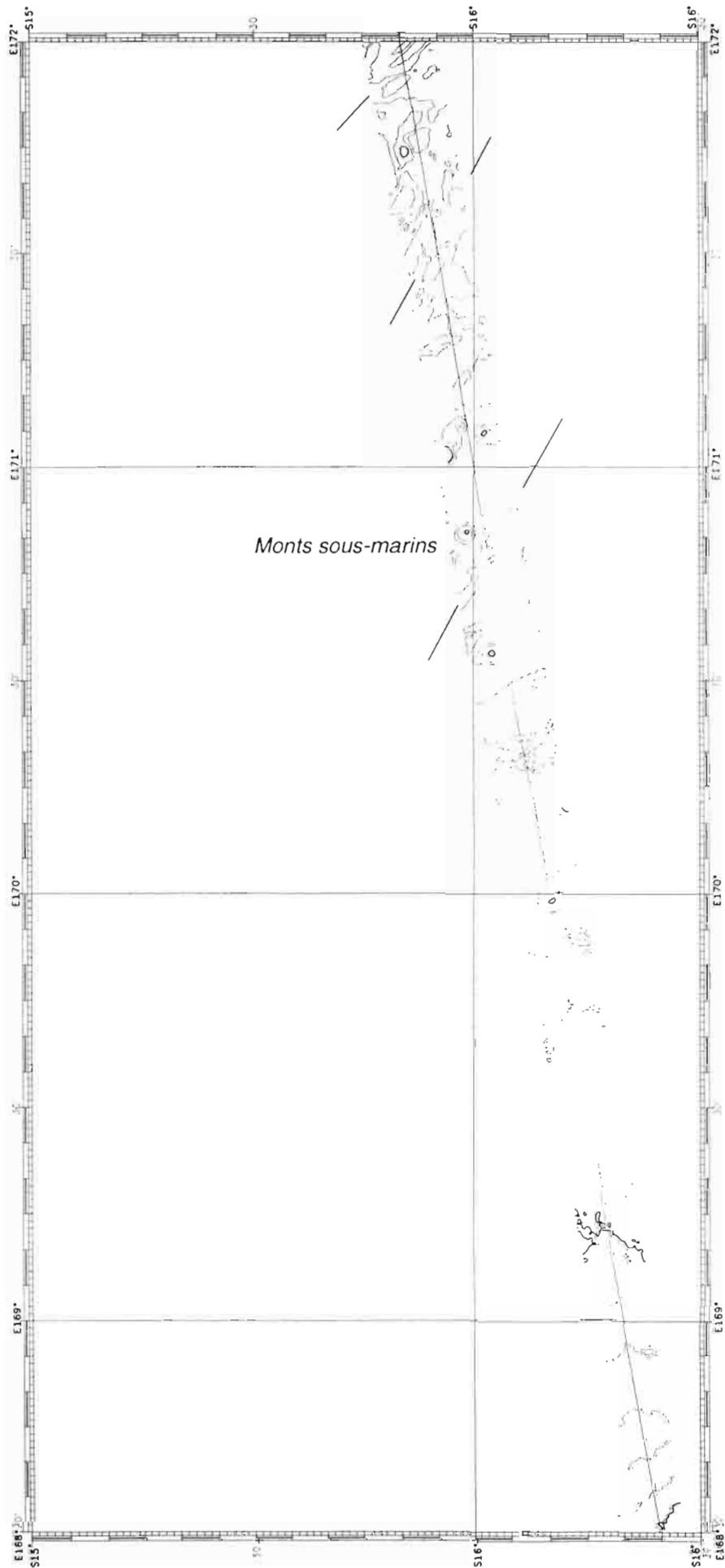


Figure AF-1a : Carte bathymétrique EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200m.

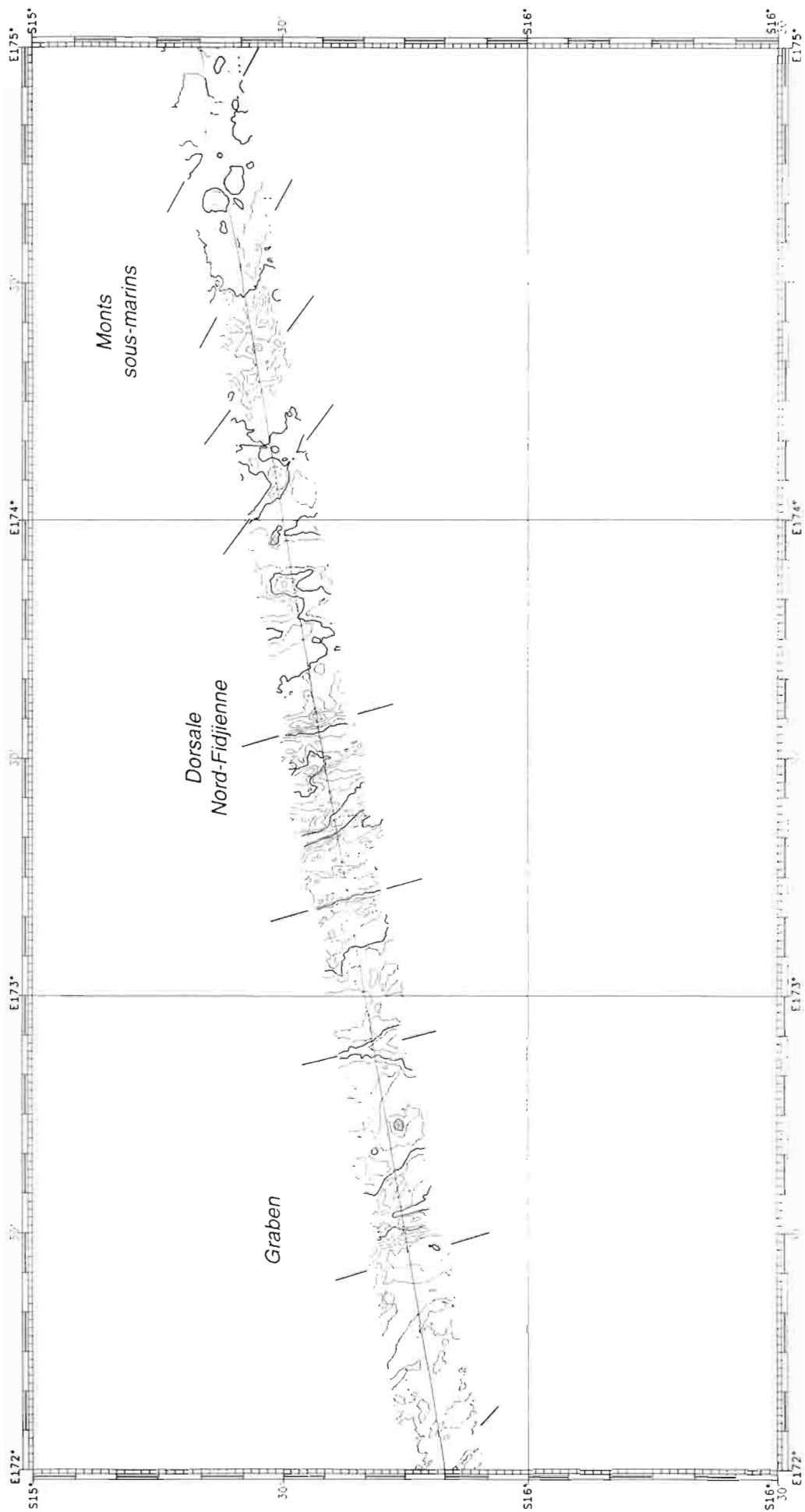


Figure AF-1b : Carte bathymétrique EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200m.

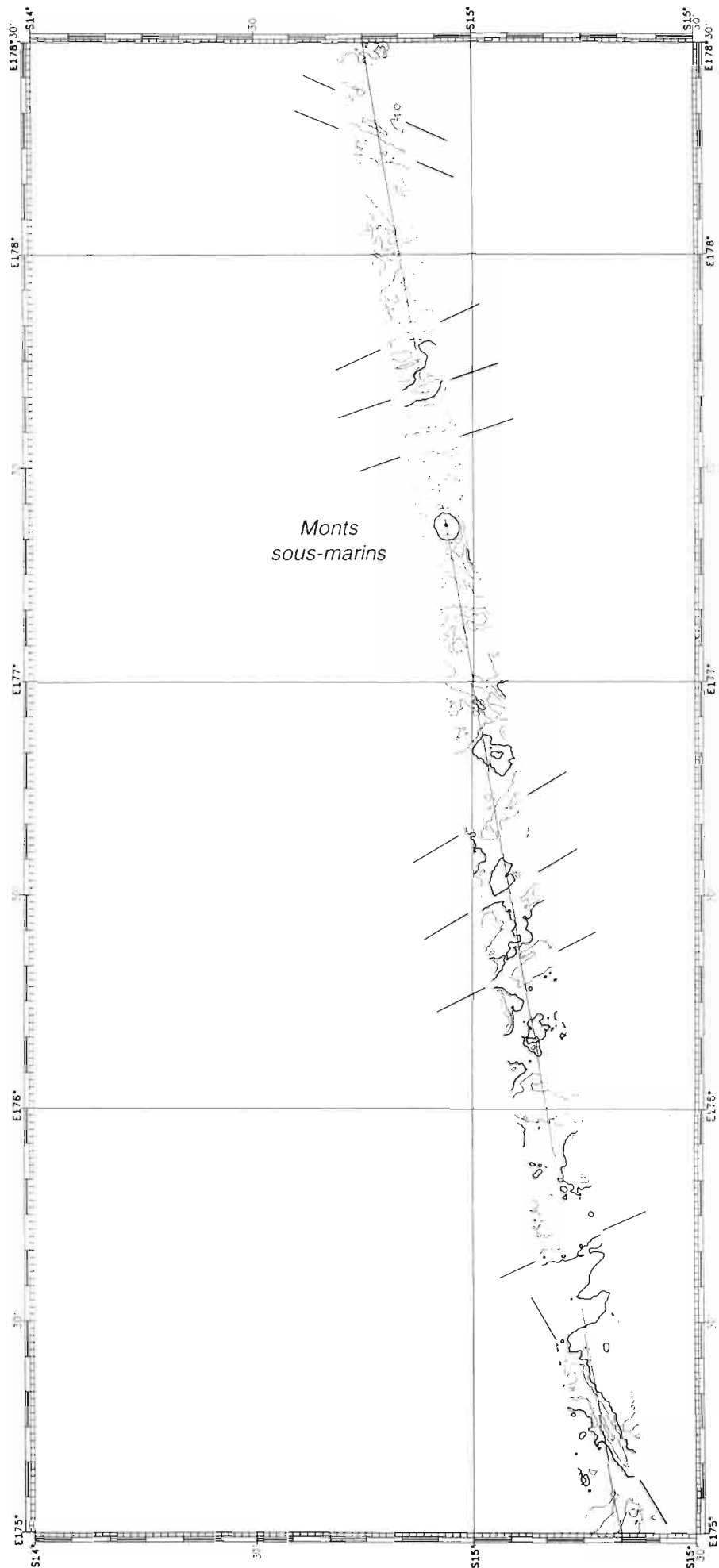


Figure AF-1c : Carte bathymétrique EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les boîtes Ambrym et Futuna. Isobathes 200m.

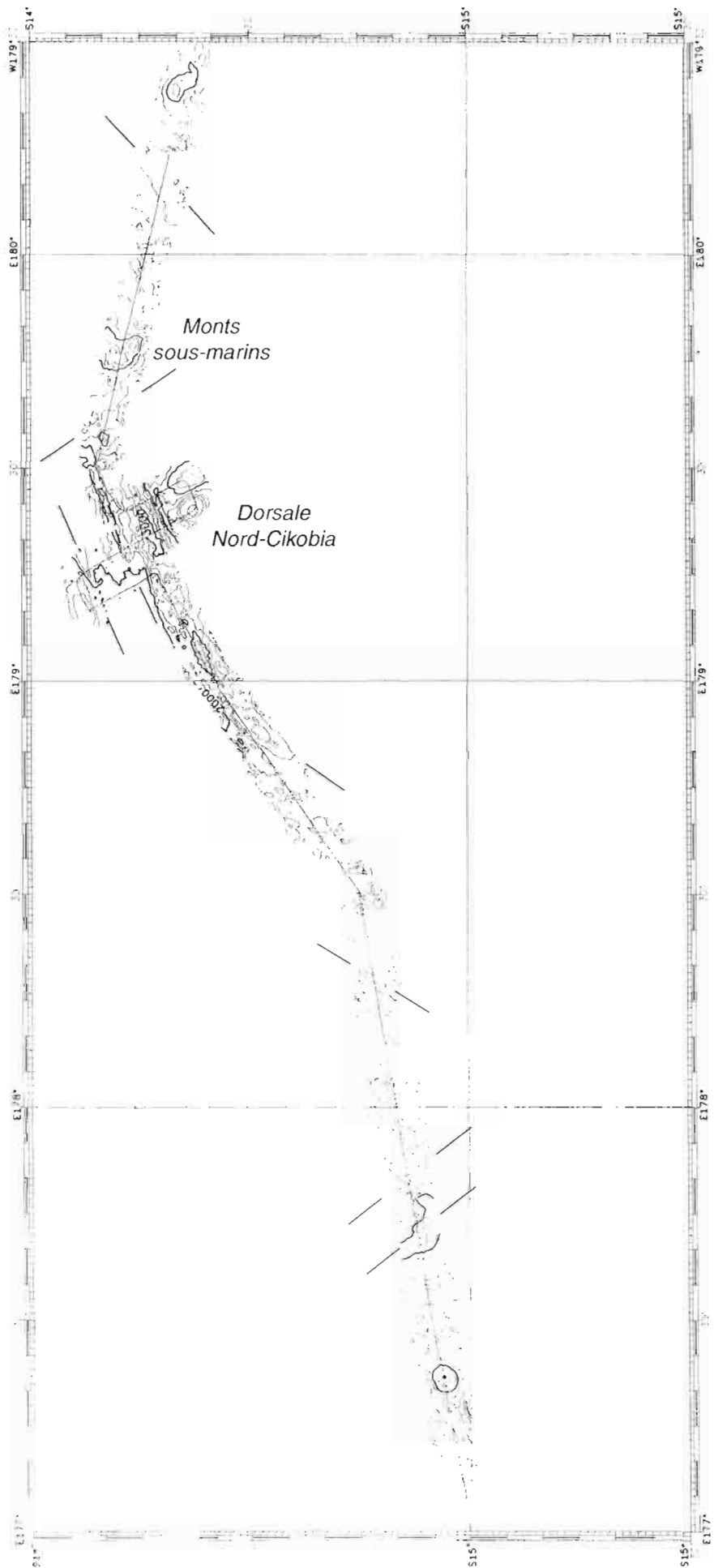


Figure AF-1d : Carte bathymétrique EM12 le long du transit à travers le bassin Nord-Fidjien entre les îles Ambrym et Futuna. Isobathes 200m.

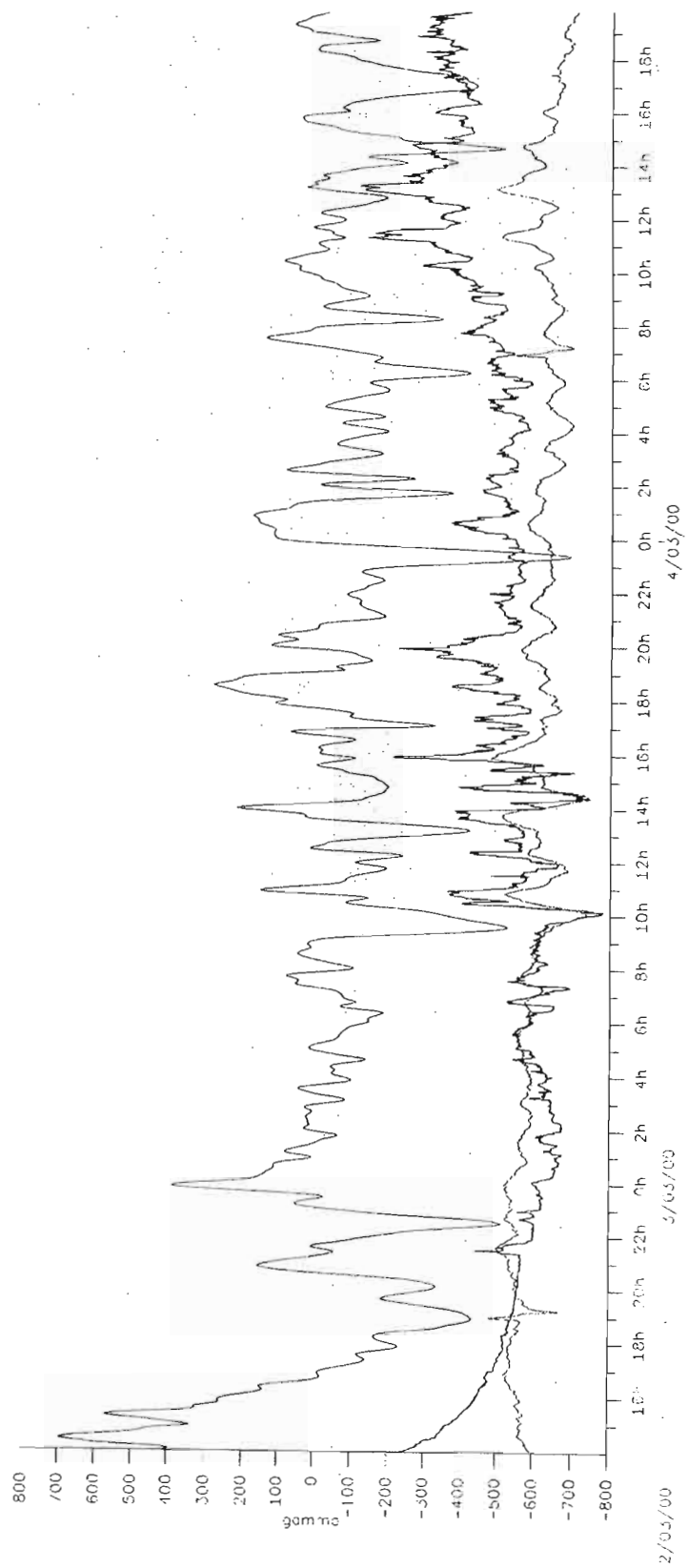


Figure AF-2 : Profils bathymétrique, gravimétrique et magnétique le long du transit à travers le bassin Nord Fidjien entre Ambrym et l'axe d'accrétion Nord Cikobia au Nord de la plate-forme fidjienne.

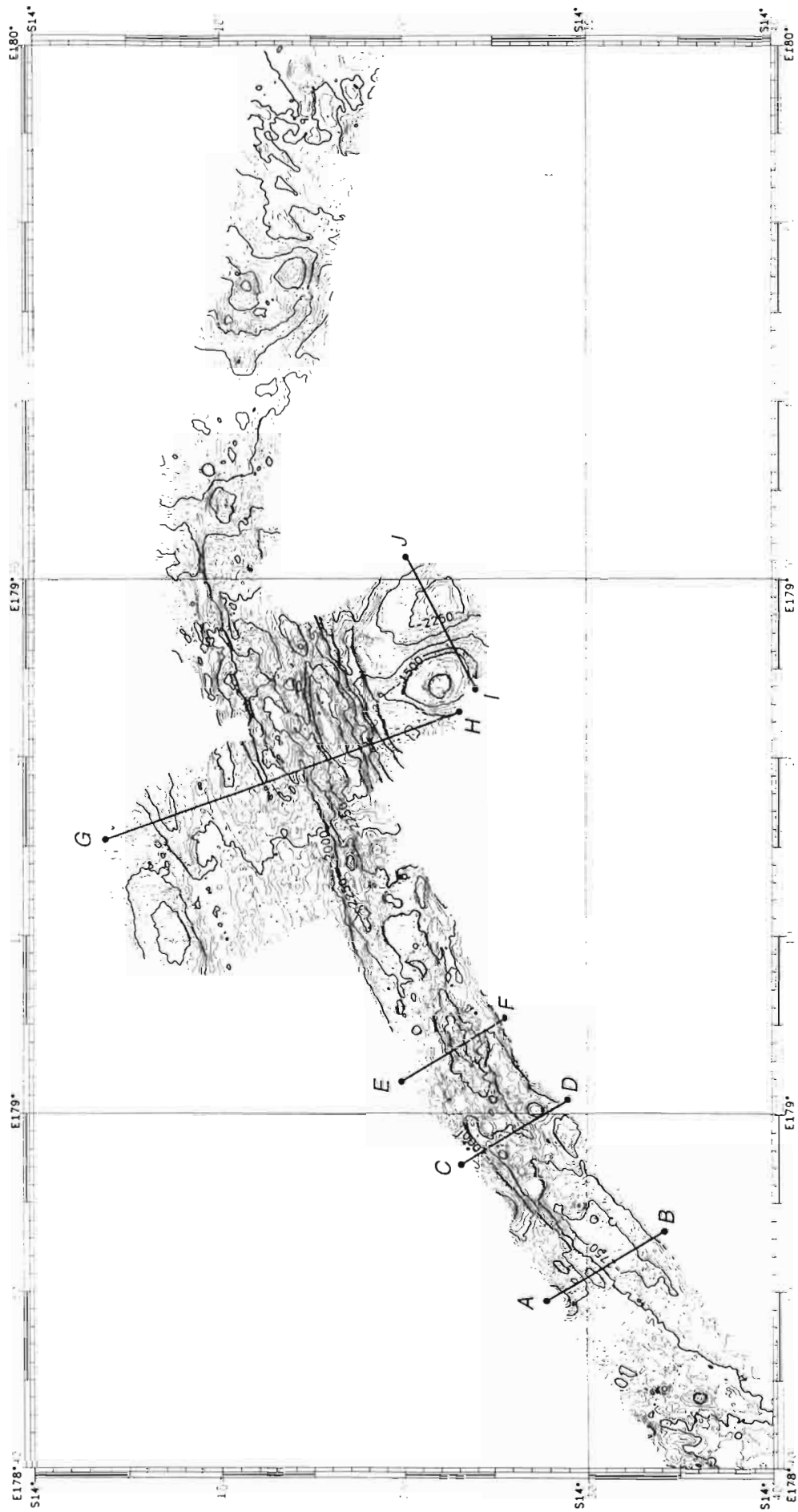
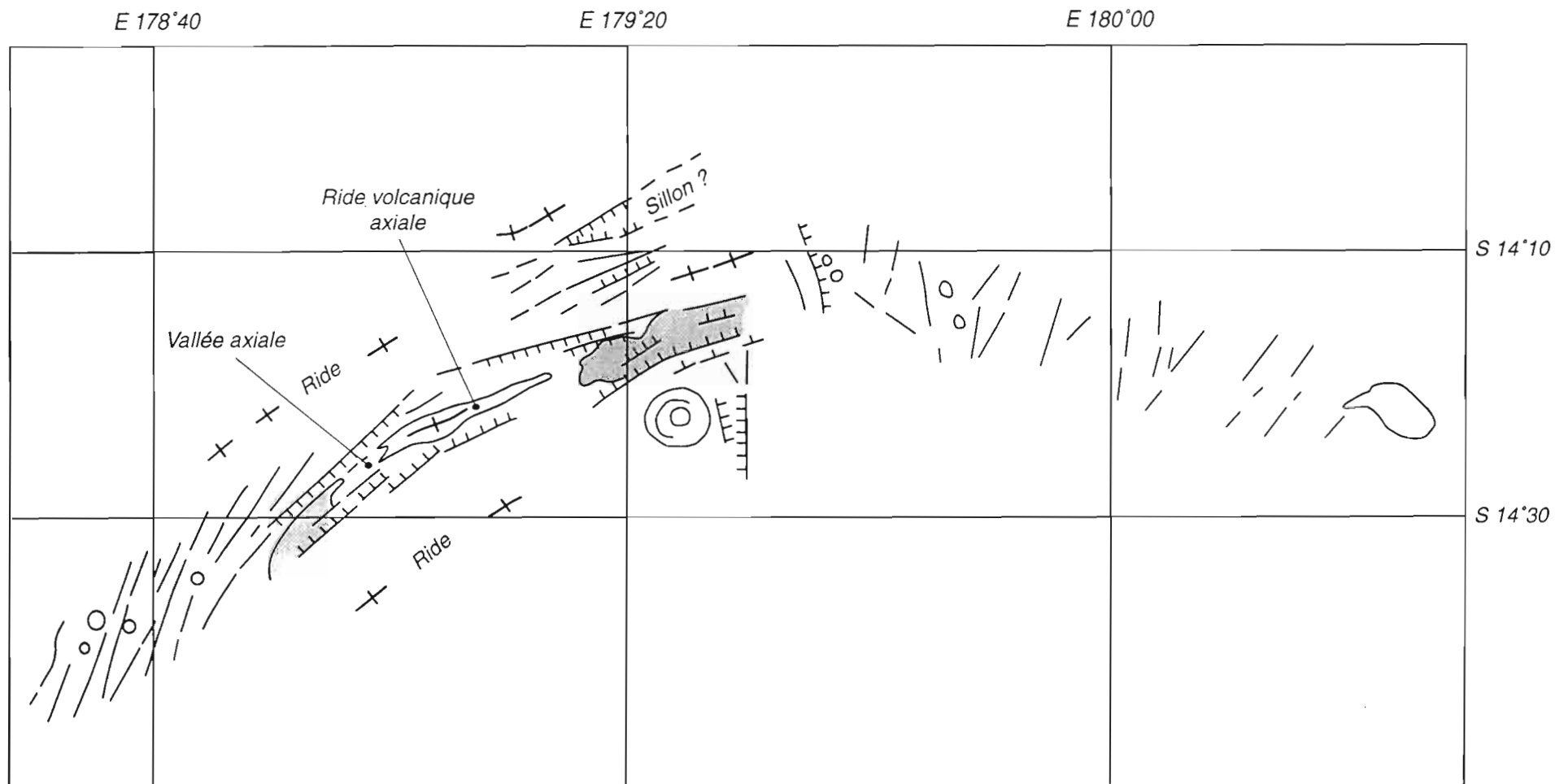


Figure AF-3 : Carte bathymétrique EM12 de l'axe d'accrétion Nord Cikobia. Isobathes 50 m.

Figure AF-4 : Interpretation structurale de l'axe d'accretion Nord-Cikobia.



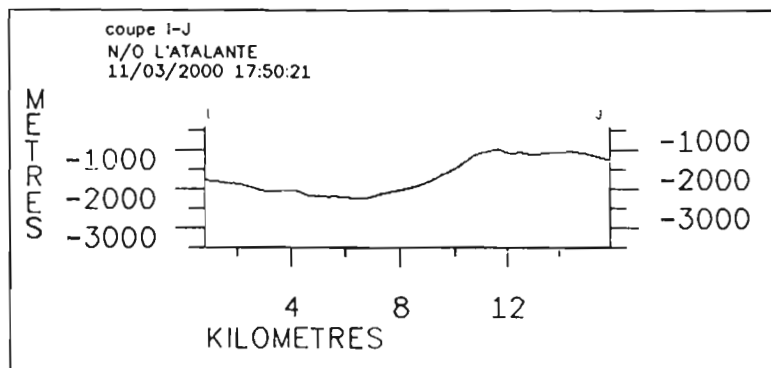
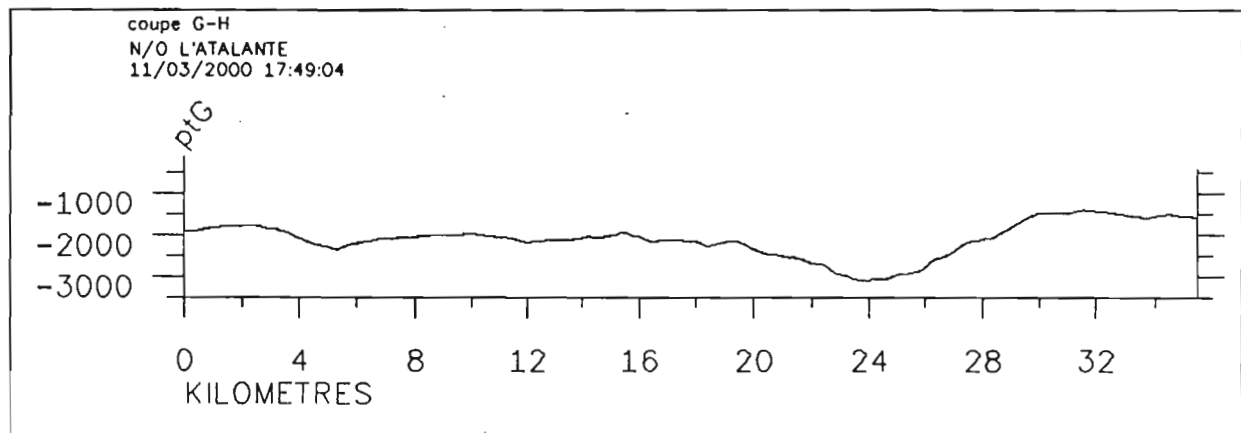
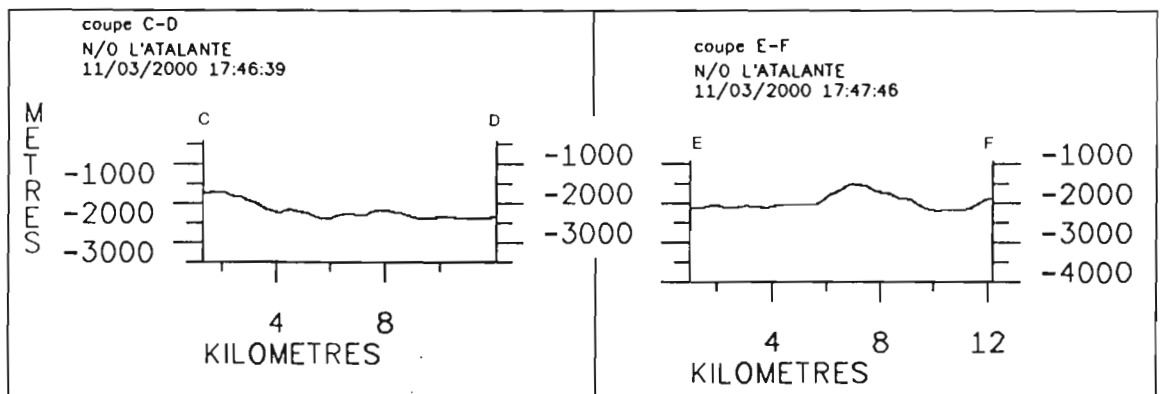
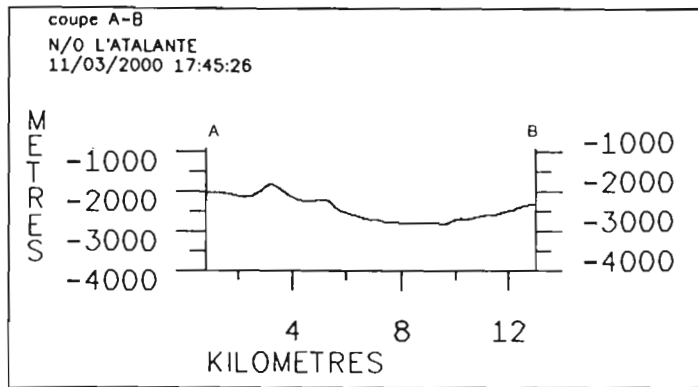


Figure AF-5 : Coupes bathymétriques à travers l'axe Nord Cikobia.

ride N Cikobia

ANOMALIE MAGNETIQUE

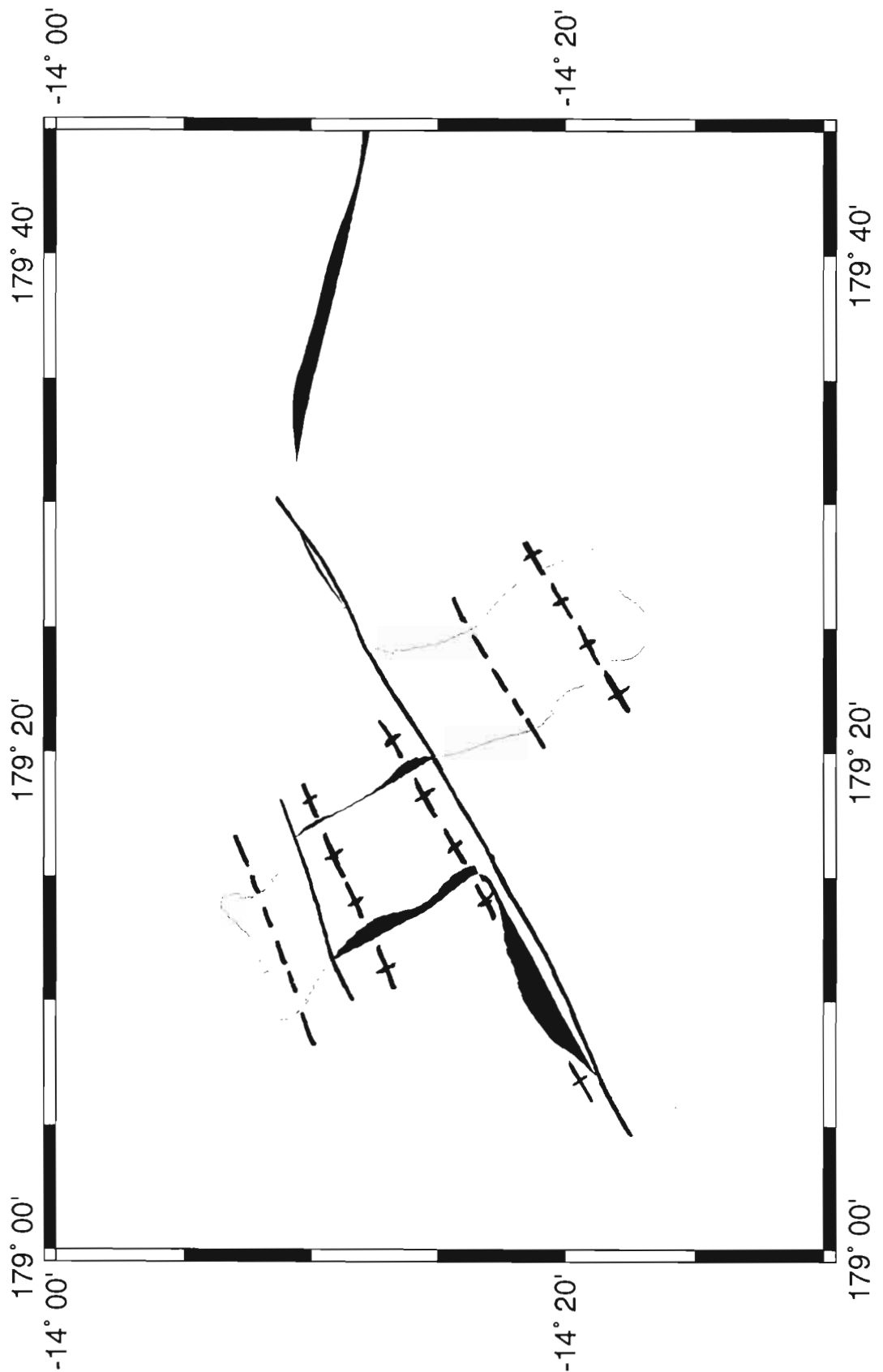


Figure AF-6 : Anomalie magnétique le long des profils sur et à travers l'axe Nord Cikobia (anomalie positive en noir, anomalie négative en gris).

VIII- ETUDE DE LA REGION DE FUTUNA (Boites Futuna, Futuna Sud et Futuna Est)

A. Données sur la zone de fracture Nord-Fidjienne et l'île de Futuna

1. Les îles de Futuna et d'Alofi: un élément de la frontière coulissante Nord-Fidjienne entre les plaques Pacifique et Australie.

Les îles de Futuna et d'Alofi (Territoire français outre-mer de Wallis et Futuna), forment la partie émergée d'une ride sous-marine, appelée ici ride de Futuna-Alofi, située dans la zone de jonction entre les bassins Nord-Fidjien et de Lau, au Sud du linéament du Vitiaz marquant l'ancienne zone de subduction Pacifique-Australie (figures F1 et F2). Elles sont composées de formations volcaniques sous-marines superposées d'âge Pliocène supérieur à terminal, de composition de type MORB-N à MORB-E, passant à des basaltes transitionnels (Grzesczyk et al., 1987; 1991) (figure F3). De telles compositions se rencontrent également le long de l'axe actif de la dorsale Sud-Pandora-Tripartite et sur l'île de Rotuma au Nord du bassin Nord-Fidjien (Lagabrielle et al., 1996; Guivel et al., 1997). Les îles de Futuna et d'Alofi présentent de nombreuses terrasses récifales étagées culminant à une altitude de 300 m (sur Alofi) et dont l'âge est supposé Quaternaire (Grzesczyk et al., 1989). La signification de ces terrasses en terme de mouvements verticaux régionaux n'est toutefois pas entièrement comprise. En effet, des différences dans l'étagement des terrasses doivent être notées entre Futuna et Alofi d'une part, et au sein même de Futuna. Il semble donc que des surrections différentielles se soient produites entre les deux îles pourtant proches et dans les îles elles-mêmes.

Les îles de Futuna et Alofi sont régulièrement soumises à des tremblements de terre régionaux et locaux (Louat et al., 1982; Monzier et al., 1993). Les risques naturels liés à cette sismicité tels que les glissements de terrain et les raz de marée sont amplifiés par le fait que la population (entièrement installée sur Futuna) vit exclusivement sur une bande côtière de 50 à 400 m de large, entre un étroit platier récifal et une falaise côtière. Le soulèvement de la côte sud de Futuna a été observé suite au fort séisme de mars 1993 (Monzier et al., 1993; Cabioch et al., 1999; travaux en cours).

La ride de Futuna-Alofi est un élément de la zone de fracture Nord-Fidjienne, limite transformante complexe entre les plaques Australienne et Pacifique et reliant la terminaison nord de la fosse des Tonga à l'axe d'accrétion océanique du centre du bassin Nord-Fidjien (Pelletier et al., 1998). Cette zone de coulissage majeur, au jeu senestre, borde au Nord la plate-forme fidjienne; elle est soulignée par une large bande de sismicité superficielle essentiellement de type décrochement, de magnitude allant jusqu'à 7 (figure F1). Toutefois, les séismes localisés immédiatement au Sud de Futuna sont caractérisés par des solutions de type faille inverse (séismes du 27 mars 1986 et du 12 mars 1993), avec un plan WNW-ESE à pendage NNE sous la ride de Futuna (Louat et al., 1989; Regnier, 1994). L'orientation des axes de compression des mécanismes des séismes de toute la région est constante, indiquant l'uniformité du champ de contraintes régional. Ceci permet de penser que la ride de Futuna-Alofi est un segment en compression active le long du décrochement (Regnier, 1994).

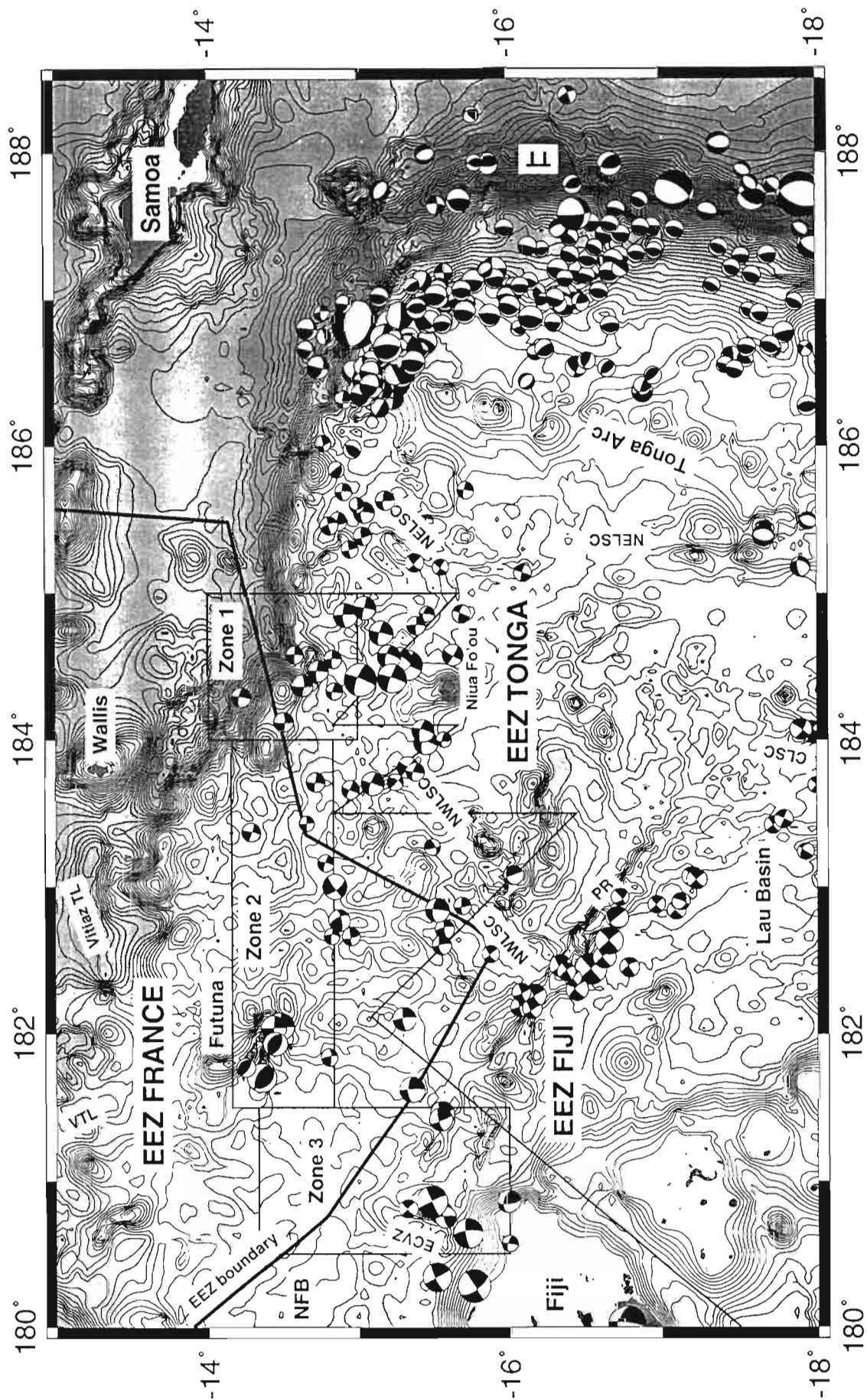


Figure F1 : Carte bathymétrique (isobathes 200 m) et mécanisme au foyer (CMTs) des séismes superficiels (localisation NEIC, 0-50 km) dans la partie nord du bassin de Lau et le long de la zone de fracture Nord-Fidjienne (Pelletier et al., 1998). Les limites des zones économiques ainsi que les boîtes et les profils prévus de la campagne Alaufi sont indiquées.

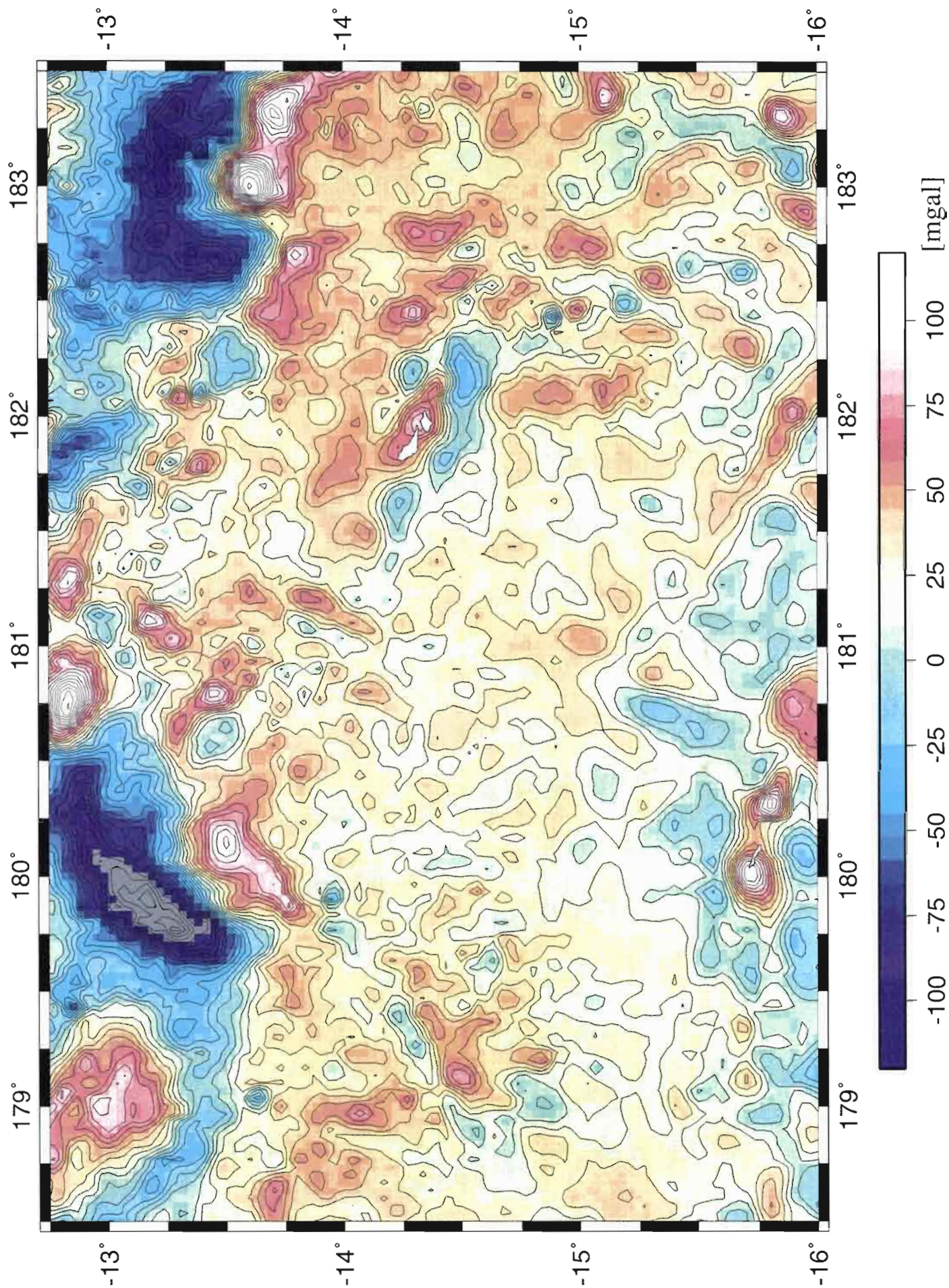


Figure F2 : Carte des anomalies de gravité de la région de Futuna dérivée de données altimétriques satellitaires (CLS_SHOM98.2, d'après Schaffer et Hernandez, 1999).

La vitesse relative le long de la zone de fracture Nord-Fidjienne est estimée à 8.5 cm/an au Nord de Fidji; elle atteint 24 cm/an à sa jonction avec l'extrémité nord de la fosse des Tonga (Bevis et al., 1995; Pelletier et al., 1998). Le détail de la géométrie de cette frontière, pourtant fondamentale est encore mal connu. Il est probable qu'elle soit jalonnée par des bassins en pull-apart d'orientation NS à NE-SW (Pelletier, 1999) accompagnés localement d'ouverture océanique (figure F4); il demeure donc essentiel de bien comprendre la signification de la ride de Futuna-Alofi dans ce dispositif.

2. Résultats des levés bathymétriques autour de Futuna et Alofi lors du transit de L'Atalante entre Papeete et Nouméa en Octobre 1999

Dans le cadre du Programme National sur les Risques Naturels (PNRN), une étude porte sur l'aléa sismique et tsunamique à Futuna. Elle regroupe des travaux de sismologie, de géodésie et néotectonique à terre et en mer. Une première étape dans la cartographie sous-marine de cette région a été réalisée lors d'un lever par sondeur multifaisceaux autour de Futuna et Alofi lors du transit du N.O. *L'Atalante* entre Papeete et Nouméa, du 30 septembre au 12 octobre 1999 (Pelletier et al, soumis). Les levés de cartographie et de mesures géophysiques (magnétisme et gravimétrie) ont duré 24 heures, le 8 octobre 1999. Deux tours complets de l'archipel ainsi qu'un passage dans le chenal séparant les îles d'Alofi et de Futuna ont été réalisés. Ils ont permis de dresser une carte quasi complète sous la tranche 400-500 m d'eau (figure F5). Les résultats obtenus fournissent une bonne vision de la morphologie sous-marine de cette région et permettent de replacer ainsi les différentes données dans un contexte structural précis.

On retiendra les résultats principaux suivants (figures F4).

- L'archipel de Futuna-Alofi se prolonge vers le Sud-Est sur 20 km environ par une ride à moins de 1000 m de profondeur (notée A sur les figures F4 et F5). De nombreuses fractures NE-SW et SE-NW affectent cette ride. Deux étroites saignées rectilignes très franches d'orientation N60°E et N140°E, correspondent très probablement à des failles très récentes, voire actives.
- Les domaines au Nord-Est et au Sud-Ouest (notés B et B') de l'archipel sont caractérisés par un grain structural d'origine probablement océanique et structuré selon une direction NNE-SSW. Le domaine du Nord Est vient buter contre le flanc abrupt et des escarpements WNW-ESE rectilignes de la ride de Futuna-Alofi.
- Le flanc sud-ouest de la ride de Futuna-Alofi est arqué vers le Sud-Ouest. A l'Ouest de Futuna, il présente une morphologie en rides courbes successives, typique des prismes d'accrétion sédimentaires. Ceci confirme que cette partie de la ride est soumise à un régime en compression, comme l'indiquent les données de la sismologie. Cet empilement d'écailles relie de profonds bassins (3200-3300 m) bordés par des escarpements E-W et localisés au Sud-Est (noté C) et au Nord-Ouest (noté D) de la ride. Ces bassins montrent des sillons rectilignes que nous interprétons comme les traces de failles décrochantes actives permettant le glissement de la plaque Pacifique au Nord contre la bordure de la plate-forme fidjienne au Sud.
- Un système de failles actives (noté E) est également présent au pied de la partie orientale du flanc nord-est de la ride; il est marqué par un sillon remarquablement rectiligne N110°E sur une quinzaine de kilomètres. Ce système de failles n'a aucune expression morphologique au Nord de Futuna; il semble de ce fait se prolonger dans

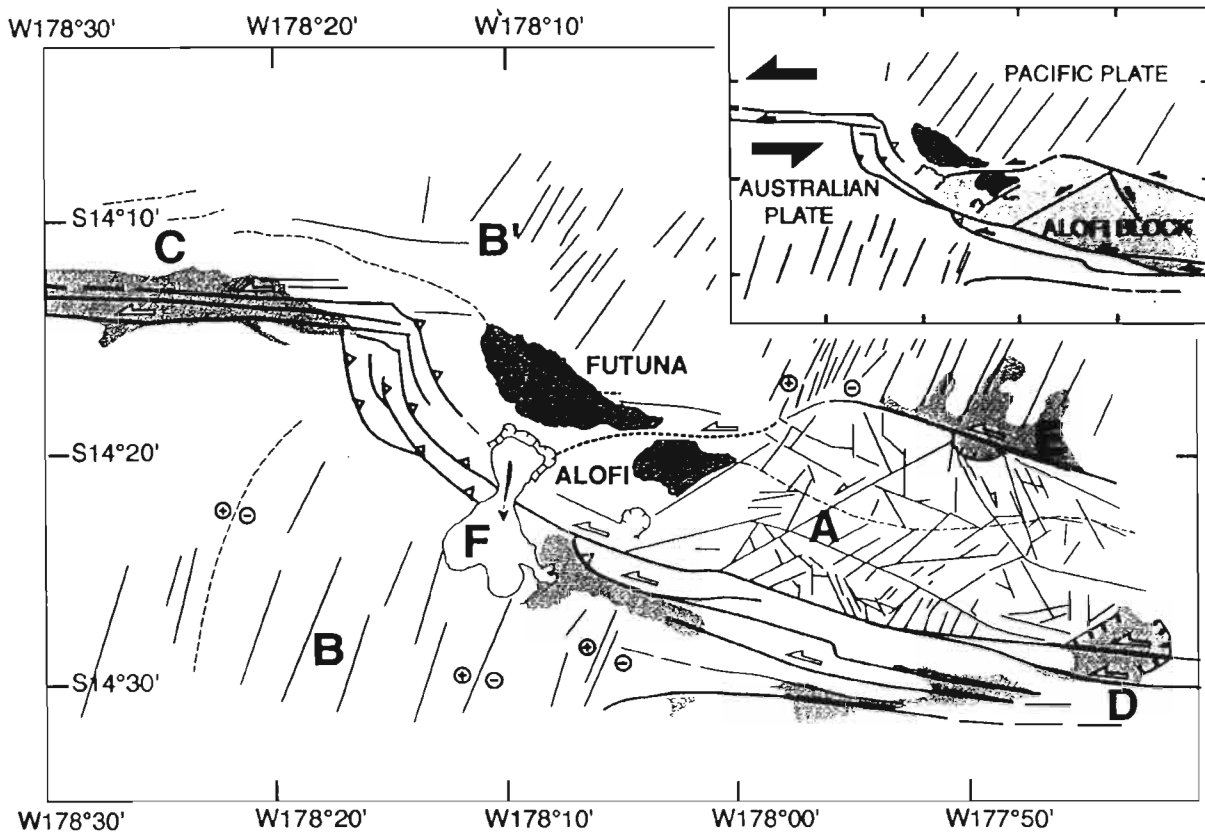
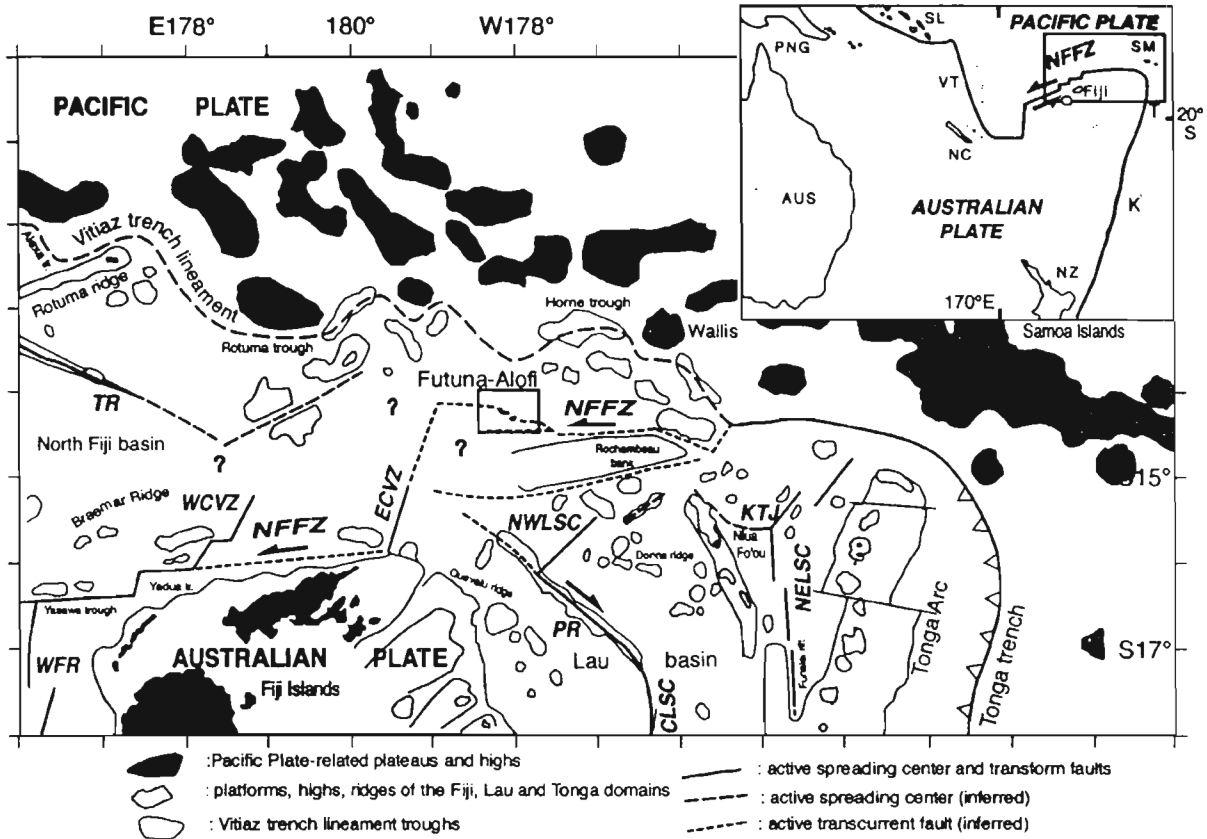


Figure F3 : Contexte structural des îles de Futuna-Alofi et schéma structural des alentours de Futuna-Alofi (Pelletier et al., soumis). NNFZ: zone de fracture Nord-Fidjienne; NELSC, CLSC et NWLSC: axes d'accrétion au NE, au centre et au NW du bassin de Lau; KTJ: jonction triple ECVZ, WCVZ: zones volcaniques Est et Ouest Cikobia; WFR: axe d'accrétion Ouest Fidji; TR: axe d'accrétion Tripartite.

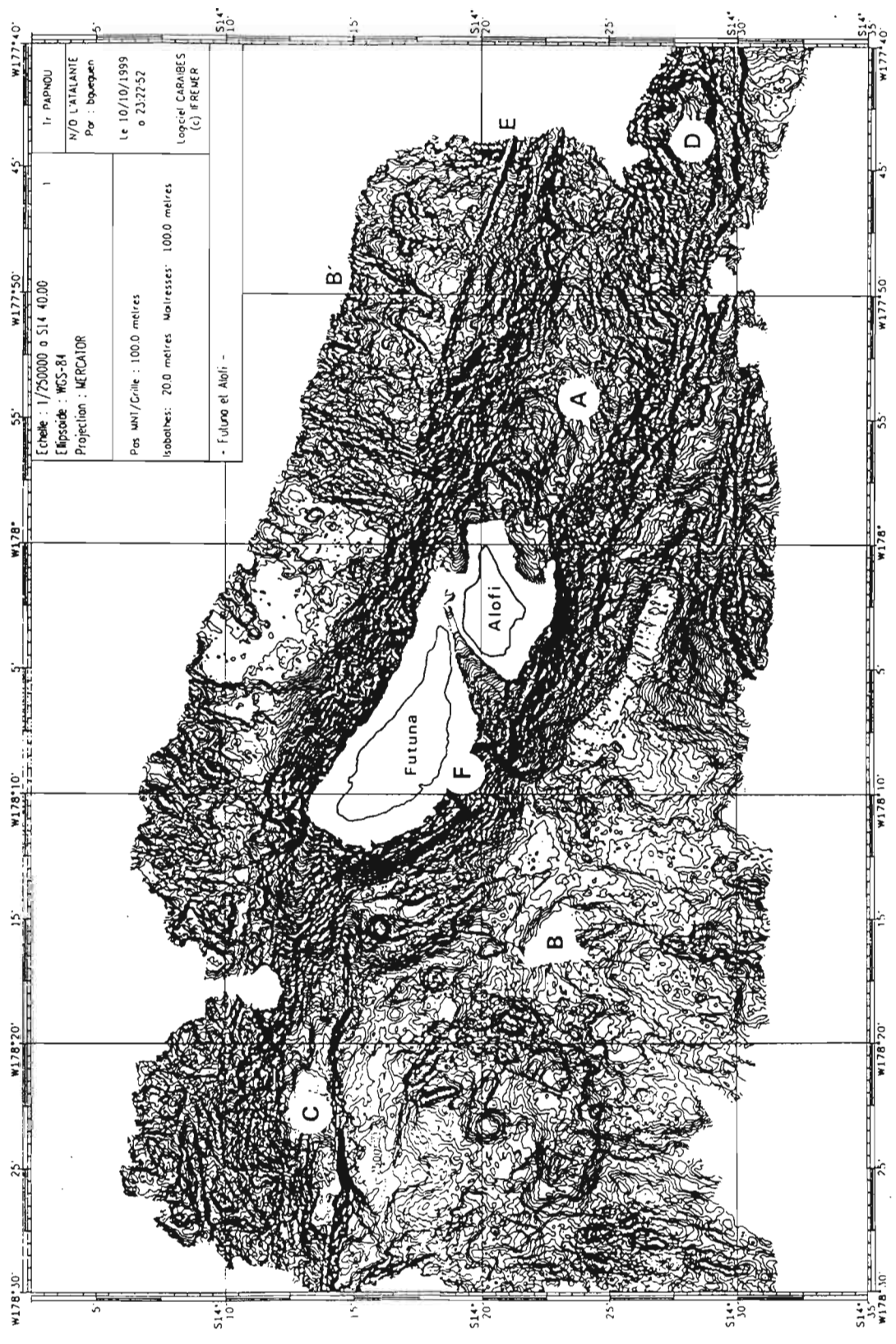


Figure F4 : Carte bathymétrique EM12 des alentours de Futuna et Alofi obtenues lors du transit Nouméa-Papeete d'octobre 1999 (Pelletier et al., soumis).

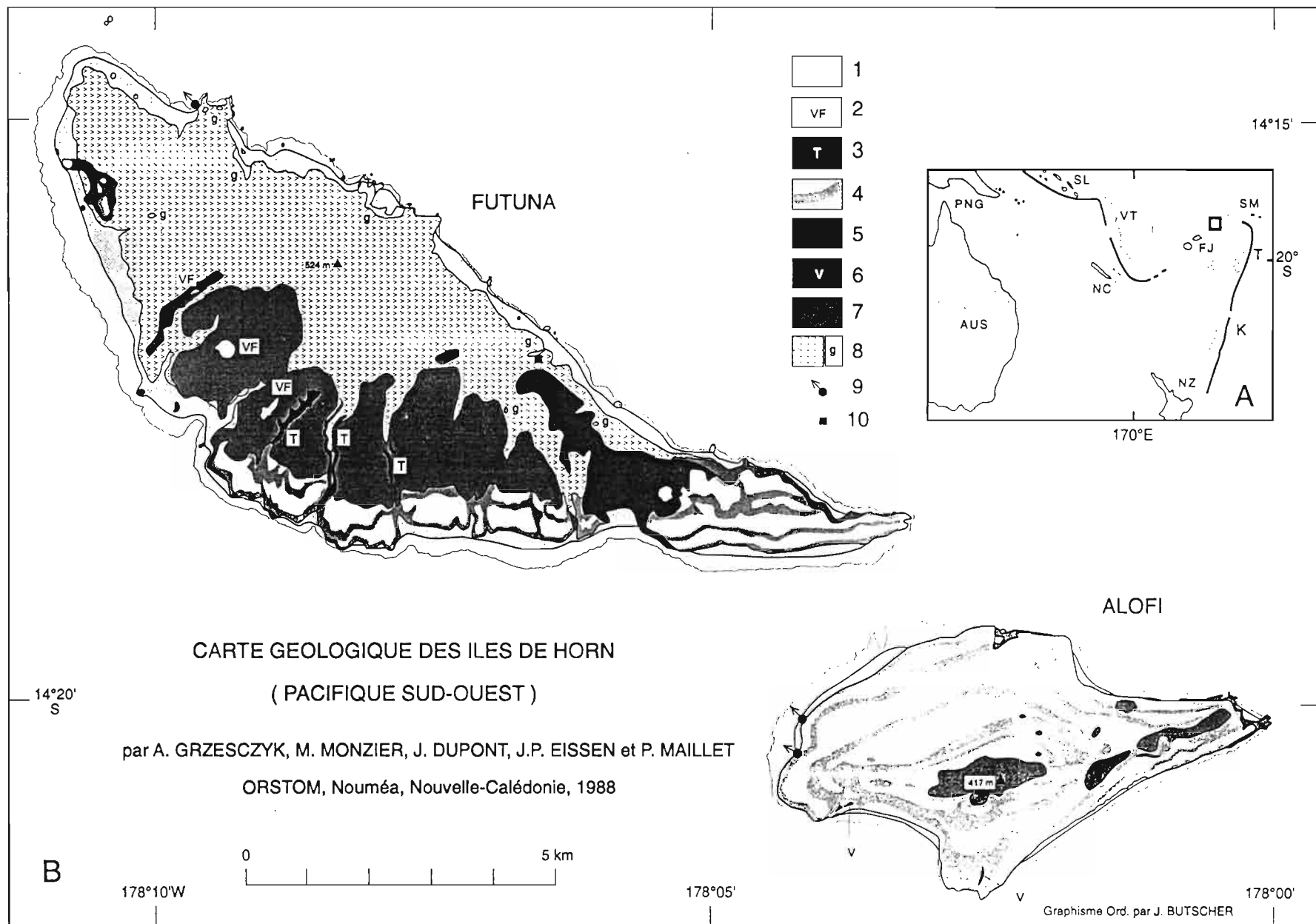
le chenal qui sépare Futuna et Alofi. Il se raccorderait alors au système des chevauchements frontaux de l'Ouest de Futuna. Ceci impose de considérer que l'île d'Alofi appartient à un bloc indépendant, le bloc d'Alofi, jouant comme une navette dans la frontière de plaque. Ceci expliquerait les différences dans l'étagement de terrasses et les différences pressenties dans les mouvements verticaux entre les îles de Futuna et Alofi.

- Un ré-entrant sur le flanc sud-ouest de la ride, au Sud de l'île de Futuna, est interprété comme la cicatrice d'un glissement sous-marin (noté F). Les produits de ce glissement viennent combler partiellement le bassin au pied de la ride. Ce glissement se situe juste au droit de la côte qui a subi un petit tsunami et une surrection maximum lors du séisme destructeur de 1993 (Monzier et al., 1993 et données de terrain établies à l'aide de l'étude des coraux sur le platier actuel). Il pourrait donc être, au moins en partie, synchrone du séisme de 1993.

Les levés réalisés lors du transit de *L'Atalante* montrent que la ride Futuna-Alofi est une structure très tectonisée, située entre deux fosses allongées marquant l'activité de failles décrochantes : l'une au NW de la ride est orientée E-W, l'autre au SW est orientée N100-110°E. La ride, de forme arquée constitue donc un relais entre deux systèmes linéaires actifs. Compte tenu de la cinématique actuelle de la frontière Pacifique-Australie et comme l'indiquent les solutions des mécanismes focaux des séismes régionaux, ces failles fonctionnent en décrochements sénestres. Dans un tel système, la ride subit donc de la transpression sur sa bordure sud et de la compression frontale sur son flanc NW dont l'orientation est presque perpendiculaire à la direction du mouvement régional. Une zone de faille rectiligne orientée N110°E, limite également la ride au Nord et se raccorde aux chevauchements frontaux en isolant un bloc indépendant, le bloc d'Alofi. Il est probable qu'un tel système se répète à échelle plus réduite au sein même de l'île de Futuna. Ces données marines suggèrent que les îles sont affectées par des failles actives superficielles.

Ce transit permet également de montrer que la ride Futuna-Alofi se situe clairement au sein d'un domaine dont la fabrique générale, constituée de rides parallèles et de quelques monts sous marins, est typique de celle de la croûte océanique. On constate en outre que l'orientation de la ride est quasi perpendiculaire sur celle de la fabrique océanique, ce qui évoque le dispositif des reliefs liés aux zones de fracture. En conséquence on peut envisager que la ride de Futuna-Alofi représente une ancienne zone de fracture reprise localement en compression en raison d'un changement cinématique important ayant affecté la frontière Pacifique-Australie. Ces résultats sont cohérents avec les données de la géologie de l'île de Futuna qui comprend essentiellement des laves en coussins et quelques gabbros dont les affinités sont de type MORB au moins pour les soubassements de l'île. Ce dispositif en tout cas n'est pas compatible avec l'hypothèse faisant de la ride Futuna-Alofi un ancien substratum d'arc déplacé au cours des changements intervenus dans la tracé de la frontière de plaque Pacifique-Australie depuis 2-3 Ma.

Figure F5 : Carte géologique des îles de Futuna et Alofi (Grzesczyk et al., 1988).



B - Travaux sur zone et interprétation

1 - Cadre du lever

La campagne ALAUF1 a permis d'obtenir une couverture bathymétrique continue d'une vaste région autour de Futuna. La zone explorée comprend trois parties (3 boîtes) (figure F):

- 1) la région de Futuna (boîte Futuna) de 13°35'S à 14°45'S et de 177°30'W à 179°30'W; une douzaine de profils parallèles EW ont été réalisés à l'Ouest de Futuna. Trois profils au Sud et à l'Est de Futuna ainsi que 6 profils au Nord ont permis d'élargir grandement la carte commencée autour de Futuna lors du transit en octobre dernier. La boîte de Futuna s'appuie à l'ouest sur un transit N-S de L'Atalante réalisé en 1993 pour rejoindre la zone d'étude de la campagne SOPACMAPS Leg 3,
- 2), une bande N-S d'environ 45 milles de large entre l'Ouest de Futuna et les îles nord de Fidji (Quelevelu-Vetaua-Cikobia) de 14°45'S à 16°S (Boîte Sud Futuna); Cette boîte est constituée par une douzaine de profils E-W et de 3 profils N-S dont le transit N-S de Sopacmaps Leg 3,
- 3) une bande E-W d'environ 30 milles de large à l'Est de Futuna de 177°30'W à 176°30'E le long de la zone de fracture Nord Fidjienne (Boîte Est Futuna); elle comprend sept profils dont celui réalisé lors du transit Nouméa-Papeete de L'Atalante en octobre 1999.

Excepté les deux passages de L'Atalante en 1993 et 1999, aucune donnée de cartographie détaillée n'était disponible dans la zone d'étude tout au long de la zone de fracture depuis la terminaison Nord-Tonga jusqu'au nord de la plate-forme fidjienne), la bathymétrie s'appuyant sur des cartes générales (Kroenke et al., 1983; Brocher, 1985) et sur des compilations de données mixant données de bathymétrie obtenues par sondeur ou par altimétrie satellitaire (DEA de Lacaze 1996; Pelletier et al., 1998). Des profils GLORIA avaient par ailleurs été réalisés au Nord immédiat de la plate-forme fidjienne et dans le Nord-Est du bassin de Lau (Hughes-Clarke et al., 1993; Parson et Tiffin, 1993).

1 - Structure

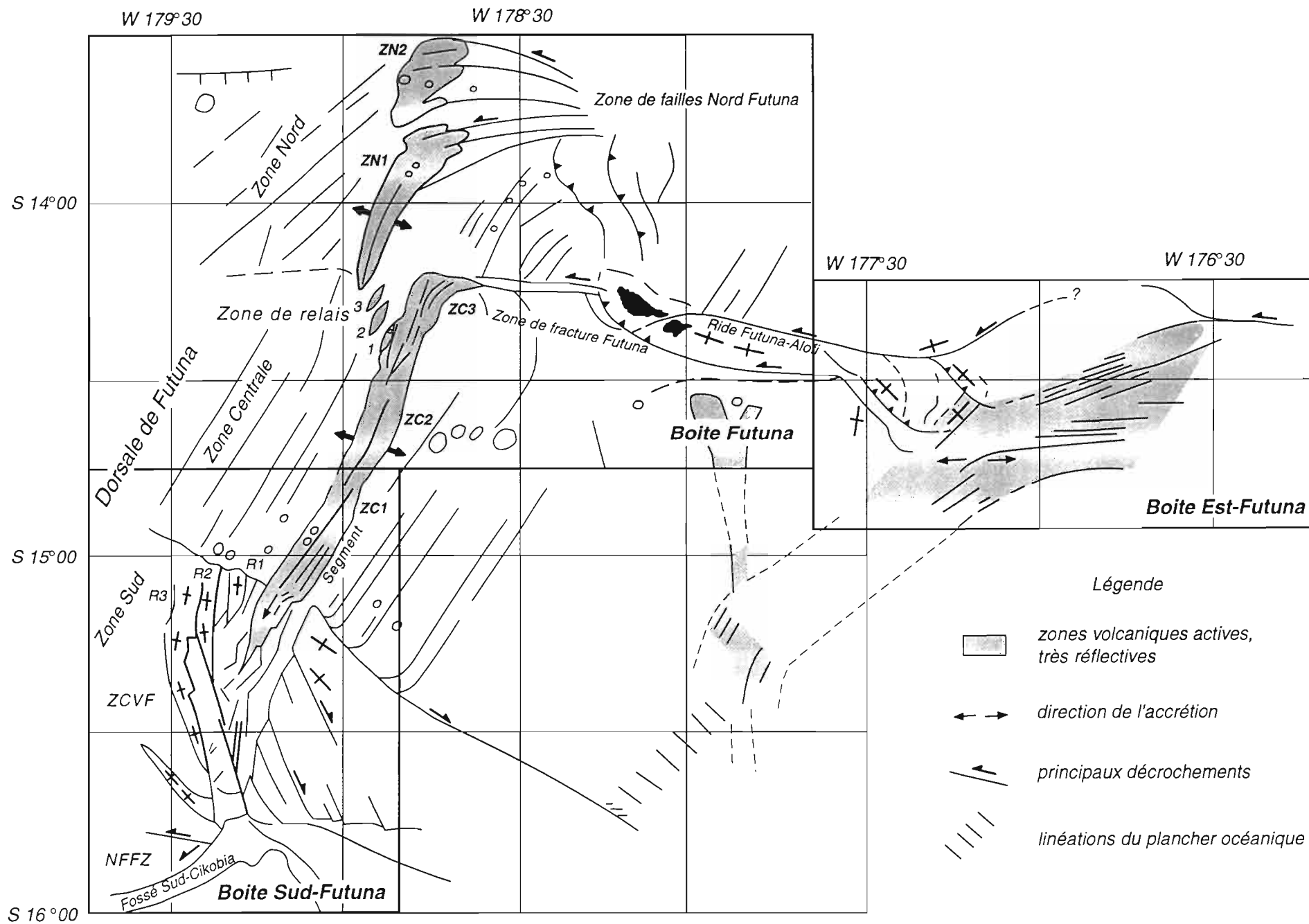
a - Boîte Futuna (figures F7, F8, F9)

Cette zone est structurée par un système d'axes d'accrétion en échelon décalés en senestre (dorsale de Futuna), orienté N25, et 2 zones de fractures senestres sub Est-Ouest, le long desquelles se produisent des mouvements en transpression et en transtension.

- Le système d'accrétion

Il est souligné par des bandes très réfléchives en imagerie (apparaissant en noir) et des hauts bathymétriques. D'une orientation générale N30, il est divisé en 3 zones dans la boîte Futuna (figure F9): la Zone Nord, comprenant les segments SZN1 et SZN2, la zone centrale se poursuivant plus au sud dans la boîte sud et la zone de

Figure F6 : Schéma structural de la zone d'étude centrée dans la région de Futuna-Alofi et découpage des boîtes réalisées durant la campagne Alaufi.



relais, constituée de 3 petits segments en échelon, qui raccorde la zone Nord et la zone centrale. Le segment ZC3, le plus septentrional de l'axe de la zone centrale est décrit avec la boîte Sud, en même temps que les autres segments constitutifs de cette zone.

Le segment ZN1 d'orientation N35 présente une longueur de l'ordre de 50 km. Il a une forme évasée vers le Nord; sa largeur est de 12 km à son extrémité Sud, 18 km à son extrémité Nord (coupe AB et CD). Son profil transverse est en forme de dôme, avec une élévation de 1300 m environ. Sa profondeur minimale est de 600 m (coupe AB, figure 11). On note un léger approfondissement de son sommet vers le Sud. Ce type de profil en dôme très marqué et la présence de très nombreux cônes volcaniques y compris sur le sommet du dôme, permettent de penser que le relief de l'axe est en partie au moins d'origine constructionnelle. Le grain de la croûte qui le borde à l'Ouest est orienté N50.

La zone de relais consiste en 3 segments principaux en échelon localisés entre les segments ZC3 et ZN1. Les deux segments nord de la zone de relais sont orientés N35 comme le segment ZN1; le segment sud est orienté N 25 comme le segment ZC3. Leur allongement axial est de l'ordre de 6 km, pour une largeur voisine de 5 km. La profondeur minimale est voisine de -1500 m, et l'élévation est de l'ordre de 500 m (ex: coupe EF, figure 11). La fabrique océanique à l'ouest de la zone de relais est orientée N30.

Le segment ZN2 orienté N40 mesure 30 km environ le long de l'axe. L'imagerie révèle une zone volcanique active (réflective, mais moins que pour les segments ZN1 et ZC1) où se localisent quelques volcans, et qui correspond également à un haut bathymétrique (-1300 m). Son profil transverse est un dôme de 600 m d'élévation, pour une base de l'ordre de 10 km de large.

L'intense activité volcanique au sein de l'ensemble de ce système est soulignée par une forte réflectivité, la présence de nombreux volcans axiaux non sédimentés et des fronts de coulées au niveau du raccord bien visibles sur l'imagerie.

- Les zones de fracture

La zone de fracture Futuna (coupe MN, figure 11) se localise à la terminaison Nord de la zone centrale, à l'Est de la zone de relais (i.e. les 3 segments en échelon). Elle se caractérise par un profond sillon bathymétrique orienté Est-Ouest, qui constitue un bassin en Pull-Apart profond (< - 3000 m). A l'ouest de l'île de Futuna, le mouvement devient transpressif à cause de l'orientation SE de la frontière. Ce régime explique la surrection de la ride de Futuna, orientée ESE, qui porte les îles de Futuna et d'Alofi. Cette ride est bordée par 2 branches de la zone de fracture, dont le raccord n'est pas clair (peut-être passe-t-il entre les 2 îles). La structuration de la zone au Nord de Futuna est plus chaotique, avec une orientation préférentielle N20-N30.

La zone de fracture Nord Futuna se raccorde à l'extrémité Nord du segment ZN1. Cette zone, dont le mouvement est à forte composante senestre, est très marquée dans la bathymétrie, soulignée par des linéations Est-Ouest, au sein d'une large bande, ainsi que par un bassin en pull-apart d'une profondeur supérieure à 2500 m. De nombreux petits volcans sont alignés sur cette direction E-W; ils forment la terminaison du segment ZN1 et l'essentiel des linéaments du segment ZN2. Vers W178°20', la zone de fracture se raccorde à une série d'arcs (3 majeurs) globalement Nord-Sud à concavité vers l'Est; ces structures convergent vers la terminaison nord de Futuna et correspondent à des panneaux de croûte océanique soulevée et basculée vers l'Est. Il s'agit donc de structures transpressives, traduisant la surrection d'une partie de la croûte océanique jusqu'à -1750 m environ (massif Nord Futuna), et s'apparentant de ce fait à la structure de la ride Futuna-Alofi. Les linéations de ces massifs, soulignées par des rides, sont orientées N150 principalement.

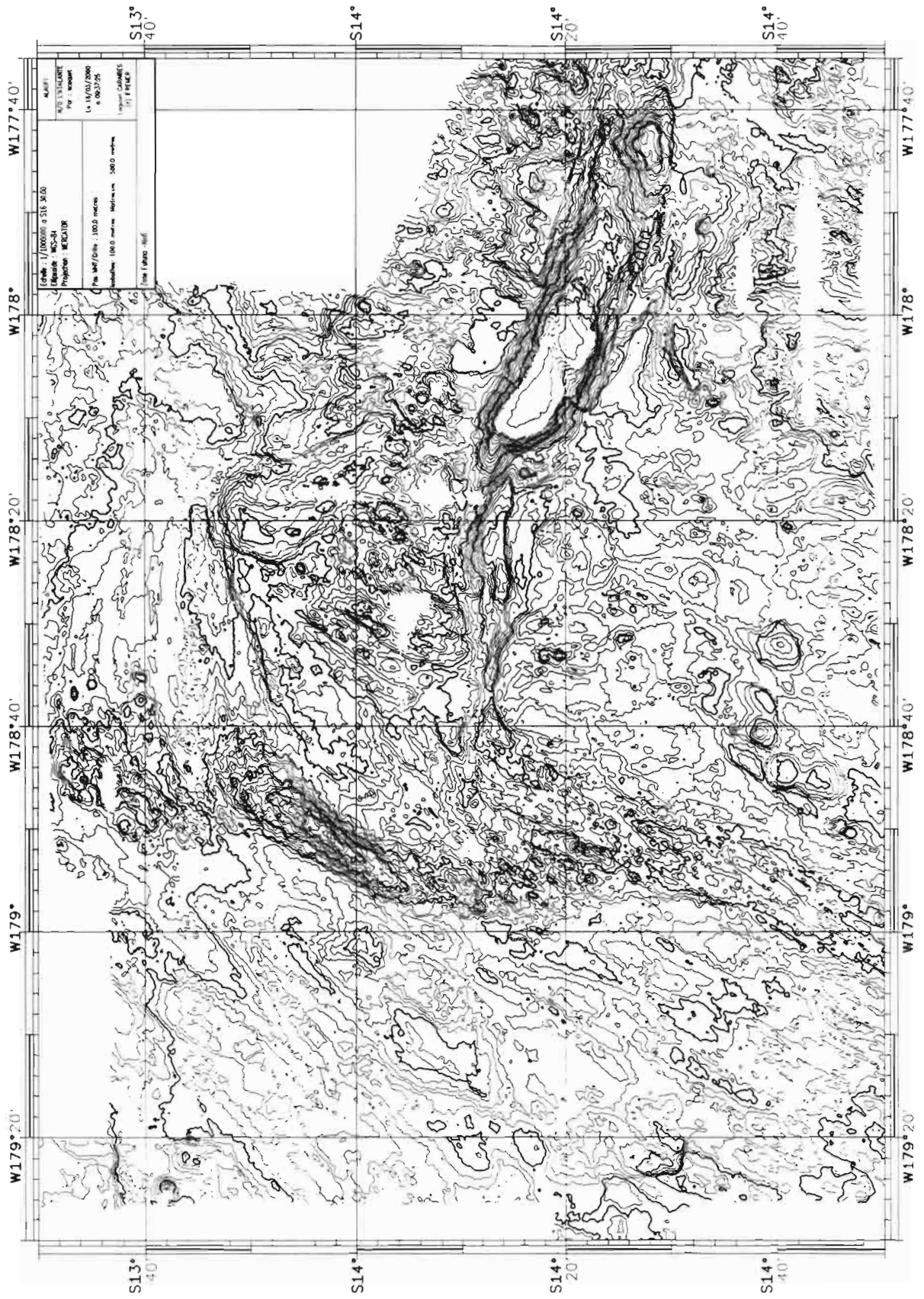


Figure F7 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Futuna.

Figure F8 : Carte de l'imagerie EM12 de la boîte Futuna.

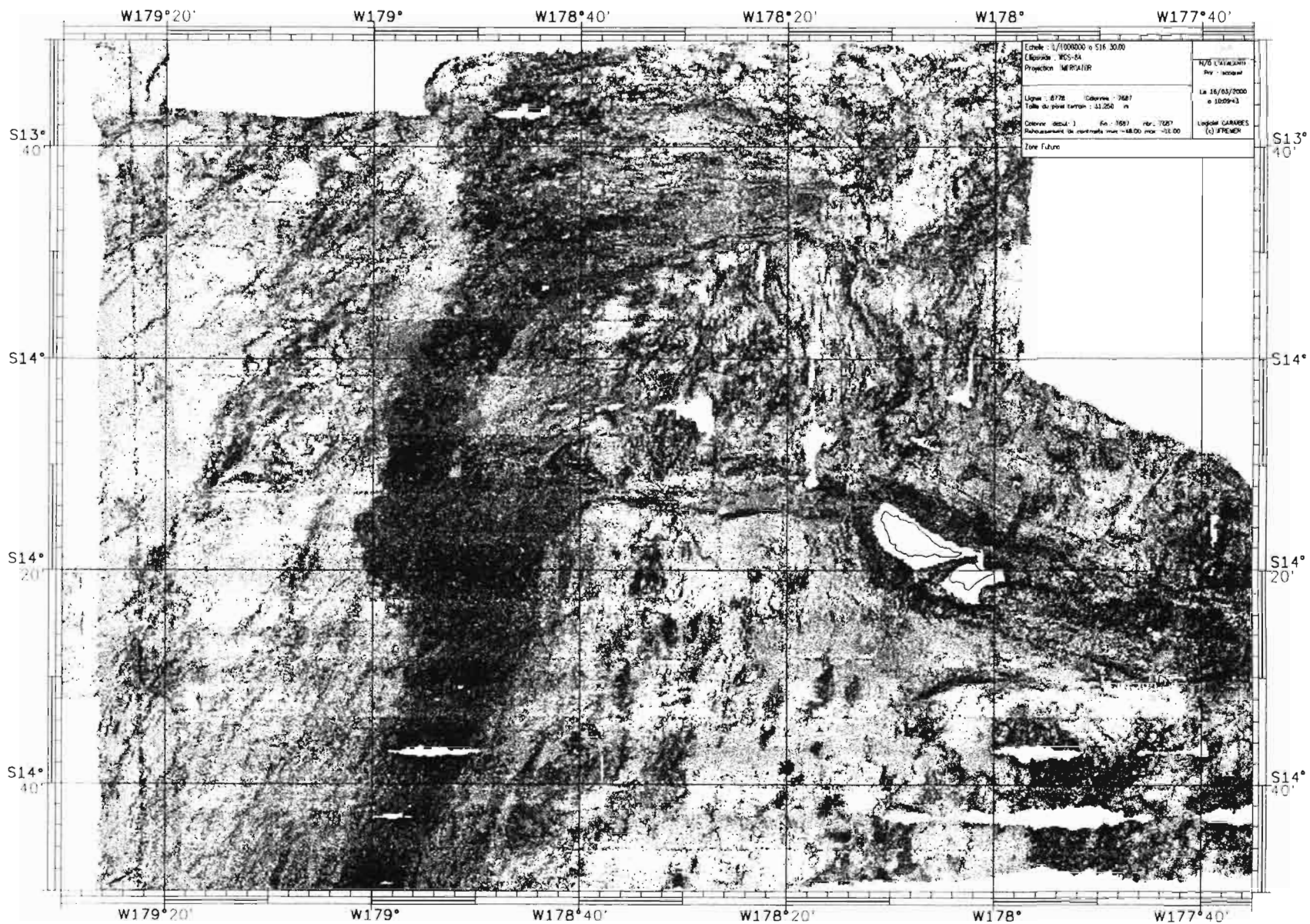
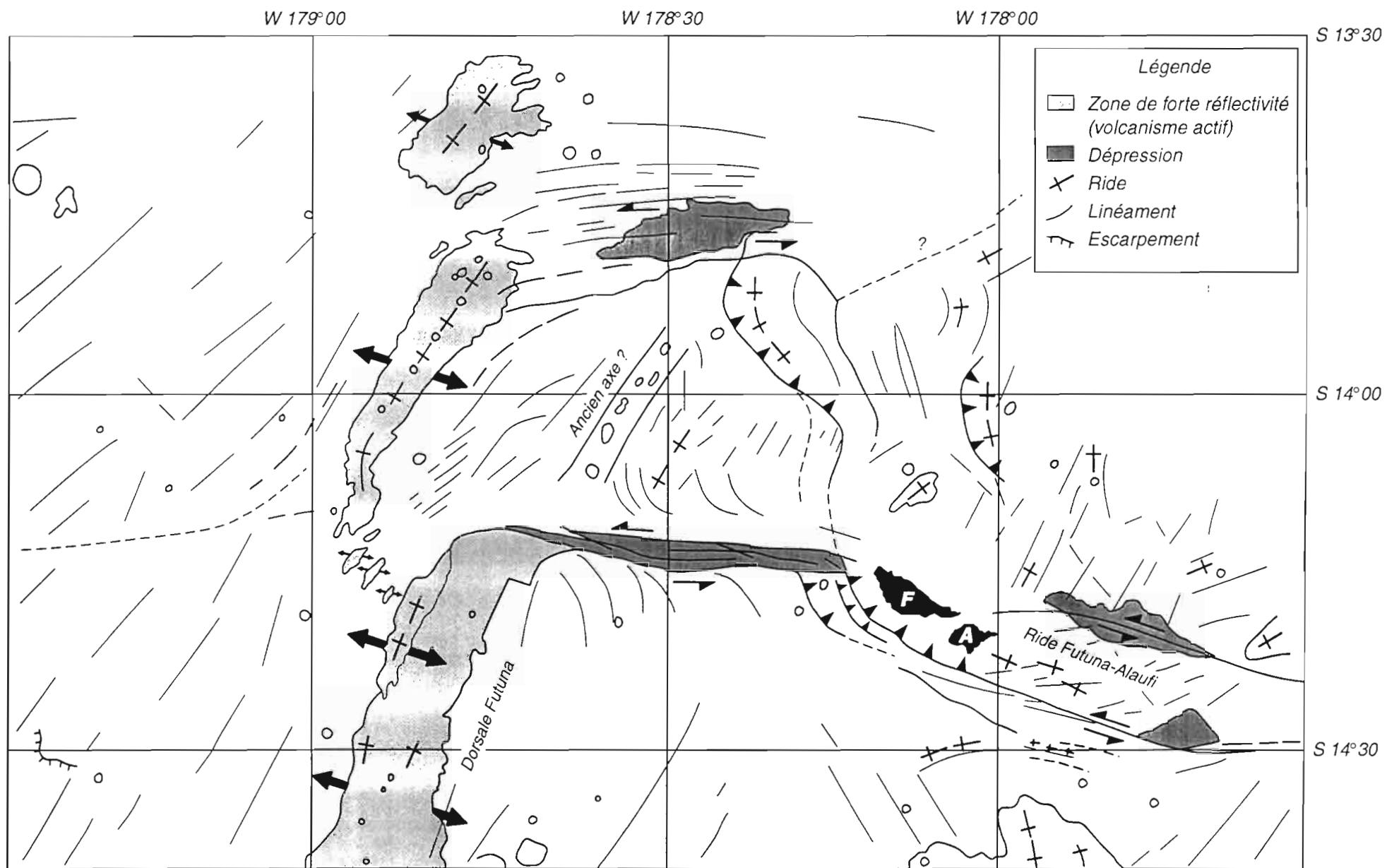


Figure F9 : Interprétation structurale de la boîte Futuna.



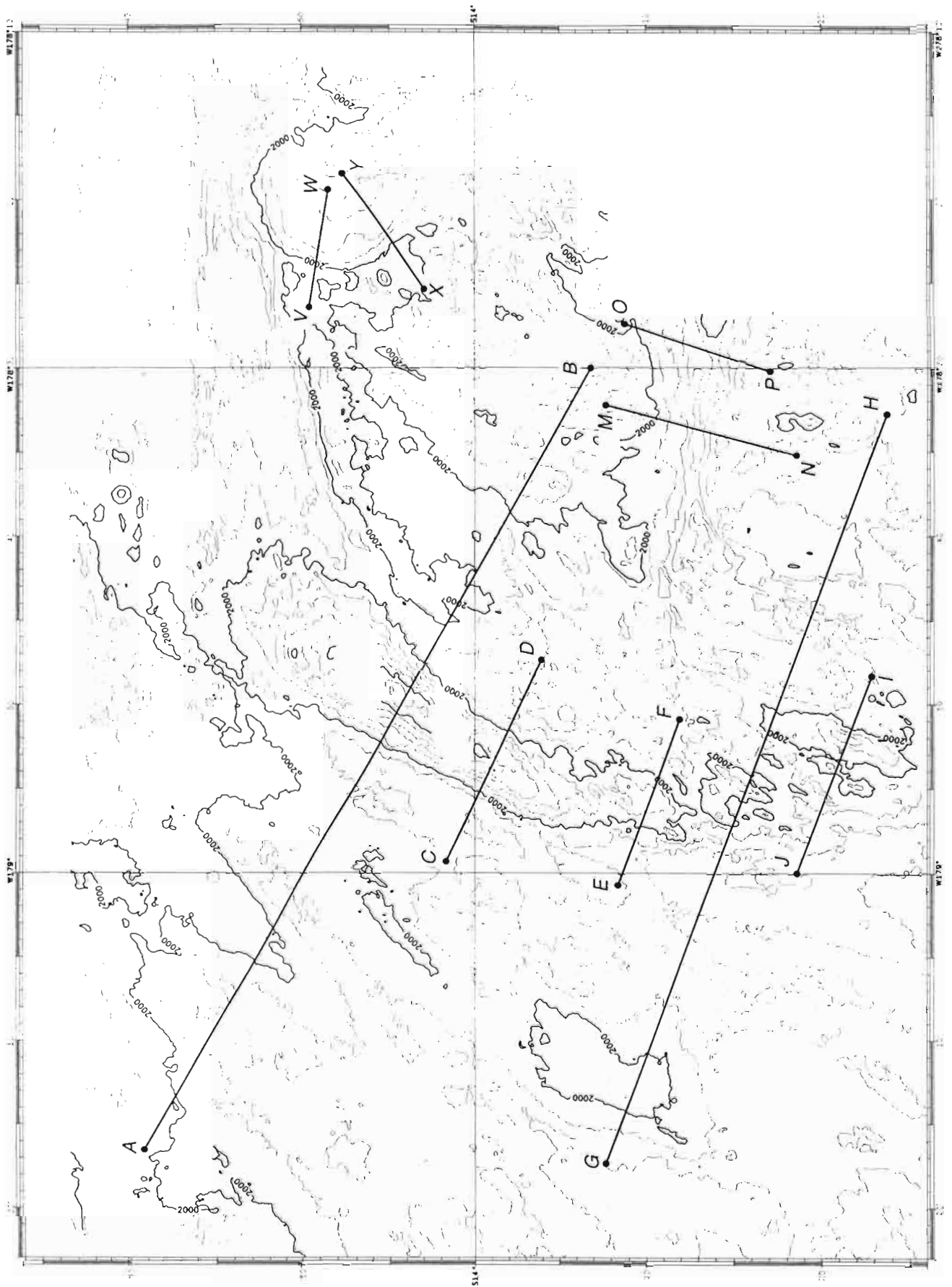


Figure F10 : Position des coupes bathymétriques de la boîte Futuna.

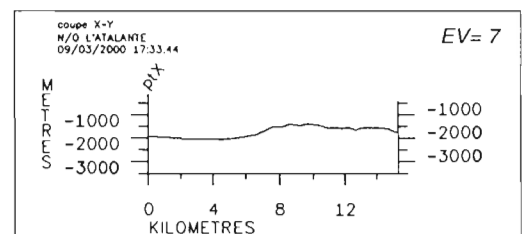
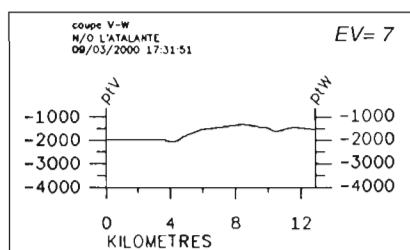
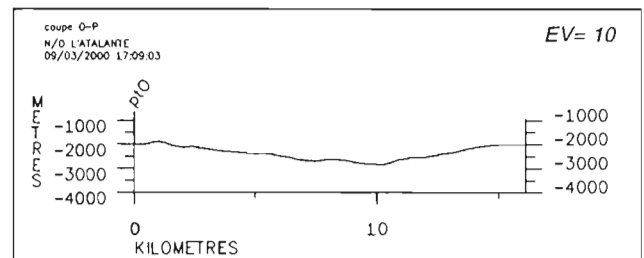
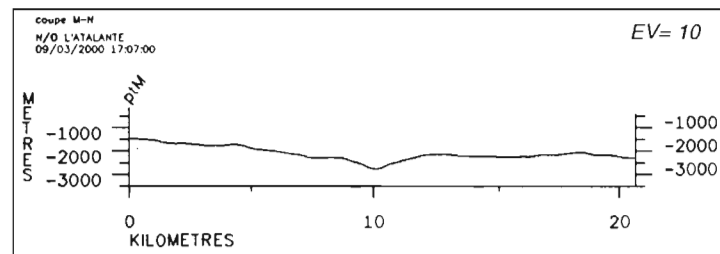
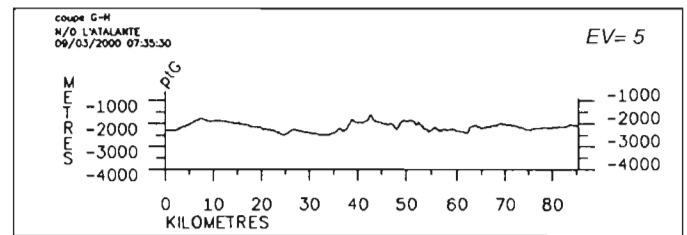
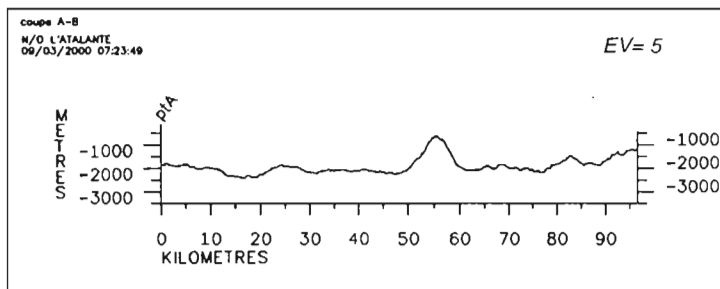
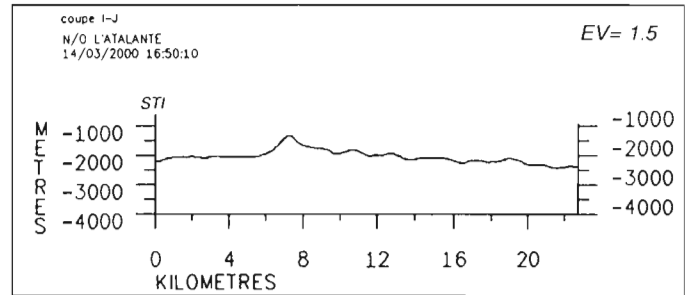
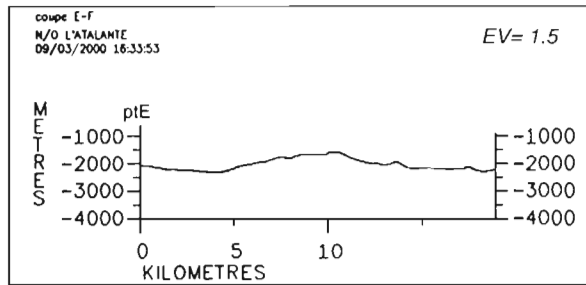
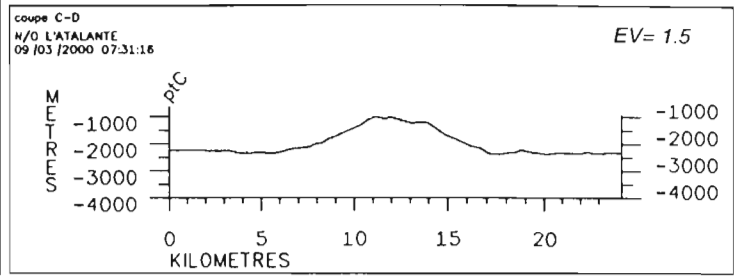
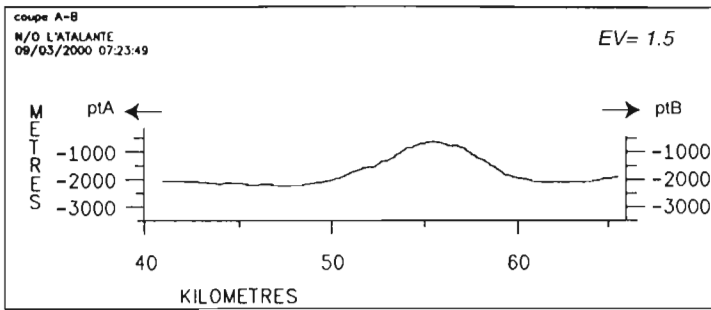


Figure F11 : Coupes bathymétriques de la boîte Futuna.

ANOMALIE MAGNETIQUE

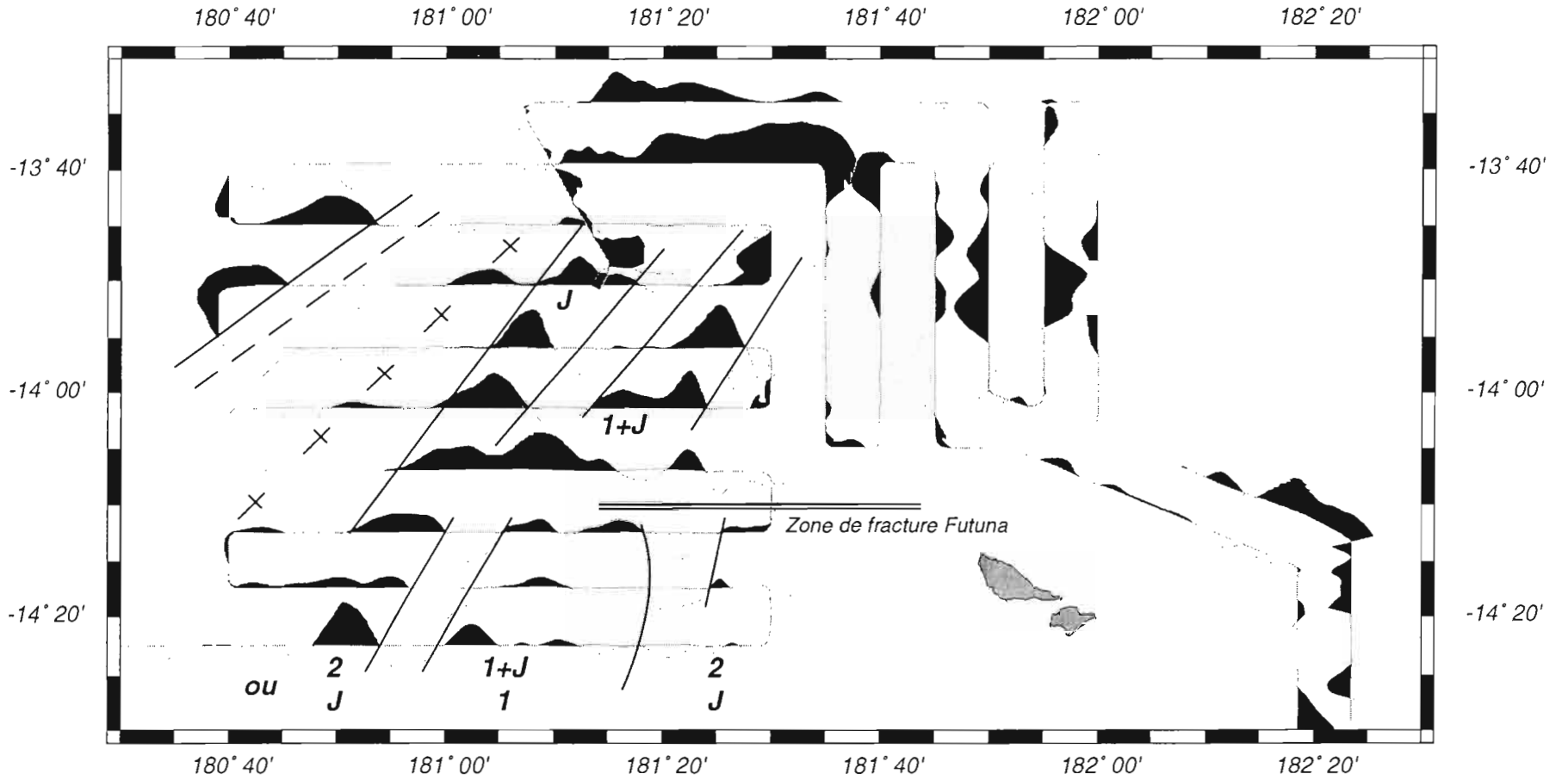


Figure F12 : Anomalies magnétiques de la boîte Futuna.

ANOMALIE GRAVI [correction de Bouguer]

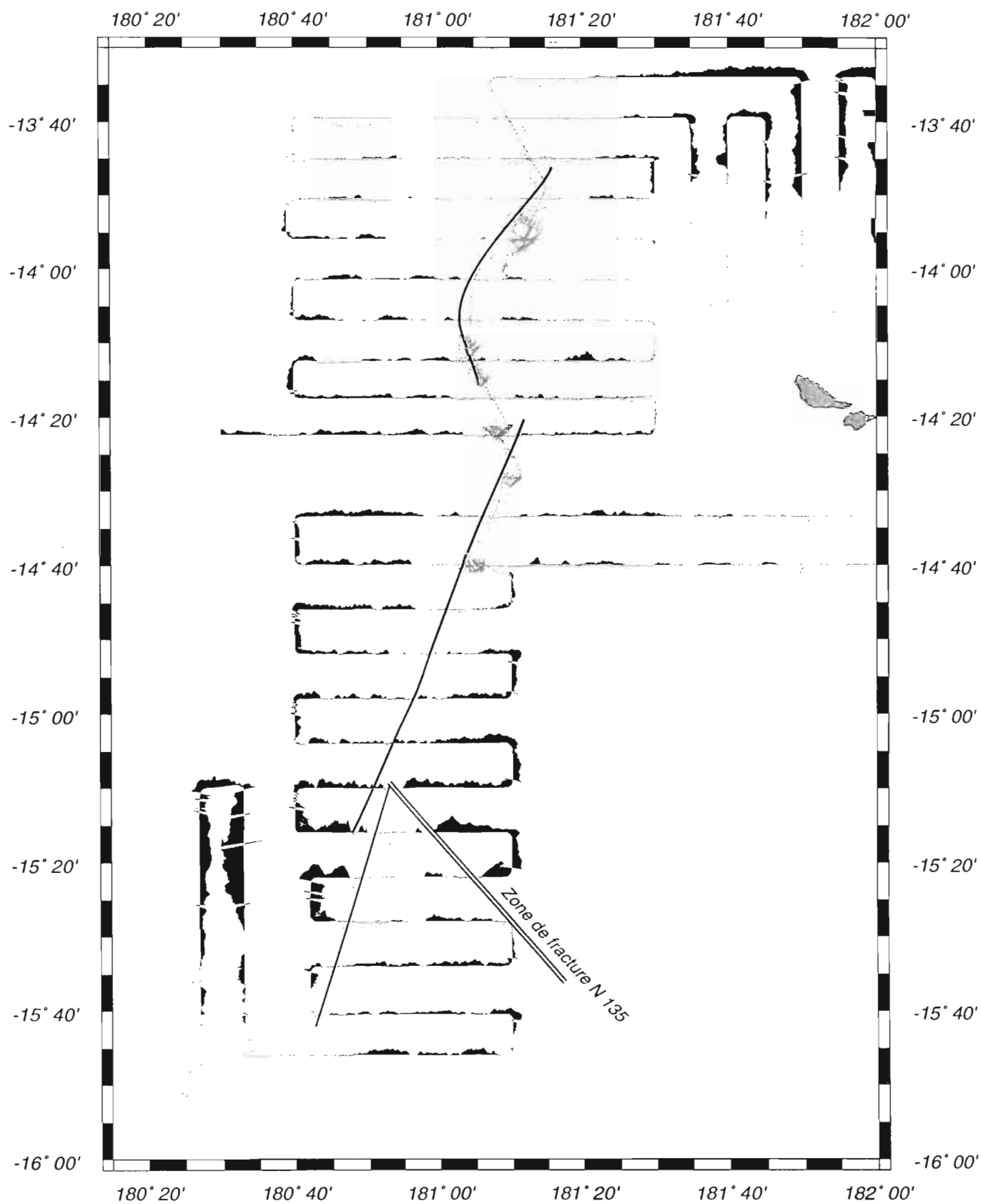


Figure F13 : Anomalies gravimétriques après réduction de Bouguer le long de la dorsale du Futuna (zones Nord, Centrale et SSud).

Entre le segment ZN1, le massif Nord Futuna et les 2 zones de fractures, on distingue un bloc composé de différents éléments structuraux:

- une première linéation N30 borde le segment ZN1, parallèle aux directions de l'accrétion océanique actuelle à l'axe de ce segment de dorsale. Cependant, il faut noter qu'au Nord du segment, cette linéation tourne vers l'Est pour se raccorder à la zone de fracture Nord Futuna.

- on observe un graben peu profond, centré à W178°34', S14°02', bordé par deux rides orientées N35. Le fond du graben est tapissé de volcans et de rides, orientés selon l'axe du graben, peu réfléchifs en imagerie, ce qui laisse supposer qu'il s'agit d'un ancien axe d'accrétion. De plus, on remarque que ce graben se localise dans la continuité du segment ZC1, avec un petit décalage de quelques km. A leur extrémité sud les structures sont arquées et prennent une direction N-S. D'un point de vue cinématique, cette réorientation est compatible avec les mouvements sénestres décrochants qui limitent la zone au Nord et au Sud.

Au Sud-Est de la boîte, on note la présence d'une zone haute (N40 (massif Sud Futuna, -1200 m), dont l'orientation du grain varie d'ouest en Est de N160, NS puis N40. Cette zone est assez réflexive en imagerie.

b - Boîte Sud-Futuna (figures F14, F15, F16)

La boîte Sud-Futuna, dont les coordonnées sont comprises entre S14°45' et S16° de latitude, et W178°40' et W179°45' de longitude, est divisée en 2 grandes zones:

- la zone centrale, comprenant les segments ZC1, ZC2 et ZC3, décrits dans cette partie;
- la zone Sud, où l'extrémité du segment ZC1 se propage vers le Sud dans une croûte plus ancienne.

Les zones centrale et Sud sont limitées par une zone de fracture, qui se situe dans le prolongement de la ride de Peggy du bassin de Lau.

La zone centrale

Cette zone est constituée de 3 segments très réfléchifs en imagerie, nommés respectivement du Sud vers le Nord ZC1, ZC2 et ZC3, orientés N25 à N30 (les segments ZC2 et ZC3 sont situés dans la boîte Futuna). Le grain océanique de l'ensemble de la zone est compatible avec une ouverture N110-120 de la dorsale, depuis un temps suffisamment long pour produire de la croûte océanique régulièrement organisée sur de telles surfaces (1-2 à quelques Ma ?).

Le segment ZC3 se connecte à la zone de fracture de Futuna. Il mesure environ 35 km de long et 10 km de large. L'axe présente une légère déviation sénestre (environ 2 km) par rapport à celui du segment ZC2. Son profil transverse est en forme de dôme, couvert de volcans sommitaux, qui s'approfondit et est relayé en sénestre par une dépression (300 m de profondeur, 4 km de large) à l'approche de la zone de fracture.

Le segment ZC2 se caractérise par un profil transverse en forme de dôme de 400 m d'élévation, d'une profondeur minimale de 1800 m. Il mesure 30 km de long. Il a une forme évasée vers le Nord: sa largeur est voisine de 12 km à son extrémité Sud, et 18 km à son extrémité Nord (15 km en moyenne).

Le segment ZC1 correspond à un changement de morphologie relativement brutal : à S14°50' - W179°, le dôme du segment ZC2 se fragmente en plusieurs rides parallèles ténues, d'une profondeur voisine de -2100m; elles sont séparées par des dépressions étroites de 100 m de relief (figure F17, coupe 1-2). L'ensemble du système ride + creux s'approfondit d'une centaine de mètres, et s'élargit vers le Sud,

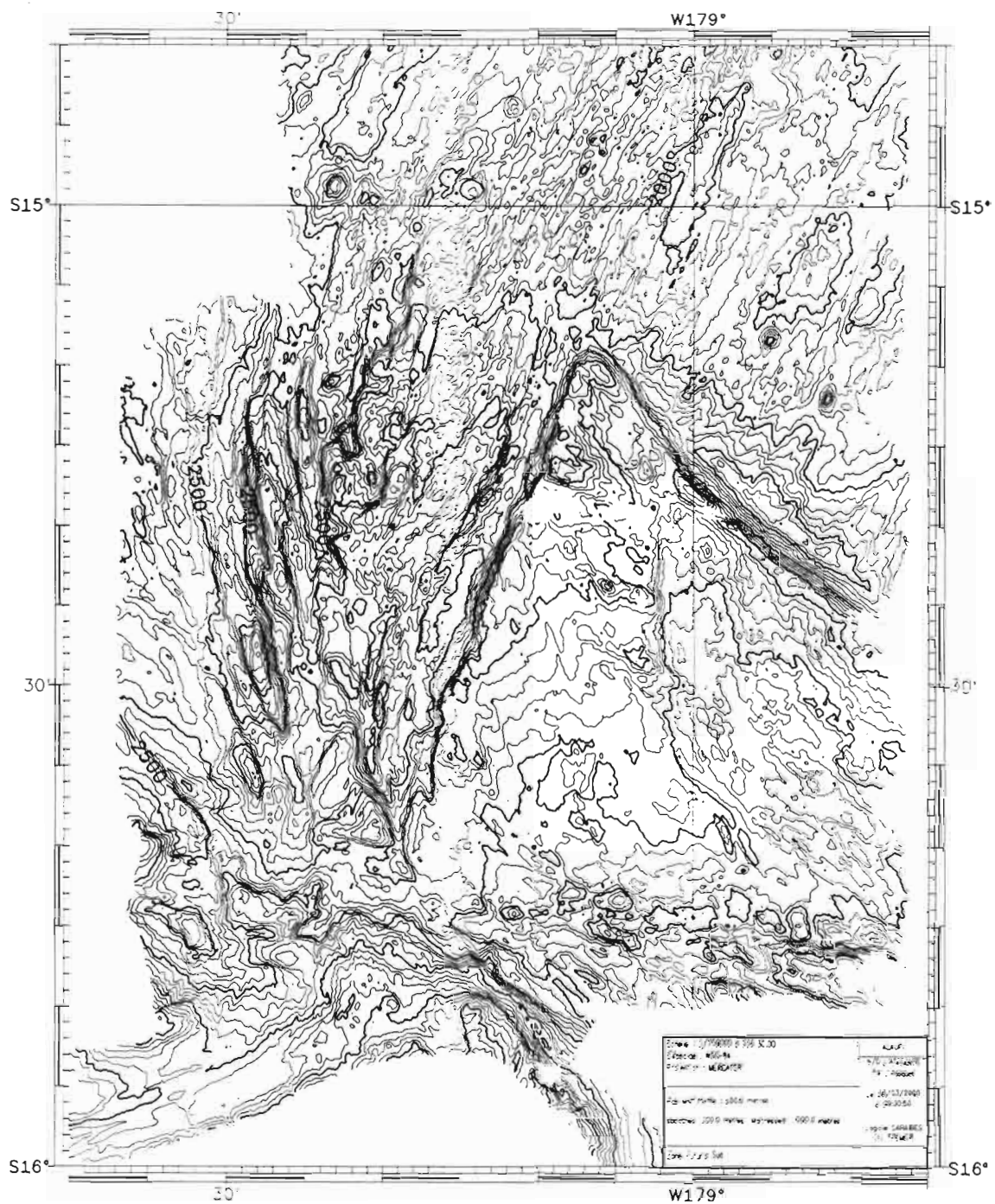


Figure F14 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Sud-Futuna.

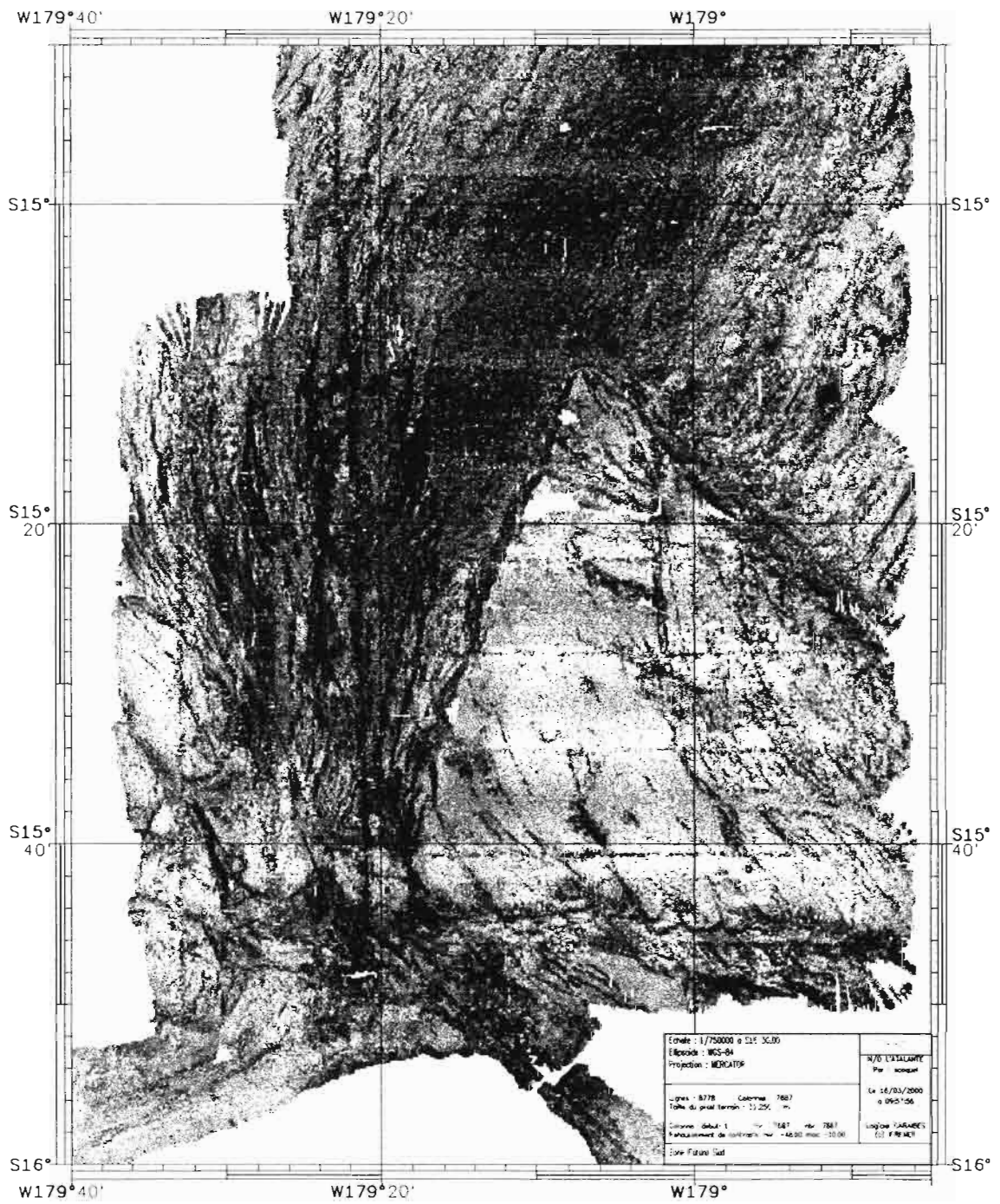


Figure F15 : Carte de l'imagerie EM12 de la boîte Sud-Futuna.

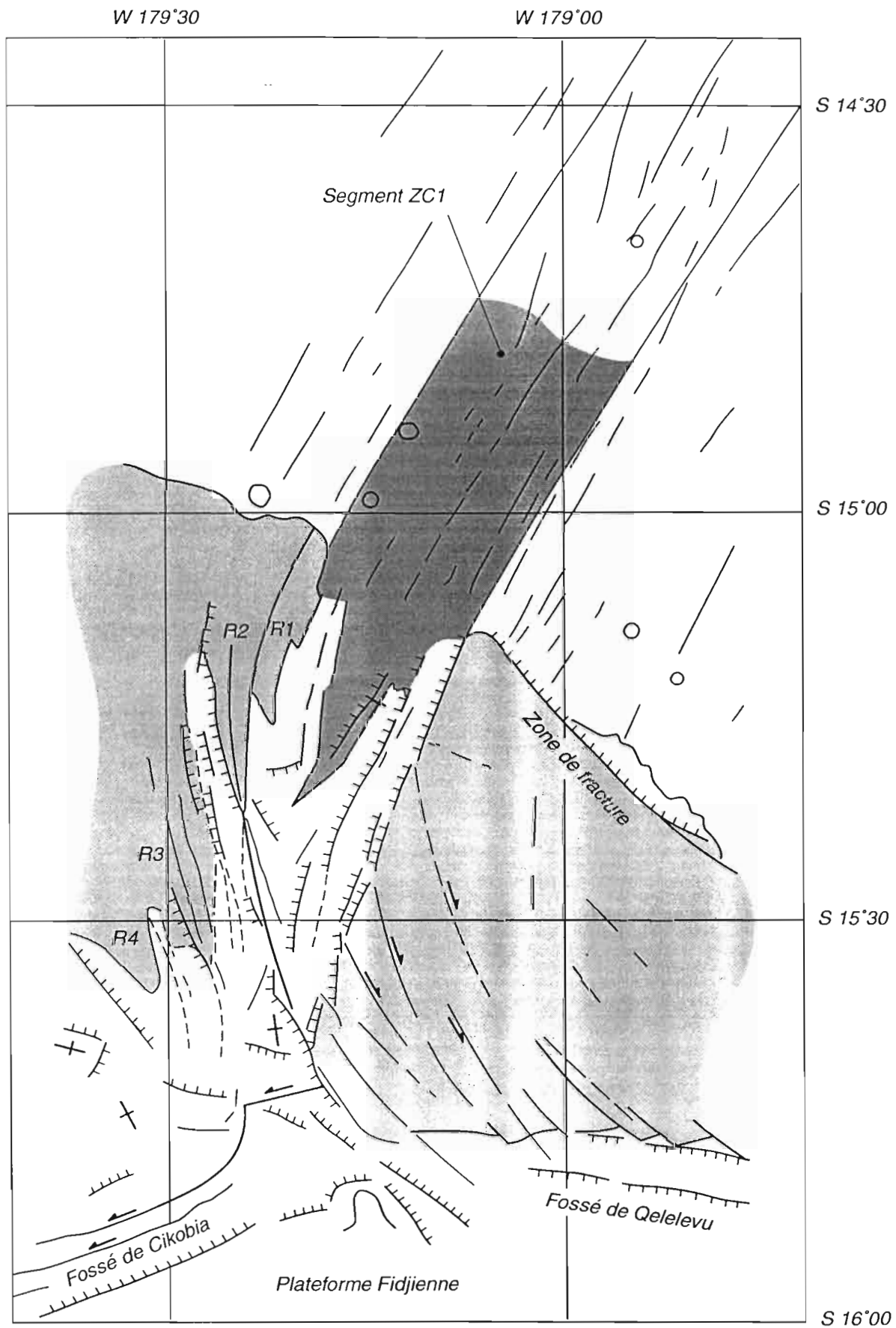


Figure F-16 : Schéma structural de la boîte Sud-Futuna.

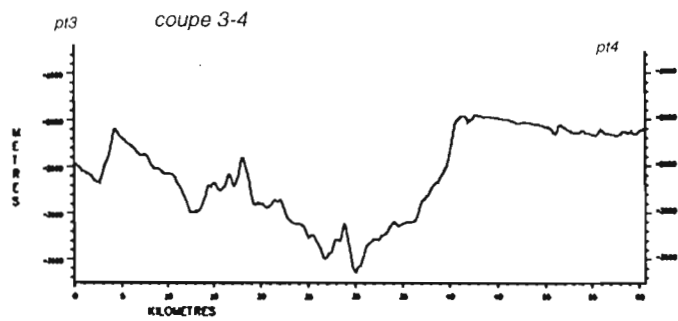
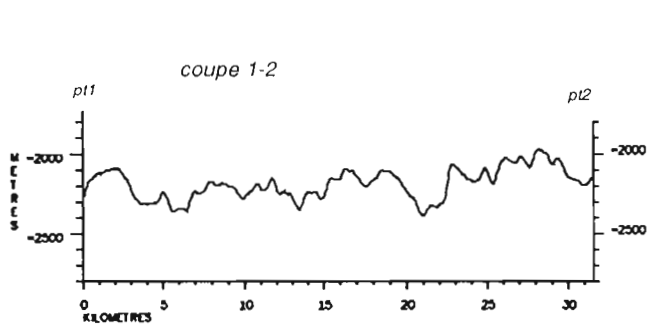
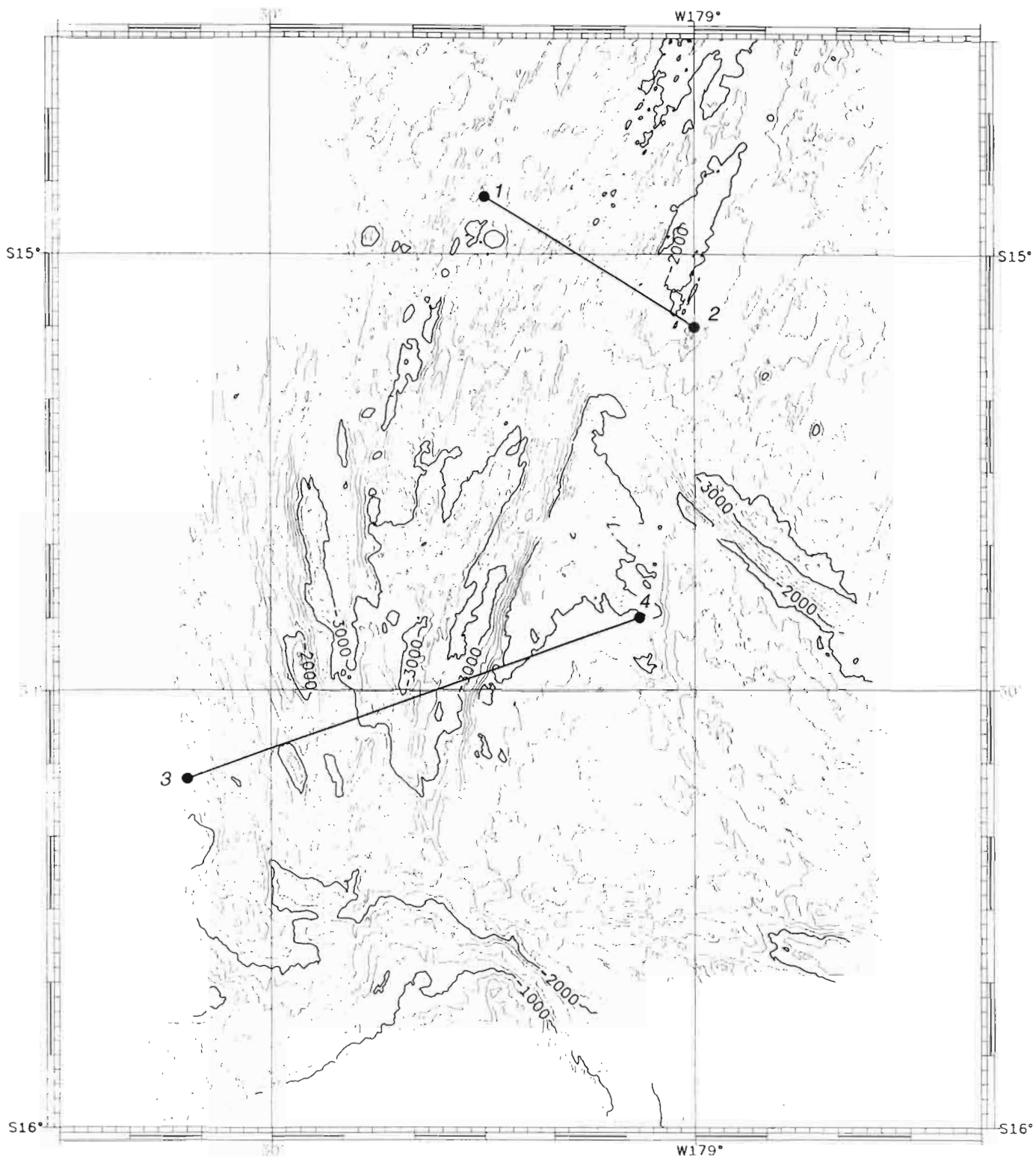


Figure F17 : Coupes bathymétriques de la boîte Sud-Futuna.

ANOMALIE MAGNETIQUE

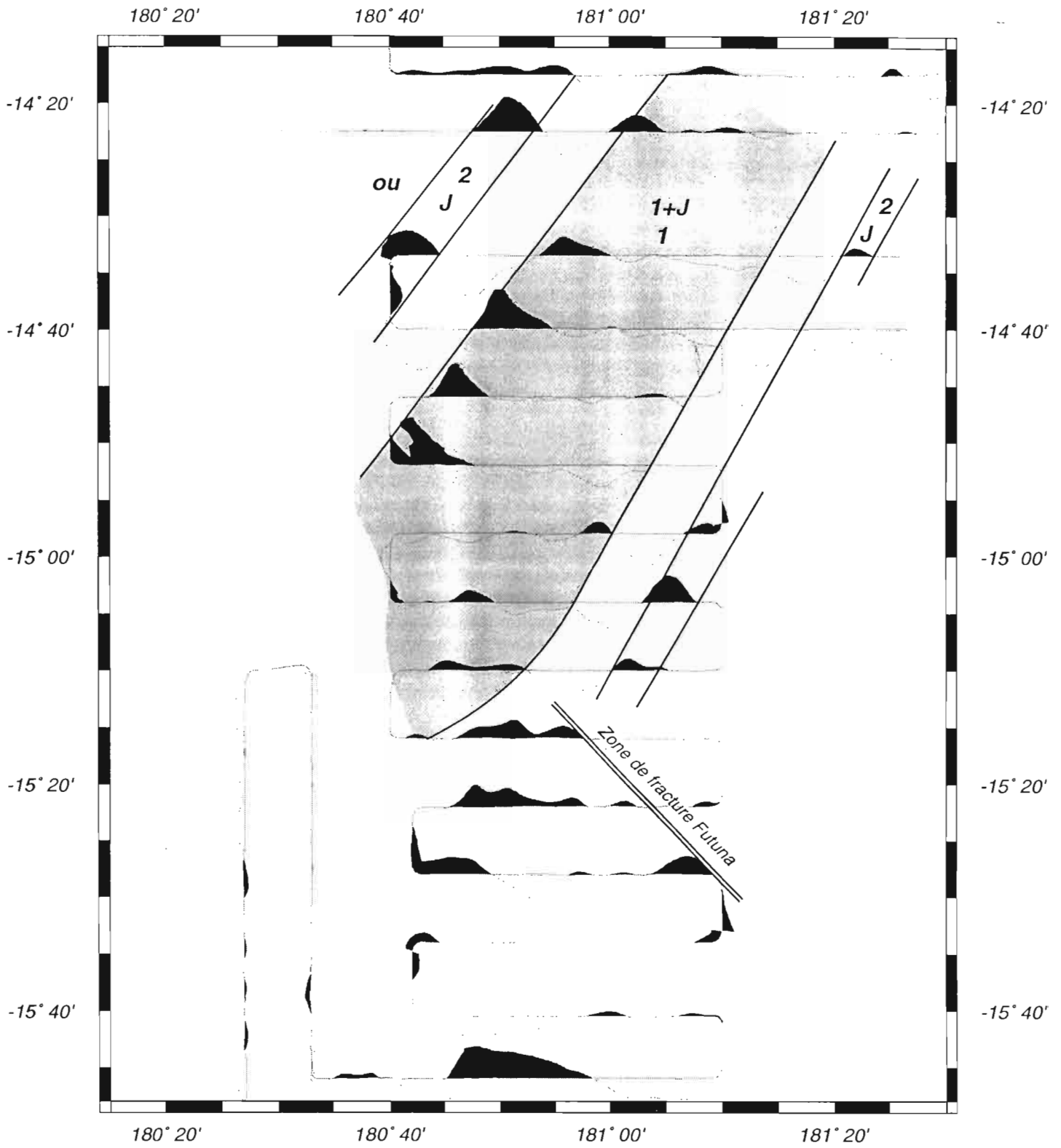


Figure F18 : Anomalies magnétiques de la boîte Sud-Futuna.

vers la zone de fracture qui marque la limite de la zone centrale. Cette zone de fracture orientée N135 située dans le prolongement de la ride de Peggy, structure majeure du bassin de Lau, est très marquée dans la bathymétrie (escarpement de 500 à 1000 m) et en imagerie (contraste entre la croûte jeune, très réfléchive, issue de la dorsale de Futuna et la croûte plus ancienne, sédimentée, qui est peu réfléchive). Des crochons apparaissent de façon évidente sur l'imagerie (mais pas sur les cartes bathymétriques) dans la croûte océanique à l'Est mais également dans la zone néo-volcanique du segment ZC1 (changement d'orientation de N30 à N15). Ces marqueurs suggèrent fortement un mouvement décrochant dextre très récent (voire) actuel au niveau de cette zone de fracture.

La zone Sud

Cette zone se caractérise par une structuration très hétérogène, où l'on distingue avant tout un rift triangulaire très marqué bordé par des rides arquées. Ce fossé correspond à un propagateur situé à l'extrémité sud du segment ZC1, orienté N15 et très réfléchif en imagerie. Cette zone a déjà été reconnue par les auteurs précédents et dénommée 'East Cikobia Volcanic Zone' (Hugues Clarke et al., 1993). Elle entaille une croûte plus ancienne, peu réfléchive et moins profonde. La pointe du propagateur est limitée au Sud par le talus de la plate-forme fidjienne, d'une profondeur inférieure à 1000 m.

Le propagateur est associé à une forte déformation de la croûte; celle-ci s'organise selon 2 directions principales, marquées par des escarpements N20 et N170, de 500 m de relief généralement. Outre l'extrémité Sud du segment ZC1, on distingue 4 rides arquées, nommées R1, R2, R3 et R4, orientées respectivement N0, N175, N170 et N135, formant une zone en lanières. Elles mesurent typiquement 500 m d'élévation et 5 km de large à leur base. Localisées uniquement du côté Ouest du propagateur, elles enveloppent ce dernier, dont elles peuvent être considérées comme la limite structurale Ouest. Le fossé est de ce fait très fortement asymétrique ce qui suggère une tectonique contrôlée par une faille bordière listrique principale à l'Est et des blocs basculés glissant sur de failles antithétiques plus nombreuses à l'Ouest. Les sillons localisés entre les rides sont d'une profondeur supérieure à 3000 m. Le point le plus profond de la zone -ainsi que de l'ensemble de la campagne-, à -3739 m, est localisé à S15°31'-W179°20', dans le prolongement de ZC1; il est interprété comme étant l'extrémité du propagateur (figure F17, coupe 3-4).

La croûte recoupée par le propagateur est visible à l'Est de ce dernier (extrémité Ouest de la ride de Donna). Elle se situe à une profondeur moyenne de 2000 à 2500 m. Le contact avec le propagateur est constitué par un escarpement très marqué N20, de 1000 m de dénivelé. La déformation dans la croûte y est spectaculaire, en particulier sur la carte d'imagerie: des blocs non déformés apparaissant repoussés vers le SE le long de failles courbes de direction N160-N140, au fur et à mesure de la propagation vers le Sud de la dorsale.

c - Boîte Est Futuna (figures F19, F20, F21).

Les coordonnées de la boîte Est-Futuna sont S14°45'- S15°50' de latitude et W178°40'- W179°40' de longitude. L'analyse des données bathymétriques et d'imagerie révèle une forte complexité structurale résultant de mouvements transtensionnels et transpressifs le long d'une zone de fracture majeure. On peut distinguer 2 grandes régions, situées à l'Est et à l'Ouest de W176°06'.

A l'extrémité de la région Ouest (i.e. bord Ouest de la boîte), on distingue un bassin profond (-3500 m), localisé à l'extrémité orientale de la ride de Futuna-Alofi (voir boîte Futuna). Il est limité au Nord et au Sud par deux failles majeures sénestres,

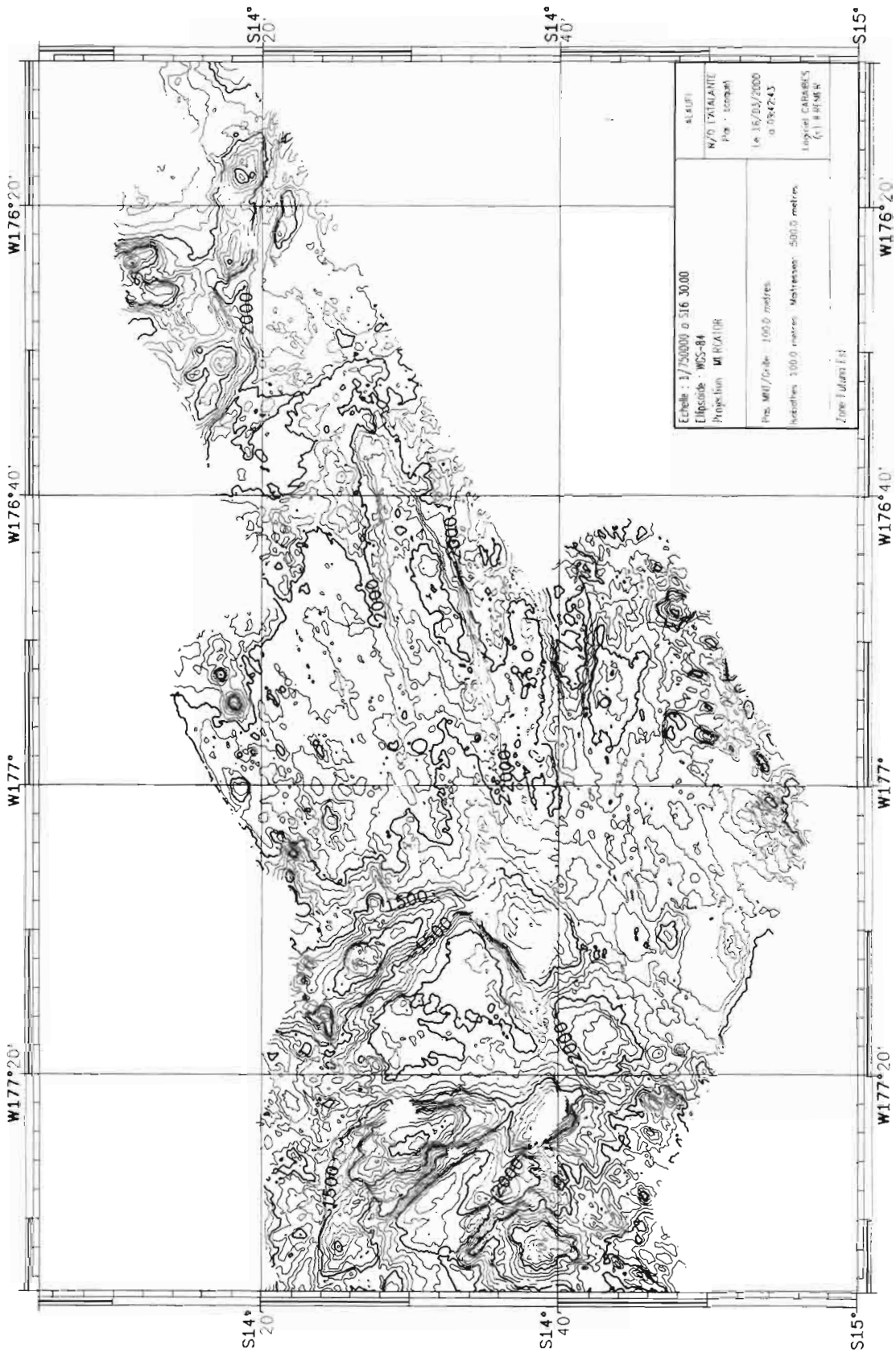


Figure F19 : Carte bathymétrique EM12 de la boîte Est-Futuna.

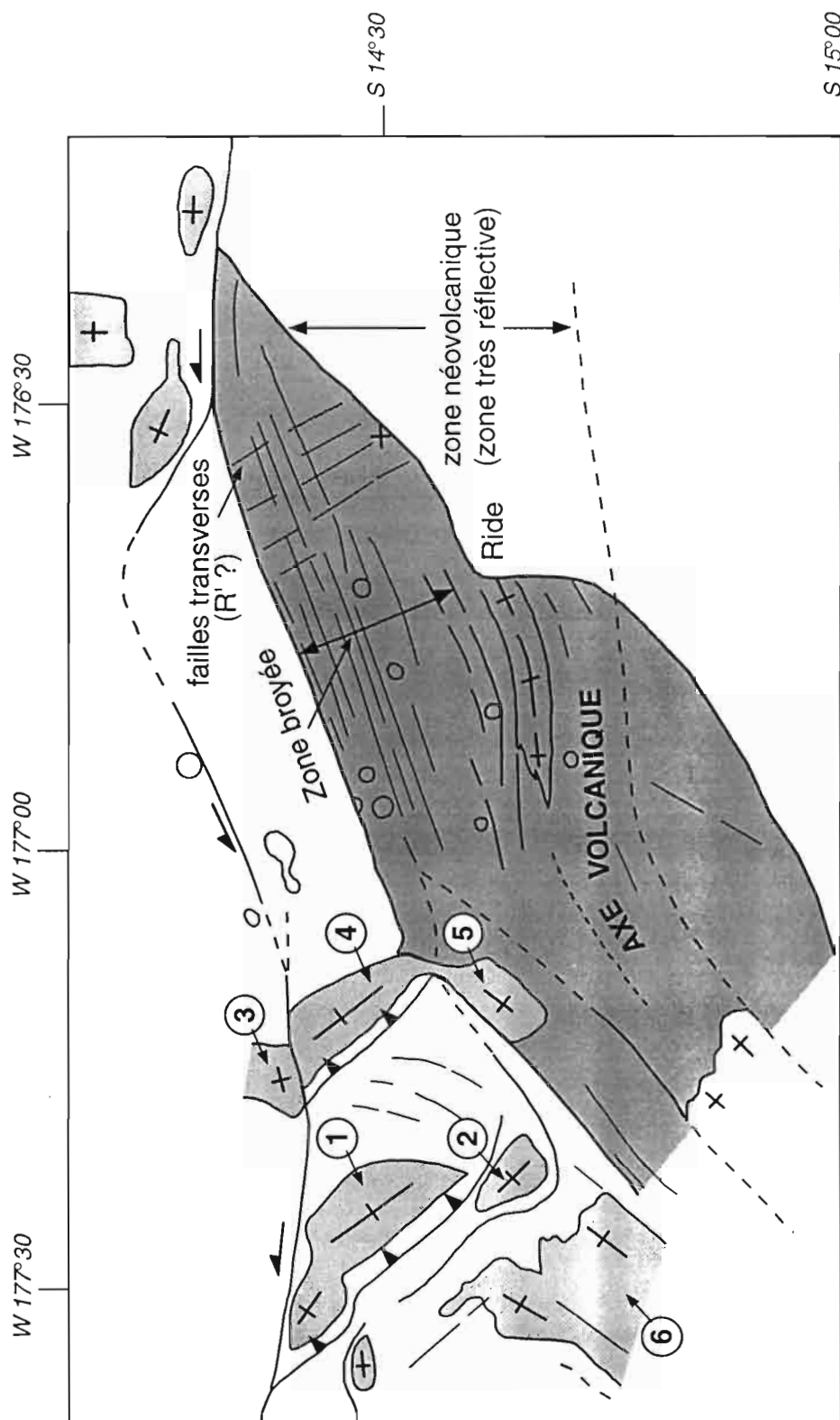
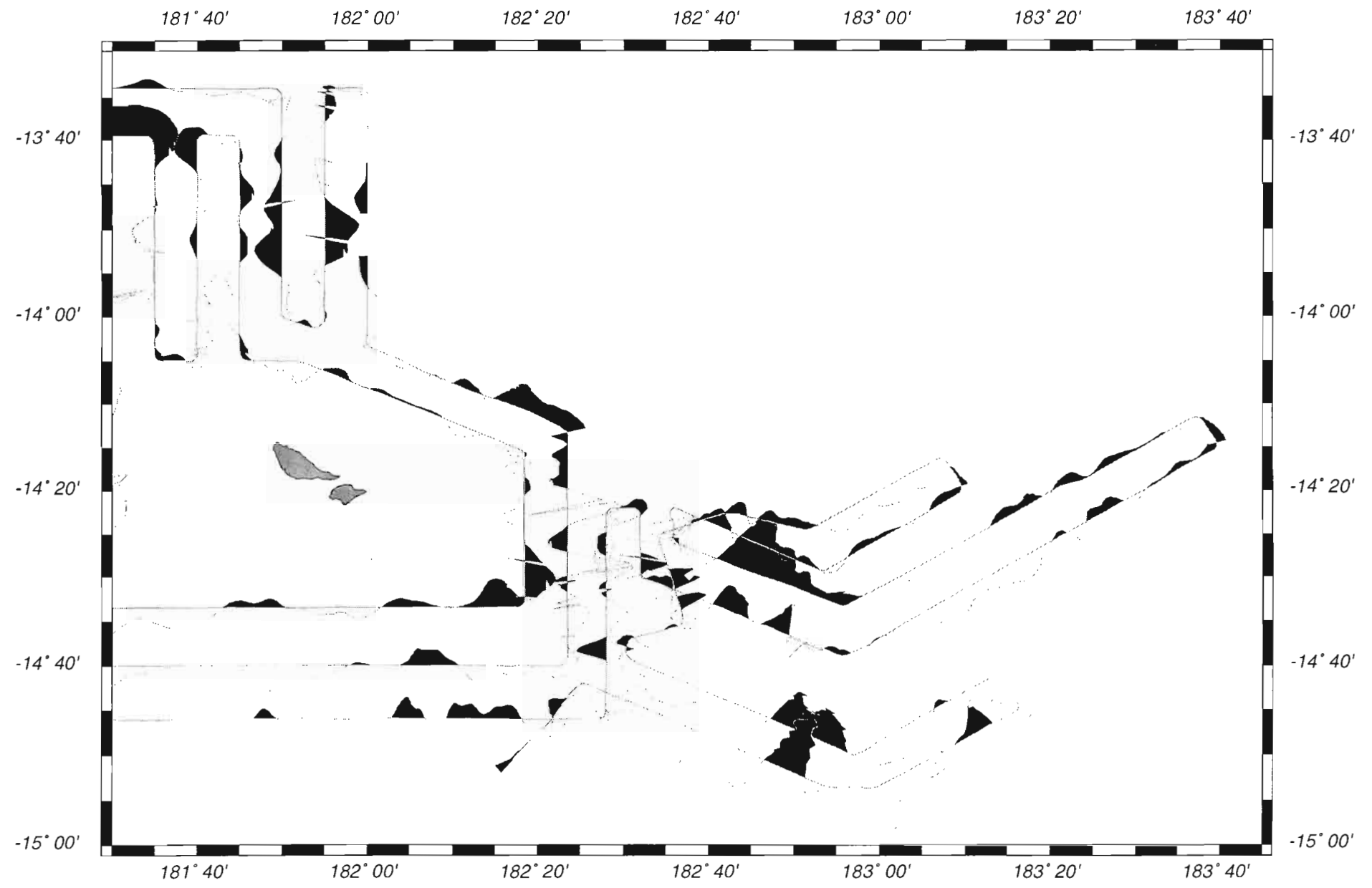


Figure F21 : Schéma structural de la boîte Est-Futuna.

Figure F22 : Anomalies magnétiques de la boîte Est-Futura.



liées à la zone de fracture de Futuna. A l'Est du bassin, la fracturation se répartie le long de plusieurs failles qui se divisent et se connectent mutuellement, aboutissant à l'individualisation de six rides, nommées de R1 à R6 (voir par exemple le décalage sénestre entre les rides R3 et R4). Ces rides, réfléchives en imagerie, sont peu profondes et culminent entre -500 m (ride R1) et -1350 m (ride R5); elles résultent vraisemblablement comme Futuna et Alofi de mouvements compressifs. Un bassin non réfléchif, de plus de 2000 m de profondeur se localise entre ces massifs. Au coeur de ce bassin, on distingue des indices de déformation, visibles en particulier par une orientation structurale courbée dans le sens anti-horaire.

La région orientale est caractérisée par une très forte réflectivité du plancher océanique, au sein d'une bande d'environ 25 km de large, orientée N80, où de nombreux volcans définissent un axe volcanique actif. L'ensemble de la zone en transtension est extrêmement déformée par un système de failles. En particulier, on observe à l'extrémité Nord-Est de la bande, une zone broyée par des failles orientées principalement N70-75. Celles-ci découpent des volcans, et se prolongent vers l'Est dans une zone moins réfléchive, à accidents transverses N150 interprétés comme des failles de Riedel. Cette zone est limitée au Nord par un linéament, vraisemblablement rattaché au système décrochant sénestre de Futuna.

Ainsi, La zone de fracture de Futuna apparaît comme un élément majeur de la zone de fracture Nord-Fidjienne.

2 - Données géophysiques

a - Magnétisme

Les anomalies magnétiques le long des profils à travers l'axe d'accrétion de Futuna sont présentées sur les figures F12 et F18. Des linéations d'anomalies magnétiques, orientées N30 à N50, sont clairement parallèles aux grain océanique de 13°40'S à 15°10'S.

Les profils situés entre 14°10'S et 15°10'S et recoupant la zone centrale (principale) du système d'accrétion, entre la zone de fracture sub E-W de Futuna au Nord et la zone de fracture N135 au Sud, révèle la présence d'une large anomalie axiale encadrée des deux cotés par une forte anomalie négative puis positive. Cette anomalie axiale, globalement proche de 0 et positive à l'Ouest et négative à l'Est, est dans le détail composée de plusieurs anomalies (3 à 4) dessinant une série d'ondulations. La forme de ces ondulations centrées sur l'axe de la dorsale, évoquent l'anomalie actuelle. Deux interprétations sont possibles:

- les ondulations axiales représentent les anomalies 1 et J, l'anomalie positive des deux cotés étant l'anomalie 2;
- les ondulations axiales représentent l'anomalie 1, l'anomalie positive des deux cotés étant l'anomalie J.

Dans le premier cas la vitesse d'ouverture serait d'environ 3 cm/an depuis l'anomalie 2. Dans le second le taux d'expansion serait d'environ 4.5 cm/an depuis le début de l'anomalie 1 et de 6 cm/an depuis l'anomalie J.

La zone nord de la dorsale entre 13°45'S et 14°10'S, au Nord de la zone de fracture de Futuna, est marquée par une linéation d'anomalie magnétique positive, orientée N30 et centrée sur la ride volcanique. Cette anomalie interprétée comme l'anomalie actuelle 1 se situe dans le prolongement de la forte anomalie positive située

à l'Ouest de l'axe de la partie centrale et interprétée comme l'anomalie 2 ou J. Ceci suggère donc un saut vers l'ouest de l'axe au niveau de l'ancienne anomalie 2 ou J.

Des linéations d'anomalies magnétiques orientées N30 sont présentes à l'Est de la zone nord de la dorsale, au Nord de la terminaison de la zone de fracture de Futuna, (vers 14°S, de 178°30' à 178°50' W). L'anomalie centrale positive, pouvant être double, est encadrée par une forte anomalie négative. Elle se situe dans le prolongement de l'anomalie axiale de la zone centrale de la dorsale de Futuna plus au sud et pourrait correspondre à l'anomalie 1 ou 1=J. La largeur de l'anomalie est cependant de moitié inférieure à celle de la zone active plus au Sud. Cette région est marquée par une faible réflectivité du fond par rapport à l'axe d'accrétion actif. Elle pourrait correspondre à la partie abandonnée de l'ancienne dorsale de Futuna au Nord de la zone de fracture avant la construction de la partie Nord de la dorsale actuelle. Dans cette hypothèse le saut de l'axe et la construction de la zone Nord de l'axe serait plus récent que l'anomalie J (1 Ma) et probablement intra anomalie 1.

Les profils les plus sud de la boîte Sud Futuna révèlent une anomalie magnétique positive centrée sur l'escarpement N20 bordant la zone de propagation de l'axe, ainsi qu'une anomalie négative sur l'escarpement N135. la région comprise entre ces deux escarpements majeurs ne présente pas de linéations magnétiques évidentes, les profils étant très obliques sur l'orientation N110 de la fabrique océanique visible dans les données bathymétriques.

b - Gravimétrie

Les anomalies gravimétriques corrigées de l'effet topographique (réduction de Bouguer avec une densité de 2.7) le long des profils à travers l'axe d'accrétion de Futuna sont présentées sur la figure F13. On note une nette variation de cette anomalie le long de l'axe:

- une forte anomalie négative le long de l'axe de la zone Nord;
- une anomalie légèrement négative le long de l'axe de la zone centrale;
- et une forte anomalie positive au niveau du segment sud en propagation.

Ces anomalies confortent l'interprétation structurale. L'anomalie positive dans la zone sud au niveau de la zone en propagation suggère un amincissement de la croûte. La dorsale est soulignée par une anomalie négative indiquant une diminution de la densité sous l'axe.

Par ailleurs la zone relativement peu profonde au Nord de Futuna est soulignée par une anomalie négative qui peut résulter d'un épaississement crustal dû à un écaillage intra océanique.

3 - Résultats des dragages

a - Commentaire général sur les dragages et les échantillons

Onze dragages ont été réalisés au cours de cette campagne, avec pour objectif principal d'échantillonner les produits volcaniques épanchés le long de l'axe

N°DRAGUE	Drague au fond			Drague décollée du fond		
	Lat. °S	Long. °W	Prof. (m)	Lat. °S	Long. °W	Prof.(m)
AL-DR1	13°55,94	178°48,2	1254	13°54,8	178°49,4	719
AL-DR2	14°01,3	178°51,1	2057	14°00,1	178°52,9	980
AL-DR3	14°10,6	178°54,4	2038	14°09,85	178°55,8	1615
AL-DR4	14°15,0	178°53,3	2201	14°13,9	178°54,3	1936
AL-DR5	14°21,78	178°51,03	2100	14°21,7	178°52,2	1500
AL-DR6	14°22,2	178°49,1	2120	14°27,9	178°50,6	1932
AL-DR7	14°40,0	178°54,3	1924	14°39,7	178°54,6	1704
AL-DR8	15°30,4	179°21,1	3321	15°29,3	179°20,4	3000
AL-DR9	15°04,44	179°13,67	2400	15°04,6	179°12,8	2260
AL-DR10	14°58	179°07,5	2160	14°57,5	179°06,4	2170
AL-DR11	14°44,9	179°00,4	2021	14°45,6	178°59	1922



Drague AL-DR1 (9/03-22h):
L'équipe scientifique en admiration devant le contenu de la première drague.



AL-DR1



AL-DR2



AL-DR3



AL-DR3

Drague AL-DR3 (10/03-6h30):
Bernard P. guette: les pillow lavas sont de taille plus modeste, avec du verre frais.



AL-DR4

Drague AL-DR4 (10/03-10h):
Jean-Yves et Yann déversent 1 tonne de pillow lavas sur le pont arrière.

Drague AL-DR5 (10/03-14h30):
Jean-Claude et Louis réalisent la même performance.



AL-DR5

Drague AL-DR6 (10/03-18h30):
Le jour se lève sur un monticule de pillow lavas d'une fraîcheur exemplaire.



AL-DR6



AL-DR7

Drague AL-DR7 (10/03-23h15):
Drague de pillow lavas présentant des textures assez variées.

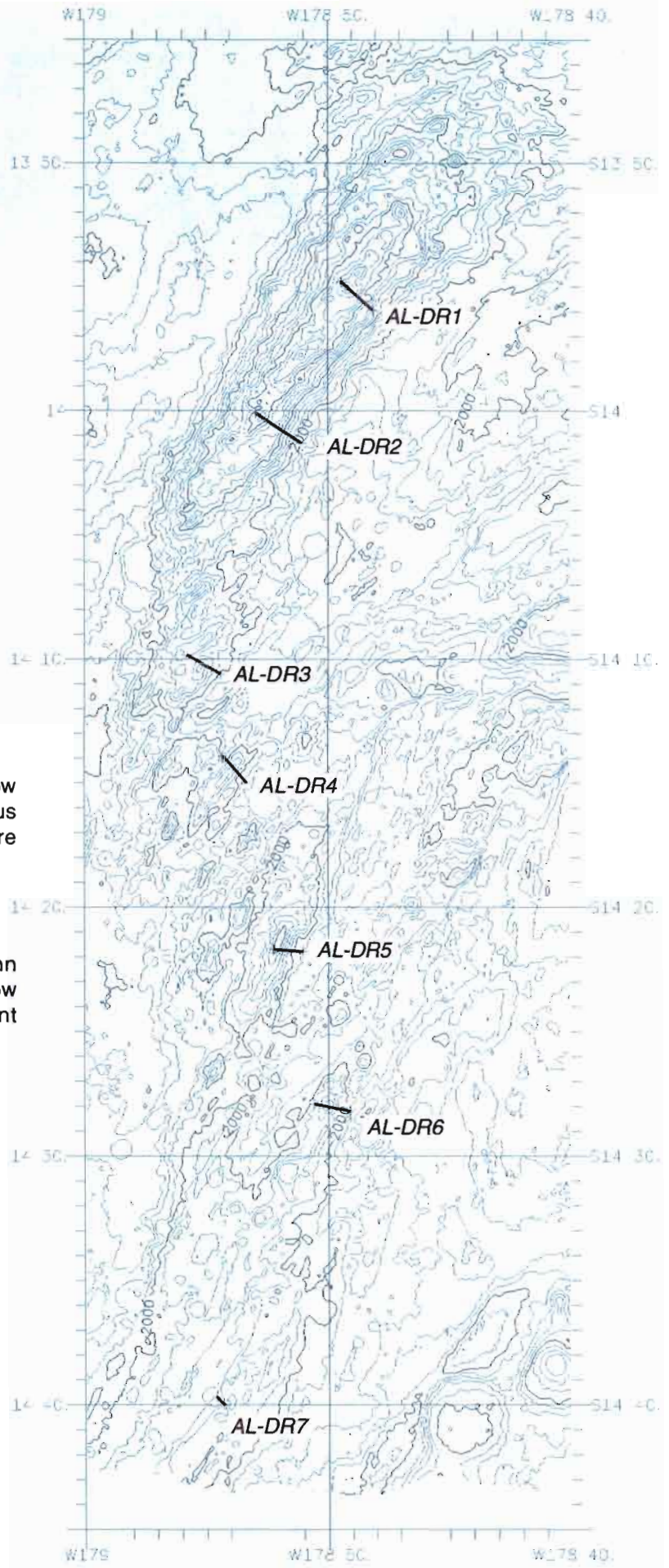


Figure D1: Position des dragages 1 à 7.



Drague AL-DR11 (14/03-00h30):
 Drague fructueuse en pillow lavas frais et coulées à bordure vitreuse.



Drague AL-DR10 (13/03-20h30):
 Petite drague avec quelques gros pillow lavas.



Drague AL-DR9 (13/03-17h15):
 Drague pratiquement vide à part quelques galets de pierre ponce.



Drague AL-DR8 (13/03-11h30):
 Drague boueuse avec roches anciennes assez variées.

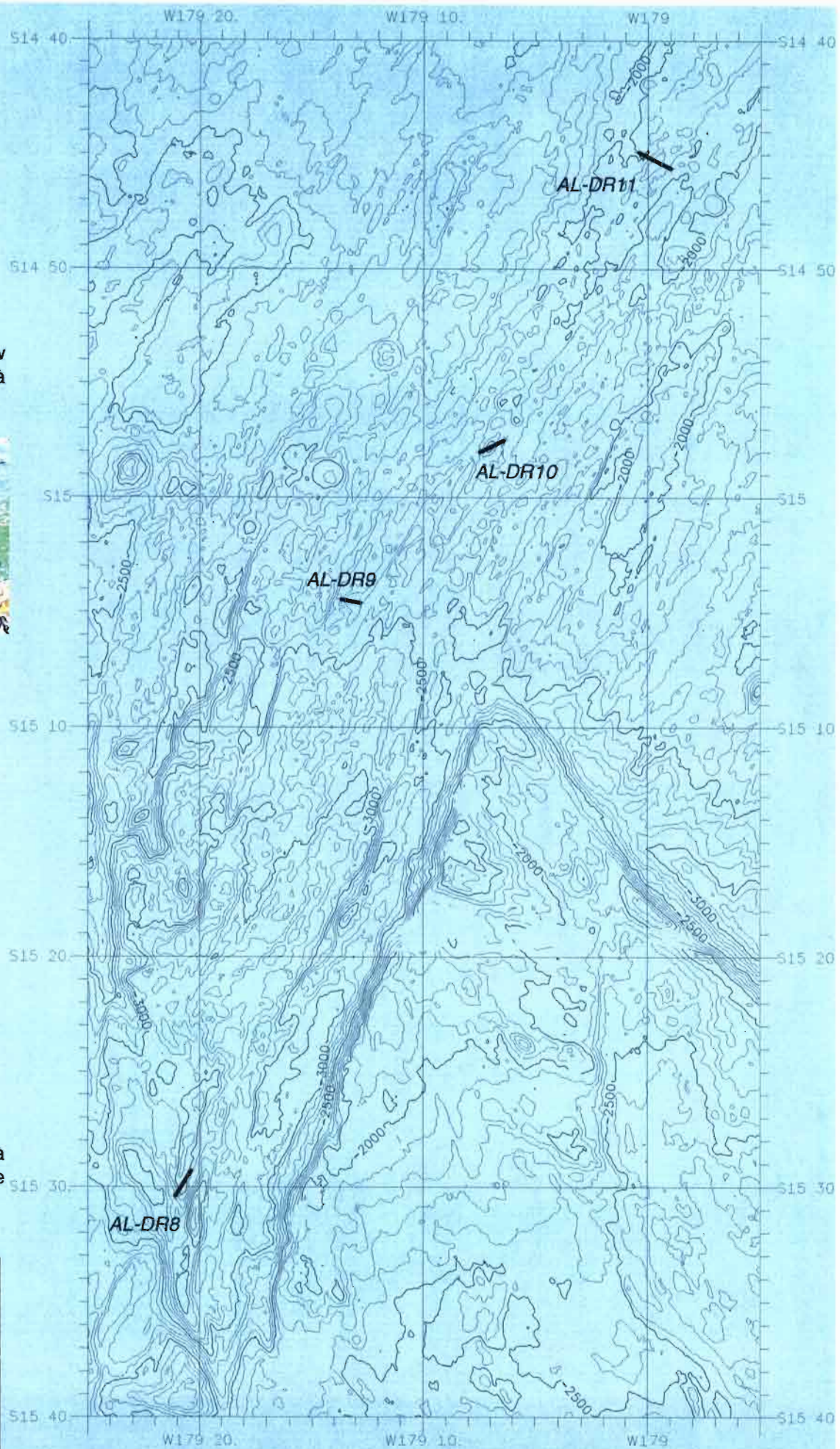


Figure D2: Position des dragages 8 à 11.

d'accrétion nouvellement découvert (figures D1 et D2). Sur ces onze dragages, neuf ont remonté des roches basaltiques récentes, une des roches basaltiques et gabbroïques anciennes (AL-DR8) et une est remontée vide (AL-DR9). Les pas d'échantillonnage ont été fonction de la structure et de la robustesse des segments de dorsale: il a été décidé au minimum d'échantillonner chaque segment, avec le cas échéant deux dragages sur les segments les plus étendus.

Les roches draguées sur l'axe des parties Nord (5 dragages: AL-DR1 à AL-DR5) et Centrale (4 dragages: AL-DR 6, AL-DR-7, AL-DR10 et AL-DR11) de la dorsale sont d'aspect et d'âge relativement semblables, au vu du degré d'altération. Ce sont des basaltes en coussins, tubes ou coulées, faiblement altérés, pouvant contenir des phénocristaux de plagioclase, olivine et peut-être clinopyroxène (AL-DR10 et 11). Ces laves possèdent le plus souvent une bordure vitreuse peu altérée. Quelques encroûtements de manganèse ont été observés, mais leur épaisseur ne dépasse pas l'échelle millimétrique. Quelques échantillons présentent une vésicularité importante, et ce uniquement dans les dragages AL-DR1 et 7.

La drague AL-DR8 est nettement différente de part la fraîcheur et la nature des échantillons: elle a remonté des basaltes, diabases, gabbros à texture doléritique et gabbros isotropes à amphibole souvent déformés et métamorphisés dans le faciès schiste vert. La plupart des échantillons présentent des faces striées, des gradins d'arrachement ou des écailles de calcite (?), témoignant d'une déformation cassante importante. D'après les premières interprétations structurales, il pourrait s'agir de l'ancienne croûte océanique dans laquelle la dorsale Sud s'est propagée. Ces échantillons seraient donc sans relations pétrogénétiques directes avec la dorsale actuelle.

b - Echantillonnage et classification des échantillons

Chaque drague est détaillée dans une fiche de dragage (voir ci-dessous). Un ou plusieurs échantillons ont été isolés dans chaque drague et numérotés AL-DR "n° drague"- "n° échantillon".

Lors de l'échantillonnage, le verre a été récupéré sur la roche quand cela était possible, un témoin de lame mince réalisé et le reste de l'échantillon isolé dans un sachet numéroté. La numérotation est identique pour les fragments de verre, le témoin et la roche mère. Chaque échantillon correspond à un type descriptif macroscopique (Type 1, 2, 3, ...). Après avoir isolé les échantillons numérotés sur lesquels les analyses seront réalisées en priorité, le reste des roches draguées est classé par « Type » (voir les fiches descriptives des dragues).

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date 9/03/00
 Tonnage Drague ¾ pleine
 Drague au fond
 Drague décolle du fond

N° Drague **AL-DR1**

Lat. 13°55,943'S Long. 178°48,2'W Heure 19:51 Prof. 1254 m
 Lat. 13°54,794'S Long. 178°49,444'W Heure 21:15 Prof. 719 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)
 6 types de roches et organismes (gorgone et ophiures)
 (1) Patine grise, porphyrique à plagioclases, assez frais, quelques encroûtements (2) Fortement vésiculaire
 (3) Porphyrique à olivines (4) Aphyrique altéré, un peu de verre
 (5) Type altéré plus ancien (6) sédiments carbonatés
 Taille moyenne, nombreux petits blocs décimétriques. Types (1) et (4) sont les plus abondants.

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR1-1 TYPE 1	OUI (verre+plagio)	OUI (verre + matrice)	Pillow (50-60 cm), bordure vitreuse (2-3 c m), très nombreux phénocristaux de plagiocalses (qqm mm) dans la bordure vitreuse, faiblement vésiculaire, un peu altéré dans la masse. Patine gris clair	2 sachets
AL-DR1-2 TYPE 4	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow. Bordure vitreuse assez altérée (encroûtements). Matrice faiblement vésiculaire assez aphyrique, quelques plagioclases dans la bordure vitreuse. Phénocristaux d'olivine (rares) + plagiocalses (petits).	2 sachets
AL-DR1-3 TYPE 2 -3	NON	OUI (matrice)	Lave vésiculaire porphyrique à olivines et plagioclases. Petites vésicules. Olivines plus abondantes que plagioclases.	1 sachet
AL-DR1-4 TYPE 2-3	NON	OUI (matrice)	Lave très vésiculaire (vésicules dont diamètre < 8 mm), subaphyrique (quelques microphénocristaux de plagioclase), altérée, grosses vésicules localisées au centre, rares olivines.	1 sachet
AL-DR1-5 TYPE 5	NON	OUI (matrice)	Bloc de basalte fortement altéré (bords « érodés »), quelques vésicules, sub aphyrique, iddingsite d'après Mathieu.	1 sachet

Total échantillons : 2 grands sacs avec échantillons numérotés, échantillons par type (1,2-3,4, 5) et échantillons en vrac.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	10/03/00		N° Drague	AL-DR2	
Tonnage	Drague pleine				
Drague au fond	Lat. 14°01,3'S	Long. 178°51,1'W	Heure	00:02	Prof. 2057 m
Drague décolle du fond	Lat. 14°00,1'S	Long. 178°52,9'W	Heure	01:58	Prof. 980 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Drague pleine, gros morceaux de pillow dont un sera stocké en cale. Hétérogénéité : 3 types

(1) porphyrique à plagioclases

(2) faiblement porphyrique à plagioclase et olivine, semblent plus altérés, encroûtements

(3) cheminées de dégazage (structure vermiculaire).

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR2-1 TYPE 1	OUI	OUI (verre + matrice)	Lave porphyrique à gros plagioclases (0.5 cm max), olivines (1 mm max) et plagioclases en agrégats. Coeur de pillow, vésiculaire (petites vésicules), matrice fraîche, bordure vitreuse avec plagioclase (2 mm).	3 sachets
AL-DR2-2 TYPE 2	OUI	OUI (verre + matrice)	Basalte frais, faiblement porphyrique, peu vésiculaire (les vésicules disparaissent du centre vers la bordure), quelques olivines et quelques plagioclases de taille similaire, bordure vitreuse (verre un peu encroûté en surface), phénocristaux en agrégats.	2 sachets
AL-DR2-3 TYPE 3	NON	OUI (verre + matrice)	Structure vermiculaire, petits pillow ou toit de coulée avec 1 cm d'une belle bordure vitreuse, phénocristaux de plagioclases et olivines, faiblement vésiculaire dans la matrice.	1 sachet

Total échantillons : 2 grands sacs avec échantillons numérotés, échantillons par type (4 sachets Type 1 et Type 2 et 1 sachet Type 3) et échantillons en vrac sauf Type 3.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	10/03/00		N° Drague	AL-DR3	
Tonnage	Drague pleine				
Drague au fond		Lat. 14°10,6'S	Long. 178°54,4'W	Heure 4:48	Prof. 2038 m
Drague décolle du fond		Lat. 14°09,85'S	Long. 178°55,8'W	Heure 6:11	Prof. 1615 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Deux types ; tout relativement homogène, pillow lavas frais à très frais. Encroûtements de Mn et palagonite. Un bloc n'est pas frais.

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR3-1 TYPE 1 Très frais	OUI (verre+plagio)	OUI (verre + matrice)	Basalte très frais, 4 mm de verre en surface à aspect brillant, la matrice est du verre plus « mat ». Assez aphyrique, avec quelques microphénocristaux de plagioclase dans la matrice, cassure conchoïdale, quelques rares vésicules.	1 sachet
AL-DR3-2 TYPE 1 Très frais	OUI	OUI (verre + matrice)	Basalte très frais, identique à l'échantillon précédent. Quelques microphénocristaux de plagioclase avec 4 mm d'épaisseur de verre.	1 sachet
AL-DR3-3 TYPE 2	OUI	OUI	Beaux pillows avec bordure vitreuse (2 mm). Couronne d'altération sous le verre, aphyrique.	2 sachets
AL-DR3-4	NON	OUI	« Diabase », fraîche, lave microlitique à plagioclase, pas de verre.	1 sachet
Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 3 sachets de Type1 et échantillons de Type 2 en vrac.				

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	10/03/00		N° Drague	AL-DR4	
Tonnage	Drague pleine				
Drague au fond		Lat. 14°15,0'S	Long. 178°53,3'W	Heure 8:26	Prof. 2201 m
Drague décolle du fond		Lat. 14°13,9'S	Long. 178°54,3'W	Heure 9:36	Prof. 1936 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Pillow lavas avec bordure vitreuse plus ou moins altérée, plus ou moins encroûtée, plus ou moins fraîche. La taille des pillows est variable.

Trois types :

(1) Pillow avec phénocristaux de plagioclase dans la bordure vitreuse

(2) Pillow frais

(3) Pillow avec bordure vitreuse plus ou moins patinée

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR4-1 TYPE 1	OUI (verre+plagio)	OUI (verre + matrice)	Basalte faiblement vésiculaire très frais, bordure vitreuse de 3 mm d'épaisseur. Petits phénocristaux d'olivine et plagioclase présents dans la bordure vitreuse et dans la matrice.	1 sachet
AL-DR4-2 TYPE 3	OUI	OUI (verre + matrice)	Basalte un peu altéré. Microphénocristaux d'olivine + plagioclase, olivines en agrégats. Bordure vitreuse de 4-5 mm, quelques encroûtements de Mn, faiblement vésiculaire.	2 sachets
AL-DR4-3 TYPE 2	OUI	OUI	Fragment de pillow lava dont la matrice en surface semble fraîche. Cependant, on observe une auréole d'altération au coeur. Microphénocristaux de plagioclase dans le coeur et quelques rares vésicules de forme irrégulière.	1 sachet

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 4 sachets de Type1, 2 sachets de Type 2 et 3 sachets de Type 3.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	10/03/00		N° Drague	AL-DR5	
Tonnage	Drague pleine				
Drague au fond		Lat. 14°21,785'S	Long. 178°51,033'W	Heure 12:20	Prof. 2100 m
Drague décolle du fond		Lat. 14°21,7'S	Long. 178°52,2'W	Heure 14:02	Prof. 1500 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Jolis pillows et coulées de taille modeste (taille < échantillons de la drague précédente) avec belle épaisseur de verre. Patine grise des pillows dont quelques uns présentent des encroûtements.

Deux types correspondant à des coulées d'âges différents : (1) très frais, plus jeune (2) Plus vieux (relativement au (1))

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR5-1 TYPE 1	OUI	OUI (verre + matrice)	Bloc à morphologie de pillow, légèrement vésiculaire, aphyrique très frais. On observe vers le coeur du pillow une petite couche-bordure avec des « tâches » (fantômes de plagioclases ?).	2 sachets
AL-DR5-2 TYPE 1	OUI	OUI (verre + matrice)	Toit de coulée, très frais, avec beaucoup de verre (1 cm de glaci), microphénocristaux de plagioclase dans la matrice. On observe des vacuoles remplies par du verre. Fluide et très beau.	1 sachet
AL-DR5-3 TYPE 2	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow lava plus vieux, assez frais avec quelques auréoles d'altération, faiblement vésiculaire, microphénocristaux de plagioclase, 2-3 mm de verre en surface.	1 sachet

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 5 sachets de Type1, 4 sachets de Type 2.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	10/03/00		N° Drague	AL-DR6	
Tonnage	Drague pleine				
Drague au fond	Lat. 14°22,2'S	Long. 178°49,1'W	Heure	16:52	Prof. 2120 m
Drague décolle du fond	Lat. 14°27,9'S	Long. 178°50,6'W	Heure	18:05	Prof. 1932 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Gros et petits pillows lava avec beaucoup de verre. Les petits ont l'air plus frais que les gros. Traces d'altération hydrothermale sous la partie vitreuse. Deux types :

(1) Petits pillows gris frais

(2) Gros pillows moins frais (+ altérés), patine plus marron.

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR6-1 TYPE 1	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow lava faiblement vésiculaire aphyrique avec quelques microphénocristaux de plagioclase et olivine, bordure vitreuse de 3 mm d'épaisseur, frais.	1 sachet
AL-DR6-2 TYPE 2	OUI	OUI (verre + matrice)	Gros pillow lava avec belle bordure vitreuse (8 mm), traces d'altération, faiblement porphyrique à plagioclases (microphénocristaux) et quelques vésicules.	2 sachets

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 3 sachets de Type1, 4 sachets de Type 2 + 2 échantillons en vrac.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date 10/03/00
 Tonnage Drague pleine
 Drague au fond
 Drague décolle du fond

N° Drague **AL-DR7**

Lat. 14°40,0'S	Long. 178°54,3'W	Heure 21:17	Prof. 1924 m
Lat. 14°39,7'S	Long. 178°54,6'W	Heure 22:54	Prof. 1704 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)
 Ensemble hétérogène sauf la nature des laves : basaltes. Taille des pillows, degré d'altération, fraîcheur variables. Morphologie : pillows et toits de coulées. Six types :
 (1) Petits pillows avec bordure vitreuse, assez frais porphyriques à plagioclases (4) Pillows assez vieux avec phénocristaux, patine plus claire
 (2) Pillows de taille moyenne avec bordure vitreuse moins frais et aphyriques (5) Lave vésiculaire, pas de verre, assez frais avec grosses vésicules, aphyrique
 (3) Gros pillows avec ou sans bordure vitreuse, pas très frais, aphyrique, encroûtés, à matrice altérée (6) Toit de coulée ou « boule » de verre. Très frais.

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR7-1 TYPE 1	OUI	OUI (verre + matrice)	Petit pillow frais avec bordure vitreuse, phénocristaux de plagioclase (< 2mm) dans la matrice et dans la bordure vitreuse, quelques olivines.	1 sachet
AL-DR7-2 TYPE 2	OUI	OUI (verre + m)	Pillow assez frais, plus vésiculaire que Type 1, microphénocristaux de plagioclase.	2 sachets
AL-DR7-3 TYPE 3	NON	OUI, pas de verre	Basalte altéré avec patine ocre rouille, matrice avec phénocristaux de plagioclase plus frais que les microlites. Coeur de pillow altéré.	2 sachets
AL-DR7-4 TYPE 3	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow faiblement vésiculaire, assez frais, verre (<1 cm), microphénocristaux de plagioclase et quelques phéno (0,5 cm), olivines moins fréquentes, encroûtements de Mn en surface.	3 sachets
AL-DR7-5 TYPE 4	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow frais, bordure vitreuse avec phénocristaux de plagioclase, matrice aphyrique faiblement vésiculaire. Quelques microphénocristaux de plagioclase en périphérie et vers le centre. Patine d'altération et léger encroûtement de Mn.	2 sachets
AL-DR7-6 TYPE 5	NON	OUI (matrice)	Lave très vésiculaire, pas de verre, avec nombreux phénocristaux de plagioclase et petites olivines, relativement frais.	1 sachet
AL-DR7-7 TYPE 6	OUI	OUI (v + matrice)	Toit de coulée. Frais. Verre + fragments dans un sachet mais pas dans le grand sac.	1 sachet

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 2 sachets de Type 1, 2 sachets de Type 2, 2 sachets de Type 3, 2 sachets de Type 4, 2 sachets de Type 5 et 1 sachet de Type 6.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date 13/03/00
 Tonnage Drague ³/₄ pleine
 Drague au fond
 Drague décolle du fond

N° Drague **AL-DR8**

Lat. 15°30,4'S Long. 179°21,1'W Heure 9:52 Prof. 3321 m
 Lat. 15°29,3'S Long. 179°20,4'W Heure 10:54 Prof. 3000 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Diabases plus ou moins altérées dans le faciès schistes verts, gabbros, basaltes (cœur de pillow), brèches de faille et boue marron.

Type 1 : basaltes

Type 2 : diabases/ dolérites

Type 3 : brèche de faille

Type 4 : gabbros

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR8-1 TYPE1	NON	OUI	Bloc de basalte, assez « frais » avec des recristallisations de minéraux clairs (remplissage), auréoles sombres autour, cpx ? ?	2 sachets
AL-DR8-2 TYPE2	NON	OUI	Diabase ou gabbro doléritique, stries sur les surfaces, enduits avec gradins d'arrachement d'un côté et gradins de cristallisation de l'autre (calcite). Quelques phénocristaux de plagioclases.	1 sachet
AL-DR8-3 TYPE3	NON	NON	Brèche de faille, veinule d'épidote, fragments anguleux de l'ordre du cm eux mêmes brisés, zone à grains de quelques mm.	1 sachet
AL-DR8-4 TYPE4	NON	OUI	Gabbro isotrope. Minéralogie : cpx, amphibole, plagioclase et sulfures, veinule d'épidote. Grains de taille moyenne (1-2 mm).	1 sachet

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés, 1 sachet de basaltes + échantillons en vrac (gabbro, dolérite, basalte, brèche).

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	13/03/00			N° Drague	AL-DR9		
Tonnage	Drague pratiquement vide						
Drague au fond	Lat. 15°04,44'S	Long. 179°13,67'W	Heure 16:01	Prof. 2400 m			
Drague décolle du fond	Lat. 15°04,6'S	Long. 179°12,8'W	Heure 16:50	Prof. 2260 m			

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Galets de ponce rhyolitique (seul type dans la drague presque vide)

2 petits sachets, rangés dans le grand sac de la drague AL-DR10.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date 13/03/00 N° Drague **AL-DR10**
 Tonnage Drague 1/3 pleine
 Drague au fond Lat. 14°58'S Long. 179°07,5'W Heure 19:18 Prof. 2160 m
 Drague décolle du fond Lat. 14°57,5'S Long. 179°06,4'W Heure 20:00 Prof. 2170 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Gros et petits pillow lavas, basaltes avec bordure vitreuse, plus ou moins frais (encroûtements), plus ou moins vésiculaires et plus ou moins riches en phénocristaux de plagioclase. Les petits pillows semblent plus frais. Deux types :

- (1) Vieux aphyriques, sans vésicules
- (2) Vieux, porphyriques (+ de cristaux, + frais), faiblement vésiculaires

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR10-1 TYPE2	OUI	OUI (verre + matrice)	Basalte faiblement vésiculaire avec de grosses vésicules, quelques phénocristaux de plagioclase et quelques microphénocristaux d'olivine, ils sont présents dans la bordure vitreuse (1.5 cm d'épaisseur) encroûtée en surface.	1 sachet
AL-DR10-2 TYPE2	OUI	OUI (verre + matrice)	Même type d'échantillon : basalte avec bordure vitreuse, phénocristaux de plagioclase et faiblement vésiculaire.	2 sachets
AL-DR10-3	OUI	OUI (matrice)	Basalte altéré en surface, sans vésicules, phénocristaux de plagioclases et olivine (altérée) ou cpx, bordure vitreuse.	1 sachet

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés et en vrac des échantillons des deux types. Plus échantillons de ponces de la DR9.

FICHE DESCRIPTIVE DE DRAGUE

Date	14/03/00		N° Drague	AL-DR11	
Tonnage	Drague $\frac{3}{4}$ pleine				
Drague au fond	Lat. 14°44,9'S	Long. 179°21,1'W	Heure	23:19	Prof. 2021 m
Drague décolle du fond	Lat. 14°45,6'S	Long. 178°59'W	Heure	00:18	Prof. 1922 m

COMMENTAIRE GENERAL (*Hétérogénéité; présence de sédiments; taille des pillows; organismes vivants; encroûtements; fraîcheur; ...*)

Drague de pillow lavas. Trois types sont définis :

- (1) Pâte de lave aphyrique autobréchifiée en surface
- (2) Tube de lave aphyrique
- (3) Pillow lavas porphyriques

N° ech.	Verre prélevé	Témoin de lame mince, position	Description: altération; bordure vitreuse; texture; phénocristaux; vésicularité; encroûtements; ...	Qté d'ech. conservé
AL-DR11-1 TYPE 1	OUI	OUI	Coulée autobréchifiée aphyrique avec beaucoup de verre, figures de flux. Sédiments sur la surface.	1 sachet
AL-DR11-2 TYPE2	NON	OUI	Tube de basalte avec bordure vitreuse de 3 mm d'épaisseur encroûtée (palagonite), aphyrique si ce n'est quelques rares plagioclases et olivines, assez frais et faiblement vésiculaire. (bout d'échantillon à B. Pelletier)	1 sachet
AL-DR11-3	Non récupéré	OUI (m+v)	Fragment de pillow lava avec bordure vitreuse et sédiments. Verre non récupéré. Faiblement porphyrique à plagioclase et cpx (?), faiblement vésiculaire. Encroûtements sur la bordure vitreuse.	1 sachet
AL-DR11-4 TYPE3	OUI	OUI (verre + matrice)	Pillow lava porphyrique à plagioclases et cpx (?). Les phénocristaux sont plus gros que dans l'éch. précédent. Bordure vitreuse avec plagioclases (2.3 à 1 cm), faiblement vésiculaire à grosses vésicules.	2 sachets

Total échantillons : 1 grand sac avec échantillons numérotés dans lequel on a 1 grand sac avec des fragments de Type 1, 1 grand sac avec des fragments de Type 2, en vrac des fragments de Type 3 (pillow lavas porphyriques) + 1 sachet AL-DR11 de ponces, 1 petit sachet AL-DR11-verre de fragments de verre, 1 petit sachet AL-DR11-sédiments.

NB : Un grand sac avec un tube de basalte pour Yves Lagabrielle.

VIII - Références

- Alteris (de), G., Ruellan E., Auzende J.M., Ondréas H., Bendel V., Gracia-Mont E., Lagabrielle Y., Huchon P. and Tanahashi M., 1993. Propagating rifts in the North Fiji Basin (Southwest Pacific), *Geology*.
- Aubert de la Rue E., 1963. Introduction à la géologie et à la géographie des Iles Wallis et Futuna. *J. Soc. Océanistes*, 19, 47-56.
- Aubert de la Rue, E., 1935b. Premiers résultats d'une mission géologique aux Nouvelles-Hébrides, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 200, 681-683.
- Aubert de la Rue, M.E., 1935a. La constitution géologique des Iles Wallis et Futuna, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 200, 328-330.
- Auzende J.M. and Urabe T., eds, 1994. The STARMER French-Japanese Joint Project, 1987-1992. *Marine Geology*, 116, n°1/2.
- Auzende J.M. et al, 1988. L'accrétion récente dans le Bassin Nord-Fidjien: premiers résultats de la campagne franco-japonaise KAIYO 87. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 971-978.
- Auzende J.M., Hey R.N., Pelletier B., Rouland D., Lafoy Y., Gracia E. and Huchon P., 1995. Propagating rift west of the Fiji Archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific), *J. Geophys. Res.* 100, 17823-17835.
- Auzende J.M., Pelletier B, Eissen J.P., 1995. The North Fiji Basin: geology, structure and geodynamic evolution, in Taylor B., Editor "*Back-arc Basin: tectonics and magmatism*", Plenum Press, New York, 139-175.
- Auzende, J.M., and 29 others, 1990. Active spreading and Hydrothermalism in North Fiji Basin (SW Pacific). Results of Japanese-French cruise Kaiyo 87, *Mar. Geophys. Res.*, 12, 269-283.
- Auzende, J.M., Boespflug X., Bougault H., Dosso L., Foucher J.P., Joron J.L., Ruellan E. and Sibuet J.C., 1990a. From intraoceanic extension to mature spreading in back arc basins : Examples from the Okinawa, Lau and North Fiji Basin. *Actes du Colloque Tour du Monde Jean Charcot, Oceanologica Acta*, Volume Special, 10, 153-163.
- Auzende, J.M., Eissen J.P., Caprais M.P., Gente P., Gueneley S., Harmegnies F., Lagabrielle Y., Lapouille A., Lefèvre C., Maillet P., Mazé J.P., Ondréas H., Schaaf A. and Singh R., 1986. Accrétion océanique dans la partie méridionale du bassin Nord-Fidjien: résultats préliminaires de la campagne océanographique SEAPSO III du N.O. Jean Charcot (décembre 1985), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 93-98.
- Auzende, J.M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P. and Charlou J.L., 1988. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific), *Tectonophysics*, 146, 317-351.
- Auzende, J.M., Gracia E., Bendel V., Huchon P., Lafoy Y., Lagabrielle Y., de Alteris G. and Tanahashi M., 1994. A possible triple junction at 14°50'S on the North Fiji Basin ridge (SW Pacific) ?, In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 25-35.
- Auzende, J.M., Hey R.N., Pelletier B., Lafoy Y. and Lagabrielle Y., 1993. Propagation d'une zone d'accrétion à l'est de la dorsale du bassin Nord Fidjien (SW Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, Série II, 671-678.
- Auzende, J.M., Honza E. and the STARMER Group, 1990a. Bathymetric map of the North Fiji Basin Ridge between 16°10'S and 21°40'S, pub. Ifremer and STA Japan, six colored sheets edited by Beicip, Paris.
- Auzende, J.M., Lafoy Y. and Marsset B., 1988. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific), *Geology*, 16, 925-929.
- Auzende, J.M., Okuda Y., Bendel V., Ciabrini J.P., Eissen J.P., Gracia E., Hirose K., Iwabushi Y., Kisimoto K., Lafoy Y., Lagabrielle Y., Marumo K., Matsumoto T., Mitsusawa K., Momma H., Mukai H., Nojiri Y., Okuda Y., Ortega-Osorio A., Ruellan E., Tanahashi M., Tupua E. and Yamaguchi K. 1991. Propagation "en échelon" de la dorsale du Bassin Nord Fidjien entre 16°40 et 14°50S (Yokosuka 90 - Starmer). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 312, II, 1531-1538.
- Auzende, J.M., Pelletier B. and Lafoy Y., 1994. Twin active spreading ridges in the North Fiji Basin (S.W. Pacific), *Geology*, 22, 63-66.
- Auzende, J.M., Urabe T., Bendel V., Deplus C., Eissen J.P., Grimaud D., Huchon P., Ishibashi J., Joshima M., Lagabrielle Y., Mevel C., Naka J., Ruellan E., Tanaka T. and Tanahashi M., 1991. In situ geological and geochemical study of an active hydrothermal site on the North Fiji Basin Ridge, *Mar. Geol.*, 98, 259-269.
- Auzende, J.M., Urabe T., Deplus C., Eissen J.P., Grimaud D., Huchon P., Ishibashi J., Joshima M., Lagabrielle Y., Mevel C., Naka J., Ruellan E., Tanaka T. and Tanahashi M., 1989. Le cadre géologique d'un site hydrothermal actif: la campagne STARMER 1 du submersible Nautile dans le Bassin Nord-Fidjien, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1787-1795.

- Bendel, V., Fouquet Y., Auzende J.M., Lagabrielle Y., Grimaud D and Urabe T., 1993. The White Lady hydrothermal field, North Fiji Basin, Southwest Pacific. *Economical Geology*, 88, 2237-2249.
- Bevis M., Taylor F.W., Schutz B.E., Recy J, Isacks B.L., Helu S., Singh R., Kendrick E., Stowell J., Taylor B. and Calmant S., 1995 - Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc, *Nature*, 374, 249-251.
- Boespflug X., Dosso L., Bougault H. and Joron J.L., 1990. Trace element and isotopic (Sr, Nd) geochemistry of volcanic rocks from the Lau Basin. *Geol. Jahrb.*, 92, 503-516.
- Brocher, T.M. and Holmes R., 1985a. The marine geology of sedimentary basins south of Viti Levu, in T.M. Brocher, ed., "Investigations of the Northern Melanesian Borderland", *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 3, Houston, Texas, 123-138.
- Brocher, T.M. and Holmes R., 1985b. Tectonic and geochemical framework of the northern Melanesian borderland : An overview of the KK820316 Leg 2 objectives and results, in T.M. Brocher, ed., "Investigations of the Northern Melanesian Borderland", *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 3, Houston, Texas, 1-11.
- Cabioch G., Calmant S., Pillet R., Pelletier B., Regnier M. et Lebellegard P., 1999 - Apports de la croissance des coraux à l'étude sismo-tectonique de Futuna (Territoire de Wallis et Futuna, Pacifique Sud-Ouest). *C. R. Acad. Sci Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 329, 429-434.
- Calmant S, Lebellegard P., Taylor F.W., Bevis M., Maillard D., Recy J. and Bonneau J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2573-2576..
- Carney, J.N. and Macfarlane, A., 1982. Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Island Arc. *Tectonophysics*, 87, 147-175.
- Chase, C.G., 1971. Tectonic history of the Fiji plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 3087-3110.
- Cherkis N.Z., 1980. Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and Northern Fiji plateau. UN ESCAP, CCOP/SOPAC Techn. Bull. 3, 37-45.
- Coleman, P.J. and Packham, G.H., 1976. The Melanesian Borderlands and the Indian-Pacific plates boundary, *Earth Science Review*, 12, 197-233.
- Collier J.S. and Sinha M.C., 1992. Seismic mapping of a magma chamber beneath the Valu Fa Ridge, Lau Basin. *J. Geophys. Res.*, 97: 14031-14053.
- Collot, J.Y., Daniel J. and Burne R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux zone in the Central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112, 325-356.
- Danyushevsky L.V., Falloon T.J., Sobolev A.V., Crawford A.J., Carroll M. and Price R.C., 1993. The H₂O content of basalt glasses from southern Pacific back-arc basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 347-362.
- Eguchi, T., 1984. Seismotectonics of the Fiji Plateau and Lau Basin, *Tectonophysics*, 102, 17-32.
- Eissen, J.P., Lefèvre C., Maillet P., Morvan G. and Nohara M., 1991. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S. *Marine Geology*, 98, 201-239.
- Eissen, J.P., M. Nohara, J. Cotten and Hirose K., 1994. North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I. incompatible element constraints, In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 153-178.
- Fairbridge, R.W., and Stewart H.B., 1960. Alexa bank, a drowned atoll in the Melanesian border plateau. *Deep-Sea Research*, 7, 100-116.
- Falloon T.J. and Crawford A.J., 1991. The petrogenesis of high calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 375-394.
- Falloon T.J., Malahoff A., Zonenshain L.P. and Bogdanov Y., 1992. Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau basin spreading ridges at 15°, 18° and 19°S. *Miner. Petrol.*, 47, 1-36.
- Falvey, D.A., 1975. Arc reversals, and a tectonic model for the North Fiji Basin. *Austr. Soc. of Explor. Geophys. Bull.*, 6, 47-49.
- Falvey, D.A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9(3), 117-123.
- Foucher J.P. et al., 1988. La ride de Valu fa dans le bassin de Lau méridional (Sud-Ouest Pacifique). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307: 609-616.
- Fouquet Y. et al., 1991. Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin. *Nature*, 349, 778-781.
- Gill et al., 1984.
- Gill J.B. and Whelan, P.M., 1989. Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4561-4578. and Postsubduction ocean island alkali basalts in Fiji. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4579-4588.

- Gill, J.B. and Gorton M., 1973. A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia, in P.J. Coleman, ed., "*The Western Pacific : Island Arcs, Marginal Seas and Geochemistry*", University of Western Australia Press, 543-566.
- Gill, J.B., 1976. Composition and age of Lau Basin and ridge volcanic rocks : Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1384-1395.
- Gracia E., Ondréas H., Bendel V. and STARMER Group, 1994. Multi-scale morphologic variability of the North Fiji Basin Ridge (Southwest Pacific). In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 133-151.
- Gracia E., Tisseau C., Maia M., Tonnerre C., Auzende J.M. and Lagabrielle Y., 1996. Variability of the axial morphology and of the gravity structure along the central spreading ridge (North Fiji basin) evidence for contrasting tectonic regimes. *Marine Geophys. Res.* 18, 249-273.
- Greene, H.G., Wong F.L., editors, 1988. Geology and Offshore Resources of Pacific Islands Arcs-Vanuatu Region, *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 8, 442 p.
- Grimaud, D., Ishibashi J.I., Lagabrielle Y., Auzende J.M. and Urabe T., 1991. Chemistry of hydrothermal fluids from the 17°S active site on the North Fiji Basin ridge (SW Pacific). *Chemical Geology*, 93, 209-218.
- Grzesczyk A., Eissen J.P., Dupont J., Lefevre C., Maillet P., Monzier M., 1987 - Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II:93-98.
- Grzesczyk A., Lefevre C., Monzier M., Eissen J.P., Dupont J. and Maillet P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (SW Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique nord-Tonga. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, II:713-720.
- Grzesczyk A., Monzier M., Lefevre C., Butterlin J., Dupont J., Eissen J.P., Glaçon G., Maillet P. and Muller C., 1988. Géologie des îles Futuna et Alofi (TOM des îles Wallis et Futuna. Pacifique sud-ouest) : Données préliminaires. *Géologie de la France*, (2/3):131-134.
- Grzesczyk., Monzier M., Dupont J., Eissen J.P. and Maillet P., 1989. Carte géologique à l'échelle 1/25.000ème de Futuna et Alofi (îles de Horn). T.O.M. de Wallis et Futuna. ORSTOM Nouméa.
- Guivel C., Lagabrielle Y., Eissen J.-P., Dosso L. et Ruellan E., 1997 - Mise en place de basaltes enrichis le long d'une dorsale active en domaine arrière-arc (nord du bassin Nord-Fidjien). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 325, 651-658.
- Halunen, A.J., Jr., 1979. Tectonic history of the Fiji Plateau. *Ph. D. Thesis*, Univ. of Hawaii, Honolulu, 127p.
- Hamburger, M.W. and Isacks B.L., 1988. Diffuse back-arc deformation in the southwestern Pacific. *Nature*, 332, 599-604.
- Hawkins J.W. and Helu S., 1986. Polymetallic sulfide deposit from "black-smoker" chimney, Lau Basin. *EOS*, 67, 16, 378.
- Hawkins J.W., 1995. The geology of the Lau Basin, in B. Taylor Ed, "Backarc basins: tectonics and magmatism", Plenum Press, New York, 63-138.
- Hawkins J.W., Parson L.M. and Allan J. et al., 1994. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 135, 984 p.
- Hawkins, J.W., 1976. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 283-297.
- Huchon, P., Gracia E., Ruellan E., Joshima M. and Auzende J.M., 1994. Kinematics of active spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 69-87.
- Hughes Clarke J.E., Jarvis P., Tiffin D., Price R. and Kroenke L., 1993. Tectonic activity and plate boundaries along the northern flank of the Fiji Platform. *Geo-Marine Letters*, 13, 98-106.
- Hughes, G.W., 1978. The relationship between volcanic island genesis and the Indo-Australian Pacific margin in the Western Outer Islands, Solomon Islands, Southwest Pacific. *J. Phys. Earth*, 26, S123-S139.
- Ishibashi, J., Grimaud D., Nojiri Y., Auzende J.M. and Urabe T., 1994. Fluctuation of chemical compositions of the phase-separated hydrothermal fluid from the North Fiji Basin Ridge. In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 215-226.
- James, A. and Falvey D.A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from Viti Levu, Fiji. *Austr. Soc. Explor. Geophys. Bull.*, 9, 115-123.
- Jarvis P., Kroenke L., 1993. Structural development of the central North Fiji basin triple junction. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, 133-138.

- Jarvis, P., Hughes-Clarke J., Tiffin D., Tanahashi M. and Kroenke L., 1994. The western Fiji Transform Fault and its role in the dismemberment of the Fiji Platform, *In* J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 57-68.
- Jezek, P.A., Bryan W.B., Haggerty S.E. and Johnson H.P., 1977. Petrography, petrology, and tectonic implications of Mitre Island, Northern Fiji Plateau, *Marine Geology*, 24, 123-148.
- Joshima M., Iwabushi Y. and Ookuma S., 1994. Magnetic anomaly patterns around the central rift area in the North Fiji Basin: inversion approach for detailed structure. *In* J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 89-100.
- Karig D. E., 1970. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. *J. Geophys. Res.*, 75, 239-254.
- Kawata Y. et al., 1999. Tsunami in Papua New Guinea was as intense as first thought. *Eos Trans., AGU*, 80, 101 and 104-105.
- Kisimoto K., Tanahashi M. and Auzende J.M., 1994. Crustal structure variation along the central rift/ridge axis in the North Fiji Basin: implications from seismic reflection and refraction data. *In* J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 101-111.
- Kroenke, L.W., 1972. Geology of the Ontong Java Plateau, *Ph. D. Thesis*, Hawaii Institute of Geophysics, Report HIG-72-5, Univ. of Hawaii, 119p.
- Kroenke, L.W., Jouannic C. and Woodward P., compilers, 1983. Bathymetry of the southwest Pacific. Chart 1 of the Geophysical Atlas of the Southwest Pacific, scale 1:6 442 192 at 0°, Mercator Projection, 2 sheets. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Techn. Secr.*
- Kroenke, L.W., Price R.C. and Jarvis P.A., 1991. North Fiji Basin, 1:250000. *Pacific Seafloor Atlas*, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, HI, sheets n° 10 to 17.
- Lacaze S., 1996. La zone de jonction entre le bassin Nord Fidjien et le bassin de Lau. Compilation des données bathymétriques, gravimétriques, magnétiques et de sismicité. Rapport DEA, Université de Brest - ORSTOM Nouméa, 45 p.
- Lafoy, Y., Auzende J.M., Gente P. and Eissen J.P., 1987. L'extrémité occidentale de la zone de fracture Fidjienne et le point triple de 16°40'S. Résultats du Leg III de la campagne Seapso du N.O. Jean Charcot (Décembre 1985) dans le bassin Nord Fidjien, Sud-Ouest Pacifique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, 147-152.
- Lafoy, Y., Auzende J.M., Ruellan E., Huchon P. and Honza E., 1990. The 16°40'S triple junction in the North Fiji Basin. *Marine Geophys. Res.*, 12, 285-296.
- Lagabrielle Y. et al., 1995. Segmentation d'une dorsale océanique en domaine arrière-arc: l'axe d'accrétion Sud Pandora-Tripartite (bassin Nord Fidjien). Résultats de la campagne NOFI de L'Atalante. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 393-400.
- Lagabrielle Y., Goslin J., Martin H., Thirot J.L. and Auzende J.M., 1997. Multiple active spreading centres in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archaean seafloor dynamics? *Earth Planet. Sci. Letters*, 149, 1-13.
- Lagabrielle, Y., Auzende J.M., Eissen J.P., Janin M.C. and Cotten J., 1994. Geology and geochemistry of a 800 m section through young upper oceanic crust in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *In* J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 113-132.
- Lagabrielle, Y., Ruellan, E., Tanahashi, M., Bourgois, J., Buffet, G., De Alteriis, G., Goslin, J., Gracia-Mont, E., Iwabushi, Y., Jarvis, P., Joshima, M., Karpoff, A.M., Matsumoto, T., Ondreas, H., Pelletier, B., Sardou, O. 1996 - Active oceanic spreading in the Northern North Fiji Basin. *Marine Geophys. Res.* 18, p. 225-247.
- Larue, B.M., Pontoise B., Malahoff A., Lapouille, A. and Latham G.V., 1982. Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau, *in* "Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique". Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Travaux et Documents de l'ORSTOM n°147, 363-406.
- Lawner L.A., Hawkins J.W. and Sclater J.G., 1976. Magnetic anomalies and crustal dilation in the Lau Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33: 27-35.
- Lebrun, J.-F., 1997. De la faille alpine au système de Macquarie, développement de la subduction de Puysegur au sud-ouest de la Nouvelle-Zélande. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 327 p.
- Louat R., Hamburger M. and Monzier M., 1988. Shallow and intermediate depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process, *In* Greene, H.G. and Wong, F.L., (Eds.), *Geology and Offshore Resources of Pacific Islands Arcs-Vanuatu Region, Circum-Pac. Counc. Energy and Miner. Resour., Earth Sci. Ser.*, Houston, Texas, 8, 279-286.
- Louat R., Monzier M., Dupont J., Maillot P., 1982 - Rapport sur le risque sismique aux îles de Home (Futuna-Alofi): Territoire des îles Wallis et Futuna. Rapport muligraph. Géologie-Géophysique, ORSTOM Nouméa, 5/82, 10 p.

- Louat R., Monzier M., Grzesczyk A., Dupont J., Eissen J.P. et Maillet P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud) : caractéristiques et conséquences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II:489-494.
- Louat, R. and Pelletier B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motion in the New Hebrides arc-North Fiji basin region. *Tectonophysics*, 167, 41-55.
- Luyendyk, B.P., Bryan W.B. and Jezek P.A., 1974. Shallow structure of the New Hebrides island arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1287-1300.
- Maillet, P., *et al.*, 1986. La dorsale active du bassin Nord-Fidjien entre 20°S et 20°53'S: signature magnétique et morphologique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 135-140.
- Maillet, P., Monzier M., Eissen J.P. and Louat R., 1989. Geodynamics of an arc ridge junction: the case of the New Hebrides arc-North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 165, 251-268.
- Malahoff A. and Falloon T., 1991. Preliminary report of the Akademik Mstislav Keldysh/MIR cruise 1990 Lau Basin Leg (May 7-21). *SOPAC Cruise Report 137*, 27 p.
- Malahoff, A., Feden R.H. and Fleming H.S., 1982. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of the New Zealand. *J. Geophysical Res.*, 87(B5), 4109-4125.
- Malahoff, A., Hammond S.R., Naughton J.J., Keeling D.L. and Richmond R.N., 1982. Geophysical evidence for Post-Miocene rotation of the island of Viti Levu, Fiji; and its relationship to the tectonic development of the North Fiji Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 398-414.
- Monjaret, M.C., Bellon H. and Maillet P., 1991. Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise) : K-Ar geochronology and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 40, 265-280.
- Monzier M., Regnier M. & Decourt R. (1993) - Rapport sur la crise sismique de mars 1993 à Futuna (TOM des îles Wallis et Futuna). Rapport de missions, Centre ORSTOM de Nouméa, 30 : 1-23.
- Nilsson K., Florendo F.F. and Hawkins J.W., 1989. Petrology of a nascent triple junction, northeastern Lau Basin. *EOS*, 70, 1389.
- Nohara, M., Hirose K., Eissen J.P., Urabe T. and Joshima M., 1994. The North Fiji Basin basalts and their magma sources : Part II. Sr-Nd isotopic and trace element constraints. In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 179-195.
- Nojiri, Y., Ishibashi J.I., Kawai T., Otsuki A. and Sakai H., 1989. Hydrothermal plumes along the North Fiji Basin spreading axis. *Nature*, 342, 667-670.
- Ortlieb L., Barrientos S. and Guzman N., 1996. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews*, 15, 949-960.
- Packham, G.H., and Falvey D.A., 1971. An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, 11(2), 79-109.
- Parson L.M. and Hawkins J.W., 1994. Two-stage ridge propagation and the geological history of the Lau Back-arc basin. In *Proc. ODP, Sci. Results 135*, J.W. Hawkins et al., eds., Texas A & M Univ., Ocean Drilling Program, College Station, 819-828.
- Parson L.M. and Tiffin D.L., 1993. Northern Lau Basin: backarc extension at the leading edge of the Indo-Australian Plate. *Geo-Marine Letters*, 13: 107-115.
- Parson L.M. and Wright I.C., 1996. The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: a southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics*, 263, 1-22.
- Parson, L.M., Pearce J.A., Murton B.J., Hodkinson R.A. and the RRS Charles Darwin Scientific Party, 1990. Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, southwest Pacific. *Geology*, 18, 470-473.
- Pelletier B., Auzende J.M., 1996. Geometry and structure of the Vitiav trench lineament (SW Pacific). *Marine Geophys. Res.*, 18: 305-335.
- Pelletier B., 1999 - Subduction de ride et ouverture arrière-arc dans le Pacifique Sud-Ouest (arcs des Tonga-Kermadec et du Vanuatu, bassins de Lau et Nord-Fidjien). Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Paris VI, v.1: 102 p., v.2: annexes dont 3 cartes hors texte.
- Pelletier B., Calmant S. and Pillet R., 1998 - Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164., 263 - 273.
- Pelletier, B. and Louat R., 1989. Seismotectonics and present day relative plate motion in the Tonga Lau - Kermadec Havre region. *Tectonophysics*, 165, 237-250.
- Pelletier, B. *et al.*, 1988. Structure et linéations magnétiques dans le coin nord-ouest du bassin Nord-Fidjien: résultats préliminaires de la campagne EVA 14 (août 1987). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, 1247-1254.
- Pelletier, B., Lafoy Y. and Missegue F., 1993. Morphostructure and magnetic fabric of the Northwestern North Fiji Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 20(12), 1151-1154.

- Price, R.C. and Kroenke L.W., 1991. Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. *Marine Geology*, 98, 241-258.
- Price, R.C., Johnson L.E. and Crawford A.J., 1990. Basalts of the North Fiji basin : the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 106-121.
- Regnier M., 1994. Sismotectonique de la ride de Horn (îles de Futuna et Alofi), un segment en compression dans la zone de fracture Nord-Fidjienne. *C. R. Acad. Sci.*, 318, 1219-1221.
- Roperch, P., Calza, F and Chabernaud T., 1994. Magnetic properties of a volcanic-rich sedimentary sequence: The intra-arc Aoba Basin. In Greene H.G., Collot J.-Y. and Stokking L.B. et al., 1994. *Proc. ODP Sci. Results 134*, College Station, TX, 491-507.
- Ruellan, E., Auzende J.M., Honza E. and 23 others, 1989. L' accréation dans le bassin Nord Fidjien méridional: premiers résultats de la campagne franco-japonaise STARMER/KAIYO 88, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, série II, 1247-1254.
- Ruellan, E., Huchon P., Auzende J.M. and Gracia E., 1994. Propagating rift and overlapping spreading center in the North Fiji Basin. In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 37-56.
- Schaffer P., Hernandez P., 1999 - Surface moyenne océanique SMO CLS-SHOM98.2 et champs dérivés, rapport final 4, CLS, Ramonville, France.
- Scholl, D.W. and Vallier T.L., compilers and editors, 1985. Geology and offshore resources of Pacific Island arcs : Tonga Region". *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 2*, Houston, Texas, 488p.
- Sclater J.G., Hawkins J.W., Mammerricks J. and Chase C.G., 1972. Crustal extension between the Tonga and Lau ridges: petrologic and geophysical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 505-517.
- Sclater, J.G. and Menard H.W., 1967. Topography and heat flow of the Fiji Plateau. *Nature*, 216, 991-993.
- Sinton J.M., Price R.C., Johnson K.T.M., Staudigel H. and Zindler A., 1993. Petrology and geochemistry of submarine lavas from the Lau and North Fiji back-arc basins, in: L.W. Kroenke and L.V. Eade (Editors), Basin formation, ridge crest processes and metallogenesis in the north Fiji basin. Circum pacific coun. energy mineral resour., Houston, Texas, Earth Sci. Ser., 15, 119-135.
- Tanahashi M., Kisimoto K., Joshima M., Jarvis P., Iwabuchi Y., Ruellan E. and Auzende J.M., 1994. 800-km-long N-S spreading system of the North Fiji Basin. In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, *North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program, Marine Geology*, 116, 5-24.
- Tappin D.R. et al., 1999. Sediment slump likely caused 1998 Papua New Guinea tsunami. *Eos Trans. AGU*, 81, 329 and 334-340.
- Taylor B., Zellmer K., Martinez F. and Goodliffe A., 1996. Sea-floor spreading in the Lau back-arc basin. *Earth Planetary Science Letters*, 144, 35-40.
- Taylor F.W., Bevis M., Schutz B., Kuang D., Recy J., Calmant S., Charley D., Regnier M., Perin B., Jackson M. and Reichenfeld C., 1995. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology*, 23, 1011-1014.
- Taylor, F.W., Frolich C., Lecolle J. and Strecker M., 1987. Analysis of partially emerged corals and reef terraces in the central Vanuatu arc: comparison of contemporary coseismic and nonseismic with Quaternary vertical movements. *J. Geophys. Res.*, 92, 4905-4933.
- Tével C., 1997. Géochimie du Bassin Nord Fidjien nord (Dorsale Sud Pandora-Tripartite) et évolution, Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale.
- Turner S. and Hawkesworth C., 1998. Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau basin. *Geology* v26, n°11, 1019-1022.
- Vallier et al., 1991. Subalkaline andesite from the Valu Fa Ridge, a back-arc spreading center in the Lau basin: petrogenesis, comparative chemistry and tectonic implications. *Chemical Geology* 91, 227-256.
- Volpe A.M., Mac Dougall J.D. and Hawkins J.W., 1988. Lau basin basalts: trace element and isotopic evidence for heterogeneity in back-arc basin mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 174-186.
- Von Stackelberg U. (compiler), 1990. Hydrothermal mineralisation in the Lau Basin: results of the Sonne cruise SO-48. *Special issue of Marine Mining*, 9, 2, 168 p. (8 papers).
- Von Stackelberg U. and the shipboard scientific party of Sonne cruise SO-35, 1985. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the southwest Pacific. *Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe Circular*, 2: 14 p.
- Von Stackelberg U. and von Rad U. (eds.), 1990. Geological evolution and hydrothermal activity in the Lau and North Fiji Basins, Southwest Pacific Ocean. Results of SONNE Cruise S0-35. *Geologisches Jahrbuch*. Reihe D. Heft 92, Hannover, 660 p. (20 papers).

- Weissel, J.K., 1977. Evolution of the Lau Basin by the growth of small plates, in M. Talwani and W.C. Pitman, eds., "Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc basins", *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Serie 1*, 429-436.
- Wiedicke W and Habler W., 1993. Morphotectonic characteristics of a propagating spreading system in the northern Lau basin. *J. Geophys. Res.*, 98, 11783-11797.
- Wiedicke W. and Collier J., 1993. Morphology of the Valu Fa spreading center in the southern Lau basin. *J. Geophys. Res.*, 98, 11769-11782.

