

CONVENTIONS

SCIENCES DE LA TERRE

GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE

N° 4

1991

Reliefs sous-marins et anomalies
du géoïde dans la Zone Economique
de Nouvelle Calédonie

Stephane CALMANT

Convention ORSTOM / MRES
n° 90-353

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

CENTRE DE NOUMÉA

ORSTOM

CONVENTIONS
SCIENCES DE LA TERRE
GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE

N° 4

1991

**Reliefs sous-marins et anomalies
du géoïde dans la Zone Economique
de Nouvelle Calédonie**

Stephane CALMANT

**Convention ORSTOM / MRES
n° 90-353**

ORSTOM

**L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

CENTRE DE NOUMÉA

© ORSTOM, Nouméa, 1991

/Calmant, S.

Reliefs sous-marins et anomalies du géoïde dans la Zone Economique de Nouvelle Calédonie

Nouméa : ORSTOM. Décembre 1991, 19 p.

Conv. : Sci. Terre : Géol. géophys ; 4

Ø66GPHMAR; 126TELAPPØ5

OCEANOGRAPHIE SPATIALE; GEOPHYSIQUE; GUYOT; TELEDETECTION; BATHYMETRIE;
GEOIDE; MODELISATION; ZONE ECONOMIQUE EXCLUSIVE/NOUVELLE CALEDONIE

Imprimé par le Centre ORSTOM
de Nouméa
Décembre 1991



Résumé.....	1
Avant-propos.....	2
1. Généralités, contexte scientifique	3
2. Les données de hauteur du géoïde et leur traitement	4
3. Conversion de la grille de géoïde en une grille de bathymétrie.....	8
4 Traitement des incertitudes.....	12
5. Validations	13
6. Le logiciel	13
7.Références.....	14

Résumé

Dans ce rapport, sont présentés de nouveaux algorithmes de calcul tri-dimensionnel de hauteurs bathymétriques à partir de données satellitaires de hauteur de la mer. Ces algorithmes permettent une étude des différents types de structures bathymétriques (monts sous-marins, rides et plateaux) présents dans les régions océaniques géologiquement complexes comme la Zone Economique de Nouvelle-Calédonie.

Un mont sous marin non encore cartographié a été détecté à l'extrême Est de la zone d'étude.

Abstract

In this report, new algorithms for the computation of bathymetric heights from satellite data of sea surface height are presented. These allow to study every kind of bathymetric features (seamounts, ridges and plateaus) one can encounter in geologically complex regions such as the EEZ of New-Caledonia, SW Pacific.

A new uncharted seamount has been detected at the easternmost part of the studied area.

Avant-propos

Cette convention "Reliefs sous-marins et anomalies du géoïde dans la Zone Economique de Nouvelle Calédonie" fait suite aux travaux déjà réalisés sur la Zone Economique de Polynésie Française sur financement MRES. Dans le but d'étendre notre méthode de prédiction bathymétrique à des zones moins favorables que la Polynésie Française, nous avons été amenés à revoir en partie les algorithmes présentés précédemment. Ces nouveaux algorithmes, plus rigoureux quant au traitement des données de géoïde et des incertitudes associées aux résultats ont nécessité l'achat d'un matériel informatique plus performant dédié à ce travail et sur lequel il a fallu transférer l'ancienne chaîne de traitement graphique interactive.

De nouvelles données (Geosat, ERS-1) devaient venir compléter celles déjà disponibles (Geos-3, Seasat). Pour les données Geosat, la mission géodésique (très grande couverture au sol) est restée classifiée par l'US NAVY dans la bande de latitude qui nous concerne. Seules les données de l'Exact Repeat Mission ont pu être intégrées, ce qui ne constitue pas un gros apport de couverture spatiale. Le programme européen ERS-1 a pris du retard et les données altimétriques ne sont toujours pas disponibles. De même que pour les données Topex/Poséidon, celles d'ERS-1 ne devraient pas être disponibles avant la fin 92.

Ce rapport présente la méthodologie élaborée dans le cadre de cette convention et les utilisations qui peuvent en être faites à partir de la chaîne de traitement opérationnelle à la demande pour la cartographie de la ZEE de Nouvelle Calédonie.

1. Généralités, contexte scientifique

La cartographie marine de grands fonds est une activité de sciences appliquées importante car la bathymétrie est une donnée de base pour bien des applications. Elle est utilisée dans des domaines aussi divers que l'économie (recherche de ressources minérales et/ou vivantes), la juridiction, la défense, la navigation et bien sûr les sciences de la Terre. Le problème fondamental est le coût de la cartographie par les méthodes classiques de missions de navires océanographiques. L'altimétrie satellitaire offre une alternative intéressante car ses mesures (la hauteur de la mer par rapport à une Terre de référence) peuvent être converties en données de gravité puis en valeurs de bathymétrie via un modèle géophysique. Son application à la bathymétrie est complémentaire de la mission bateau: elle est moins détaillée mais couvre l'ensemble des océans. Son coût est réduit au développement et à l'exploitation de logiciels scientifiques, les mesures étant du domaine public.

Les cartes bathymétriques que nous sommes à même de produire ont une précision de quelques centaines de mètres sur la profondeur et d'une dizaine de kilomètres sur la localisation. Lorsque cette précision est suffisante, par exemple pour la détermination de nouvelles zones de pêche ou l'évaluation globale de ressources marines d'une ZEE, ces informations peuvent être utilisées directement. Dans le cas où une cartographie plus fine est recherchée, ces cartes peuvent alors servir à pré-carter une zone importante à couvrir et cibler les objectifs de missions océanographiques disposant de moyens de cartographie à plus haute résolution mais dont l'emploi est ainsi optimisé.

2. Les données de hauteur du géoïde et leur traitement

La distribution irrégulière des masses, tant en surface qu'en profondeur a pour conséquence de déformer les surfaces équipotentielles du champ de gravité de la Terre. Ces surfaces équipotentielles sont des surfaces d'équilibre pour les fluides. On appelle géoïde la surface équipotentielle qui correspondrait à la surface permanente des océans et qui est matérialisée en première approximation par la surface moyenne de la mer. On utilise cette propriété de coïncidence entre équipotentielle de gravité et surface océanique pour accéder au champ de gravité par simple cartographie de la topographie de l'eau. Aux hautes fréquences (soit à des échelles spatiales inférieures à quelques centaines de kilomètres), cette topographie de surface est fortement corrélée à la bathymétrie puisque cette dernière constitue le plus important contraste de densité superficiel (eau-roche).

Geos-3 en 1975, Seasat en 1978 puis Geosat en 1987-1988 sont les trois satellites altimétriques qui ont collecté des données de hauteur instantanée de la mer utilisés en géophysique. Ces satellites possédaient un altimètre radar embarqué qui envoie continuellement des impulsions en direction du nadir et qui se réfléchissent à la surface de l'eau. Du comptage du temps de propagation aller-retour d'une impulsion et de son écho est déduit la hauteur du satellite au dessus de l'eau. La position du satellite dans l'espace étant connue (orbitographie), on en déduit la hauteur instantanée de la mer au dessus d'un modèle de Terre de référence. Après correction des effets externes (marées liquides et solides, conditions atmosphériques, état de surface de l'eau...), on tend vers une estimation de la hauteur permanente de la mer. Cette hauteur permanente peut être associée à la hauteur du géoïde, aux courants marins près. Les mesures radar sont moyennées sur une seconde, ce qui représente des surfaces océaniques moyennes par mesure de quelques kilomètres carrés.

2.1 corrections des écarts aux points de croisement

Les calculs d'orbitographie et les corrections externes appliquées aux mesures altimétriques pour restituer le géoïde ne sauraient être parfaits et peuvent donc être entâchés d'erreur. Les valeurs de hauteur permanente sont donc obtenues avec une incertitude qui peut être du même ordre de grandeur que l'amplitude du signal lui-même. Nous avons donc été amené à tenir compte de la présence de ces erreurs dans la restitution même du signal sur une grille. Ces erreurs sont de deux types: celles qui restent entièrement corrélées le long d'une trace satellite, ce qui est traduit par un biais sur les mesures et celles qui se décoirent au sein même de la zone d'étude ($1^\circ \times 1^\circ$ dans notre cas). Dans les premières on trouve essentiellement les erreurs dues aux modèles d'orbitographie

et de corrections géophysiques. Dans les secondes, les erreurs instrumentales. Les erreurs dues à la variabilité océanique peuvent intervenir dans les deux groupes. Les premières erreurs sont traitées par une réduction globale des écarts aux points de croisement des traces satellites: on ajoute (ou retranche) aux données de chaque trace une constante -un biais- de façon à ce que les valeurs en un point vu par différentes traces soient les plus proches possibles les unes des autres.

2.1.1 Méthode

Sur de courtes longueurs, les traces satellites peuvent être considérées comme des segments de droite. soient P_1 et P_n les points extrêmes d'une trace T_i (i.e. les points au bord de la zone étudiée) et Q_1 et Q_n ceux d'une autre trace T_j . si :

$$\frac{\overrightarrow{P_1 P_n} \otimes \overrightarrow{P_1 Q_1}}{\overrightarrow{P_1 P_n} \otimes \overrightarrow{P_1 Q_m}} < 0 \quad \text{et} \quad \frac{\overrightarrow{P_1 P_n} \otimes \overrightarrow{P_n Q_1}}{\overrightarrow{P_1 P_n} \otimes \overrightarrow{P_n Q_m}} < 0 \quad [1]$$

alors T_i et T_j se croisent. La flèche supérieure indique des vecteurs et \otimes le produit vectoriel. Cette opération est renouvelée en faisant converger les indices jusqu'à détection des couples encadrant le croisement. Cette méthode constitue un moyen particulièrement rapide et efficace de recherche des positions des points de croisement. Son emploi est seulement limité à des zones d'une extension suffisamment restreinte pour que l'hypothèse de traces rectilignes reste valable.

Pour chacune des deux traces, une valeur interpolée $n(x)$ au lieu du croisement x est obtenu à l'aide de l'interpolateur de Bjerhamar:

$$n(x) = \frac{\sum_s n(s) / (x-s)^3}{\sum_s (x-s)^3} \quad [2]$$

Si le $k^{\text{ième}}$ point de croisement implique les $i^{\text{ième}}$ et $j^{\text{ième}}$ traces, il forme la relation suivante (Menke, 1984):

$$0 \cdot a_1 + \dots + 1 \cdot a_i + \dots + -1 \cdot a_j + \dots + 0 \cdot a_n = \Delta n_k \quad [3]$$

où les a_i sont les N biais relatifs aux N traces et Dn_k est l'écart au $k^{\text{ième}}$ point de croisement ($\Delta n_k = n(x)_i - n(x)_j$). Pour l'ensemble des K points de croisement, on obtient un système d'équation qui s'écrit sous forme matricielle :

$$G A = D \quad [4]$$

A étant la matrice colonne formée par les N biais, D celle formée par les K écarts aux points de croisement et G est le modèle $K \times N$ dont la $k^{\text{ième}}$ ligne est remplie par des 1 et des 0 selon [3]. Les biais sont définis à une constante près et le système [4] est sous déterminé. On ajoute une contrainte de Lagrange par bloc de traces entrecroisées pour lever la sous détermination:

$$Y_b: \sum_{i=1}^N \delta_{bj \cdot a_i} = 0 \quad [5]$$

avec b l'ordinal du bloc sur lequel porte la contrainte et j l'ordinal du bloc auquel appartient la $i^{\text{ième}}$ trace. Les équations normales d'un tel système de contrainte sont :

$$\partial Y_b / \partial a_i = \delta_{ib} \quad [6]$$

Si une trace i est isolée, $\det(G^t G) = 0$. On impose alors $\{G^t G\}_{ij} = \delta_{ij}$ ce qui impose $a_i = 0$. L'ensemble est résolu par moindres carrés:

$$\begin{pmatrix} A \\ \Lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G^t G & L \\ L^t & 0 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} D \\ 0 \end{pmatrix} \quad [7]$$

Λ est la matrice colonne formée par les B multiplicateurs de Lagrange, L est la matrice $B \times N$ des conditions de Lagrange et 0 une matrice colonne formée de 0. Une fois les mesures corrigées des biais, les traces sont bien recalées entre elles au sein des blocs mais pas les blocs entre eux. Parti du principe que les traces étaient décalées les unes des autres seulement de biais, on applique ce même principe aux blocs entre eux. On définit les biais entre blocs comme la différence entre la moyenne des valeurs au sein d'un bloc donné et la moyenne de valeurs extrapolées à ces coordonnées à partir des valeurs d'un bloc de référence. Le bloc de référence est choisi comme étant celui contenant le plus de points de mesures. L'extrapolation est faite par collocation (c.f. § suivant). Ainsi déterminés, ces biais de bloc sont appliqués aux mesures appartenant aux blocs concernés.

2. 2 Interpolation des hauteurs du géoïde sur une grille régulière

La signature gravitationnelle de la structure bathymétrique est alors évaluée comme la différence entre les valeurs le long des traces et un niveau de référence sensé représenter le fond bathymétrique de référence. Pour passer à l'étape d'interpolation, nous avons utilisé la méthode de collocation. Cette méthode a l'avantage de faire l'interpolation à partir de la connaissance statistique que l'on a de la grandeur à extrapoler et de la qualité de son échantillonnage. L'interpolateur est ainsi reconstruit pour chaque zone et chaque distribution géographique des données, sur la base de la corrélation spatiale entre les points de mesures et les points de grille, les points de grille entre eux et enfin du rapport signal sur bruit des mesures. Cette méthode présente l'inconvénient d'effectuer un lissage de la fonction. Elle présente l'avantage de ne pas introduire de fausse information implicitement contenue dans un interpolateur généraliste (polynômes, spline...) plus ou moins bien adapté et enfin de permettre une évaluation de l'incertitude sur le résultat qui est associée à cette interpolation. Selon que le point de grille est loin ou proche des points de mesures, l'incertitude sur la valeur donnée en ce point sera importante ou faible. Ceci est indispensable si on veut évaluer in-fine l'apport des données dans le produit final.

2.2.1 Méthode

L'interpolation par collocation, en présence d'erreur sur les données, est donnée par la formulation suivante (Moritz, 1978; Tarantola, 1987)

$$n(r) = n_0(r) + C_{nn}^t(s',r) (C_{nn}(s',s) + \mathcal{E}(s',s))^{-1} n_r(s) \quad [8]$$

avec r un point de grille et s un point de mesure. $n(r)$ est la hauteur du géoïde interpolée, $n_0(r)$ une valeur initiale a-priori et $n_r(s)$ les résidus de mesure formés par différence entre les données et des valeurs a-priori. C_{nn} est la matrice de covariance entre points de mesures (s',s) et entre point de grille et points de mesures (s',r) . $\mathcal{E}(s',s)$ représente la matrice de covariance des erreurs. Les erreurs à grande longueur d'onde ayant été prises en compte dans l'ajustement des écarts aux points de croisement, les erreurs ici considérées sont les erreurs instrumentales. Ces erreurs sont traitées comme des bruits blancs, i. e. des erreurs décorrélatées d'une mesure à l'autre. Leur représentation est donc :

$$\mathcal{E}(s',s) = \sigma_{instr}^2 \delta(s',s) \quad [9]$$

σ_{instr}^2 représente l'incertitude associée à la mesure pour chacun des altimètres. Les valeurs utilisées sont 30 cm pour Geos 3* , 10 cm pour Seasat et 8 cm pour Geosat.

Dans le cas de notre étude, sur de si petites zones, il n'existe pas de modèle assez développé à même de fournir une solution a-priori et une fonction de covariance appropriés et ceux-ci doivent donc être déterminés empiriquement. Pour le cas de volcan construit sur un plancher océanique sensu stricto (type Polynésie Française) la solution a-priori $n_0(x)$ est prise comme le minimum des données sur la zone, et la fonction de covariance à été définie empiriquement comme :

$$C(\rho) = \sigma_0^2 / (1 + \rho/\zeta_{1/2}) \quad [10]$$

où ρ est la distance sphérique entre les 2 points à corrélérer et $\zeta_{1/2}$ une longueur caractéristique de décorrélation établie à 0.4° (Baudry et Calmant, 1991). L'auto-covariance $C(0) = \sigma_0^2$ est donnée par la variance des valeurs de mesure. Pour les structures plus allongées comme des rides (type Nouvelle-Calédonie, Loyauté...) la redéfinition d'un niveau de référence et d'une fonction de covariance anisotrope, mieux adaptés à une géométrie spécifique, sont en cours.

3. Conversion de la grille de géoïde en une grille de bathymétrie

L'anomalie du géoïde intègre l'ensemble des défauts et/ou excès de masses localement présents. Elle est donc contrôlée par la valeur même des contrastes de densité mais aussi par leur géométrie. La restitution bathymétrique n'est rien d'autre que la restitution d'un contraste de densité particulier: l'interface eau roche. On a recours à un modèle géophysique pour rendre compte de tous les autres facteurs, contrastes de densités et géométrie des interfaces situés sous le fond de la mer, i. e. au sein de la lithosphère.

Trois cas sont à envisager: la structure bathymétrique est un volcan mis en place sur un plancher de type océanique, ce volcan s'est formé sur une ride ou un plateau de type continental, la structure est elle même une ride ou un plateau de type continental.

* les tests préliminaires de modélisation ont montré que pour geos-3, cette représentation des erreurs était insuffisante, obligeant à ne pas utiliser ces mesures. Une modélisation plus fine est donc à envisager.

3.1 Modèle Géophysique pour un volcan sur un plancher océanique.

On utilise le modèle dit de plaque mince élastique. A ce titre un élément déterminant est l'âge relatif du fond et de la structure bathymétrique dans le cas d'un fond océanique. De cet âge dépendent les caractéristiques thermo-mécaniques du plancher qui se sera alors plus ou moins déformés sous le poids de la structure, produisant une déformation des interfaces de densité internes à la lithosphère. C'est cette déformation qui est modélisée par un comportement de plaque élastique. L'épaisseur élastique équivalente de la lithosphère augmente avec la différence d'âge: de 0 à l'axe d'une dorsale à 40 km environ pour des différences d'âges de l'ordre de $1.5 \cdot 10^8$ ans (Calmant et al., 1990). Il en résulte un défaut de masse dans les couches supérieures de la lithosphère qui s'étend au delà de la structure et en module la signature gravitationnelle selon que l'épaisseur élastique est plus ou moins grande. Dans le cas d'une structure jusqu'alors inconnue, cette différence d'âge ne peut bien sûr pas être déterminée avec précision, elle est simplement supposée. De même pour les densités pour lesquelles des valeurs moyennes doivent être utilisées. L'épaisseur élastique et la densité de l'édifice sont donc les paramètres du modèle géophysique à partir desquels nous aurons à estimer l'erreur associée au modèle.

3.1.1 Modèle

La Transformée de Fourier d'une anomalie de géoïde $N(k) = Q(B(k))$ due à une topographie sous marine $b(r)$ et à sa compensation par déformation de la lithosphère sous jacente $w(r)$ est (adapté de Parker, 1972):

$$N(k) = \frac{2\pi G}{g} \left\{ E_1(k) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} \text{FT}[b^n(r)] + E_2(k) \sum_{m=1}^{\infty} \frac{|k|^{m-2}}{m!} \text{FT}[w^m(r)] \right\} \quad [11]$$

avec G la constante gravitationnelle, g la gravité terrestre moyenne et $E_1(k)$ et $E_2(k)$ les relations physiques liant les interfaces de densité et le géoïde:

$$E_1(k) = (\rho_{c2} - \rho_w) e^{-|k|z_0} \quad [12.a]$$

$$E_2(k) = (\rho_{c3} - \rho_{c2}) e^{-|k|(z_0+t_2)} + (\rho_m - \rho_{c3}) e^{-|k|(z_0+t_2+t_3)} \quad [12.b]$$

Le modèle océanique comprend une croûte standard à 2 couches: la couche 2 a une épaisseur t_2 de 2.5 km et une densité ρ_{c2} de 2.6 g.cm^{-3} , la couche 3 une épaisseur t_3 de 5 km et une densité ρ_{c3} de 2.9 g.cm^{-3} et un manteau supérieur de densité

$\rho_m = 3.35 \text{ g.cm}^{-3}$. La densité de la charge volcanique est identique à celle de la couche superficielle 2. z_0 est l'épaisseur de la tranche d'eau. Le modèle de plaque mince élastique permet de décrire $w(r)$ en fonction de $b(r)$. Dans l'espace de Fourier cela se traduit par:

$$W(k) = \Phi(k) B(k) \quad \text{avec} \quad \Phi(k) = \frac{-g(\rho_{c2} - \rho_w)}{D |k|^4 + g(\rho_m - \rho_{c2})} \quad [13]$$

avec D la raideur de la plaque élastique équivalente. Une approximation de [11], linéaire en $B(k)$ (Ribe and Watts, 1982), combinée avec [13], est utilisée pour calculer une valeur de départ $B_0(k)$ de la bathymétrie:

$$B_0(k) = N(k) Z(k)^{-1} \quad [14]$$

$$\text{avec} \quad Z(k) = \frac{2\pi G}{g} |k|^{-1} \{ E_1(k) + E_2(k) \Phi(k) \} \quad [15]$$

Des valeurs de plus en plus fines sont obtenues par itération jusqu'à convergence:

$$B_i(k) = B_{i-1}(k) + \{ N(k) - Q(B_{i-1}(k)) \} Z(k)^{-1} \quad [16]$$

Pour éviter le développement d'instabilités à haute fréquence, $Z(k)^{-1}$ est mis à zéro pour $k > k_{\text{limit}}$ avec k_{limit} croissant itérativement jusqu'à la fréquence de Nyquist. Cette méthode est stable et converge rapidement car l'essentiel de l'énergie du géoïde est contenue dans les tous premiers termes. Cependant, cette itération est indispensable pour recouvrir les détails tels que les sommets des édifices volcaniques.

3.1 Modèle Géophysique pour un volcan sur un plancher de type continental.

Les modes de compensation de cette situation sont assez peu documentés. Cependant, les études d'admittance (relation gravimétrie/topographie) en milieu continental montrent une généralisation de la compensation locale de type Airy jusqu'aux plus courtes échelles spatiales (Rapp, 1989). Nous utiliserons donc ce modèle.

3.2.1 Modèle

Ce modèle est équivalent au modèle de plaque pour $D = 0$ (pas de transmission latérale des contraintes). Le filtre lithosphérique $\Phi(k)$ devient simplement:

$$\Phi(k) = \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} \quad [17]$$

et l'expression de $N(k)$ se simplifie aussi en :

$$N(k) = \frac{2\pi G}{g} \left\{ E_3(k) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} \text{FT}[b^n(\mathbf{r})] \right\} \quad [18]$$

On prend ici une croûte à une seule couche, d'épaisseur t_c de 40 km et de densité ρ_c de 2.65 g.cm^{-3} , ce qui donne pour $E_3(k)$:

$$E_3(k) = (\rho_c - \rho_w) \left(1 - \frac{e^{-|k|t_c}}{\rho_m - \rho_c} \right) e^{-|k|z_0} \quad [19]$$

La profondeur de référence z_0 est la profondeur moyenne autour du relief à modéliser. L'inversion en bathymétrie reste identique avec pour $Z(k)$:

$$Z(k) = \frac{2\pi G}{g} |k|^{-1} E_3(k) \quad [20]$$

3.3 Modèle Géophysique pour un segment de type continental lui même.

La différence essentielle avec le cas 3.2 réside dans les valeurs numériques à utiliser, le modèle géophysique utilisé étant identique au précédent. Pour la profondeur de référence, il faut utiliser la valeur du plancher océanique alentour de la structure. Pour l'épaisseur de croûte, on prendra la valeur moyenne de la croûte océanique totale, soit $t_c = 7.5 \text{ km}$, la densité ρ_c restant de 2.65 g.cm^{-3} .

4 Traitement des incertitudes

Les incertitudes sur la bathymétries sont de deux types. D'une part les incertitudes dues à l'échantillonnage du géoïde (géométrie, précision) et d'autre

part celles dues aux imperfections du modèle, essentiellement quant aux valeurs numériques de l'épaisseur élastique et des densités.

4.1 Incertitudes dues à l'échantillonnage du géoïde

La méthode de collocation utilisée pour obtenir une grille du géoïde permet de la même façon d'obtenir une estimation des incertitudes σ_n associées à cette interpolation. A partir de la covariance a-posteriori $C'_{nn}(r',r)$, donnée par :

$$C'_{nn}(r',r) = C_{nn}(r',r) - C_{nn}^t(s',r) (C_{nn}(s',s) + \mathcal{E}(s',s))^{-1} C_{nn}(r',s) \quad [21]$$

On obtient l'incertitude sur la hauteur du géoïde en r comme $\sigma_n(r) = C'_{nn}(r,r)^{1/2}$. Si la valeur $n(r)$ est bien résolue par les mesures, σ_n tendra vers 0 (σ_n ne sera jamais exactement égale à 0 à cause des σ_{instr}), sinon σ_n restera proche de la valeur initiale σ_0 ($C_{nn}(r,r) = \sigma_0^2$). L'équivalent bathymétrique σ_g des incertitudes sur la grille de géoïde est obtenu à partir de :

$$C_{bb}(r,r') = FT^{-1} \left[\left| Z(k)^{-1} \right|^2 FT \left[C'_{nn}(r,r') \right] \right] \quad [22]$$

De la même façon que pour le géoïde, on obtient l'incertitude sur la bathymétrie en r comme $\sigma_g(r) = C_{bb}(r,r)^{1/2}$. $Z(k)$ est la fonction de transfert assurant le passage entre géoïde et bathymétrie décrite au chapitre 3. et calculée avec des valeurs moyennes pour les différents paramètres.

4.2 Incertitudes dues au modèle géophysique

Les incertitudes $\sigma_m(r)$ dues au modèle géophysique sont évaluées pour deux types de paramètres: l'épaisseur élastique et les densités. Elles sont évaluées comme la différence entre les solutions obtenues avec des jeux de valeurs numériques qui minimisent (faible épaisseur élastique et densités maximales) ou qui maximisent la solution bathymétrique (importante épaisseur élastique et densités minimales).

4.3 Incertitudes totales

Faisant comme hypothèse que les $\sigma_m(r)$ et les $\sigma_g(r)$ sont indépendantes, on peut estimer l'incertitude totale comme étant :

$$\sigma_b(r) = \sqrt{\sigma_m(r)^2 + \sigma_g(r)^2} \quad [23]$$

5. Validations

Le pouvoir prédictif de ces algorithmes a été testé avec succès en Polynésie française et en Nouvelle Calédonie pour la détection et la cartographie de volcans sous marins (Baudry et Calmant, 1991). C'est ainsi qu'à l'extrémité orientale de la Zone Economique de Nouvelle Calédonie un mont sous marin non encore cartographié a été détecté. Les coordonnées du sommet sont :

latitude : 24.4 °Sud

longitude : 173.5 °W

Les figures 1 et 2 donnent une représentation 2D et 3D de ce mont sous marin. La figure 3 indique la répartition géographique des traces satellites.

6. Le logiciel

Le logiciel a pour but de permettre l'enchaînement interactif des différentes étapes classiquement associées à un traitement de données repérées dans l'espace: extraction à partir de fichiers globaux et visualisation, sélection d'une zone d'étude et du jeu de données inclus, calculs géophysiques à partir de ces données avec ajustement interactif des paramètres des modèles, visualisation, stockage et impression des résultats. La figure 2 donne un exemple d'affichage réalisé par le logiciel de traitement: superposition des données altimétriques Seasat et Geosat sur une carte bathymétrique. **A partir de cette visualisation, une zone de 1°x1° peut être sélectionnée pour une restitution bathymétrique à partir des données altimétriques.**

6.1 fichiers globaux

- Bathymétrie (NOAA) à 12x12 points par degré
- Surface moyenne océanique (Goddard Space Flight Center), à 8x8 points par degré
- Anomalies de gravité (Bureau Gravimétrique International) à 4x4 points par degré
- Age de la lithosphère océanique (interpolé des isochrones) à 2x2 points par degré

- Age de la lithosphère océanique (interpolé des isochrones) à 2x2 points par degré
- Modèle de géoïde GEMT-1 (Goddard Space Flight Center) 1x1 point par degré

6.2 Jeux de données

- hauteurs altimétriques Geos-3
- hauteurs altimétriques Seasat
- hauteurs altimétriques Geosat/Exact Repeat Mission (cycles 1 et 2)
- hauteurs altimétriques Geosat/Geodetic Mission (péri-Antartique)

6.3 implantation

- Le logiciel est implanté sur une station de travail SUN spark 2. Outre les compilateurs Fortran et C, il utilise la bibliothèque mathématique NAG et la bibliothèque graphique UNIRAS, notamment ses produits UNIMAP et UNIEDIT. L'ensemble des fichiers de données utilise environ 150 Mo. Il faut compter 50 Mo supplémentaires pour les sauvegardes de jeux de données locaux en cours de session ou pour passer d'une session à une autre. Le matériel nécessaire aux sorties graphiques n'est pas imposé. Au centre ORSTOM de Nouméa, deux types de sorties sont actuellement possibles: couleurs sur VERSATEC pour les formats importants et Laser N/B pour les sorties courantes A4.

7. Références.

Baudry N., Géoïde altimétrique et lithosphère océanique: Application à l'identification de nouvelles structures intraplaques, Thèse de Docteur en Sciences de l'Université de Paris Sud, 1987.

Baudry N. et S. Calmant, 3-D modelling of seamount topography from satellite altimetry, Geophysical Research Letters, 18, 1143-1146, 1991.

Calmant S, J. Francheteau and A. Cazenave, Elastic layer thickening with age of the oceanic lithosphere: a tool for prediction of the age of volcanoes or oceanic crust, Geophysical Journal International, 100, 59-67, 1990

Menke W., Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press Inc, Orlando, Florida, 1984.

Moritz H., Least square collocation, Review of Geophys. and Space Phys., 16, 421-430, 1978.

Parker R.L., The rapid calculation of potential anomalies, Geophys. J. R. astr. Soc., 31, 447-455, 1972.

Rapp R. H., The decay of the spectrum of the gravitational potential and the topography for the Earth, Geophys. J. Int., 99, 449-455, 1989.

Ribe N.M. et A.B. Watts, The distribution of intraplate volcanism in the Pacific Ocean basin: a spectral approach, Geophys. J. R. astr. Soc., 71, 333-362, 1982.

Tarantola A., Inverse Problem Theory, Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier Science Publisher B. V., Amsterdam, The Netherlands, 1987.

-24

figure 1

latitude

-25

173

longitude

174

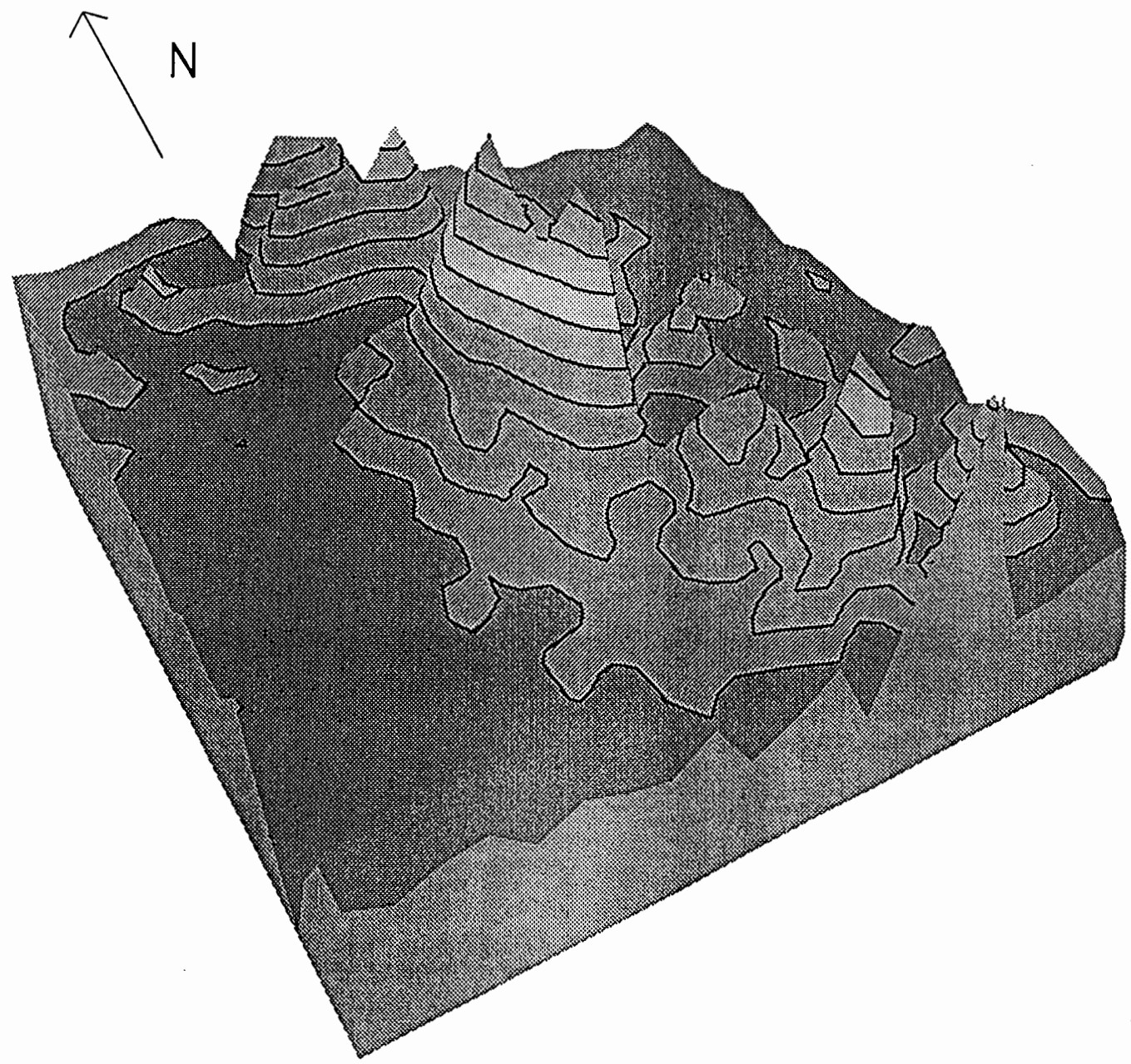


-24.4
173.5

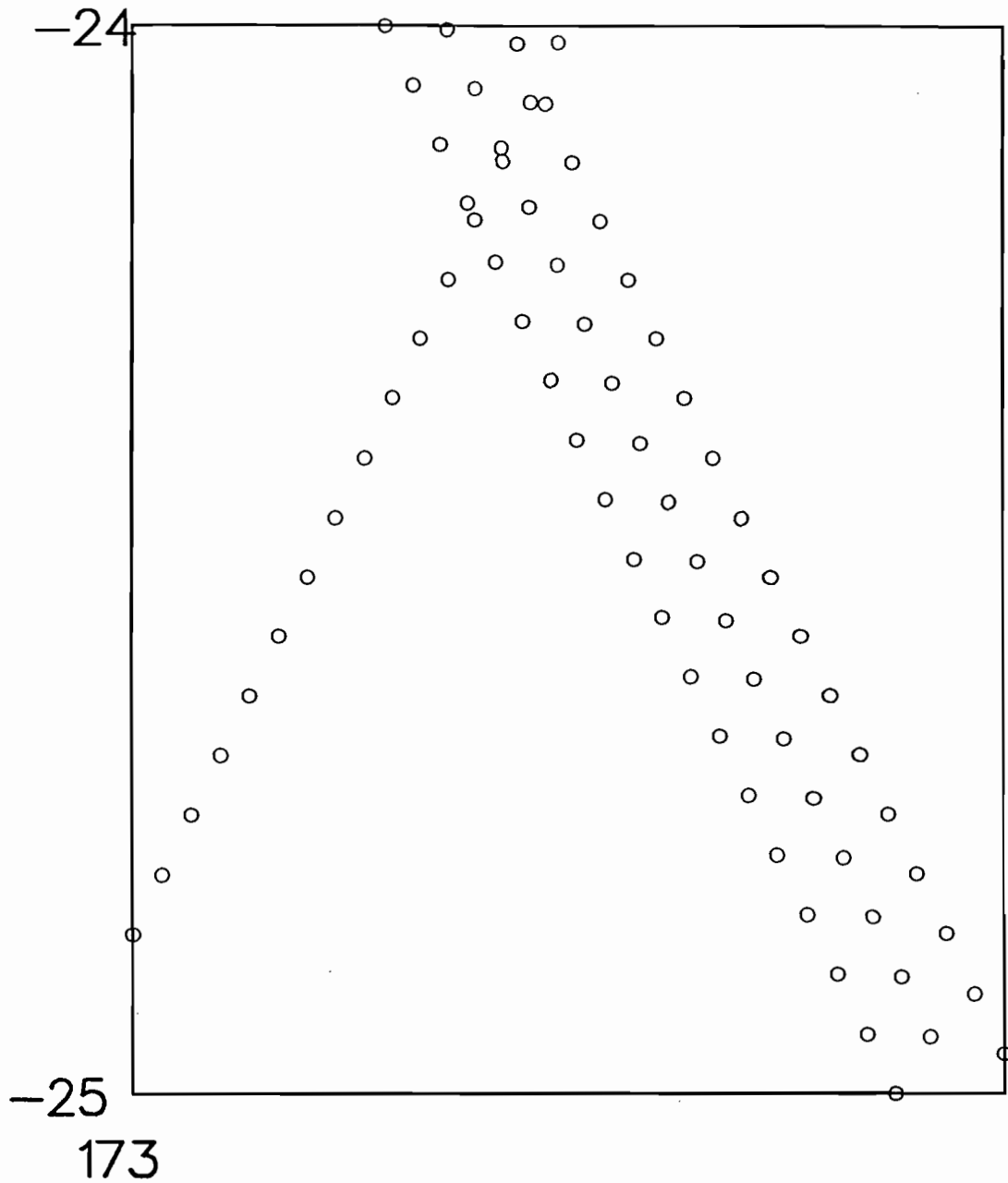
ABOVE	-1750
-1979	-1750
-2208	-1979
-2437	-2208
-2667	-2437
-2896	-2667
-3125	-2896
-3354	-3125
-3583	-3354
-3812	-3583
-4042	-3812
-4271	-4042
-4500	-4271
BELOW	-4500

bathymetrie du mont detecte

Figure 2 A7



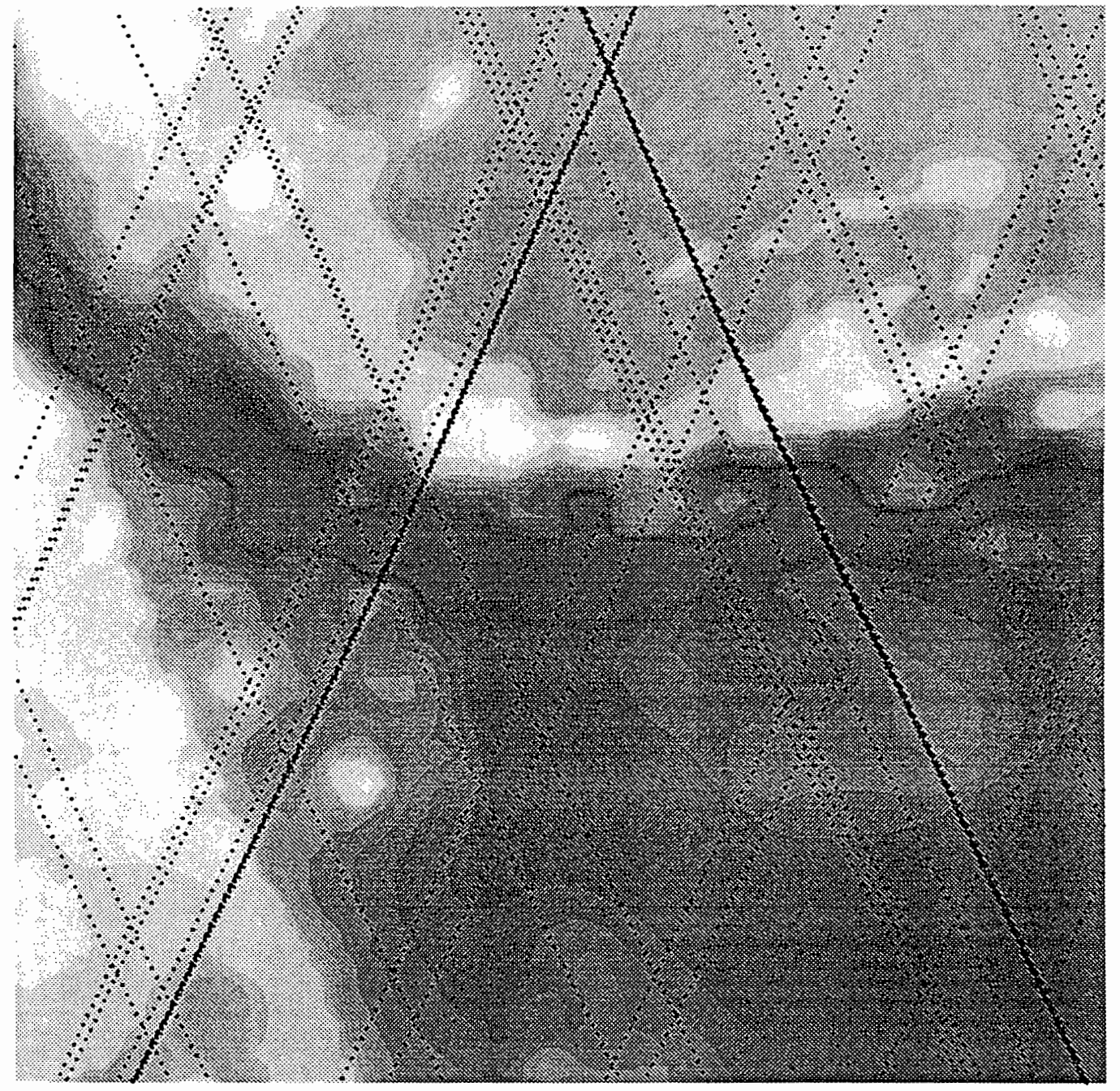
bloc 3D du mont detecte



localisation des mesures altimetriques
traces Seasat et Geosat/ERM

-20

-26



169

175

bathymetrie

+ traces SEASAT et GEOSAT

