



**HAL**  
open science

## Oceanic subductions and active spreading in the Southwest Pacific

E. Ruellan, Y. Lagabrielle

► **To cite this version:**

E. Ruellan, Y. Lagabrielle. Oceanic subductions and active spreading in the Southwest Pacific. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2005, 11 (2), pp.121-142. 10.4000/geomorphologie.307 . hal-00407462

**HAL Id: hal-00407462**

**<https://hal.science/hal-00407462>**

Submitted on 18 Feb 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/30431068>

# Subductions et ouvertures océaniques dans le Sud-Ouest Pacifique

Article in *Géomorphologie Relief Processus Environnement* · July 2005

DOI: 10.4000/geomorphologie.307 · Source: OAI

CITATIONS

16

READS

114

2 authors:



**Etienne Ruellan**

French National Centre for Scientific Research

74 PUBLICATIONS 1,430 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



**Yves Lagabrielle**

Université de Rennes 1

270 PUBLICATIONS 6,680 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



STARMER [View project](#)



Mid-Atlantic Ridge project [View project](#)

---

Etienne Ruellan et Yves Lagabrielle

## **Subductions et ouvertures océaniques dans le Sud-Ouest Pacifique**

---

### **Avertissement**

Le contenu de ce site relève de la législation française sur la propriété intellectuelle et est la propriété exclusive de l'éditeur.

Les œuvres figurant sur ce site peuvent être consultées et reproduites sur un support papier ou numérique sous réserve qu'elles soient strictement réservées à un usage soit personnel, soit scientifique ou pédagogique excluant toute exploitation commerciale. La reproduction devra obligatoirement mentionner l'éditeur, le nom de la revue, l'auteur et la référence du document.

Toute autre reproduction est interdite sauf accord préalable de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France.

**revues.org**

Revues.org est un portail de revues en sciences humaines et sociales développé par le Cléo, Centre pour l'édition électronique ouverte (CNRS, EHESS, UP, UAPV).

---

### Référence électronique

Etienne Ruellan et Yves Lagabrielle, « Subductions et ouvertures océaniques dans le Sud-Ouest Pacifique », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], 2/2005 | 2005, mis en ligne le 01 juillet 2007, consulté le 21 octobre 2012. URL : <http://geomorphologie.revues.org/307> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.307

Éditeur : Groupe français de géomorphologie

<http://geomorphologie.revues.org>

<http://www.revues.org>

Document accessible en ligne sur : <http://geomorphologie.revues.org/307>

Ce document est le fac-similé de l'édition papier.

© Groupe français de géomorphologie

# Subductions et ouvertures océaniques dans le Sud-Ouest Pacifique

## *Oceanic subductions and active spreading in the Southwest Pacific*

---

Etienne Ruellan\* et Yves Lagabrielle\*\*

### Résumé

Dans le Sud-Ouest Pacifique, la configuration de la frontière convergente entre les plaques Australie et Pacifique est le résultat d'interactions complexes s'exerçant sur un vaste domaine de déformation active entre deux subductions à vergences opposées et les ouvertures d'arrière-arc qui leur sont associées. À l'est, la plaque Pacifique subducte vers l'ouest dans la fosse de Tonga-Kermadec, et à l'ouest, la plaque Australie plonge vers le nord-est dans la fosse du Vanuatu-Salomon. Y sont associées respectivement les ouvertures des bassins de Lau-Havre et Nord-Fidjien. La liaison entre les deux subductions est un domaine à déformation diffuse, composé de multiples centres d'accrétion actifs relayés par des failles transformantes. La bordure nord est matérialisée par la subduction de Vitiaz, inactive depuis le Miocène supérieur, le long de laquelle la lithosphère Pacifique crétacée passait sous la plaque Australie. L'ouverture océanique consécutive du bassin Nord Fidjien débute, il y a environ 12 Ma, et se développe le long de plusieurs axes d'accrétion contrastés. L'accrétion dans le bassin de Lau est plus récente et plus localisée. Les liens entre subduction et accrétion océanique d'arrière-arc sont partout évidents dans la région, et tout particulièrement dans le bassin de Lau. Cependant, on relève une multiplication anormale des axes d'accrétion actifs à la jonction entre les deux bassins. Cette situation géodynamique, tectonique, magmatique et géochimique complexe, voire anormale, de même que l'anomalie positive de la topographie et du géoïde, la présence d'un fort flux de chaleur, d'une lithosphère océanique mince et de faibles vitesses mantelliques témoignent tous d'une convection intense dans le manteau supérieur sous l'ensemble de la frontière, et d'une influence de type point chaud étendu dans la partie septentrionale.

**Mots-clés** : subduction, accrétion océanique, bassin d'arrière-arc, géodynamique, Sud-Ouest Pacifique.

### Abstract

*In the SW Pacific the configuration of the Pacific-Australia convergent plate boundary is the result of complex and multiple interactions between subduction and spreading, within a wide region of active deformation between two opposite subduction zones and the associated back-arc opening. To the east, the Pacific plate subducts westward into the Tonga-Kermadec trench, while to the west, the Australia plate plunges eastward and northeastward into the Vanuatu and Solomon trenches. These subductions are associated respectively with the Lau-Havre and North Fiji basin opening, while their junction is underlined by a high number of active spreading centres relayed by transform faults. The northern border is highlighted by the inactive (since the late Miocene) Vitiaz subduction of the Cretaceous Pacific crust beneath the Australia plate. The North Fiji basin opening started ~12 Ma ago and has developed on several highly variable spreading axes. The oceanic spreading is more recent and concentrated in the Lau Basin. The links between subduction and back-arc oceanic spreading are obvious everywhere in the SW Pacific, especially in the Lau Basin. However an abnormal number of active spreading axes occurs within the junction of the two basins. This complex, and abnormal, geodynamic, tectonic, magmatic and geochemical situation, as well as a positive anomaly of the topography and geoid, the occurrence of a high heat flow, the presence of a thin oceanic lithosphere and low mantle seismic velocities collectively demonstrate intense convection in the upper mantle of the whole area, and the possible influence of a wide hot spot-type mantle.*

**Key words**: subduction, oceanic spreading, back-arc basins, geodynamics, S.W. Pacific.

---

\* CNRS - Géosciences Azur (UMR 6526), 250 Rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France. Courriel : Etienne.Ruellan@geoazur.unice.fr  
\*\* CNRS - Laboratoire Dynamique de la Lithosphère (UMR 5573), CC 60, ISTEEM – Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5. Courriel : Yves.Lagabrielle@dstu.univ-montp2.fr

## Abridged English version

The Southwest Pacific can be regarded as the result of the complex interaction between the Pacific and Australia plates. Current convergence between these two plates is accommodated by a very large area of active deformation up to 1000 km wide and including two opposite subduction zones associated with active island arcs and back-arc basin spreading (fig. 1). In the southeastern area, the Pacific plate is subducting westward at the Tonga-Kermadec trench. By contrast, in the western area the Australia plate is subducting east and northward within the Vanuatu, San Cristobal and New Britain trenches. From south to north, these two opposite subduction zones are associated with a series of small oceanic basins (marginal basins) which constitute a sort of bumper zone between the two large plates: the Havre trough behind the Kermadec arc, the Lau basin behind the Tonga arc, the North Fiji basin between Vanuatu and Fiji islands, and the Manus basin behind the New Britain arc. The junction between the two opposite subduction zones consists of a high number of interconnected active spreading centres in the North Fiji and Lau basins, linked by transform faults (Falvey, 1975, 1978; Malahoff et al., 1982a, and b; Auzende et al., 1988a, b, c; Pelletier and Louat, 1989; Louat and Pelletier, 1989; Pelletier et al., 1998), which reflect an intense convection in the underlying upper mantle. The two basins have a strong heat flow, a thin oceanic lithosphere and low seismic velocities in the mantle, which confirm that the mantle is remarkably active under the whole area (Lagabrielle et al., 1997).

Opening of the North Fiji basin (fig. 2) occurs primarily in the central and southern parts of the basin, along two NS axes at a relatively fast rate (Auzende et al., 1994b; Huchon et al., 1994). A third axis, trending EW and opening slowly, characterizes the northern part of the basin (Price and Kroenke, 1991; Pelletier et al., 1993; Lagabrielle et al., 1996; Ruellan et al., 1996). The main NS spreading axis extends near 173°30'E (fig. 3 and fig. 4), from 21° 50' S to 14° 20' S, and consists of four segments trending N160°E to N15°E. It also includes a triple junction and a wide propagator, and is dotted with numerous active hydrothermal sites (Auzende et al., 1989, 1990; Maillet et al., 1986, 1989; Lafoy et al., 1990; Nojiri et al., 1989; Ruellan et al., 1989, 1994a; Eissen et al., 1991, 1994; Grimaud et al., 1991; Tanahashi et al., 1994; Bendel et al., 1993; de Alteriis et al., 1993; Jarvis and 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).

Current opening rates vary from 4 to 8 cm/yr. Cross-axis morphology exhibits important variability, from a flat dome, to a ridge cut by an axial graben, to a succession of deep, en echelon depressions. The axis is active since at least 2.5 Ma (anomaly 2) and probably since 3.5-3 Ma (anomaly 2A?). Kinematic reorganization took place between 1.6 Ma (end of anomaly 2) and 1 Ma (anomaly J), with a triple junction initiation at 16°50' S, the onset of opening along the N15°E and N160°E segments, the northward propagation of the N5°E segment, and the N5°E segment spreading accelera-

tion. The southernmost segment is offset, at 21° S, by the Jean-Charcot transform zone and ends at 21° 40' S.

The second spreading axis is located near 176° E, in a zone of intense seismic activity (Hamburger and Isacks, 1988; Louat and Pelletier, 1989), and comprises two overlapping segments trending N10°E to N20°E. It is active since at least 1 Ma (anomaly J) with an average opening rate of 5 cm/yr (Huchon et al., 1994; Auzende et al., 1995a).

The third EW trending axis (South Pandora and Tripartite ridges), which has a low spreading rate (1.6 cm/yr), was first regarded as a fracture zone (Eguchi, 1984; Hamburger and Isacks, 1988). It cuts across the whole northern North Fiji basin (Pelletier et al., 1988 and 1993; Louat and Pelletier 1989; Price and Kroenke, 1991; Lagabrielle et al., 1995, 1996; Ruellan et al., 1996), and consists of segments with highly variable morphology (graben with or without neovolcanic ridges, large dome, ...) trending N75°E to N110°E, with lengths of 80 to 120 km, and offset 10 to 30 km by relay zones (shift, OSC or propagators) (Garel et al., 2005). There is no RRR triple junction between this EW trending axis and the NS central axis (Lagabrielle et al., 1996; Ruellan et al., 1996).

The basalts generated along the North Fiji basin spreading axis are mainly of three types (Eissen et al., 1994): (1) N-MORB basalts emplaced along the central spreading system. They are typical of mature oceanic ridges. (2) Slightly enriched basalts with a low Niobium content have been sampled also along some segments of the central spreading system. This indicates contamination by subducted materials, a characteristic of back-arc magmatism. (3) Transitional MORB-E to OIB type basalts are abundant in the northern part of the basin. This indicates the increasing influence of an enriched mantle source in the northern North Fiji basin (Price et al., 1990; Lagabrielle et al., 1997; Guivel et al., 1997).

The opening of the basin can be divided into three major stages according to NE-SW (12-7 Ma), N-S (7-3 Ma), and finally E-W (since 3.5-3 Ma) directions (Auzende et al., 1988c, 1995b) (fig. 5). The triangular shape of the basin is the final result of these three successive opening stages which accompanied the migration and the rotation of the Vanuatu arc and the Fiji Platform.

The Lau Basin and the Havre Trough are parts of a same N-S shallow active back-arc system (fig. 1 and fig. 2) (Gill, 1976; Lawver et al., 1976; Weissel, 1977; Falvey, 1978; Cherkis, 1980; Larue et al., 1982; Malahoff et al., 1982a; Eguchi, 1984; Scholl and Vallier, 1985; Foucher et al., 1988; Hamburger and Isacks, 1988; Pelletier and Louat, 1989). The whole back-arc system shows asymmetrical opening which results in several regions with highly contrasting structures, two in the south in the Havre Trough and three, maybe more, in the Lau Basin. Seafloor spreading occurs only in the Lau basin, mainly in the eastern side of this basin, and is strongly influenced by the oblique subduction and southward sweeping of the Louisville Ridge carried by the downgoing Pacific plate (von Stackelberg and von Rad, 1990; Parson et al., 1990; Collier and Sinha, 1992; Fouquet et al., 1991; Hughes-Clarke et al., 1993; Wiedicke and Col-

lier, 1993; Wiediecke and Habler, 1993; Hawkins et al., 1994; Parson and Hawkins, 1994; Ruellan et al., 1994b; Bevis et al., 1995; Parson and Wright, 1996; Taylor et al., 1996; Delteil et al., 2002; Ruellan et al., 2003). Back-arc opening has been going on since ~5 Ma (fig. 6) while Pacific plate subduction has been active over the last 30 to 40 Ma. From Nuvel 1 and GPS data, the azimuth of Australia-Pacific convergence is ~N90°E, whereas the rate increases from 4.5 cm/yr at 39° S to 8.2 cm/yr at 17° S (DeMets et al., 1990; Bevis et al., 1995). At the same time the Tonga/Pacific convergence rate varies from 16.4 cm/yr at 21° S to 24.0 cm/yr at 16° S (Bevis et al., 1995), while the back-arc opening rate increases rapidly from south to north, north of 24° S, and decreases south of 24° S in the Havre Trough.

The lavas collected in spreading segments of the Lau basin are highly variable, suggesting the occurrence of several mantle sources. They are mostly MORB type tholeiites (Hawkins, 1976, 1995; Volpe et al., 1988; Boespflug et al., 1990; Falloon et al., 1992; Vallier et al., 1991; Sinton et al., 1993; Hawkins et al., 1994), but enriched basalts and andesites, intermediate between MORB and arc lava, are also erupted, especially in the south of the basin, and lavas with alkaline affinity are present in the north. During its evolution, magmatism of the Lau basin changes progressively from back-arc source-type to more typical mid-ocean ridge basalt (MORB) source-type. MORB lavas present low Pb isotopic values, intermediate between those of the Indian and Pacific oceans. This could be due to the increasing contribution of an abnormal mantle, with lavas from greater depths. The lavas collected in the northern part of the basin also show great petrographic, geochemical and isotopic variability (Turner and Hawkesworth, 1998).

The junction between the Lau and North Fiji basins is composed of two main overlapping transform segments relayed by parallel extensional zones. It is dominated by the left-lateral North Fiji transform zone, a 1500 km-long and 200 km-wide transform segment of the Pacific-Australia plate boundary. Three spreading centres or extensional zones, the North Cikobia spreading centre, the Futuna spreading centre and the southeast Futuna volcanic zone, and the N100°E trending Futuna transform fault, are associated with this lineament. The Futuna spreading centre trending N20° is the most important; it is composed of a series of en echelon left-stepping segments and has a 4.0 cm/yr opening rate. Fresh basalts with glassy borders, diabbases, gabbros with doleritic texture and isotrope gabbros with amphibole often deformed and metamorphized in the green schist facies were collected on the Futuna Spreading Centre (Pelletier et al., 2001); many samples exhibit striated rims that are evidence for significant brittle deformations.

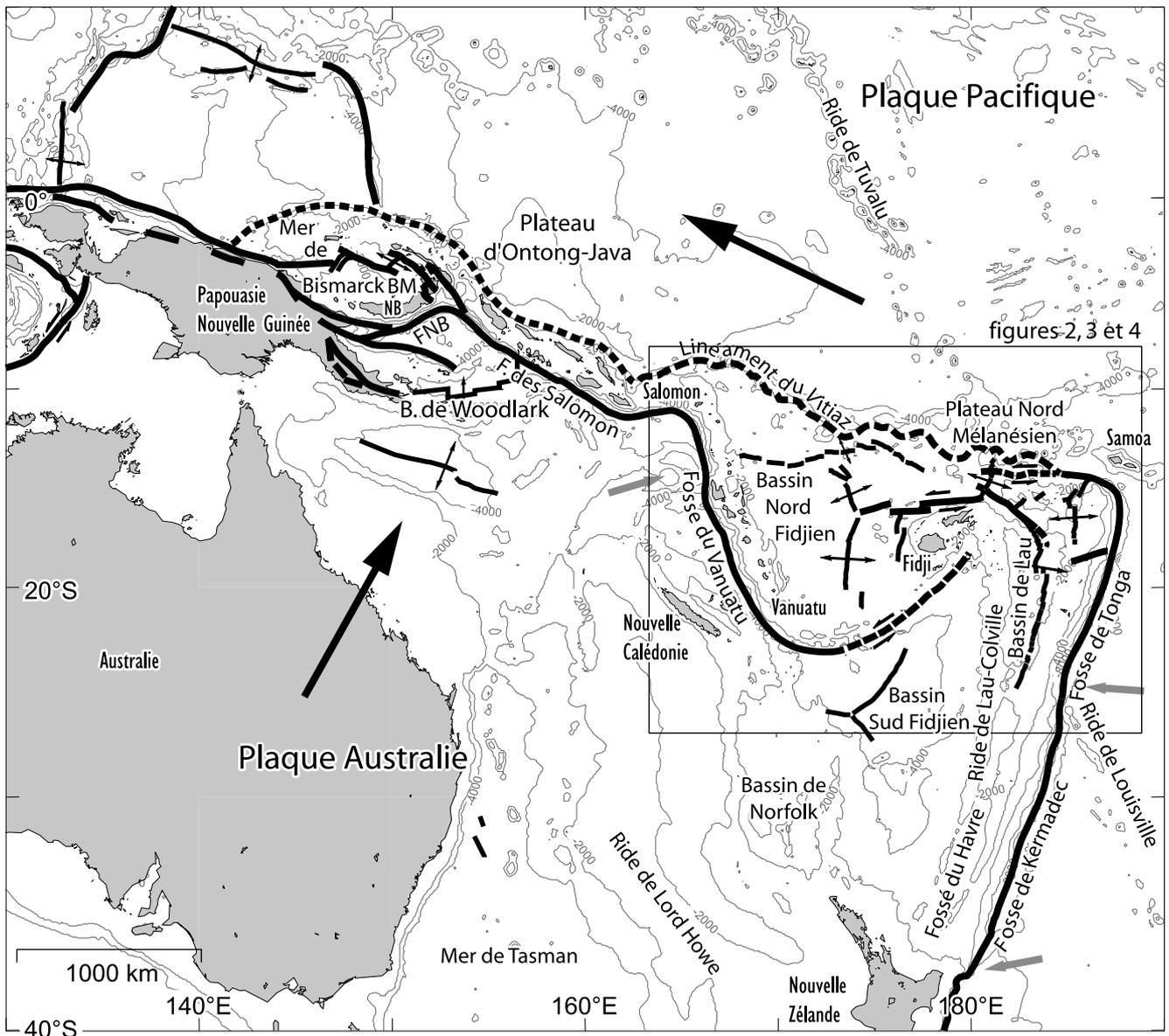
The North Fiji and Lau basins system is bounded to the north by the inactive Vitiaz lineament. This lineament is a major structure of the SW Pacific since it separates the Cretaceous Pacific lithosphere from the upper Cenozoic back-arc basins lithosphere (Brocher and Holmes, 1985; Pelletier and Auzende, 1996) (fig. 1); it is regarded as the former convergent plate boundary between the Pacific and Australia plates, which was active from the Eocene to the late Mio-

cene (Falvey, 1975, 1978). The end of the Vitiaz subduction is considered as the result of the collision of the Ontong Java and North-Melanesian Plateaus carried by the Pacific plate with the Vitiaz subduction during the late Miocene. This collision caused changes in subduction vergency and led to the development of the Vanuatu and Solomon subductions with reverse polarity (Pelletier et al., 1988, 1993; Pelletier and Auzende, 1996) and to the North Fiji Basin opening. The Vitiaz lineament is made up of a succession of NNW-SSE segments left-laterally offset by E-W segments. This could be the result of the interaction of the volcanic seamounts of the North-Melanesian Plateau with the trench. The volcanic edifices occurring on the northern edge of the North Fiji Basin are often regarded as the outlier of the former Oligo-Miocene Vitiaz arc (Carney and Macfarlane, 1982).

In conclusion, the oceanic crust of the North Fiji Basin was formed since ~12 My along several spreading centres with opening rates varying from 1.0 to 7.0-8.0 cm/yr. The Lau basin segments appeared more recently with a high spreading rate on three axes parallel to the arc. Axes of the North Fiji basin are numerous, with a high number of triple junctions. These basins thus constitute natural observatories for the study of oceanic spreading with highly variable morphologic, tectonic, kinematic and magmatic characteristics. Slow to fast spreading segments, with dome- to rift-shaped transverse morphology are observed. The close links between subduction and back-arc oceanic spreading are obvious in the area of the SW Pacific. This is particularly true for the Lau basin whose overall morphology is controlled by the geometry of the contiguous subduction, as it is for the Marianna back-arc basin. This is an usual situation for an ocean-ocean subduction. Except in the case of subduction of structures capable of influencing the opening mode of the back-arc basin in the overriding plate, the underlying back-arc mantle convection is supposed to be normal. In contrast, in the northern Lau and North Fiji basins, an unusual number of active axes are observed, within a relatively narrow oceanic domain. The abundance and the peculiar geometry of the active axes of the Lau and North Fiji basins are accompanied by geophysical characteristics such as positive anomaly of topography and geoid, high heat flow, seismic velocity anomalies, and a thin lithosphere (Lagabrielle et al., 1997). Moreover, basalts collected in the northern part of these basins exhibit geochemical anomalies (enriched MORB to OIB), compatible with the influence of a hot spot type mantle, such as the Samoan hot spot. These various characteristics suggest that the tectonics of this area is partly under the control of asthenosphere dynamics, as a deep mantle plume channeled by subduction, and not only simply under the passive effect of arc drift.

## Introduction

La région du Sud-Ouest Pacifique est marquée par l'affrontement entre les plaques Pacifique et Australie, sur le bord oriental de la marge australienne et au sud de la zone de collision de Papouasie-Nouvelle-Guinée. La conver-



gence actuelle entre ces deux plaques se caractérise par une vaste 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 (fig. 1).

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 Nouvelle-Zélande, avant de passer à la zone de collision décrochante plus au sud. Dans la partie ouest de la région, c'est à l'inverse la plaque Australie qui plonge vers l'est, le long des fosses du Vanuatu (ex-Nouvelles Hébrides), 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. 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, le bassin de Lau en arrière de l'arc des Tonga, le Bassin Nord-Fidjien et

Fig. 1 – Schéma géodynamique général du Sud-Ouest Pacifique (BM : Bassin de Manu ; NB : Nouvelle Bretagne).

Fig. 1 – General geodynamic setting of the Southwest Pacific (BM: Manus Basin; NB: New Britain).

les fossés d'arrière-arc du Vanuatu, le bassin de Woodlark et le bassin de Manu en arrière de l'arc de Nouvelle-Bretagne.

La liaison entre les deux zones de subduction de Vanuatu et de Tonga-Kermadec à polarités opposées devrait, dans un modèle simple, correspondre à une faille transformante unique. En fait, entre les terminaisons des deux subductions qui s'éloignent rapidement l'une de l'autre, s'ouvrent les bassins Nord Fidjien et de Lau avec un système complexe d'axes d'accrétion actifs et de relais transformants (Malahoff *et al.*, 1982b ; Auzende *et al.*, 1988a, b et c ; Pelletier et Louat, 1989 ; Louat et Pelletier, 1989 ; Pelletier *et al.*, 1998). À la place d'un décrochement simple entre deux plaques, on trouve donc une zone en voie d'océanisation caractérisée par la présence de nombreuses dorsales interconnectées, signifiant l'existence d'une très active convection dans le manteau

supérieur sous-jacent. Les bassins Nord Fidjien et de Lau présentent un fort flux de chaleur, une lithosphère océanique mince et de faibles vitesses sismiques du manteau. Ces caractères sont remarquables dans un tel contexte et permettent de montrer que le manteau sous la région est très actif (Lagabrielle *et al.*, 1997). 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 de la plate-forme fidjienne (Pelletier et 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 (Scholl et Vallier, 1985).

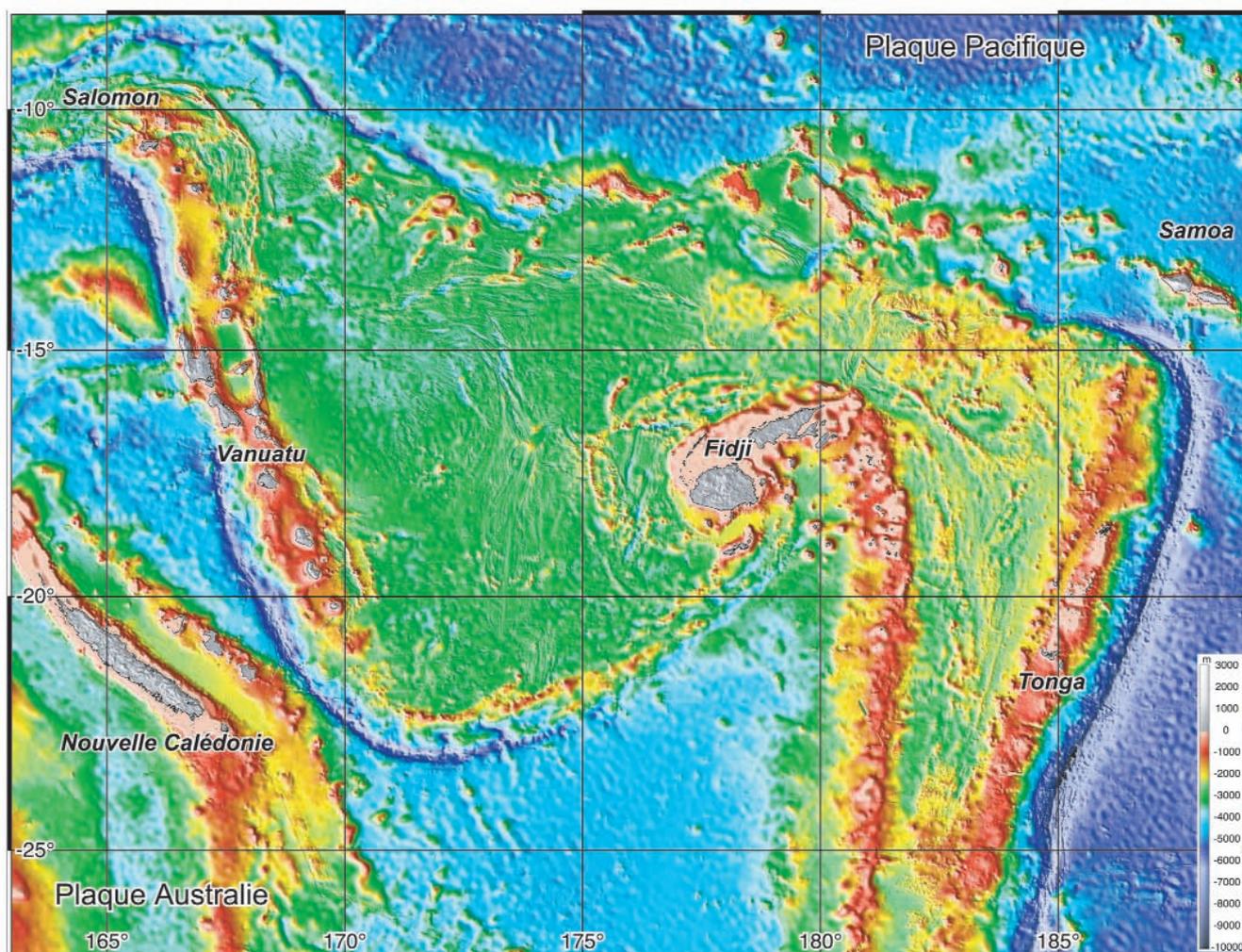
Le système du Bassin Nord Fidjien et du Bassin de Lau (fig. 2) est bordé au nord par le linéament sinueux du Vitiiaz qui marque la frontière entre la croûte Pacifique d'âge crétacé et la lithosphère cénozoïque des bassins (Brocher et Holmes, 1985 ; Pelletier et Auzende, 1996). Dans la plupart des reconstitutions, ce linéament est considéré comme la relique de la frontière convergente entre les plaques Pacifique et Australie avant le Miocène supérieur et le développement du Bassin Nord Fidjien. L'arc du Vitiiaz, 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 le paléo-arc du Vitiiaz au Miocène supérieur aurait eu pour conséquence de bloquer la subduction, d'en inverser le sens sur une grande partie donnant naissance à la zone de subduction du Vanuatu-Sud Salomon.

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. La composante en convergence du mouvement le long de la frontière mélanésienne dépend de la position du pôle de rotation. La convergence était plus oblique, il y a quelques millions d'années au nord de la plate-forme fidjienne.

**Fig. 2 – Topographie générale du Sud-Ouest Pacifique.** La bathymétrie des bassins Nord Fidjien et de Lau est une compilation au pas de grille de 500 m des données de bathymétrie multifaisceaux acquises depuis 1985 et de la topographie dérivée des données altimétriques ; la topographie des zones émergées provient des grilles gtopo30.

**Fig. 2 – General topography of the Southwest Pacific.** The bathymetry of the North Fiji and Lau basins is a compilation in a 500 m grid of multibeam bathymetry data gathered since 1985 and of topography derived from the altimetric data; the on land topography comes from gtopo30 grids.



## Le Bassin Nord Fidjien

### Situation géodynamique

Le Bassin Nord Fidjien est le plus grand et probablement le plus complexe bassin d'arrière-arc du Sud-Ouest Pacifique. 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 (Falvey, 1975 ; Malahoff *et al.*, 1982a et b ; Auzende *et al.*, 1988c). 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 la subduction inversée du Vanuatu a pris naissance à la suite du blocage de la subduction du Vitiaz. Elle s'est développée, accompagnée de l'ouverture concomitante du bassin à partir du Miocène supérieur (8 à 10 Ma selon les auteurs), de la rotation horaire de l'arc associé et de la rotation anti-horaire de la plate-forme fidjienne. Les premières études paléomagnétiques au Vanuatu et à Fidji (sur Viti Levu) 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 ou de 90° depuis 7 Ma, voire même 115° depuis 10 Ma de la plate-forme fidjienne (Malahoff *et al.*, 1982b). Des travaux plus récents suggèrent une rotation horaire de l'arc du Vanuatu de 50°±13° depuis le Miocène supérieur, l'absence de rotation de la partie centrale de l'arc de Vanuatu depuis le Pliocène supérieur et une rotation anti-horaire très rapide de l'ensemble de la plate-forme fidjienne de 135° entre 10 et 3 Ma (Taylor *et al.*, 2000). Ces résultats sont en meilleur accord avec l'histoire de l'ouverture du Bassin Nord Fidjien déduite des travaux récents.

### Structure

Les parties méridionale, centrale et septentrionale du Bassin Nord Fidjien, autour des axes d'accrétion actifs, sont maintenant bien connues à la suite des 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) 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.*, 1994b ; 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 ; Ruellan *et al.*, 1996).

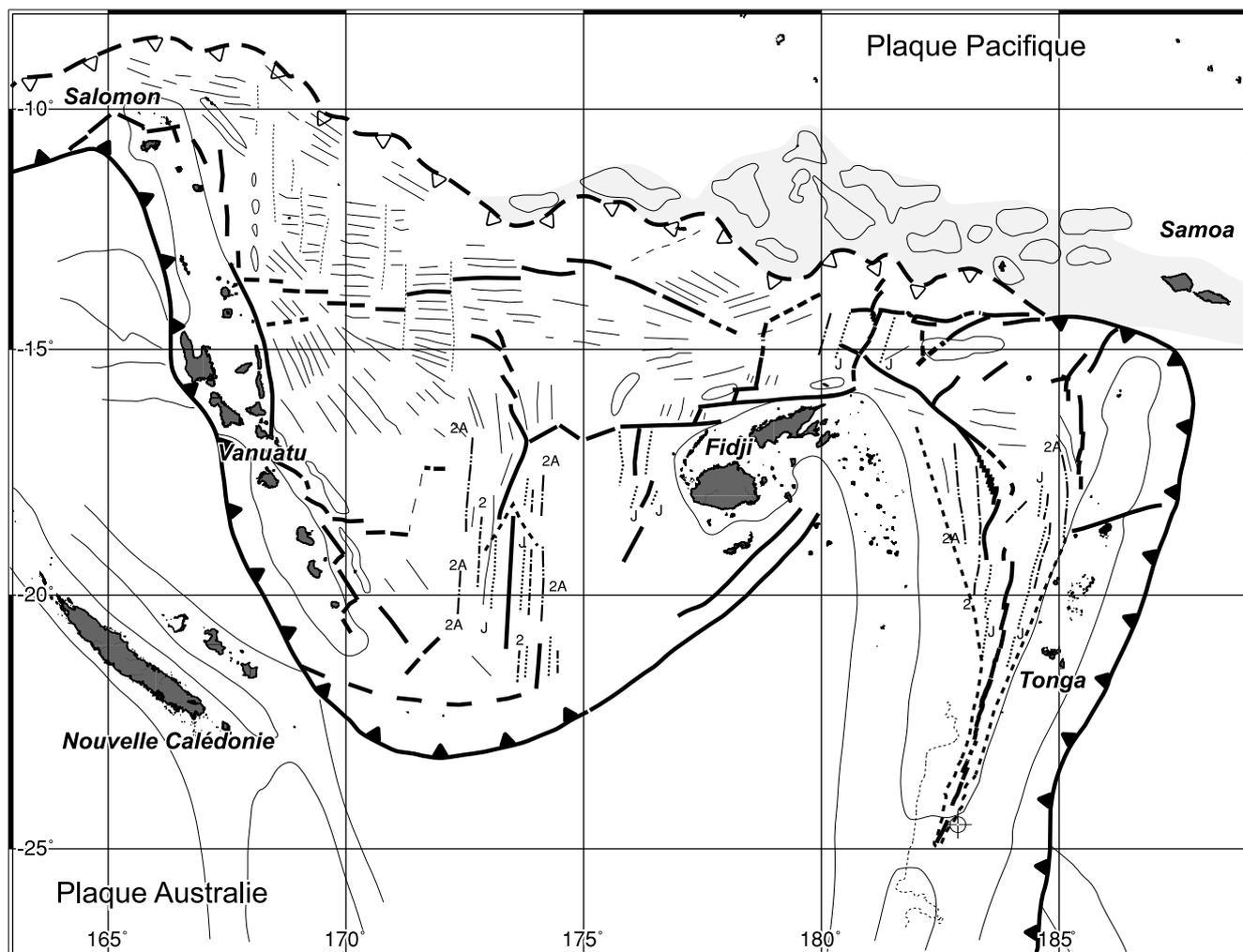
#### Centre et sud du bassin : axes orientés N-S

L'axe d'accrétion principal est localisé autour de 173°30' E et 174° E, dans les parties centrale et méridionale du bassin (fig. 3 et fig. 4). Proposé lors d'études antérieures (Larue *et al.*, 1982 ; Malahoff *et al.*, 1982a ; Maillet *et al.*, 1986), il

est maintenant complètement cartographié sur 800 km de 21°50' S à 14°20' S. Il comprend quatre segments d'orientation N20°W à N15°E, un point triple, un propagateur pluri-kilométrique et des sites hydrothermaux actifs (Auzende *et al.*, 1986, 1988a, b et c, 1989, 1990, 1991a et b, 1993, 1994a et b, 1995a et b ; Maillet *et al.*, 1989 ; Lafoy *et al.*, 1987, 1990 ; Nojiri *et al.*, 1989 ; Ruellan *et al.*, 1989, 1994a ; Eissen *et al.*, 1991 et 1994 ; Grimaud *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 à toit aplati (segment central N5°E), à une ride entaillée par un graben franc (segment N15°E), jusqu'à une vallée profonde constituée de plusieurs grabens en échelon (segment N20°W).

Le système d'accrétion central du Bassin Nord Fidjien, localisé sur 173°30' E, se termine au sud, à 21° S, sur un décalage senestre de l'axe actif de 80 km par le dispositif transformant de la zone de fracture Jean-Charcot. Cette dernière est une structure majeure du Bassin Nord Fidjien méridional qui se poursuit clairement vers le nord-est, mais sans continuité morphostructurale apparente vers le sud-ouest. Centré sur le méridien 174°10' E, le segment terminal, situé plus au sud est orienté NS à N15 et s'étend sur 90 km de long, de 20°50' S à 21°40' S. Il présente une structure complexe et semble plus récent, mais le fonctionnement de ce relais reste aujourd'hui en discussion, de même que la liaison de l'ouverture avec la zone-frontière de Hunter-Kandavu (Maillet *et al.*, 1989 ; Ruellan *et al.*, 1989).

Le deuxième axe d'accrétion 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 (Brocher et Holmes, 1985 ; Louat et Pelletier, 1989) est maintenant totalement reconnu entre 18° S et 16°30' S (Price et Kroenke, 1991 ; Auzende *et al.*, 1994b, 1995a ; 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.*, 1995b). Les données de bathymétrie, de sismicité et de gravimétrie suggèrent que cet axe se prolonge au moins jusqu'à 19°30' S.

**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). Des mouvements dextres senestres ou même compressifs (Eguchi, 1984) ont été proposés le long de cette figure énigmatique sismiquement 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 de courts segments en accrétion (Price *et al.*, 1990) ou comme un axe d'accrétion à taux lent (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 ; Ruellan *et al.*, 1996) lors de la campagne NOFI du navire océanographique L'Atalante.

**Fig. 3 – Répartition et âges des anomalies magnétiques datées dans les bassins Nord Fidjien et de Lau ; J (Jaramillo) : 0,91-0,97 Ma, 2 : 1,65-2,10 Ma, 2A : 2,45-3,40 Ma.**

**Fig. 3 – Distribution and ages of the magnetic anomalies in the North-Fiji and of Lau basins; J (Jaramillo): 0.91-0.97 Ma, 2: 1.65-2.10 Ma, 2A: 2.45-3.40 Ma.**

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 un axe récent se propageant dans un domaine ancien, alors que la partie centrale est interprétée comme une dorsale ultra lente (1,6 cm/an) et active depuis 7 Ma (Lagabrielle *et al.*, 1996 ; Garel *et al.*, 2005). 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.

**Nord-ouest du Bassin Nord-Fidjien**

La partie nord-ouest du bassin, au nord de la ride Sud Pandora-Hazel Holme, longtemps méconnue, a fait l'objet de nombreuses spéculations. Elle a d'abord été interprétée comme un fragment de croûte océanique ancienne, d'origine

pacifique ou australienne, piégé derrière la paléo-fosse du Vitiaz, la zone d'Hazel Holme étant la frontière de ce fragment ancien avec la croûte récente du Bassin Nord Fidjien. Elle a été ensuite considérée par tous les auteurs comme le résultat d'un premier stade d'ouverture du bassin, en ciseau, le long d'un axe NW-SE, supposé être au centre du domaine, cet axe s'imposant dans les reconstructions par la rotation horaire de l'arc du Vanuatu (Falvey, 1975 ; Malahoff *et al.*, 1982b ; Auzende *et al.*, 1988a et c).

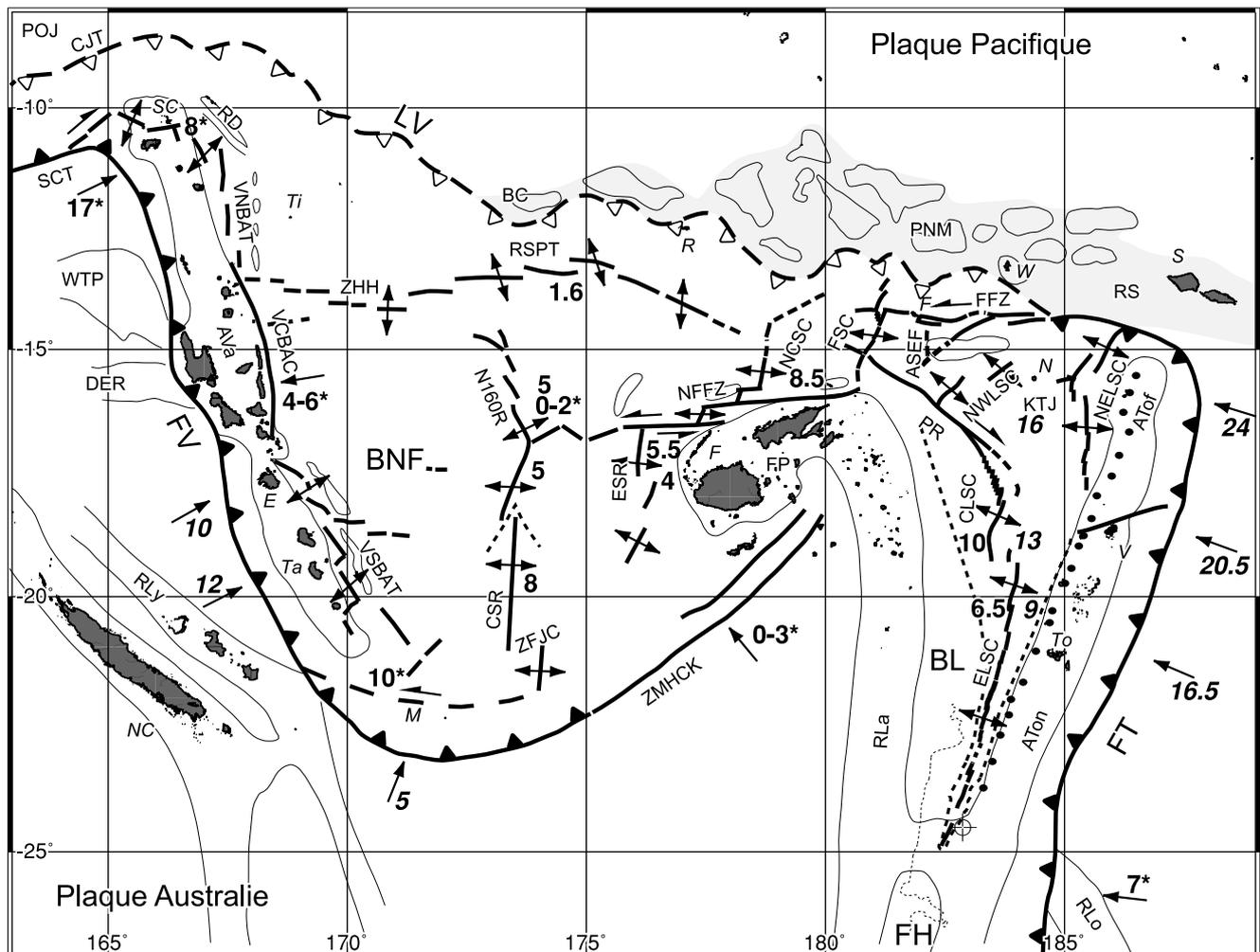
Une étude de cette partie nord-ouest était donc fondamentale pour connaître l'histoire ancienne de l'ouverture du Bassin Nord Fidjien. Les premières cartes bathymétrique, structurale et magnétique de cette région ont été dressées à la suite des campagnes de reconnaissance EVA 14 du navire océanographique Coriolis en 1987 (Pelletier *et al.*, 1988) et Santa Cruz du navire océanographique Le Noroît en 1991 (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. On en déduit 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.

## Pétrologie et géochimie

Les basaltes émis 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 (*normal Mid Ocean Ridge Basalts*), caractéristiques des dorsales océaniques et témoignant de la maturité du système d'accrétion du bassin d'arrière-arc. Ces MORB-N sont localisés principalement 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° ;
- 3) des basaltes variablement enrichis en éléments incompatibles, transitionnels entre les MORB-E (*enriched Mid*



*Ocean Ridge Basalts*) et les OIB (*Ocean Island Basalts*). 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 septentrional (Sud Pandora-Tripartite). En effet, les laves émises le long de cet axe sont des basaltes légèrement à fortement enrichis en éléments incompatibles, suggérant une source de type basalte d'île océanique dans le manteau de la partie septentrionale du Bassin Nord Fidjien (Price *et al.*, 1990 ; Lagabrielle *et al.*, 1997 ; Guivel *et al.*, 1997).

## 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 (Auzende *et al.*, 1995b) (*cf.* fig. 5) que J. M. Auzende *et al.* (1988) avaient proposé antérieurement. Le développement du bassin est divisé en trois épisodes majeurs d'ouverture selon une direction NE-SW (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 réorga-

nisation de l'ouverture E-W a eu 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 Vitiaz. L'essentiel de l'arc d'âge Oligocène à Miocène moyen est maintenant au Vanuatu et à Fidji. Dans un premier épisode 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 d'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 épisode, 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 le volcanisme calco-

Fig. 4 – **Schéma cinématique actualisé du Sud-Ouest Pacifique** (compilé d'après Pelletier *et al.*, 1998 et 2001 et Ruellan *et al.*, 2003). Les lignes pleines et en grands tirets représentent les centres d'accrétion actifs ainsi que les failles principales, reconnus ou déduits ; les lignes pleines avec des triangles noirs représentent des subductions actives ; la ligne en petits tirets délimitent l'extension connue de la croûte océanique dans le Bassin de Lau ; la ligne en tirets avec les triangles vides représente une subduction inactive ; la ligne de points sur le bord est du Bassin de Lau représente la position de l'arc volcanique actif de Tofua ; les flèches indiquent des mouvements relatifs des plaques ; les taux de mouvements sont donnés en cm/an : les nombres droits, les nombres en italique et les nombres avec astérisques sont respectivement les taux dérivés du magnétisme (d'après Auzende *et al.*, 1988a, 1995a, Huchon *et al.*, 1994, Maillet *et al.*, 1989, Ruellan *et al.*, 1989, Lagabrielle *et al.*, 1996, pour le Bassin Nord Fidjien et Taylor *et al.*, 1996, Zellmer et Taylor, 2001, pour le bassin de Lau), les taux dérivés de mesures GPS (d'après Bevis *et al.*, 1995, pour la subduction des Tonga et le Bassin de Lau, et de Calmant *et al.*, 1995 et 1997 et Taylor *et al.*, 1995, pour la subduction des Nouvelles-Hébrides) et enfin les taux déduits.

Fig. 4 – **Updated kinematic map of the Southwest Pacific** (compiled from Pelletier *et al.*, 1998 and 2001 and Ruellan *et al.*, 2003). Full and dashed lines are recognized or inferred active spreading centers or main faults; full lines with black triangle are active subductions; the line in small indents delimits the known extension of the oceanic crust in the Lau Basin; dashed line with empty triangle is inactive subduction; the dotted line on the eastern edge of the Lau Basin indicates the location of the active Tofua volcanic arc; arrows indicate relative plate motions; rates of motions are given in cm/yr: numbers, italic numbers and numbers with asterisks are magnetically derived rate (from Auzende *et al.*, 1988a, 1995a, Huchon *et al.*, 1994, Maillet *et al.*, 1989, Ruellan *et al.*, 1989, Lagabrielle *et al.*, 1996, for the North Fiji basin and Taylor *et al.*, 1996, Zellmer and Taylor, 2001, for the Lau basin), GPS-derived rate (from Bevis *et al.*, 1995, for the Tonga subduction and the Lau basin and from Calmant *et al.*, 1995 and 1997 and Taylor *et al.*, 1995 for the New Hebrides subduction) and inferred rate, respectively. ASEF : axe sud-est Futuna, *South-eastern Futuna Centre* ; ATof : arc de Tofua, *Tofua Arc* ; ATon : arc des Tonga, *Tonga Arc* ; AVa : arc de Vanuatu, *Vanuatu Arc* ; BC : banc Charlotte, *Charlotte Bank* ; BL : Bassin de Lau, *Lau Basin* ; BNF : Bassin Nord Fidjien, *North Fiji Basin* ; CJT : fossé de Cape Johnson, *Cape Johnson Trough* ; CLSC : axe d'accrétion central du Bassin de Lau, *Central Lau Spreading Centre* ; CSR : axe d'accrétion central du Bassin Nord Fidjien, *Central Spreading Ridge of the North Fiji Basin* ; DER : ride d'Entrecasteaux, *D'Entrecasteaux Ridge* ; ELSC : axe d'accrétion est du Bassin de Lau, *Eastern Lau Spreading Centre* ; ESR : axe d'accrétion est du Bassin Nord Fidjien, *Eastern Spreading Rift of the North Fiji Basin* ; FFZ : zone de fracture de Futuna, *Futuna Fracture Zone* ; FH : Fossé du Havre, *Havre Trough* ; FP : plateforme fidjienne, *Fiji Platform* ; FSC : dorsale de Futuna, *Futuna Spreading Centre* ; FT : Fosse des Tonga, *Tonga Trench* ; FV : Fosse du Vanuatu, *Vanuatu Trench* ; KTJ : point triple de King, *King's Triple Junction* ; LV : linéament du Vitiaz, *Vitiaz Lineament* ; N160R : ride N160° du Bassin Nord Fidjien, *N160° Spreading Ridge of the North Fiji Basin* ; NCSC : centre d'accrétion nord Cikobia, *North Cikobia Spreading Centre* ; NELSC : axe d'accrétion nord-est du Bassin de Lau, *Northeastern Lau Basin Spreading Centre* ; NFFZ : zone de fracture nord fidjienne, *North Fiji Fracture Zone* ; NWLSC : axe d'accrétion nord-ouest du Bassin de Lau, *Northwestern Lau Spreading Centre* ; PNM : Plateau Nord Mélanésien, *Northern Melanesian Plateau* ; POJ : Plateau d'Ontong Java, *Ontong Java Plateau* ; PR : ride de Peggy, *Peggy Ridge* ; RD : ride de Duff, *Duff Ridge* ; RLa : ride de Lau-Colville, *Lau-Colville Ridge* ; RLo : ride de Louisville, *Louisville Ridge* ; RS : ride des Samoa, *Samoa Ridge* ; RSPT : ride Sud Pandora-Tripartite, *South Pandora-Tripartite Ridge* ; SCT : Fosse de San Cristobal, *San Cristobal Trench* ; VCBCAC : compression arrière-arc du Vanuatu central, *Central Vanuatu back-arc compression* ; VNBAT : fossés arrière-arc du nord Vanuatu, *Northern Vanuatu back-arc trough* ; VSBAT : fossés arrière-arc du sud Vanuatu, *Southern Vanuatu back-arc trough* ; WTP : plateau ouest Torres, *Western Torres Plateau* ; ZFJC : zone de fracture Jean-Charcot, *Jean-Charcot Fracture Zone* ; ZHH : zone d'Hazel Holme, *Hazel Holme Zone* ; ZMHCK : zone de Matthew-Hunter-Conway-Kandavu, *Matthew-Hunter-Conway-Kandavu Zone*. Nom des îles (*Island names*) : E : Efate ; F : Fidji ; M : Matthews ; N : Niuafo'ou ; NC : Nouvelle-Calédonie ; R : Rotuma ; S : Samoa ; SC : Santa Cruz ; Ta : Tanna ; Ti : Tikopia ; To : Tonga Tapu ; V : Vava ; W : Wallis.

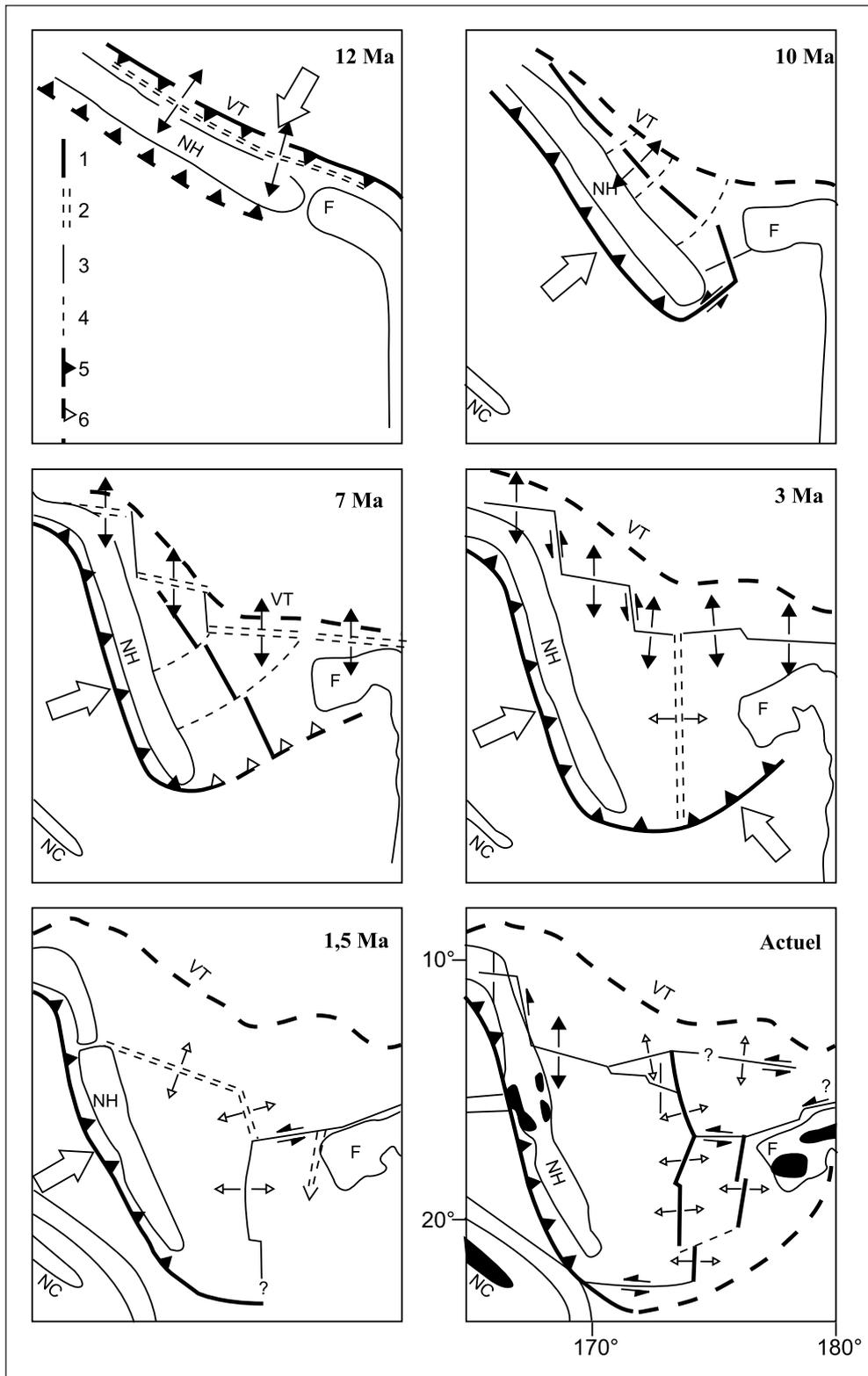


Fig. 5 – **Modèle d'ouverture du Bassin Nord Fidjien actualisé et simplifié** (d'après Auzende *et al.*, 1995a, modifié). 1 : axe d'accrétion actif ; 2 : axe d'accrétion naissant ; 3 : faille transformante ; 4 : direction d'ouverture ; 5 : zone de subduction active ; 6 : zone de subduction naissante ; VT : fosse du Vitiiaz ; NH : arc du Vanuatu ; F : plate-forme fidjienne ; NC : Nouvelle-Calédonie.

Fig. 5 – **Updated and simplified opening model of the North Fiji Basin** (modified from Auzende *et al.*, 1995a). 1: active spreading axis; 2: incipient spreading axis; 3: transform fault; 4: opening flow-line; 5: active subduction zone; 6: incipient subduction zone; VT: Vitiiaz Trench; NH: Vanuatu Arc; F: Fiji Platform; NC: New Caledonia.

Bassin de Lau et du Fossé du Havre (Ruellan *et al.*, 2003).

Le troisième épisode, depuis 3,5-3 Ma, voit le fonctionnement d'axes N-S dans la partie centrale et méridionale du bassin. Le début de ce stade, qui entraîne l'arrêt de la rotation de la plate-forme fidjienne, est quasi synchrone du commencement de l'accrétion océanique dans le bassin de Lau septentrional. Le début de structuration des fossés d'arrière-arc du Vanuatu est également attribué à cette réorganisation pliocène (bien qu'il puisse 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

alcalin de Fidji (Viti Levu) associé à une subduction vers le nord-nord-ouest (et non vers le sud, comme il est généralement admis) 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). C'est pendant cette période (6-5 Ma) enfin que se produit la distension E-W intra-arc le long de la paléo ride de Lau-Colville, du nord de la plate-forme fidjienne à l'île Nord de Nouvelle-Zélande, marquant le début de l'ouverture arrière-arc du

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, le fonctionnement de l'axe N-S prédominait largement et celui-ci 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. Le fort ralentissement, voire l'arrêt momentané 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, qui elle-même suit de peu l'entrée initiale en subduction vers 4 Ma de la ride de Louisville à la terminaison nord de l'arc des Tonga.

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, mise en place qui fait suite à l'apparition de la zone de fracture nord fidjienne, sur son emplacement actuel. Par ailleurs, contrairement à l'interprétation de Y. Lagabriele *et al.* (1996), on pourrait proposer que l'axe d'accrétion actif du nord du bassin (ride Sud Pandora et son prolongement ouest, la ride Hazel Holme) soit également une structure récente qui résulte 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 structural 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 du premier stade (situé au nord) et du second (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.

## Le Bassin de Lau

### Situation géodynamique

Le Bassin de Lau et le Fossé du Havre sont les deux éléments constitutifs d'un même dispositif d'ouverture d'arrière-arc associé à la subduction de la plaque Pacifique sous l'arc des Tonga-Kermadec, s'allongeant sur 2700 km, depuis le nord-est de la plate-forme fidjienne jusqu'à l'île Nord de Nouvelle-Zélande. Outre la première étape de rifting, le système d'ouverture enregistre une océanisation placée sous l'effet de la subduction oblique et du balayage rapide vers le sud de la Ride de Louisville portée par la plaque Pacifique plongeante. Cette chaîne de volcans inactive domine de ~3500 m le domaine abyssal avoisinant, et subducte aujourd'hui à la jonction des fosses des Tonga et des Kermadec.

Le Bassin de Lau, au nord, est un bassin d'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 la plate-forme tongienne, à l'est (fig. 1 et 2). Il est séparé du Fossé 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 fut le premier bassin marginal à avoir été interprété comme le résultat d'une extension (depuis 3-5 Ma) à travers un arc. 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 (Gill, 1976 ; Lawver *et al.*, 1976 ; Weissel, 1977 ; Falvey, 1978 ; Cherkis, 1980 ; Larue *et al.*, 1982 ; Malahoff *et al.*, 1982a ; 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) ont largement varié d'un modèle à l'autre à mesure que de nouvelles données étaient acquises, la même structure étant interprétée soit comme un axe d'accrétion, soit comme une zone transformante. La nature même de l'extension est sujette 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.

### Structure

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 *sl.*, lors de nombreuses campagnes à la mer et à terre effectuées par la communauté internationale (Scholl et Vallier, 1985 ; Foucher *et al.*, 1988 ; von Stackelberg et von Rad, 1990 ; Parson *et al.*, 1990 ; Collier et Sinha, 1992 ; Fouquet *et al.*, 1991 ; Hughes-Clarke *et al.*, 1993 ; Wiedicke et Collier, 1993 ; Wiedicke et Habler, 1993 ; Hawkins *et al.*, 1994 ; Parson et Hawkins, 1994 ; Ruellan *et al.*, 1994b, 2003 ; Bevis *et al.*, 1995 ; Parson et Wright, 1996 ; Taylor *et al.*, 1996 ; Delteil *et al.*, 2002). 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 ; Delteil *et al.*, 2002 ; Ruellan *et al.*, 2003). L'ensemble du système arrière-arc montre en particulier une asymétrie de l'ouverture qui se traduit par la différenciation de plusieurs domaines très contrastés, deux au sud dans le Fossé du Havre et trois, voire plus, au nord dans le Bassin de Lau.

La subduction à vergence ouest de la plaque Pacifique dans la fosse des Tonga-Kermadec, en fonctionnement depuis 30 à 40 Ma, a enregistré de légères variations d'obliquité du mouvement de convergence au cours du temps, l'ouverture arrière-arc du bassin de Lau-Havre ayant lieu vraisemblablement depuis environ 5 Ma. Selon Nuvel 1,

l'azimut de la convergence Australie-Pacifique est  $\sim N90^\circ E$ , à peu près constant, alors que le taux augmente de 4,5 cm/an à  $39^\circ S$  à 8,2 cm/an à  $17^\circ S$  (DeMets *et al.*, 1990), ce qui est en accord avec les mesures GPS plus récentes (Bevis *et al.*, 1995). Le point fort apporté par les dernières études a été de montrer que l'augmentation sud-nord des taux de convergence et d'ouverture arrière-arc ne pouvaient être considérée de manière simple, tel que cela avait été proposé pendant longtemps (DeMets *et al.*, 1990; Parson and Wright, 1996), comme fonction essentielle de la distance au pôle de rotation Australie/Pacifique (AUS/PAC), situé actuellement vers  $62^\circ S - 173^\circ E$ . La convergence de plaque et l'ouverture arrière-arc présentent en effet de fortes variations latérales, produites par l'interaction de structures portées par la plaque Pacifique. Les données GPS montrent que le taux de convergence arc des Tonga – plaque Pacifique (TON/PAC) varie de 16,4 cm/an à  $21^\circ S$  à 24,0 cm/an à  $16^\circ S$  (Bevis *et al.*, 1995). Concomitamment, le taux d'ouverture arrière-arc, au nord de  $24^\circ S$ , augmente de manière significative, de 10,0 cm/an à  $16-19^\circ S$  et de 9,0 cm/an à  $18^\circ S$  selon les anomalies magnétiques (Parson and Wright, 1996 ; Taylor *et al.*, 1996), ou de 9,1 cm/an à  $21^\circ S$  et de 15,9 cm/an à  $16^\circ S$  selon les observations GPS (Bevis *et al.*, 1995). Ces taux de subduction et d'ouverture arrière-arc sont les plus rapides de la planète en l'état des connaissances. Les taux et les directions d'ouverture, confirmés sur le dernier million d'année par des analyses fines d'anomalies magnétiques (Zellmer et Taylor, 2001) permettent de définir un pôle d'ouverture situé à  $24^\circ 35' S$  et  $177^\circ 15' W$ , c'est-à-dire à l'extrémité de l'axe d'accrétion se propageant vers le sud, et immédiatement au nord de la latitude où subducte la ride de Louisville. Au sud de  $24^\circ S$ , l'ouverture arrière-arc, donnée par le mouvement relatif de la microplaque arc de Tonga-Kermadec – Australie (TON/AUS), décroît du nord au sud de 4,5 cm/an à 1,5 cm/an dans le Fossé du Havre.

La partie du Bassin de Lau située entre  $17^\circ 30' S$  et  $24^\circ 30' S$  est composée de trois domaines (Ruellan *et al.*, 2003). Le plus occidental, allongé au pied et parallèlement à la Ride de Lau est un bassin sédimentaire qui représente un vestige de la distension initiale de l'arc qui a débuté au Miocène terminal (6-5 Ma). Ce bassin est bordé sur son flanc oriental par un domaine caractérisé par la prédominance de structures obliques, constitué de croûte d'arc amincie et injectée de magmas de type MORB, qui résulte d'une seconde phase d'étirement accompagnée par un fort magmatisme. Le troisième espace, décentré vers l'est, en forme de V et constitué de croûte océanique, a été formé le long d'un système d'accrétion qui s'est ouvert d'environ 10 cm/an depuis 5.5-5 Ma (Parson et Hawkins, 1994) ou 4 Ma (Taylor *et al.*, 1996), en se propageant rapidement vers le sud corrélativement au balayage de la subduction par la Ride de Louisville (Ruellan *et al.*, 2003). Ce système a subi une légère réorganisation (rotation horaire de  $15^\circ - 25^\circ$ ) vers 2 Ma (juste avant l'anomalie 2, fig. 3) (Taylor *et al.*, 1996). Il est actuellement composé de deux axes d'accrétion orientés NNE-SSW, qui se recouvrent vers  $19^\circ - 19^\circ 20' S$  et se propagent tous les deux vers le sud. L'axe central, reconnu de  $18^\circ S$  à  $19^\circ 20' S$ , est connecté au nord à la ride transformante dextre de Peggy par

une succession de petits segments d'accrétion en échelon, tandis que vers le sud il se propage depuis 1.5-1.2 Ma (Parson et Hawkins, 1994) au dépens de l'axe oriental. Ce dernier, adossé parallèlement à l'arc volcanique actif de Tofua, présentant une grande linéarité, est composé de plusieurs segments et est reconnu de  $19^\circ S$  à  $23^\circ 40' S$  ; l'axe d'accrétion actif proprement dit se poursuit ensuite jusqu'à  $24^\circ 55' S$  par un profond graben qui marque la terminaison méridionale de la propagation (fig. 6). La forme en V particulièrement pincé du domaine néoformé sur l'axe oriental dans son ensemble indique que celui-ci se propage très rapidement vers le sud, entre 12,8 cm/an (Ruellan *et al.*, 2003) et  $\sim 10,0$  cm/an (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), et sur lequel un taux d'ouverture de 48 mm/an a été proposé (Taylor *et al.*, 1996) ; un point triple au nord-est du bassin, à l'est de l'île de Niuafo'ou, vers  $15^\circ 30' S - 174^\circ 45' W$  (Mangatolu ou King's Triple Junction ; Falloon *et al.*, 1992). 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, vers  $174^\circ W$  et  $175^\circ 30' W$ , 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 la forme d'un rift composé de plusieurs segments ; elle entaille l'arc de Tofua à partir de  $18^\circ S$ . La forme en V autour de ce système oriental suggère une début de l'ouverture au nord, au niveau du point triple et une propagation vers le sud aux dépens de l'arc (Pelletier *et al.*, 1998). La branche ouest, orientée  $N80^\circ E$ , semble la moins développée et s'étend en direction de l'île de Niuafo'ou.

## 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 effectuées (Hawkins, 1976, 1995 ; Volpe *et al.*, 1988 ; Boespflug *et al.*, 1990 ; Falloon *et al.*, 1992 ; Vallier *et al.*, 1991 ; Sinton *et al.*, 1993 ; Hawkins *et al.*, 1994). Ces données sur le magmatisme, synthétisées par J.W. Hawkins (1995), indiquent 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, sources OIB au nord du bassin) est proposée pour rendre compte de la nature des laves.

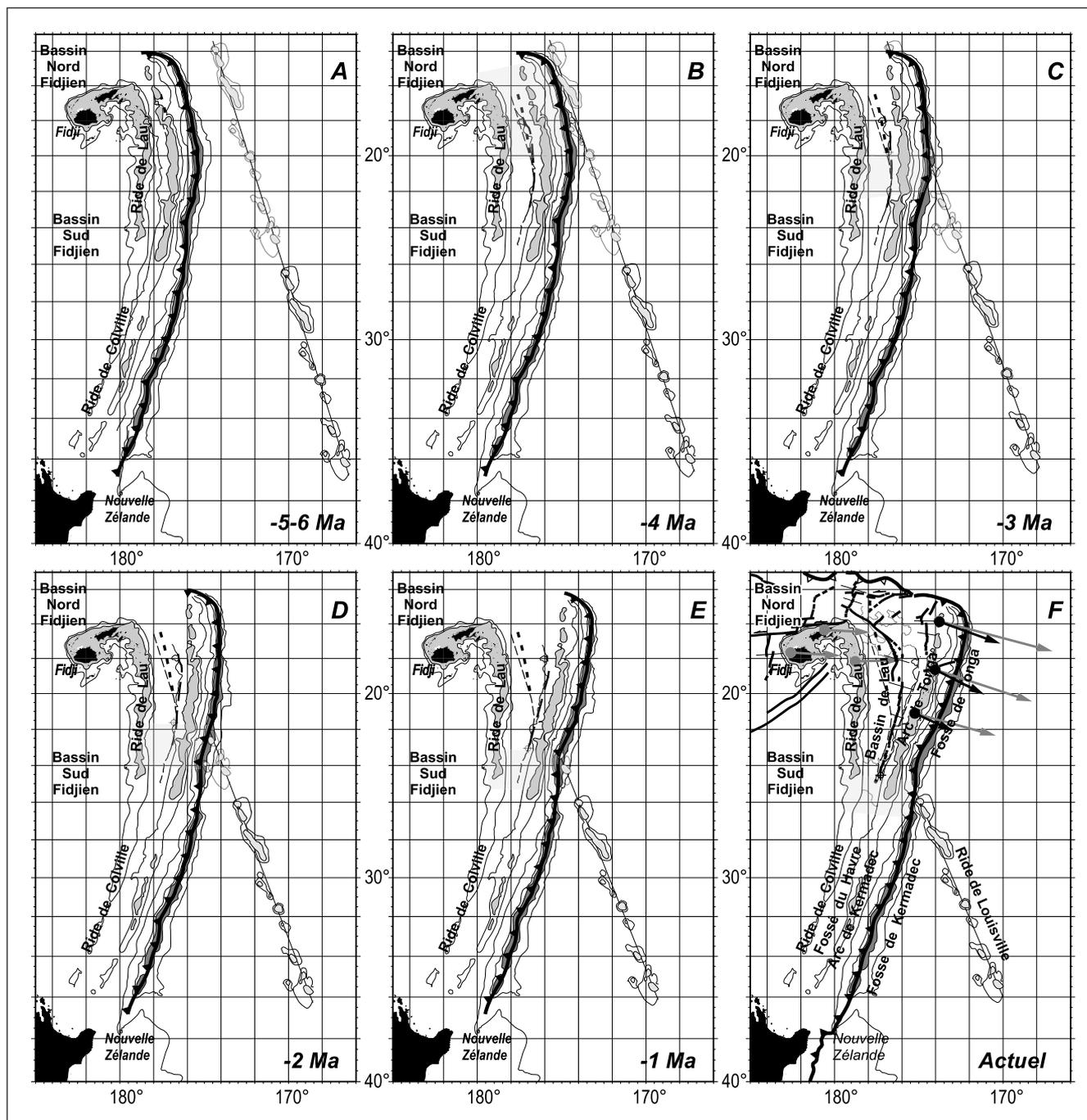
Le magmatisme de type arrière-arc trouve son origine dans la convection forcée par la subduction d'une plaque plongeante. Le manteau source de ce magmatisme a souvent participé au préalable à la genèse du volcanisme d'arc : métasomatisé par les fluides provenant de la plaque plon-

geante, il fond pour donner des tholéïtes d'arc, puis il 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 d'arrière-arc, il apparaît que les roches volcaniques de ces derniers présentent des rapports isotopiques du Pb plus bas, intermédiaires entre ceux des laves de l'océan Indien et celles de l'océan Pacifique. Ces rapports sont systématiquement plus faibles que ceux des roches volcaniques des arcs associés. Les interprétations font appel ou bien à la contri-

bution 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 qui ont été 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

Fig. 6 – Modèle d'ouverture du Bassin de Lau et du Fossé du Havre, depuis 5-6 Ma (d'après Ruellan *et al.*, 2003).

Fig. 6 – Opening model of the Lau Basin and the Havre Trough, since 5-6 My (from Ruellan *et al.*, 2003).



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 point triple de King) présentent une grande variabilité pétrographique, géochimique et isotopique. Les données suggèrent la présence possible de deux ou trois sources magmatiques. Dans la partie nord-est du bassin, les basaltes ont des affinités avec ceux des îles Samoa (îles de point chaud situées immédiatement au nord de la fosse des Tonga et du bassin de Lau) reflétant ainsi la contribution d'une ou plusieurs sources de type OIB (*Ocean Island Basalts*) par rapport aux domaines central et sud du bassin de Lau (Turner et Hawkesworth, 1998).

## La jonction entre le Bassin Nord Fidjien et le Bassin de Lau

### Situation géodynamique

Contrairement aux parties centrales de chacun des bassins Nord Fidjien et de Lau, le raccord entre les deux est resté longtemps quasiment inexploré et moins bien connu. 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 des 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, et dans le nord du Bassin de Lau, à savoir respectivement les zones volcaniques est et ouest Cikobia (fig. 4 ; ECVZ, WCVZ ; Hughes-Clarke *et al.*, 1993 ; Jarvis *et al.*, 1994 ; Taylor *et al.*, 1996 ; Pelletier *et al.*, 1998) et les axes d'accrétion nord-est et nord-ouest du bassin de Lau (NELSC, NWLSC ; fig. 4). 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 ride de Peggy constitue un relais transformant dextre entre la terminaison en échelon septentrionale du CLSC et le NWLSC situé à l'ouest de l'île de Niua Fo'ou ; elle se prolonge vers le nord-ouest jusqu'à l'axe d'accrétion de Futuna (Pelletier *et al.*, 2001) qui semble la recouper. Elle est ainsi reliée au système transformant senestre nord fidjien composé de deux transformantes majeures que sont la zone de fracture nord fidjienne *ss* (NFFZ) et la zone de fracture de Futuna (FFZ) passant au sud immédiat de l'île de Futuna (Regnier, 1994), de l'axe d'accrétion actif de Futuna (FSC), et de petits relais distensifs locaux accommodant un régime globalement extensif de direction ouest-sud-ouest – est-nord-est à ouest-nord-ouest – est-sud-est régnant au nord de la plateforme fidjienne.

La position de la zone de fracture de Futuna sur le flanc sud du Plateau Nord Mélanésien suggère que l'entrée de cette aspérité dans la fosse du Vitiaz a freiné puis bloqué la

subduction et entraîné à la fin du Pliocène la formation de la zone de fracture décrochante nord fidjienne dans la plaque chevauchante, en arrière de la zone de convergence. Le décalage senestre entre la terminaison nord de la fosse des Tonga et la terminaison sud du linéament du Vitiaz est d'environ 350 km, en accord avec le décalage entre l'arc des Tonga et le domaine de Futuna. 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).

### Structure

Les travaux récents (Pelletier *et al.*, 2001) ont permis la découverte de plusieurs axes d'accrétion mimant de grandes fentes de tension dans cette zone transformante de plus de 200 km de large (entre 178°40' E et 176°20' W), confirmant l'existence de relais extensifs actifs. De même ces travaux ont permis la reconnaissance de plusieurs zones de failles senestres, parfois transpressives, presque est-ouest aux alentours de Futuna, venant rejoindre la dorsale de Futuna à l'ouest et au nord-ouest de l'île. Les mouvements décrochants, compressifs ou extensifs le long de ces zones de failles résultent vraisemblablement de la rotation des structures et sont responsables de la grande complexité morphologique et structurale du domaine autour de Futuna.

#### L'axe nord Cikobia

(NCSC ; 178°40' E - 179°30' E, 14°10' S - 14°30' S)

La bathymétrie, la présence de linéations magnétiques parallèles et la forte réflectivité du fond indiquant l'absence de sédiment montrent sans équivoque que cette structure correspond à un axe d'accrétion actif. Il est marqué par un graben profond de 2800 à 3250 m, dont l'orientation varie de N°45 à N°65 puis N°70. Entre 179° E et 179°10' E une ride axiale (1500 m) est présente au centre du graben (2250 m de profondeur environ dans ce segment). Le graben le plus profond (3200-3250 m) 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 paraît être décalé vers le nord.

#### La dorsale Futuna (FSC)

La dorsale de Futuna s'étend selon une direction globale N30 sur plus de 200 km depuis le nord-ouest de Futuna (13°35' S) jusqu'au nord des îles Fidji (15°40' S). Ce système d'accrétion est composé d'une succession de segments en échelon de plus en plus profonds en allant vers le sud et décalés de manière senestre. Il correspond en fait à une méga-zone de relais entre les fractures de Futuna et la partie de la zone de fracture nord fidjienne qui borde le nord de l'archipel fidjien. La dorsale est divisée en trois grandes zones, elles mêmes composées de plusieurs segments et relais. 1) La zone nord est située au nord-ouest de Futuna de 13°35' S à 14°25' S. Elle est décalée à l'ouest d'une vingtaine de km par rapport à la zone centrale. L'axe subdivisé en deux segments principaux présente une forme de dôme, par-

fois haut de 1300 m et la zone hautement réflectivité est large de 12 à 18 km. Le profil en dôme marqué et la présence de très nombreux cônes volcaniques suggèrent une construction par empilement de dômes. 2) La zone centrale s'étend de 14°15' S à 15°15' S et est constituée de trois segments en échelon. Le grain structural océanique de part et d'autre de la zone axiale indique une ouverture N110-120 de la dorsale. On retrouve un axe en forme de dôme souvent couvert de volcans axiaux, ce qui atteste d'une intense activité volcanique le long de l'axe. Celui-ci est par contre relayé de manière senestre par une dépression, à l'approche de la zone de fracture de Futuna sur laquelle l'axe se connecte. Le dernier segment de cette zone montre une morphologie différente faite de plusieurs rides parallèles ténues séparées par des dépressions étroites de 100 m à 200 m de dénivelé. Cet ensemble est limité par une zone de fracture active dextre, orientée N135, très marquée dans la bathymétrie et en imagerie, située dans le prolongement de la ride de Peggy. Le pointé des anomalies magnétiques donne un taux d'ouverture de ~5 cm/an depuis 1 ou 2 Ma. 3) Au sud de 15°15' S, la zone méridionale, la plus profonde, a une forme en V et comprend un rift triangulaire très marqué, très réfléchif, bordé par des rides arquées. Elle entaille une croûte peu réfléchive et suggère une propagation de l'ouverture vers le sud dans une croûte océanique plus ancienne. Elle est limitée au sud par le talus de la plate-forme fidjienne.

#### *L'axe sud-est Futuna*

À l'est-sud-est de Futuna, une bande d'environ 30 km de large, orientée WSW-ENE entre 176°30' W et 177°20' W et centrée vers 14°40' S est caractérisée par une très forte réflectivité du plancher océanique. Parsemée de petits volcans, elle présente des structures orientées N80 dans sa partie orientale et N50 dans sa partie occidentale. Cette structure est interprétée comme un axe d'extension actif le long d'un grand accident décrochant. La bande fortement réfléchive est extrêmement déformée par un système de failles parallèles, définissant d'étroites lanières, en particulier dans sa partie nord-est où une zone tectonisée est orientée N70-75. Elle est limitée au nord par un linéament, vraisemblablement rattaché au système décrochant sénestre de Futuna.

#### *La zone de fracture de Futuna*

La zone de fracture de Futuna, le long de laquelle s'étend la ride de Futuna-Alofi, est la branche orientale majeure de la grande zone de fracture nord fidjienne, frontière transformante entre les plaques Pacifique et Australie. Le changement d'orientation des structures de la croûte océanique à l'approche de la zone de fracture ainsi que le raccord de la zone de fracture avec la dorsale indiquent un mouvement décrochant sénestre. La ride de Futuna-Alofi, allongée WNW-ESE sur une cinquantaine de kilomètres entre 177°45' W et 178°15' W, est considérée comme un relais compressif le long de la zone de fracture de Futuna (Regnier, 1994). À cause de son orientation, le mouvement devient transpressif et même compressif le long du flanc sud-ouest de la ride, ce qui est confirmé par les mécanismes au foyer des séismes superficiels (Regnier, 1994). Il explique la surrection toujours active

de la ride et l'émergence des îles de Futuna et d'Alofi, qui sont constituées de formations volcaniques sous-marines surmontées de terrasses récifales (Grzeszczyk *et al.*, 1987). La géométrie des structures observées dans la partie orientale de la zone de fracture de Futuna, à l'est de 177°45' W, suggère des mouvements cisailants, de compression et de rotation le long de grands accident décrochants. On distingue tout d'abord, immédiatement à l'est de la ride de Futuna, un bassin profond (-3500 m) de forme triangulaire, limité au sud par des escarpements E-W dans le prolongement de la zone de faille du flanc sud-ouest de la ride de Futuna-Alofi. À l'est du bassin, la fracturation se répartit le long de plusieurs failles anastomosées, aboutissant à l'individualisation de plusieurs rides.

#### *La zone de failles nord Futuna*

Une zone de failles située entre 178°17' W et 178°40' W à 13°45' S se raccorde à l'extrémité nord de la dorsale de Futuna. Elle est soulignée par une série de linéations est-ouest, au sein d'une large bande d'une vingtaine de kilomètres, ainsi que par un bassin en *pull-apart*. De nombreux petits volcans sont alignés sur cette direction est-ouest. Cette zone de failles se termine vers l'est, immédiatement au nord d'une série des panneaux de croûte océanique soulevés et basculés vers l'est traduisant des mouvements transpressifs. Le domaine situé à l'ouest de ces structures arquées, entre la terminaison ouest de la zone de fracture de Futuna et la zone de failles nord Futuna, est caractérisé par une série de rides et de grabens, tapissés de nombreux petits volcans, dont la direction structurale N30 rappelle celle de la dorsale de Futuna.

## Pétrologie et géochimie

Les roches draguées sont des basaltes en coussins, des tubes ou des coulées, faiblement altérés, pouvant contenir des phénocristaux de plagioclase, d'olivine et de clinopyroxène. Ces laves possèdent le plus souvent une bordure vitreuse peu altérée (Pelletier *et al.*, 2001). Des basaltes, des diabases, des gabbros à texture doléritique et des gabbros isotropes à amphibole souvent déformés et métamorphisés dans le faciès schiste vert ont été récoltés à la pointe du propagateur de la dorsale de Futuna. La plupart des échantillons présentent des faces striées et des gradins d'arrachement témoignant d'une déformation cassante importante. Ces roches proviendraient du domaine à croûte océanique ancienne dans laquelle la dorsale de Futuna se propage.

## Le linéament du Vitiaz et la subduction-collision du Plateau Nord Mélanésien

### Situation géodynamique

Le linéament du Vitiaz, bordant au nord les bassins de Lau et Nord Fidjien (fig. 2 et fig. 4), est constitué, d'ouest en est, par les fosses de Cape-Johnson et du Vitiaz et les bassins allongés et discontinus d'Alexa, de Rotuma et de Horne, qui relient la fosse du Vitiaz et la terminaison nord de la fosse des Tonga (fig. 1). Cependant la position précise de ce linéa-

ment 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 de Lau et Nord Fidjien 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 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 : 1) la chaîne ou ride des Samoa à l'est, d'âge miocène moyen à actuel, issue d'un point chaud ; 2) les îles Wallis dont le volcanisme le plus récent est d'âge quaternaire (Price et Kroenke, 1991) ; 3) la chaîne des Tuvalu au nord-ouest, d'âge crétacé (?), issue d'un point chaud ; 4) la ride de Robbie au nord-est, d'âge crétacé (?) ou plus récente ; et 5) les bancs Alexa-Charlotte à l'ouest, résultant d'un volcanisme intra-plaque d'âge éocène moyen (?).

## Structure

Le linéament du Vitiaz est considéré comme la paléofrontière convergente entre les plaques Pacifique et Australie, active de l'Éocène au Miocène supérieur, avant le début de l'ouverture du Bassin Nord Fidjien. À cette époque, l'arc du Vitiaz à vergence nord-est était continu des îles Tonga aux îles Salomon (Falvey, 1975, 1978). 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 (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 admis que le mouvement de convergence entre les plaques Pacifique et Australie est dans ce secteur, 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 et Holmes, 1985). Cependant le détail des structures ainsi que l'âge précis du début et de l'arrêt des déformations le long du linéament de Vitiaz sont encore très mal définis. Le linéament du Vitiaz a également été interprété comme le lieu de mouvements transformants entre les plaques Pacifique et Australie.

Des portions du linéament de Vitiaz et des zones adjacentes ont été étudiées lors des campagnes EVA 14 du navire océanographique Coriolis en 1987 (Pelletier *et al.*, 1988), Santa Cruz du navire océanographique Le Noroît en 1991 (Pelletier *et al.*, 1993) et SOPACMAPS du navire océanographique l'Atalante en 1993 (Pelletier et Auzende, 1996).

La fosse du Vitiaz, qui s'étend sur 750 km environ de 8°30' S – 168° E à 12°30' S – 174° E, a été recoupée à plu-

sieurs reprises lors des campagnes de reconnaissance EVA14 et Santa Cruz (profils bathymétriques, magnétiques et de sismique réflexion). La fosse, d'orientation globale NW-SE et de plus de 4500 m de profondeur en général (maximum 5600 m), apparaît 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 comme des reliefs d'un archipel volcanique ancien continu pouvant évoquer un arc insulaire (arc de Vitiaz) ne s'observe au sud de la fosse, à l'ouest de 170°30' E, hormis une ride étroite, discontinue, culminant entre 3200 et 3600 m et parallèle aux différents segments de la fosse. En revanche, 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 (seconde temps double) de sédiments, pourrait être interprétée soit comme un fragment de l'arc du Vitiaz, soit comme un fragment de la plaque Pacifique accréte 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.

Les données de bathymétrie multifaisceaux, imagerie, sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie, recueillies lors de la campagne SOPACMAPS Leg 3, à la terminaison orientale 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 du Vitiaz, 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.

## 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 (Carney et Macfarlane, 1982) 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 sur 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. Un volcanisme alcalin d'âge quaternaire est présent sur l'île de Rotuma. Des laves d'affinité d'arc insulaire et d'âge pliocène terminal (2,2 Ma) ont été draguées sur le mont sous-marin Manatu, au sud-est du fossé de Rotuma. Des tholéiites d'affinité d'arc insulaire et d'âge pliocène basal (4,9 Ma) 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.

## Conclusions

La croûte océanique du Bassin Nord Fidjien s'est formée depuis 12 Ma environ à partir de plusieurs centres d'accrétion à vitesse d'ouverture variant de 1 à 7-8 cm/an. Celle du bassin de Lau est plus récente et se forme avec un taux d'accrétion très élevé sur un groupe de trois axes parallèles à l'arc. Ces bassins constituent donc une région privilégiée pour l'étude de l'accrétion océanique. Ici se trouvent en effet concentrés des segments de dorsales lentes et rapides. La morphologie axiale en dômes ou fossés tectoniques profonds est dépendante de la vitesse d'ouverture, en particulier dans la partie centrale du Bassin Nord Fidjien. Cependant, au nord, le long de la dorsale Sud Pandora ultra lente, la morphologie axiale est localement sous le contrôle d'une intense activité magmatique. Il s'agit là d'un cas assez rare de dorsale ultra lente "chaude".

Les liens étroits entre la subduction et l'accrétion océanique d'arrière-arc sont évidents dans la région du Sud-Ouest Pacifique. Ceci est particulièrement vrai dans le cas du bassin de Lau dont la morphologie d'ensemble, notamment l'allongement NS, est directement contrôlée par la géométrie de la subduction. Cette région se rapproche ainsi de celle des Mariannes où l'axe actif du bassin d'arrière-arc est parallèle à la zone de subduction attenante. Cette situation est assez classique pour une subduction océan-océan et, mis à part la subduction de structures tectono-magmatiques importantes pouvant influencer sur le mode 4D d'ouverture du bassin d'arrière-arc dans la plaque supérieure, la convection arrière-arc ne semble pas supposer de disposition particulière pour le manteau sous-jacent. À l'inverse, au nord du Bassin de Lau et au sein du Bassin Nord Fidjien on assiste à une multiplication tout à fait anormale du nombre des axes actifs dont la longueur cumulée dépasse 4000 km, ce qui est remarquable compte tenu de la taille réduite du domaine océanique créé. L'abondance des axes actifs dans les bassins Nord Fidjien et de Lau et leur géométrie si particulière s'accompagnent d'un ensemble de caractéristiques géophysiques telles qu'une anomalie positive de topographie sous-marine et du géoïde, un fort flux de chaleur, des anomalies de vitesses sismiques, bien mises en évidence par la tomo-

graphie, et une lithosphère mince. À cela s'ajoute un ensemble d'anomalies géochimiques exprimées notamment dans les basaltes récoltés dans la partie nord du domaine dont les affinités sont de type MORB enrichis à OIB, compatibles avec une influence de type point chaud. Ces divers caractères indiquent que l'activité de cette région est — en partie du moins — sous le contrôle de la dynamique de l'asthénosphère et non plus simplement sous l'effet passif de la dérive de lanrière de lithosphère d'arc. Il est fort probable qu'un panache de manteau profond soit aujourd'hui actif sous le domaine nord fidjien. Cette hypothèse expliquerait la thermicité élevée de la région dont rend compte le rapport exceptionnel existant entre la longueur d'axes actifs et la faible surface océanique créée depuis 12 Ma.

## Références

- Alteriis (de) G., Ruellan E., Auzende J.-M., Ondréas H., Bendel V., Gracia-Mont E., Lagabrielle Y., Huchon P., Tanahashi M. (1993) – Propagating rifts in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology* 21(7), 583-586.
- 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., 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). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303, II, 93-98.
- Auzende J.-M., Eissen J.-P., Lafoy Y., Gente P., Charlou J.-L. (1988a) – Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Tectonophysics* 146, 317-351.
- Auzende J.-M., Honza E., Boespflug X., Deo S., Eissen J.-P., Hashimoto J., Huchon P., Ishibashi J., Iwabuchi Y., Jarvis P., Joshima M., Kisimoto K., Kiuwahara Y., Lafoy Y., Matsumoto T., Maze J.P., Mitsuzawa K., Monma H., Naganuma T., Nojiri Y., Ohta S., Otsuka K., Okuda Y., Ondreas H., Otsuki A., Ruellan E., Sibuet M., Tanahashi M., Tanaka T., Urabe T. (1988b) – L'accrétion récente dans le bassin Nord Fidjien : premiers résultats de la campagne franco-japonaise Kaiyo 87. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 306, 971-978
- Auzende J.-M., Lafoy Y., Marsset B. (1988c) – Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific). *Geology* 16, 925-929.
- 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., Tanahashi M. (1989) – Le cadre géologique d'un site hydrothermal actif : la campagne STARMER 1 du submersible Nautille dans le Bassin Nord-Fidjien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 309, II, 1787-1795.
- Auzende J.-M. *et al.* (1990) – Active spreading and Hydrothermalism in North Fiji Basin (SW Pacific). Results of Japanese-French cruise Kaiyo 87. *Marine Geophysical Researches* 12, 269-283.
- Auzende J.-M., Okuda Y., Bendel V., Ciabrin 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., Yamaguchi K. (1991a)** – Propagation "en échelon" de la dorsale du Bassin Nord Fidjien entre 16°40 et 14°50 S (Yokosuka 90 - Starmer). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 312, II, 1531-1538.
- 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., Tanahashi M. (1991b)** – In situ geological and geochemical study of an active hydrothermal site on the North Fiji Basin Ridge. *Marine Geology* 98, 259-269.
- Auzende J.-M., Hey R. N., Pelletier B., Lafoy Y., Lagabrielle Y. (1993)** – Propagation d'une zone d'accrétion à l'est de la dorsale du bassin Nord Fidjien (SW Pacifique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 317, Série II, 671-678.
- Auzende J.-M., Gracia E., Bendel V., Huchon P., Lafoy Y., Lagabrielle Y., de Alteriis G., Tanahashi M. (1994a)** – A possible triple junction at 14°50' S on the North Fiji Basin ridge (SW Pacific)? *Marine Geology* 116, 25-35.
- Auzende J.-M., Pelletier B., Lafoy Y. (1994b)** – Twin active spreading ridges in the North Fiji Basin (S.W. Pacific). *Geology* 22, 63-66.
- Auzende J.-M., Hey R.N., Pelletier B., Rouland D., Lafoy Y., Gracia E., Huchon P. (1995a)** – Propagating rift west of the Fiji Archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific). *Journal of Geophysical Research* 100, 17823-17835.
- Auzende J.-M., Pelletier B., Eissen J.-P. (1995b)** – The North Fiji Basin: geology, structure and geodynamic evolution. In: Taylor B. (Ed.) *Back-arc Basin: tectonics and magmatism*. Plenum Press, New York, 139-175.
- Bendel V., Fouquet Y., Auzende J.-M., Lagabrielle Y., Grimaud D., 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., 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., Joron J.L. (1990)** – Trace element and isotopic (Sr, Nd) geochemistry of volcanic rocks from the Lau Basin. *Geologische Jahrbuch* 92, 503-516.
- Brocher, T.M., Holmes R. (1985)** – Tectonic and geochemical framework of the northern Melanesian borderland : An overview of the KK820316 Leg 2 objectives and results. In: Brocher T.M. (Ed.) *Investigations of the Northern Melanesian Borderland*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 3, Houston, Texas, 1-11.
- Calmant S., Lebellegard P., Taylor F.W., Bevis M., Maillard D., Recy J., Bonneau J. (1995)** – Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone. *Geophysical Research Letters* 22, 2573-2576.
- Calmant S., Pelletier B., Pillet R., Regnier M., Lebellegard P., Maillard D., Taylor F.W., Bevis M., Recy J. (1997)** – Interseismic and coseismic motions in GPS series related to the Ms 7.3 July, 13, 1994, Malekula Earthquake, Central New Hebrides Subduction Zone. *Geophysical Research Letters* 24, 3077-3080.
- Carney J.N., Macfarlane A. (1982)** – Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Island Arc. *Tectonophysics* 87, 147-175.
- Cherkis N.Z. (1980)** – Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and Northern Fiji plateau. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Bulletin* 3, 37-45.
- Collier J.S., Sinha M.C. (1992)** – Seismic mapping of a magma chamber beneath the Valu Fa Ridge, Lau Basin. *Journal of Geophysical Research* 97, 14031-14053.
- Delteil J., Ruellan E., Wright I., Matsumoto T. (2002)** – Structure and structural development of the Havre Trough (S-W Pacific). *Journal of Geophysical Research* 10.1029/2001JB000494 (24 July 2002).
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. (1990)** – Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425-478.
- Eguchi T. (1984)** – Seismotectonics of the Fiji Plateau and Lau Basin. *Tectonophysics* 102, 17-32.
- Eissen J.-P., Lefèvre C., Maillet P., Morvan G., 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., Nohara M., Cotten J., Hirose K. (1994)** – North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I. incompatible element constraints. *Marine Geology* 116, 153-178.
- Falloon T.J., Crawford A.J. (1991)** – The petrogenesis of high calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 375-394.
- Falloon T.J., Malahoff A., Zonenshain L.P., Bogdanov Y. (1992)** – Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau basin spreading ridges at 15°, 18° and 19° S. *Mineralogy and Petrology* 47, 1-36.
- Falvey D.A. (1975)** – Arc reversals, and a tectonic model for the North Fiji Basin. *Australian Society of Exploration Geophysicists Bulletin* 6, 47-49.
- Falvey D.A. (1978)** – Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Australian Society of Exploration Geophysicists Bulletin* 9 (3), 117-123.
- Foucher J.-P., Dupont J., Bouysson P., Charlou J.-L., Davagnier M., Eissen J.-P., Fouquet Y., Gueuley S., Harmegnies F., Lafoy Y., Lapouille A., Maze J.-P., Morton J., Ondreas H., Ruellan E., Sibuet J.C. (1988)** – La ride volcanique de Valu Fa dans le Bassin de Lau méridional (Sud-Ouest Pacifique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 307, 609-616.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.-L., Donval J.-P., Erzinger J., Foucher J.-P., Herzig P., Mähe R., Soakai S., Wiedicke M., Whitechurch H. (1991)** – Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin. *Nature* 349, 778-781.
- Garel E., Lagabrielle Y., Pelletier B. (2005)** – Abrupt axial variations along the slow to ultra-slow spreading centres of the northern North Fiji Basin (SW Pacific): Evidence for short wave heterogeneities in a back-arc mantle. *Marine Geophysical Researches*, in press.
- Gill J.B. (1976)** – Composition and age of Lau Basin and ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geological Society of America Bulletin* 87, 1384-1395.

- Gracia E., Ondreas H., Bendel V. and STARMER Group (1994)** – Multi-scale morphologic variability of the North Fiji Basin Ridge (Southwest Pacific). *Marine Geology* 116, 133-151.
- Gracia E., Tisseau C., Maia M., Tonnerre C., Auzende J.-M., 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 Geophysical Researches* 18, 249-273.
- Grimaud D., Ishibashi J., Lagabrielle Y., Auzende J.-M., 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.
- Grzecznyk 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). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 305, II, 93-98.
- Guivel C., Lagabrielle Y., Eissen J.-P., Dosso L., Ruellan E. (1997)** – Mise en place de basaltes enrichis le long d'une dorsale active en domaine arrière-arc (nord du bassin Nord-Fidjien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 325, 651-658.
- Hamburger M.W., Isacks B.L. (1988)** – Diffuse back-arc deformation in the southwestern Pacific. *Nature* 332, 599-604.
- Hawkins J.W. (1976)** – Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 283-297.
- Hawkins J.W., Parson L.M., Allan J. (1994)** – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, Leg 135, 984 p.
- Hawkins J.W. (1995)** – The geology of the Lau Basin. In: Taylor B. (Ed) *Backarc basins: tectonics and magmatism*. Plenum Press, New York, 63-138.
- Huchon P., Gracia E., Ruellan E., Joshima M., Auzende J.M. (1994)** – Kinematics of active spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Marine Geology* 116, 69-87.
- Hughes-Clarke J.E., Jarvis P., Tiffin D., Price R., Kroenke L. (1993)** – Tectonic activity and plate boundaries along the northern flank of the Fiji Platform. *Geo-Marine Letters* 13, 98-106.
- Ishibashi J., Grimaud D., Nojiri Y., Auzende J.-M., Urabe T. (1994)** – Fluctuation of chemical compositions of the phase-separated hydrothermal fluid from the North Fiji Basin Ridge. *Marine Geology* 116, 215-226.
- 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., Kroenke L. (1994)** – The western Fiji Transform Fault and its role in the dismemberment of the Fiji Platform. *Marine Geology* 116, 57-68.
- Joshima M., Iwabushi Y., Ookuma S. (1994)** – Magnetic anomaly patterns around the central rift area in the North Fiji Basin: inversion approach for detailed structure. *Marine Geology* 116, 89-100.
- Kisimoto K., Tanahashi M., 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. *Marine Geology* 116, 101-111.
- Lafoy Y., Auzende J.-M., Gente P., 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 304, II, 147-152.
- Lafoy Y., Auzende J.-M., Ruellan E., Huchon P., Honza E. (1990)** – The 16°40' S triple junction in the North Fiji Basin. *Marine Geophysical Researches* 12, 285-296.
- Lagabrielle Y., Auzende J.-M., Eissen J.-P., Janin M. C., Cotten J. (1994)** – Geology and geochemistry of a 800 m section through young upper oceanic crust in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *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., Lui T., Matsumoto T., Ondreas H., Pelletier B., Sardou O., Tupua E. (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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 321, 393-400.
- 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 Geophysical Researches* 18, 225-247.
- Lagabrielle Y., Goslin J., Martin H., Thiroit J.-L., Auzende J.-M. (1997)** – Multiple active spreading centres in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archaean seafloor dynamics? *Earth and Planetary Science Letters* 149, 1-13.
- Larue B.M., Pontoise B., Malahoff A., Lapouille A., Latham G.V. (1982)** – Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau. In : Équipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa (Eds) *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*. Travaux et Documents de l'ORSTOM, 147, 363-406.
- Lawver L.A., Hawkins J.W., Sclater J.G. (1976)** – Magnetic anomalies and crustal dilation in the Lau Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 33, 27-35.
- Louat R., Pelletier B. (1989)** – Seismotectonics and present-day relative plate motion in the New Hebrides arc-North Fiji basin region. *Tectonophysics* 167, 41-55.
- Maillet P., Eissen J.-P., Lapouille A., Monzier M., Baleivuanala V., Butscher J., Gallois F., Lardy M. (1986)** – La dorsale active du bassin Nord-Fidjien entre 20°S et 20°53'S : signature magnétique et morphologique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 302, II, 135-140.
- Maillet P., Monzier M., Eissen J.-P., 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., Feden R.H., Fleming H.S. (1982a)** – Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of the New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 87(B5), 4109-4125.
- Malahoff A., Hammond S.R., Naughton J.J., Keeling D.L., Richmond R.N. (1982b)** – 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 and Planetary Science Letters* 57, 398-414.

- Monjaret M.C., Bellon H., Maillet P. (1991)** – Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 40, 265-280.
- Nohara M., Hirose K., Eissen J.P., Urabe T., Joshima M. (1994)** – The North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part II. Sr-Nd isotopic and trace element constraints. *Marine Geology* 116, 179-195.
- Nojiri Y., Ishibashi J., Kawai T., Otsuki A., Sakai H. (1989)** – Hydrothermal plumes along the North Fiji Basin spreading axis. *Nature* 342, 667-670.
- Parson L.M., Pearce J.A., Murton B.J., Hodkinson R.A., and 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.
- Parson L.M., Hawkins J.W. (1994)** – Two-stage ridge propagation and the geological history of the Lau Back-arc basin. In: Hawkins J.W. *et al.* (Eds.) *Proc. ODP, Sci. Results 135*. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, 819-828.
- Parson L.M., 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.
- Pelletier B., Charvis P., Daniel J., Hello Y., Jamet F., Louat R., Nanau P., Rigolot P. (1988)** – Structure et linéations magnétiques dans le coin nord-ouest du bassin Nord-Fidjien : résultats préliminaires de la campagne EVA 14 (août 1987). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 306, II, 1247-1254.
- Pelletier B., Louat R. (1989)** – Seismotectonics and present-day relative plate motion in the Tonga Lau – Kermadec Havre region. *Tectonophysics* 165, 237-250.
- Pelletier B., Lafoy Y., Missegue F. (1993)** – Morphostructure and magnetic fabric of the Northwestern North Fiji Basin. *Geophysical Research Letters* 20 (12), 1151-1154.
- Pelletier B., Auzende J.-M. (1996)** – Geometry and structure of the Vitiaz trench lineament (SW Pacific). *Marine Geophysical Researches* 18, 305-335.
- Pelletier B., Calmant S., Pillet R. (1998)** – Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 263-273.
- Pelletier B., Lagabrielle Y., Benoit M., Cabioch G., Calmant S., Garel E., Guivel C., Perrier J. (2001)** – Newly discovered active spreading centres along the North Fiji Transform Zone (Pacific-Australia plates boundary): Preliminary results of the R/V L'Atalante ALAUFU cruise (February-March 2000). *Ridge Events* 11-1, 7-9.
- Price R.C., Johnson L.E., 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 106-121.
- Price R.C., Kroenke L.-W. (1991)** – Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. *Marine Geology* 98, 241-258.
- 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 318, II, 1219-1221.
- Ruellan E., Auzende J.-M., Honza E. *et al.* (1989)** – L'accrétion dans le bassin Nord Fidjien méridional : premiers résultats de la campagne franco-japonaise STARMER/KAIYO 88. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 309, II, 1247-1254.
- Ruellan E., Huchon P., Auzende J.-M., Gracia E. (1994a)** – Propagating rift and overlapping spreading centre in the North Fiji Basin. *Marine Geology* 116, 37-56.
- Ruellan E., Lafoy Y., Auzende J.-M., Foucher J.-P., Dupont J. (1994b)** – Oblique spreading in the southern part of the Lau back-arc basin (S.W. Pacific). In: Stevenson A.J., Herzer R., Balance P.F. (Ed.) *Geology and submarine resources of the Tonga-Lau-Fiji region*. Circum Pacific Council/AAPG, Earth Science series, Houston, Texas, U.S.A, 319-327.
- Ruellan E., Lagabrielle Y., Tanahashi T. *et al.* (1996)** – Study Yields Surprises about Seafloor Spreading in Back-Arc Basins. *EOS Transaction, American Geophysical Union* 77 (38), 365-369.
- Ruellan E., Delteil J., Wright I., Matsumoto T. (2003)** – From rifting to active spreading in the Lau Basin – Havre Trough back-arc system (SW Pacific) – Locking / unlocking induced by seamount chain subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5), 8909, 10.1029/2001GC000261.
- Scholl D.W., Vallier T.L. (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, 488 p.
- Sinton J.M., Price R.C., Johnson K.T.M., Staudigel H., Zindler A. (1993)** – Petrology and geochemistry of submarine lavas from the Lau and North Fiji back-arc basins. In: Kroenke L.W., Eade L.V. (Eds.) *Basin formation, ridge crest processes and metallogenesis in the north Fiji basin*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Houston, Texas, 15, 119-135.
- Tanahashi M., Kisimoto K., Joshima M., Jarvis P., Iwabuchi Y., Ruellan E., Auzende J.-M. (1994)** – 800-km-long N-S spreading system of the North Fiji Basin. *Marine Geology* 116, 5-24.
- Taylor B., Zellmer K., Martinez F., Goodliffe A. (1996)** – Seafloor spreading in the Lau back-arc basin. *Earth and 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., 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 G.K., Gascoyne J., Colley H. (2000)** – Rapid rotation of Fiji: Paleomagnetic evidence and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 105(B3), 5771-5781.
- Turner S., Hawkesworth C. (1998)** – Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau basin. *Geology* 26, 11, 1019-1022.
- Vallier T.L., Jenner G.A., Frey F.A., Gill J.B., Davis A.S., Volpe A.M., Hawkins J.W., Morris J.D., Cawood P.A., Morton J.L., Scholl D.W., Rautenschlein M., White W.M., Williams R.W., Stevenson A.J., White L.D. (1991)** – Subalkaline andesite from the Valu Fa Ridge, a back-arc spreading centre in the Lau basin: petrogenesis, comparative chemistry and tectonic implications. *Chemical Geology*, 227-256.

- Volpe A.M., Mac Dougall J.D., Hawkins J.W. (1988)** – Lau basin basalts: trace element and isotopic evidence for heterogeneity in back-arc basin mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 174-186.
- Von Stackelberg U., 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. *Geologische Jahrbuch*, Reihe D, Heft 92, Hannover, 1-660.
- Weissel J.K. (1977)** – Evolution of the Lau Basin by the growth of small plates. In: Talwani M., Pitman W.C. (Eds.) *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc basins*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 1, 429-436.
- Wiedicke W., Collier J. (1993)** – Morphology of the Valu Fa spreading centre in the southern Lau basin. *Journal of Geophysical Research* 98, 11769-11782.
- Wiedicke W., Habler W. (1993)** – Morphotectonic characteristics of a propagating spreading system in the northern Lau basin. *Journal of Geophysical Research* 98, 11783-11797.
- Zellmer K.E., Taylor B. (2001)** – A three-plate kinematic model for Lau Basin opening. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, 2000GC000106.

Article reçu le 30 juillet 2004, accepté le 12 mars 2005

