

CONVENTIONS  
SCIENCES DE LA TERRE

GÉOPHYSIQUE

N° 2

1988

Recherche de monts sous-marins  
non cartographiés en Polynésie Française  
par l'analyse de données altimétriques satellitaires  
1<sup>re</sup> partie: Cartographie du géoïde

Nicolas BAUDRY

Convention ORSTOM/MRES  
du 7 décembre 1987

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Centre de Nouméa

ORSTOM

**CONVENTIONS**  
**SCIENCES DE LA TERRE**

**GÉOPHYSIQUE**

**N° 2**

**1988**

**Recherche de monts sous-marins  
non cartographiés en Polynésie Française  
par l'analyse de données altimétriques satellitaires  
1<sup>re</sup> partie: Cartographie du géoïde**

**Nicolas BAUDRY**

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

**ORSTOM**

**CENTRE DE NOUMEA**



Ce rapport est la première partie du rapport final concernant la convention de décembre 1987 entre de l'ORSTOM et le MRES (décision 87 L 0563): Recherche de monts sous-marins non cartographiés en Polynésie Française, par l'analyse des données altimétriques satellitaires.

Cette première phase porte sur la cartographie fine du géoïde, et l'identification des nouveaux volcans sous-marins.

Merçi à H.Lefour et G.Gabalda qui ont écrit un grand nombre d'utilitaires pour manipuler et mettre en forme les fichiers de données. Merçi également à F.Albert, J.Butscher, M.Menezo, F.Missègue, J.Picaut et P.Ribère.

MÔTS-CLES : ALTIMETRIE, SATELLITE SEASAT, POLYNESIE FRANCAISE, VOLCAN SOUS MARIN,  
GEOIDE, SATELLITE GEOS-3

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	3
1) DONNEES UTILISEES, COUVERTURE TOTALE	5
2) RETRAIT D'UN MODELE DE POTENTIEL	17
3) FILTRAGE	21
4) INTERPOLATION	26
5) CORRECTION DES ERREURS D'ORBITE	31
6) RESULTATS	37
Références citées	40

## INTRODUCTION

Le but de cette étude est de cartographier les courtes longueurs d'onde des variations de hauteur du niveau moyen de la mer, afin de détecter de nouveaux monts sous-marins non cartographiés dans la Zone Economique Exclusive de Polynésie Française.

La surface moyenne des océans représente, aux effets océanographiques près, une surface équipotentielle du champ de gravitation terrestre, ou géoïde. Cette surface n'est pas une surface simple. Elle présente par rapport à un ellipsoïde des creux et des bosses dont l'amplitude peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Ces ondulations sont dues aux hétérogénéités de densité à l'intérieur de la terre, dont l'extension latérale et la profondeur sont très variables. La forme du géoïde est due à la somme des effets de chacune de ces anomalies de masse.

Plusieurs satellites ont permis de mesurer avec précision la forme de la surface moyenne de l'océan. Le principe de la mesure est simple: un radar embarqué mesure le temps de propagation d'une onde électromagnétique entre le satellite et la surface de l'océan au nadir. Ce temps de propagation, et la position exacte du satellite à l'instant de la mesure, permettent d'obtenir la hauteur de l'océan au dessus d'une surface de référence avec une précision de quelques centimètres. Nous avons utilisé dans cette étude les données des satellites SEASAT et GEOS-3. Nous disposerons en 1989 des données du satellite GEOSAT.

Les reliefs sous-marins, qui représentent un excès de masse par rapport à l'eau environnante, produisent sur le géoïde des ondulations de plusieurs dizaines de cm d'amplitude et dont la longueur d'onde est de 50km à quelques centaines de km. Ainsi, aux courtes longueurs d'onde, le géoïde est essentiellement dominé par l'effet de la topographie du fond des océans. Si l'on extrait et si l'on cartographie les courtes longueurs d'onde des variations de la hauteur de l'océan, on obtient une carte des déformations de la surface de la mer dues essentiellement aux reliefs sous-marins. Le but de cette étude est d'obtenir une telle carte pour la ZEE de Polynésie. Chaque étape du traitement des données est rapidement décrite. La modélisation des sources, nécessaire si l'on veut estimer avec plus de précision la taille est la forme des volcans que nous identifierons, sera réalisée dans une seconde étape.

La Figure 0.1 représente la bathymétrie simplifiée de la région de Polynésie, d'après le fichier SYNAPS (équivalent dans cette région à la carte GEBCO). Les isobathes représentées sont les isobathes 1000, 2000, 3000, 4000 et 5000 mètres. Les zones de fracture des Australes et des Marquises recoupent les chaînes volcaniques des Australes, Sociétés, Tuamotu, Gambiers et Marquises.

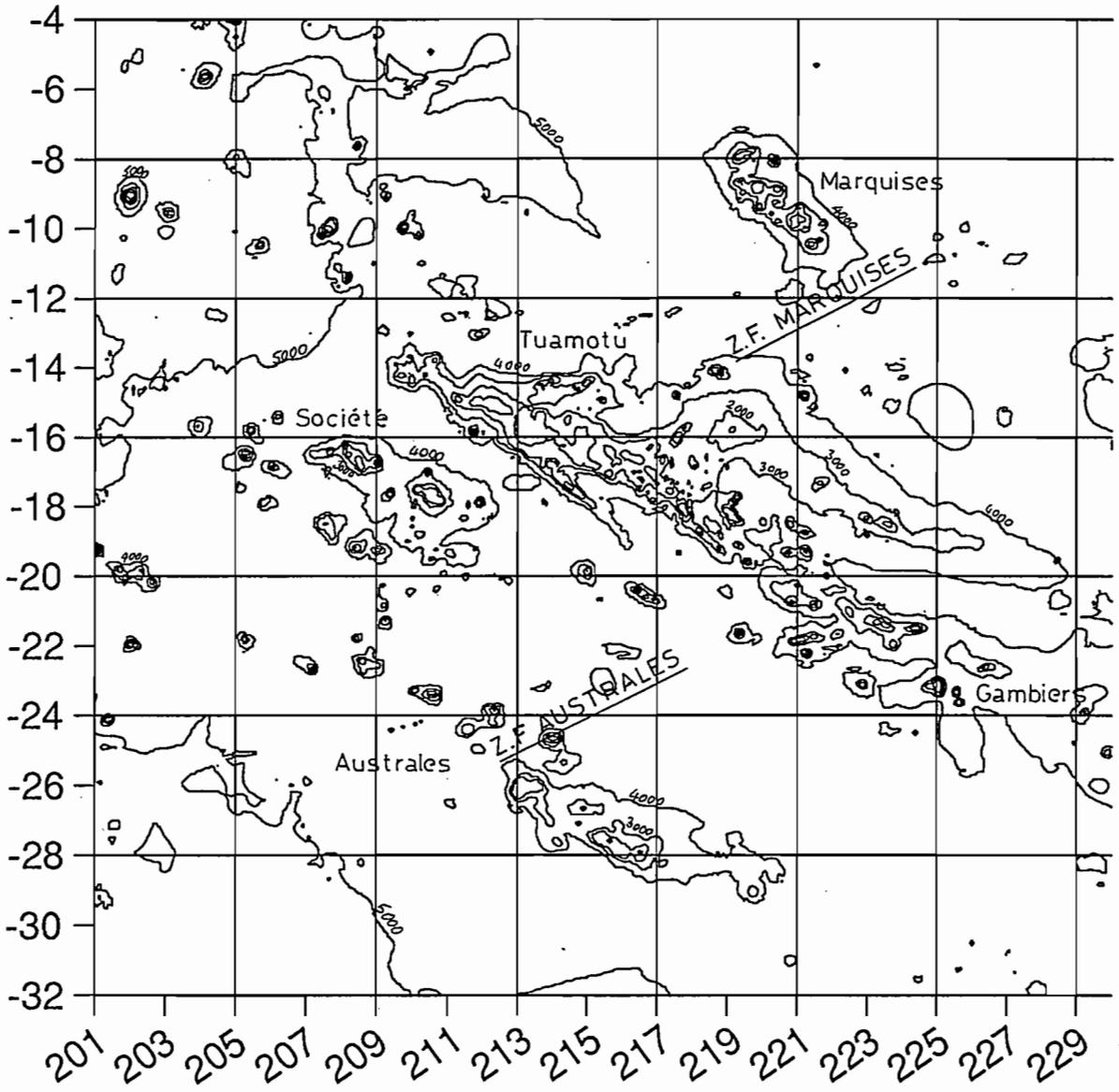


Figure 0.1

## 1) DONNEES UTILISEES, COUVERTURE TOTALE

Les Figures 1.1 à 1.4 montrent la couverture altimétrique totale disponible des satellites SEASAT et GEOS-3 sur la zone. Le long des profils, les mesures sont prises par l'altimètre à raison de 10 par seconde, puis moyennées sur 1 seconde. Le pas de mesure au sol est alors d'environ 7km pour SEASAT et 6km pour GEOS-3. Les données nous ont été fournies par R.H. Rapp (Ohio State University). La numérotation des profils est arbitraire. Dans la zone d'étude, les données SEASAT consistent en 48580 mesures, et les données GEOS-3 en 32370 mesures.

Certains profils présentent des interruptions d'enregistrement correspondant généralement au passage du satellite au dessus d'une terre émergée. La réflexion de l'onde radar donne alors une valeur aberrante de temps de propagation, et la mesure est éliminée. Quelques traces sont superposées: elles correspondent à plusieurs passages décalés dans le temps sur une orbite répétitive. Dans ce cas seule la trace la moins bruitée a été conservée.

Certains profils GEOS-3 présentent une variation dans le pas d'échantillonnage, ou des points de mesure isolés. Ces profils et ces points ont été éliminés. Le filtrage que nous appliquerons ensuite aux profils nécessite que les profils aient une longueur suffisante, afin d'éviter les effets de bord. Tous les profils SEASAT et GEOS-3 de moins de 100 points ont été supprimés.

Enfin, certains profils GEOS-3 ayant un niveau de bruit anormalement élevé (supérieur à 1 mètre) ont été retirés (Figure 1.5).

La couverture finale effectivement utilisée pour notre étude est montrée Figures 1.6 à 1.9. 30500 données GEOS-3 et 48450 données SEASAT ont été conservées. La Figure 1.10 montre la couverture finale pour SEASAT seul et la Figure 1.11 la couverture finale pour SEASAT et GEOS-3. On voit que les données GEOS-3 permettent souvent de combler les zones où la couverture SEASAT est faible ou absente.

Figure 1.1  
Profiles GEOS-3 ascendants  
Couverture brute

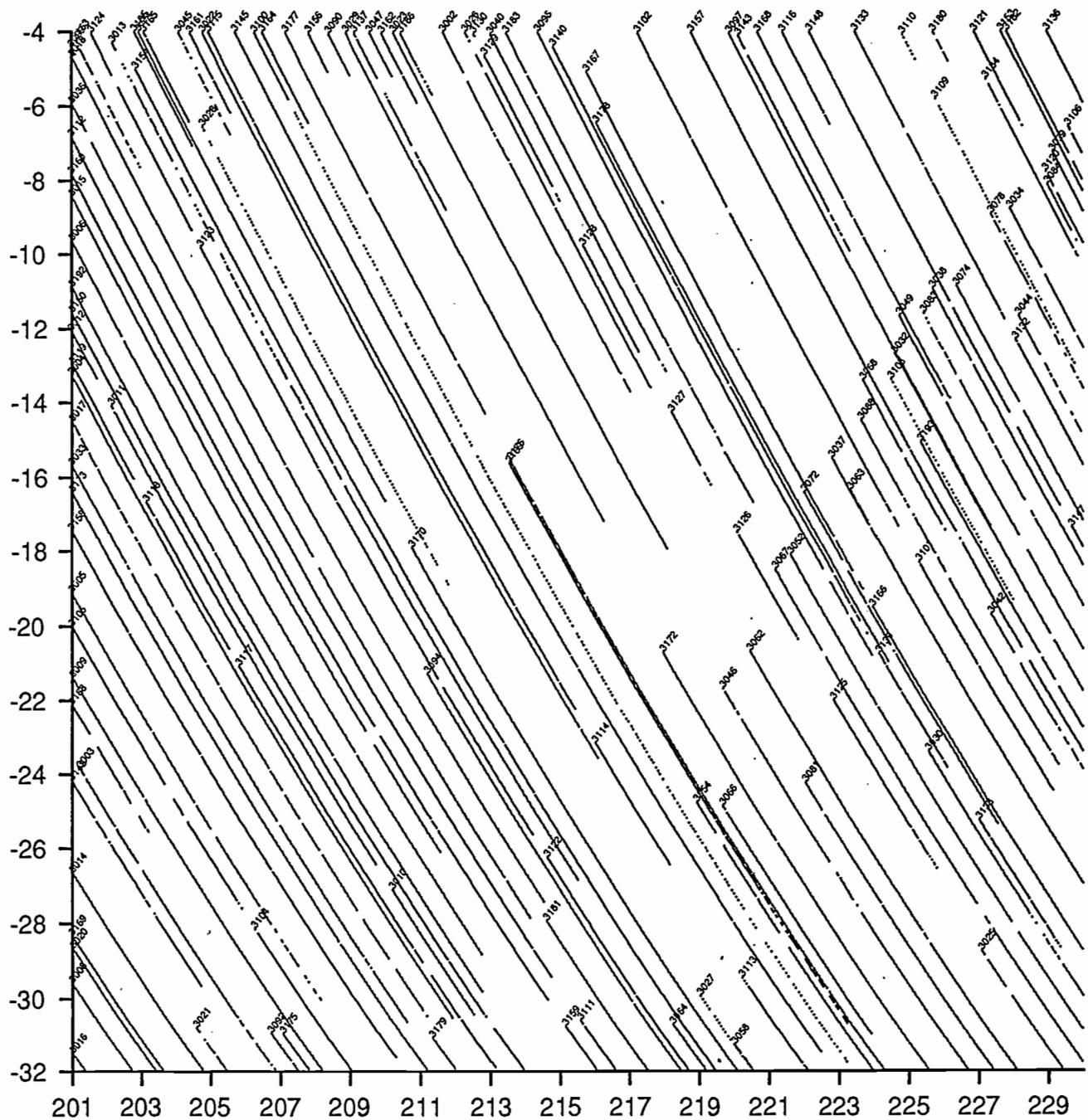


Figure 1.2  
Profiles GEOS-3 descendants  
Couverture brute

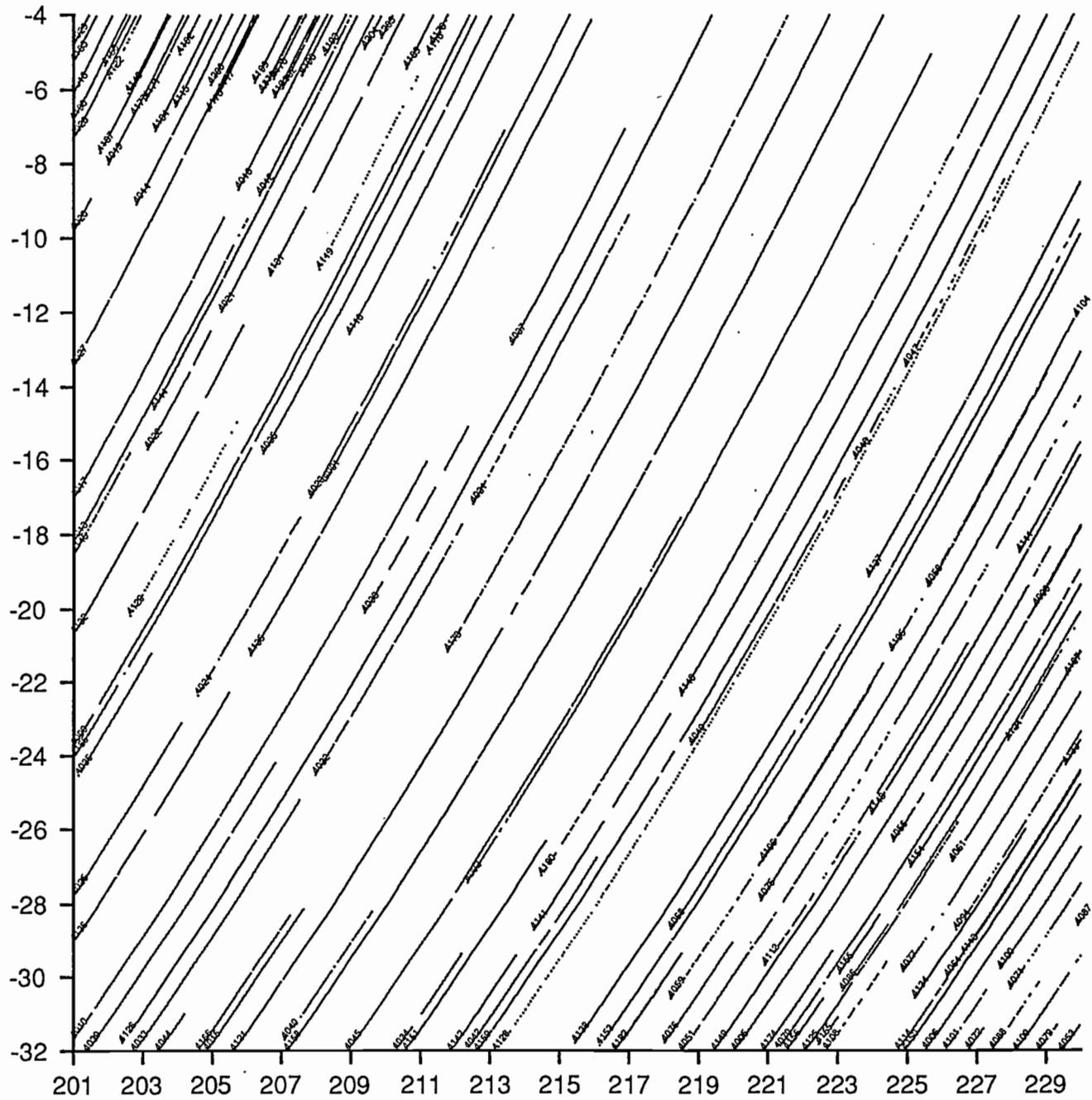


Figure 1.3  
Profiles SEASAT ascendants  
Couverture brute

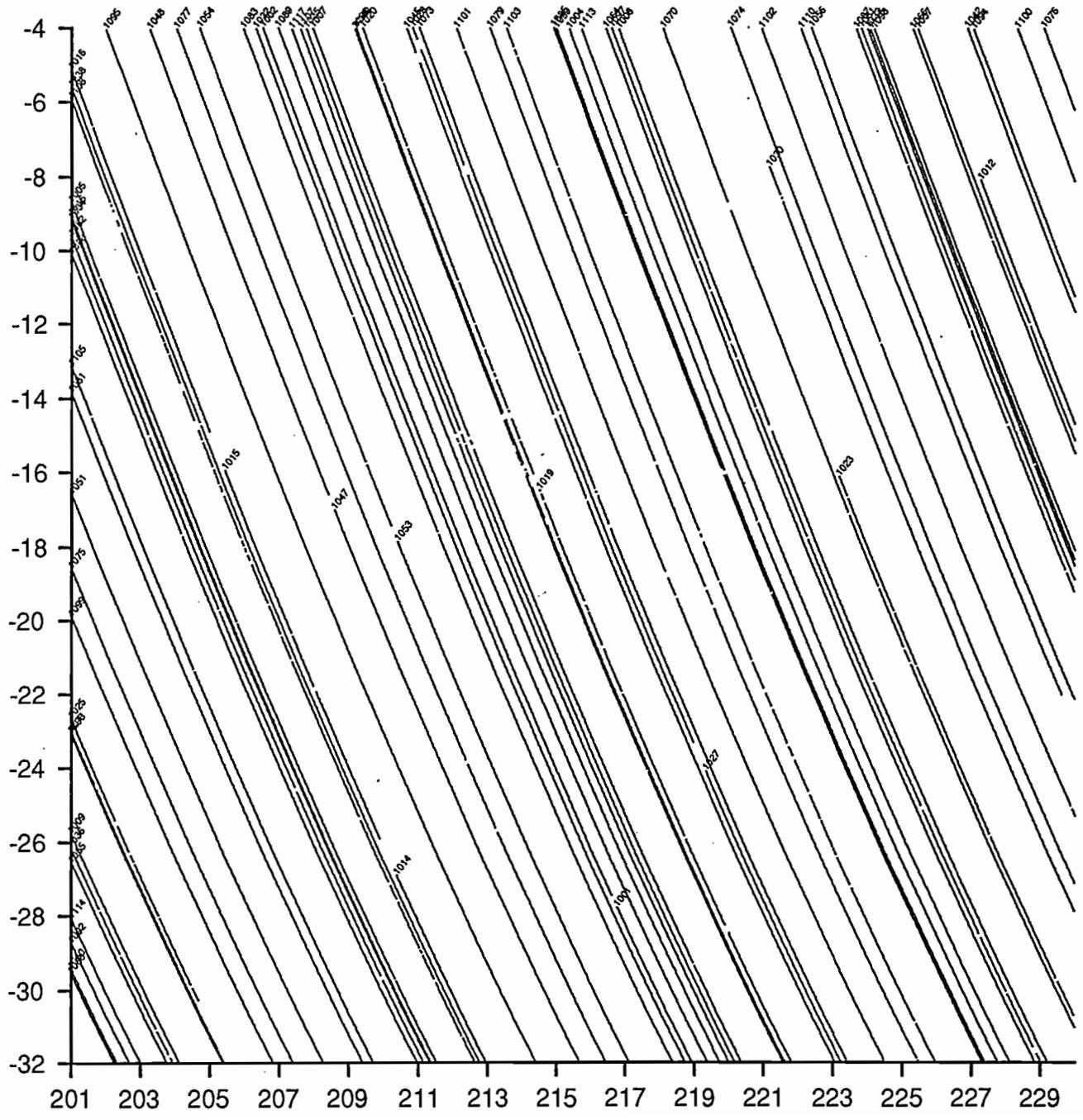
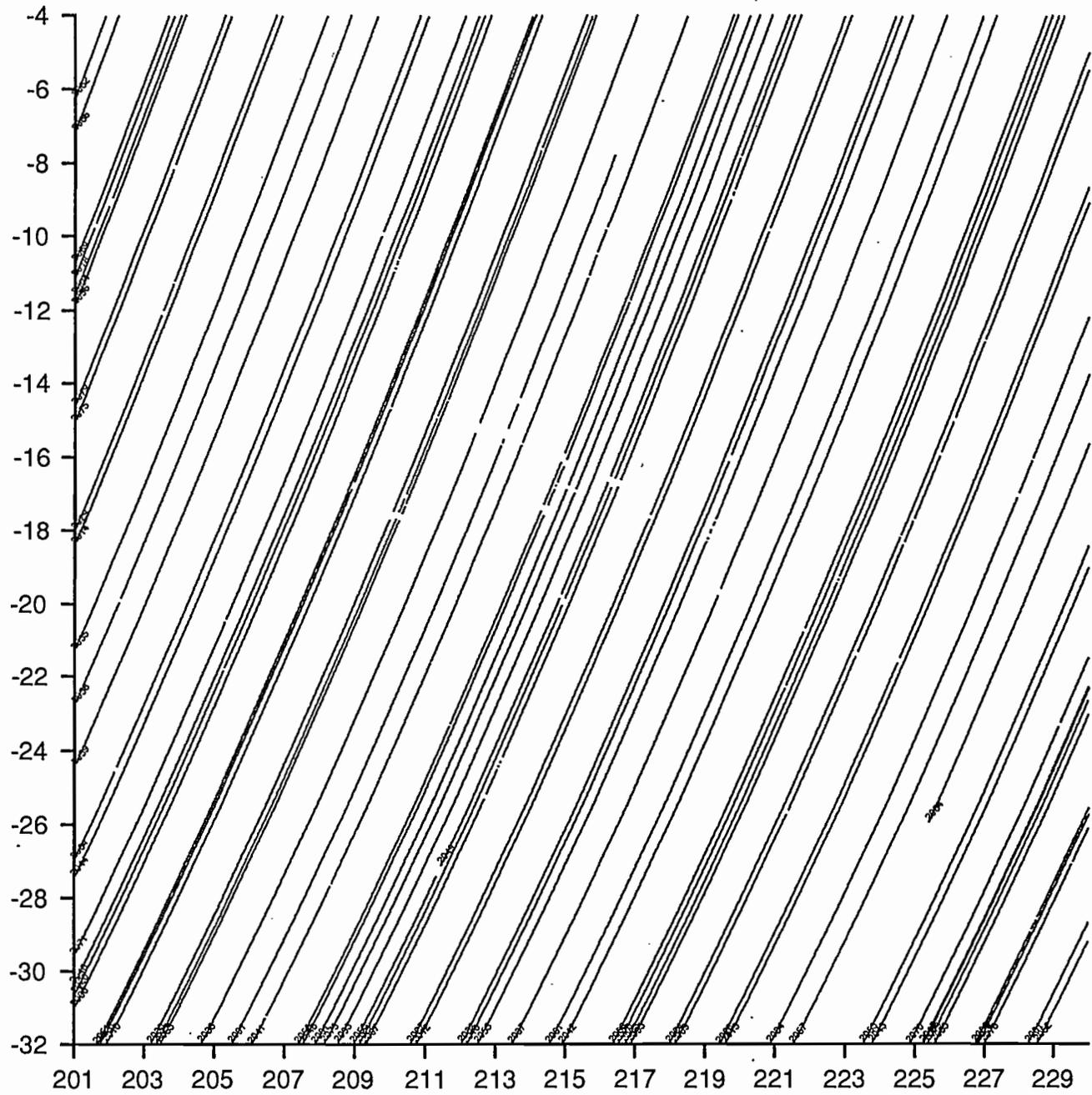


Figure 1.4  
Profiles SEASAT descendants  
Couverture brute



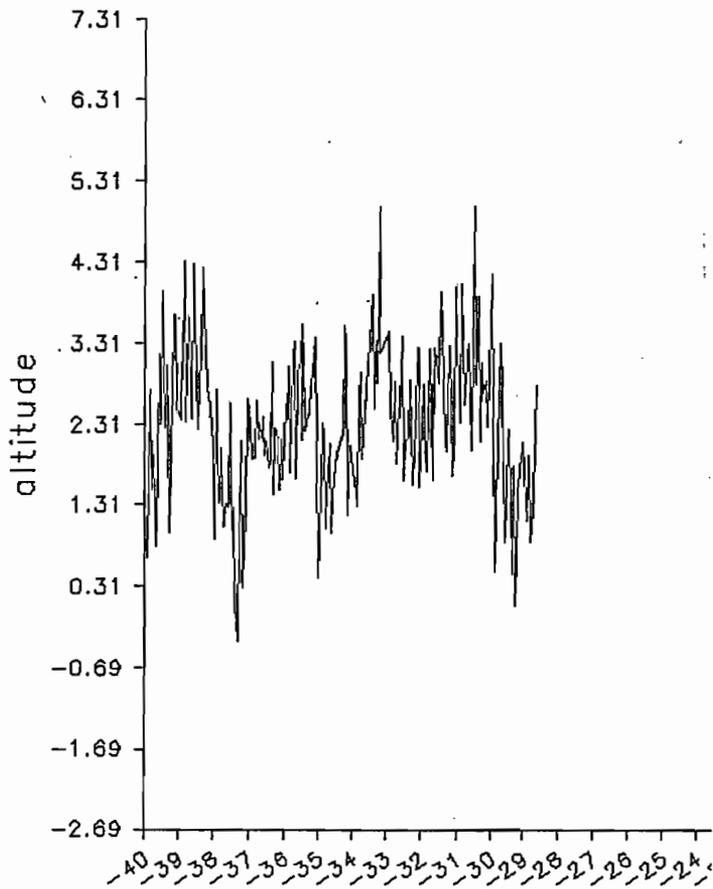


Figure 1.5

Profil GEOS-3 anormalement  
bruité.

Figure 1.6  
Profils GEOS-3  
ascendants utilisés

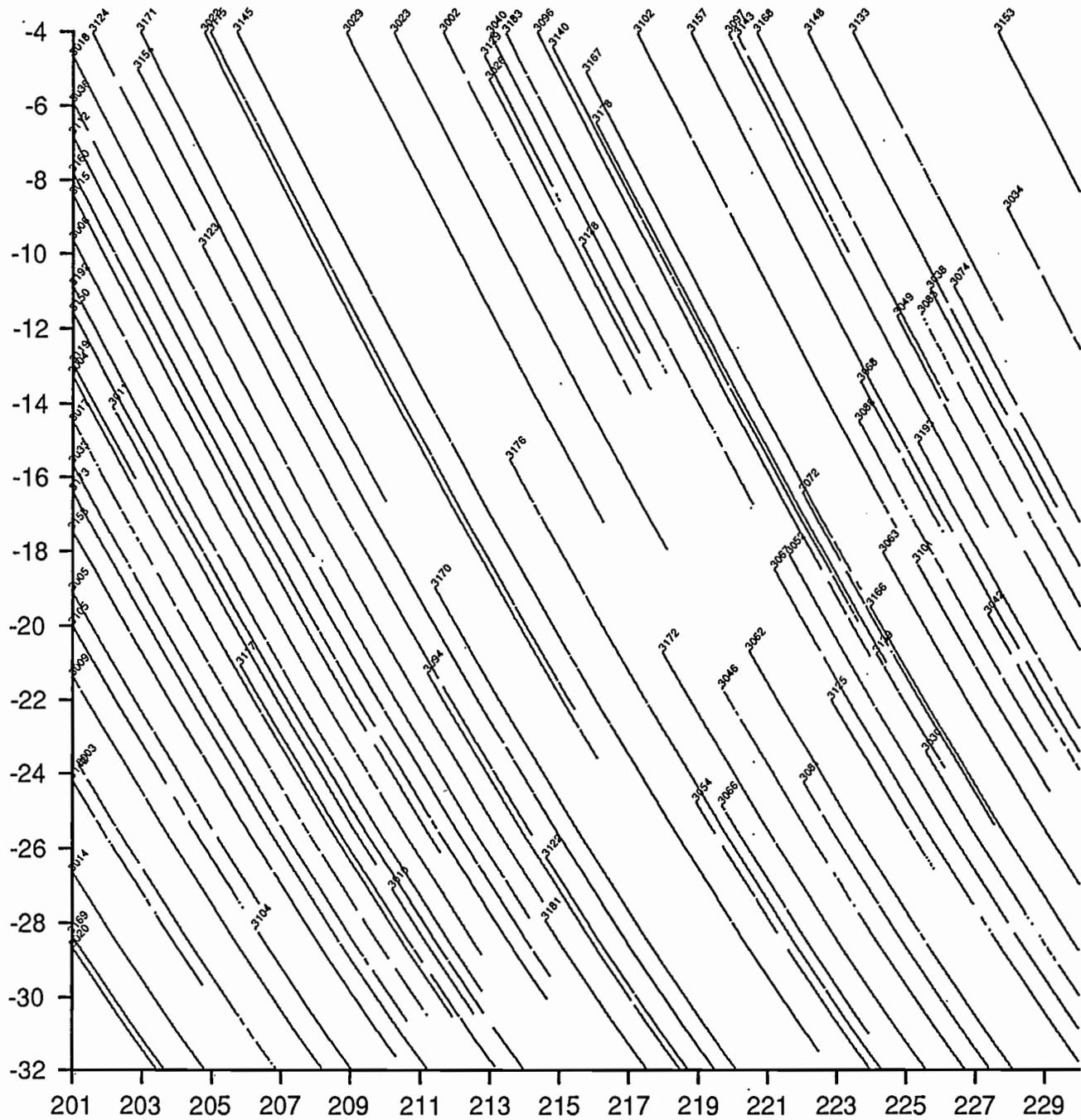


Figure 1.7  
Profiles GEOS-3 descendants  
utilisés.

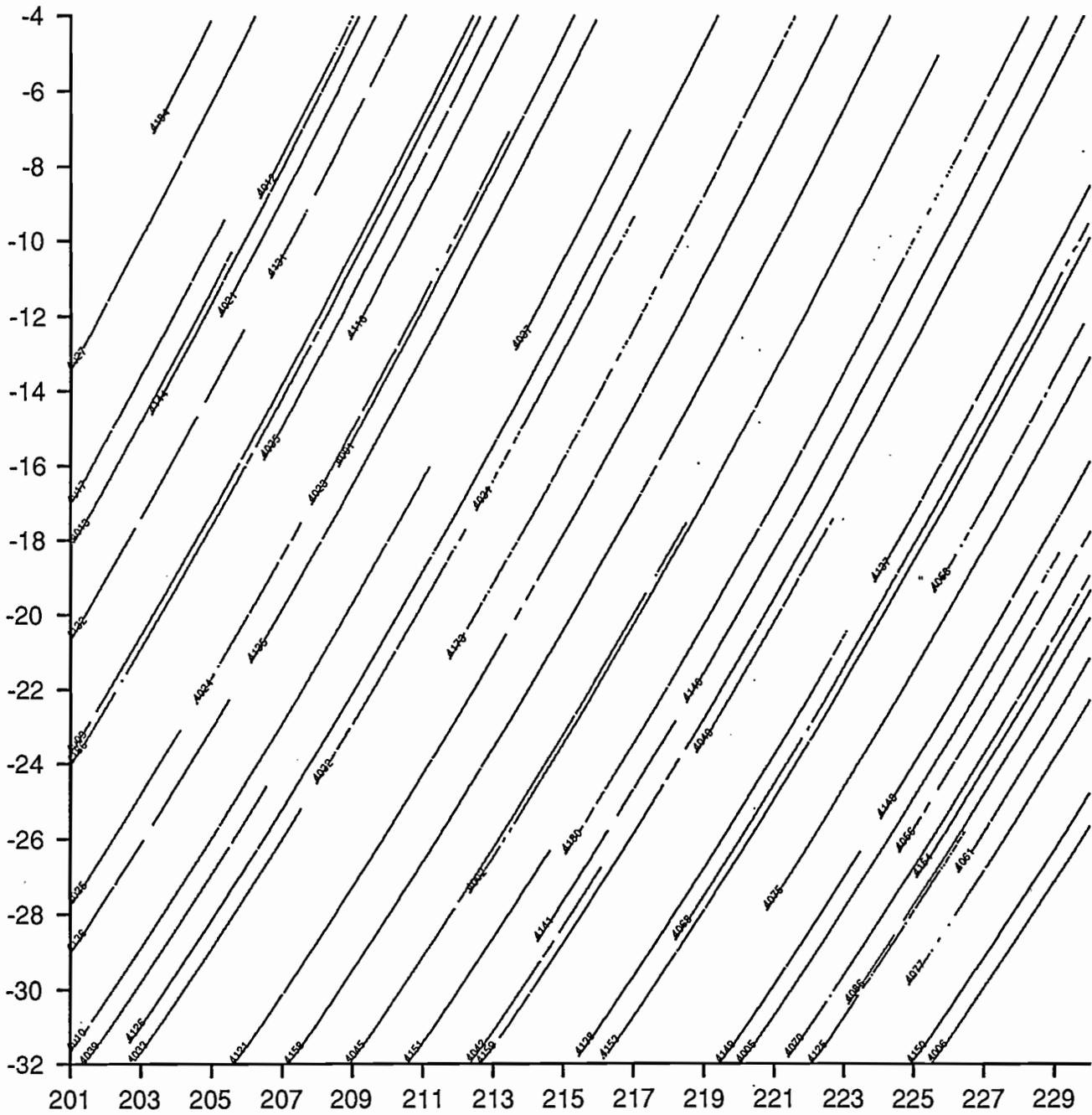




Figure 1.9  
Profils SEASAT descendants  
utilisés.

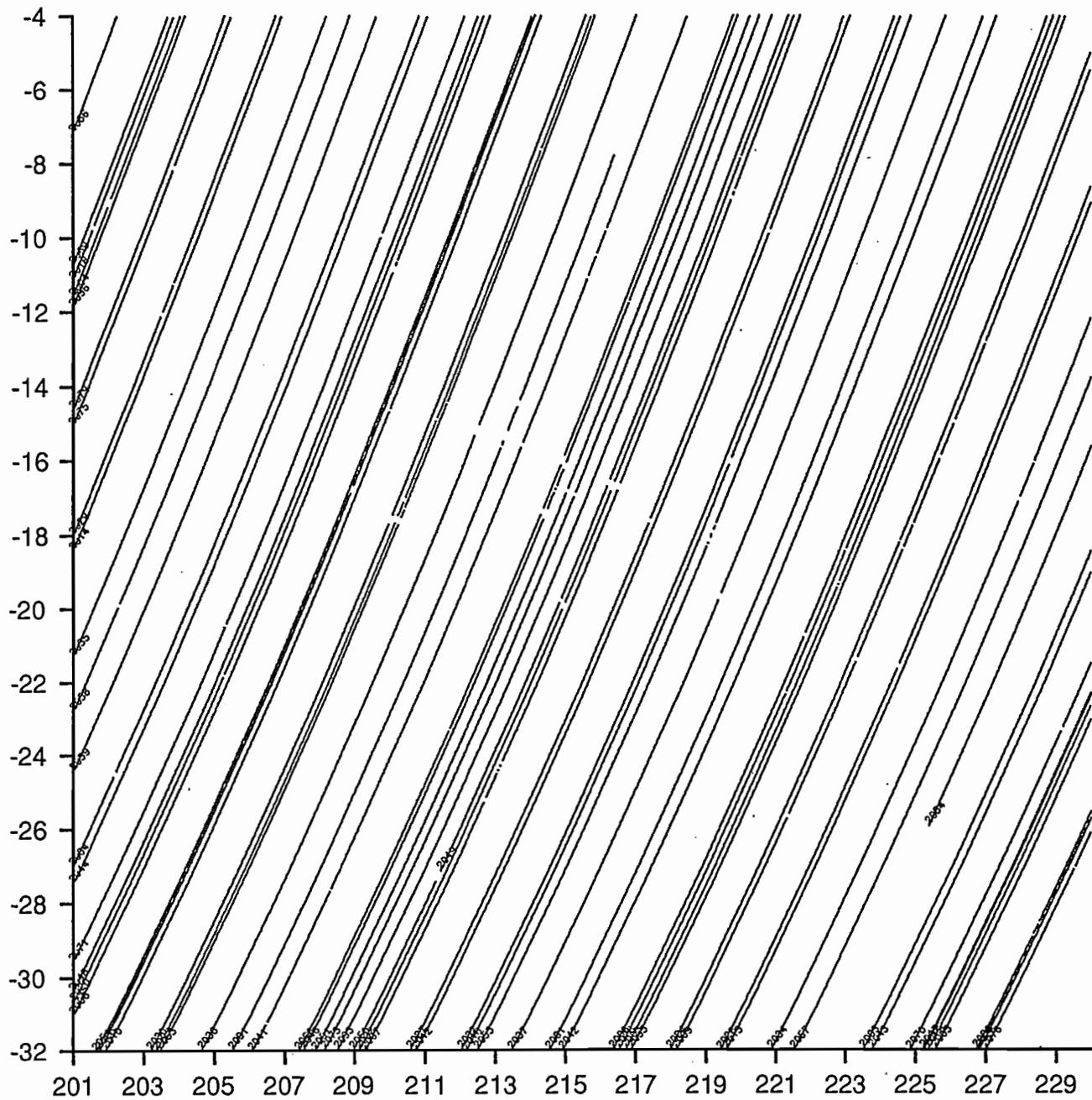


Figure 1.10  
Couverture finale SEASAT

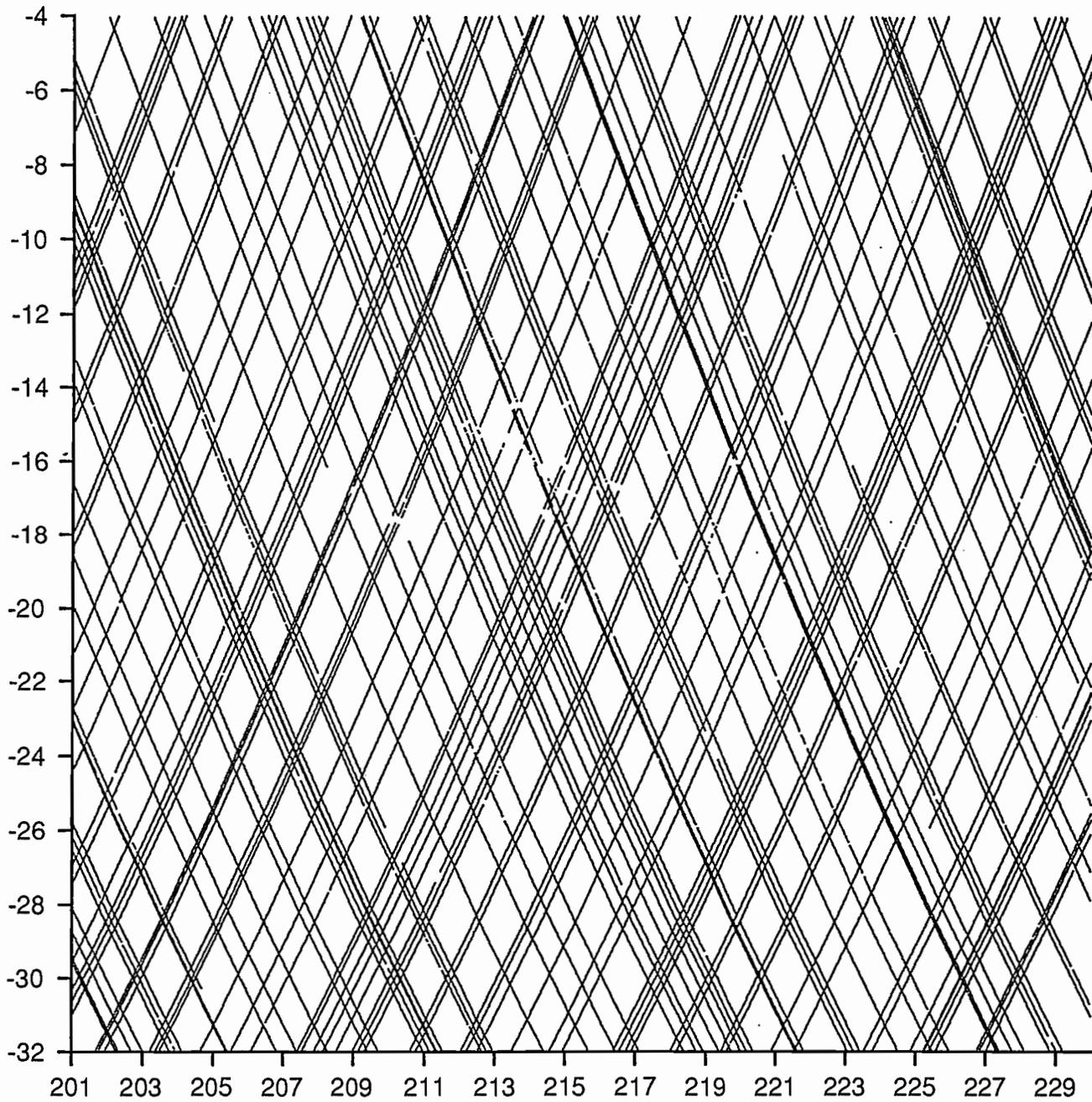
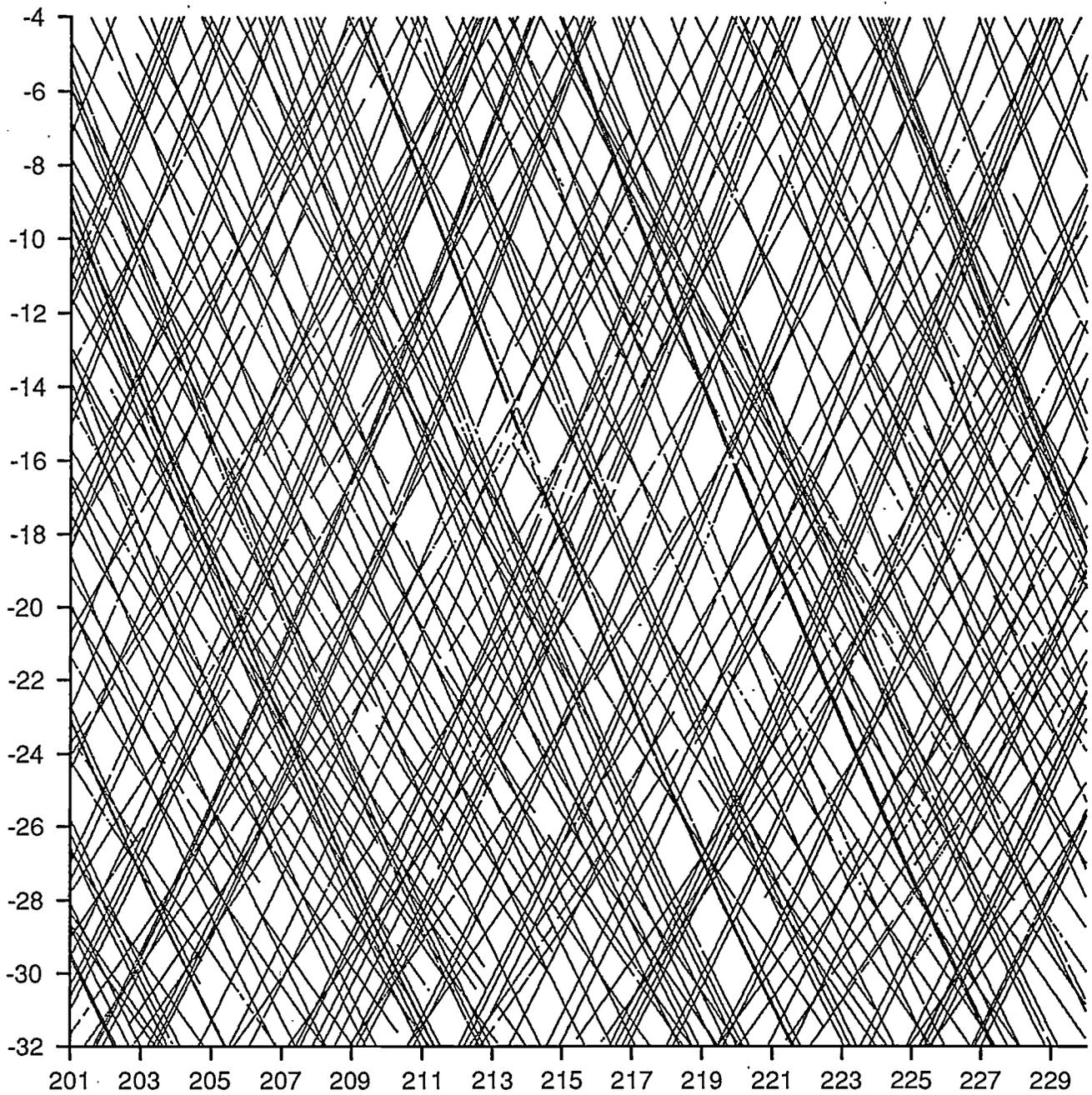


Figure 1.11  
Couverture Finale SEASAT + GEOS-3



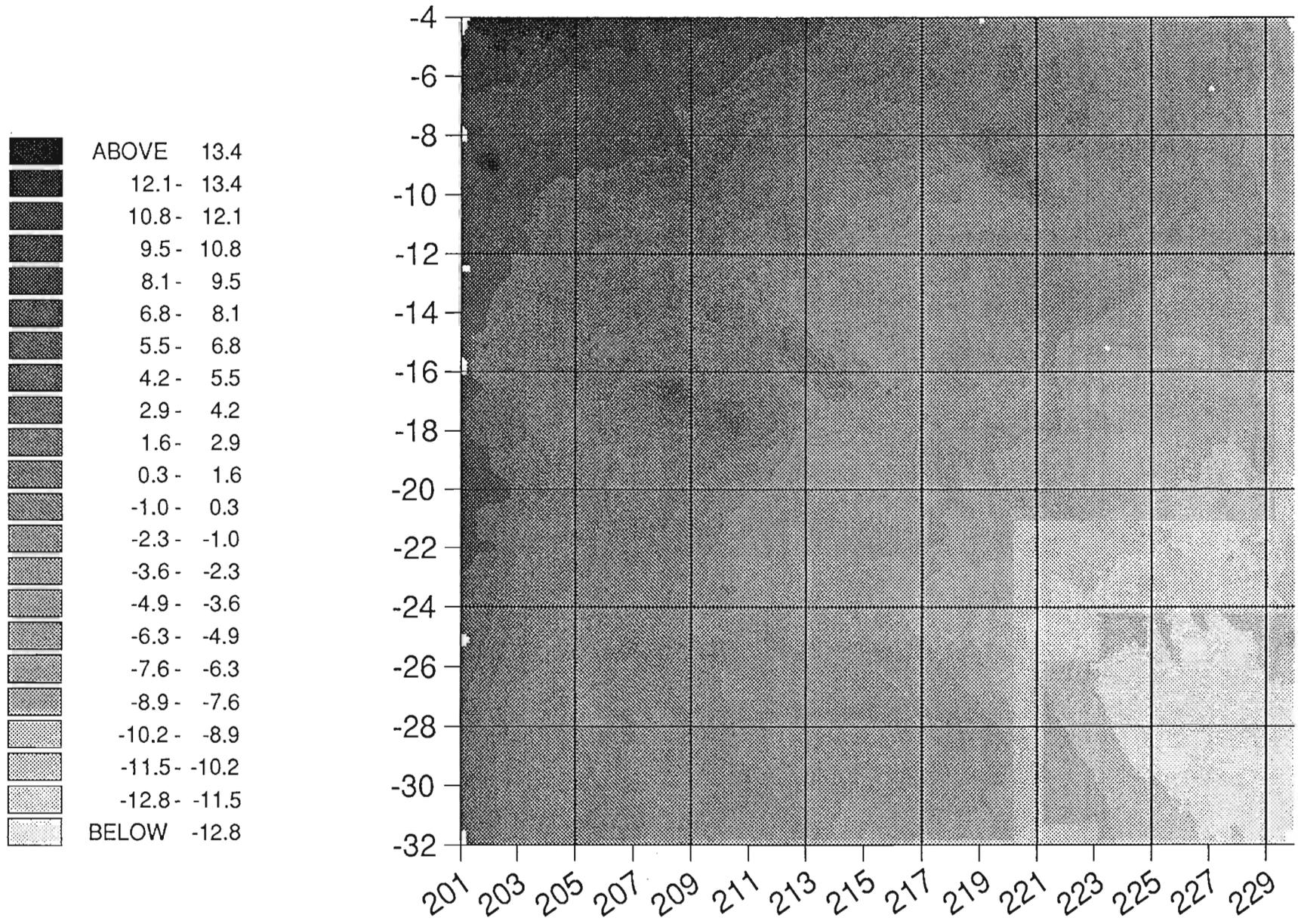
## 2) RETRAIT D'UN MODELE DE POTENTIEL

Le géoïde total sur la région étudiée est dominé par un gradient régulier, de -12 mètres au sud-est à + 13 mètres au nord-ouest (Figure 2.1, géoïde calculé avec les données SEASAT seules). Ces variations à très grandes longueurs d'onde sont dues aux hétérogénéités de densité à l'intérieur du manteau. Ces variations ne nous intéresseront pas ici, puisque liées à des phénomènes profonds. Sur ces variations à grandes longueurs d'onde, l'effet gravimétrique des chaînes volcaniques se distingue toutefois, au moins pour les chaînes des Marquises, Sociétés et Tuamotu. L'énergie de ces variations à courtes longueurs d'onde est beaucoup plus faible. Leur mise en évidence nécessite donc un filtrage fréquentiel approprié.

Le premier traitement réalisé sur les profils consiste à retirer le modèle de potentiel GRIM3-L1 (Reigber et al., 1985) jusqu'aux ordres 20. Ceci correspond à un retrait d'un modèle de potentiel ayant de l'énergie entre les longueurs d'onde de 40.000 km à 2000 km environ. La valeur du modèle GRIM3-L1 a été calculée en chaque point de mesure des données SEASAT et GEOS-3, puis retirée à la valeur mesurée. Au niveau de chaque profil, la figure 2.2 illustre cette opération.

Le géoïde résiduel après retrait du modèle GRIM3-L1 est montré Figure 2.3 (données SEASAT seules). Le gradient sud-est nord-ouest a été éliminé. Si les courtes longueurs d'onde se corrélaient alors bien avec la topographie, les moyennes longueurs d'ondes (supérieures à 500km) peuvent être dues à des variations de densité lithosphériques (bombements topographiques associés aux chaînes volcaniques) ou sub-lithosphériques (compensation thermique de ces bombements, phénomènes de convection). Les traînées nord-ouest sud-est parallèles aux profils ascendants ne sont pas des structures du géoïde, mais sont des erreurs de mesures dues à des erreurs sur la détermination de la position radiale du satellite (erreur d'orbite) dont nous reparlerons.

Figure 2.1  
Géoiide total (calculé à partir de SEASAT)



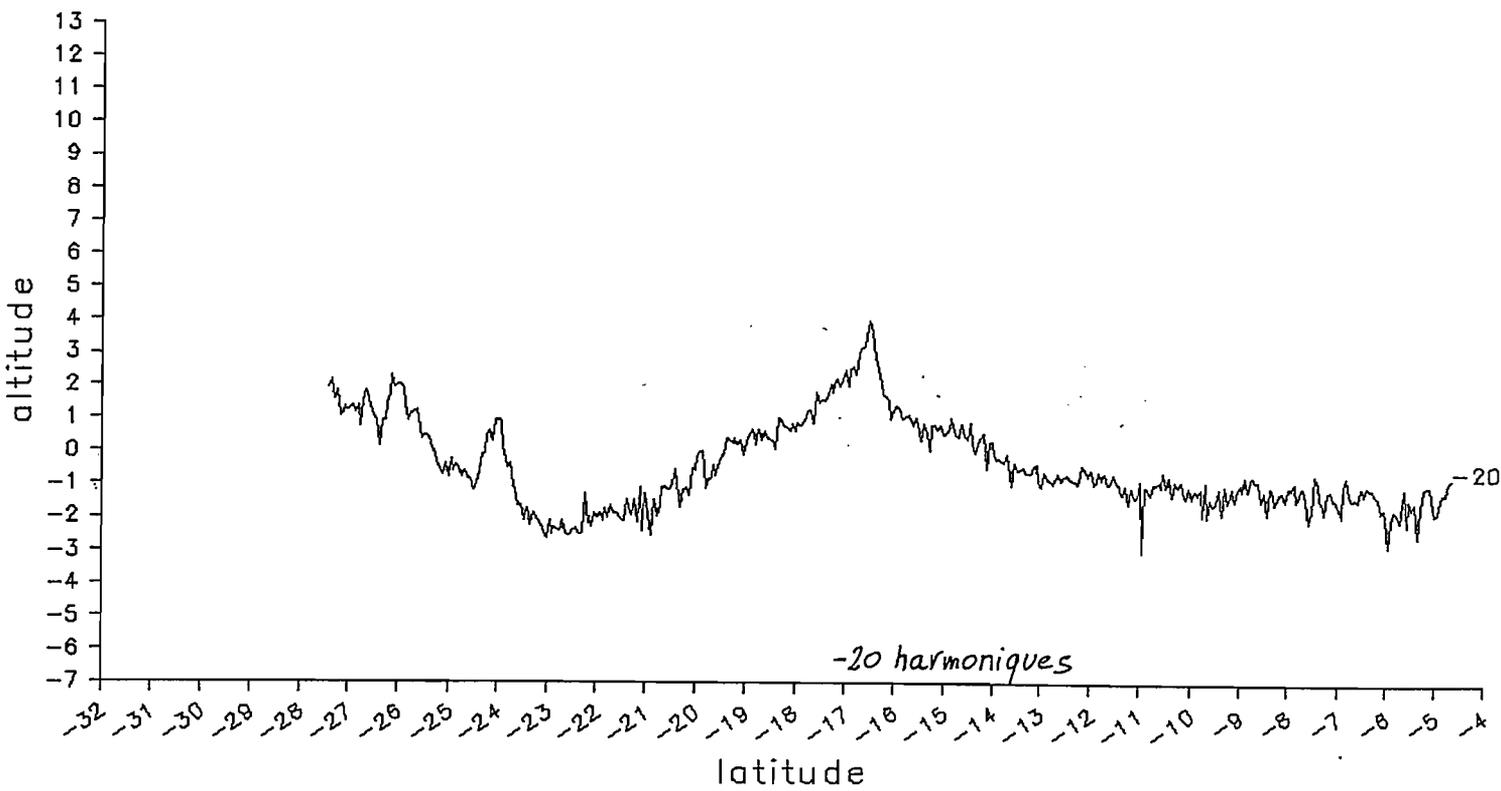
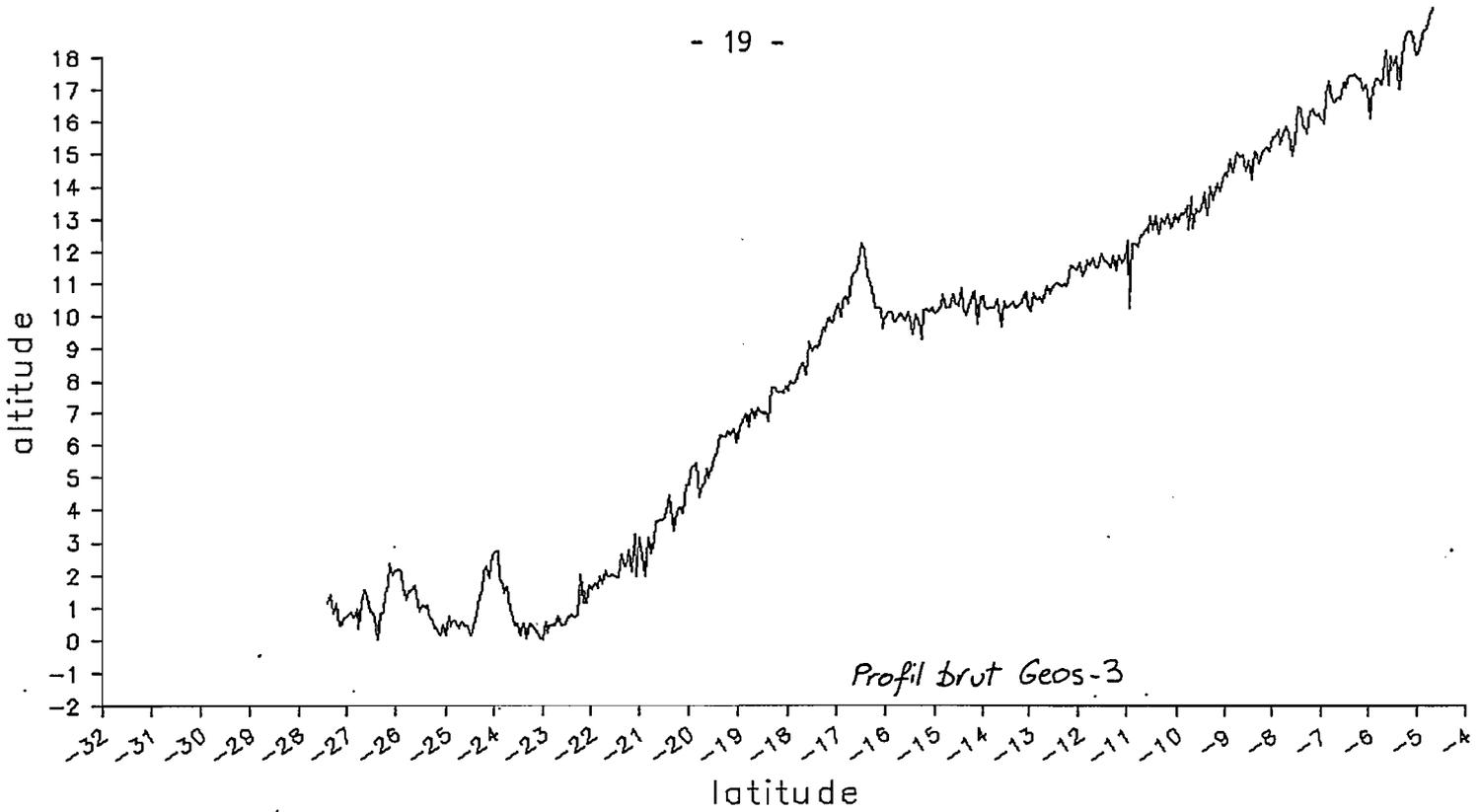
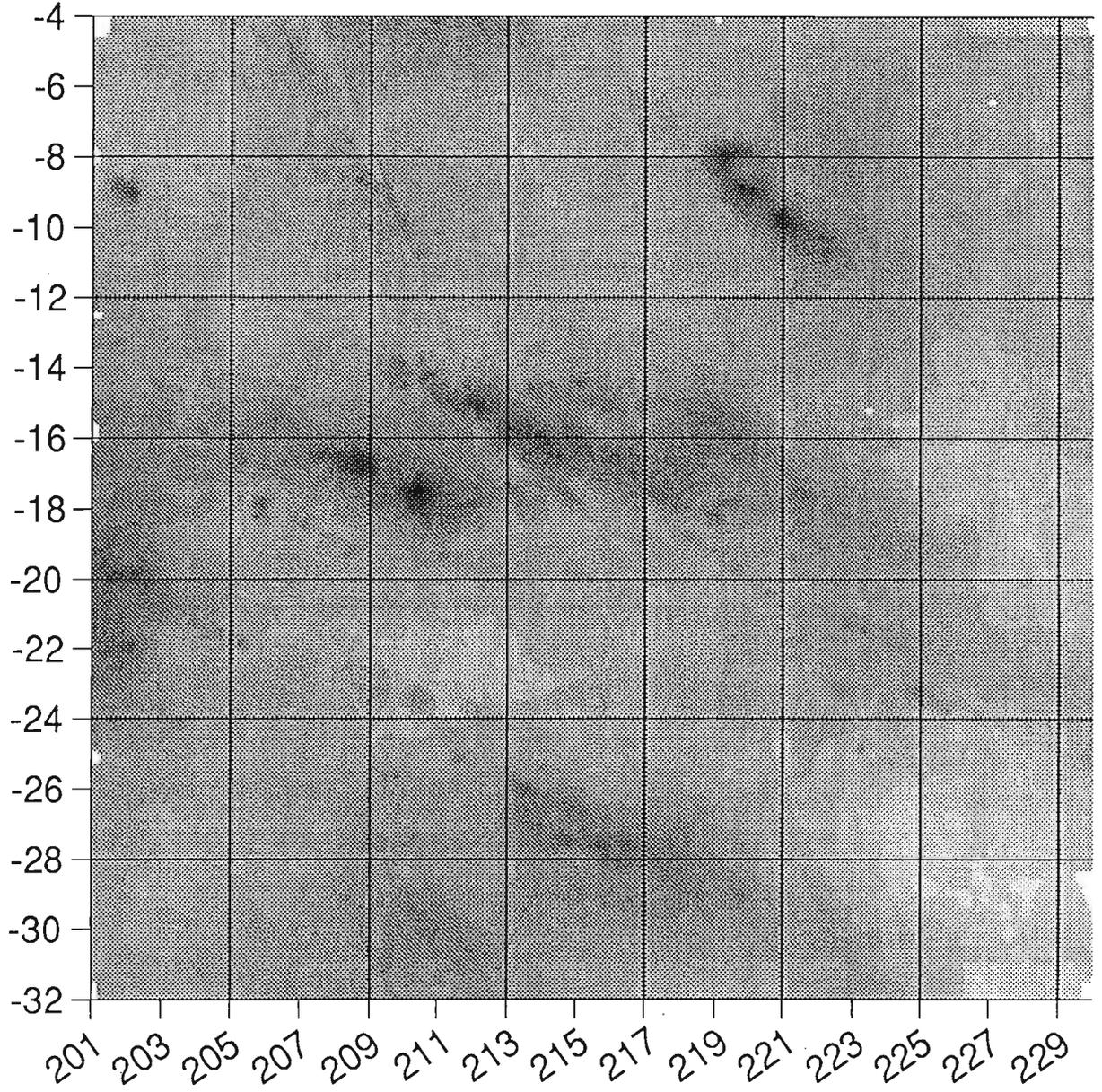


Figure 2.2  
Retrait des 20 premières harmoniques  
du modèle GRIM3-L1 à un profil GEOS-3.



ABOVE	5.67
5.22 -	5.67
4.76 -	5.22
4.31 -	4.76
3.85 -	4.31
3.40 -	3.85
2.94 -	3.40
2.49 -	2.94
2.03 -	2.49
1.58 -	2.03
1.12 -	1.58
0.67 -	1.12
0.21 -	0.67
-0.24 -	0.21
-0.70 -	-0.24
-1.15 -	-0.70
-1.61 -	-1.15
-2.06 -	-1.61
-2.52 -	-2.06
-2.97 -	-2.52
-3.43 -	-2.97
BELOW	-3.43

Figure 2.3  
Géοide moins les 20 premières harmoniques  
du modèle GRIM3-L1 (calculé avec SEASAT seul).

### 3) FILTRAGE

Les mesures altimétriques étant numérisées à pas régulier à la fois dans l'espace (environ 7km) et dans le temps (1 seconde), nous parlerons ici indifféremment de fréquences et de longueurs d'onde. Les signatures sur le géoïde des structures purement bathymétriques sont comprises entre les plus courtes longueurs d'onde du signal et les longueurs d'onde de quelques centaines de kilomètres. Le signal dans cette bande passante a été extrait en convoluant chaque profil avec un filtre de type Butterworth, d'ordre 3.

Avant de filtrer les profils, nous avons retiré un certain nombre de points erronés, qui correspondaient à des variations de fortes amplitudes (de plus de 1 m) (Figure 3.1). Ces variations à fortes amplitudes peuvent en effet provoquer des artefacts au filtrage.

Chaque profil a ensuite été prolongé à droite et à gauche par une fonction symétrique sur la moitié de sa longueur, doublant ainsi la longueur du profil, puis apodisé par une fenêtre de Hanning (Harris, 1978) afin de réduire les effets de bord.

Le bruit instrumental a été retiré par un filtrage passe bas dont la fréquence de coupure a été choisie en fonction des caractéristiques de chaque instrument. On trouvera dans les volumes 74 (B8) et 87 (C5) du J.G.R. des analyses détaillées sur les caractéristiques et les limites des mesures altimétriques SEASAT et GEOS-3. Des analyses des différentes traces sur les orbites répétitives (par exemple Marks and Sailor, 1986) ont permis de définir la limite des plus courtes longueurs d'onde du géoïde résolues par l'altimètre. Ces longueurs d'onde sont de 30 km pour SEASAT et de 70 km pour GEOS-3. Nous avons appliqué un filtre passe bas ayant ces deux fréquences de coupures à l'ensemble des profils SEASAT et GEOS-3. Le bruit instrumental haute fréquence a une amplitude d'environ 40cm pour GEOS-3 et 10cm pour SEASAT. On voit Figure 3.2 qu'il est éliminé correctement par ce filtrage. Sur cette Figure, ainsi que sur la Figure 3.3, les profils filtrés passe bas sont décalés de -2m, pour plus de lisibilité.

Le choix de la longueur d'onde de coupure pour le retrait des basses fréquences est plus délicat. En effet, il n'est pas déterminé par des contraintes instrumentales, mais par la taille et la profondeur des anomalies de densité que l'on veut mettre en évidence. Une longueur d'onde de coupure de l'ordre de 300 km éliminerait le signal dû à des variations de densité autres que les chaînes volcaniques, mais aurait l'inconvénient de créer des artefacts (lobes secondaires) autour des variations brutales du géoïde créées par les reliefs sous-marins. Une longueur d'onde de coupure de 700 km a été choisie pour les données SEASAT et

GEOS-3. On conserve ainsi la totalité du signal dû aux reliefs volcaniques et à leur compensation isostatique sans créer d'artefacts, ainsi que les variations topographiques de plus grandes longueurs d'onde. La Figure 3.3 illustre ce second filtrage. L'atténuation finale du filtrage passe-bande est de 36 dB/octave.

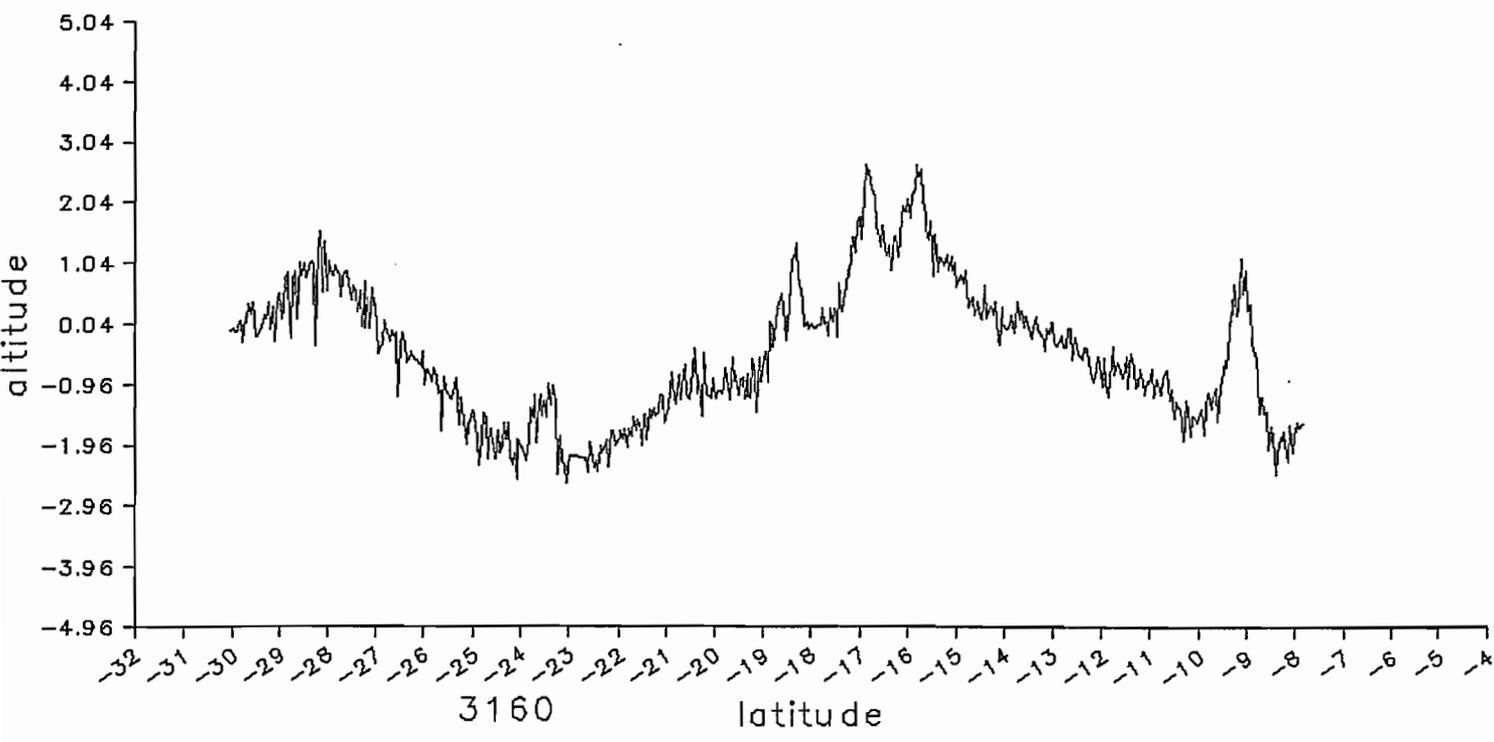
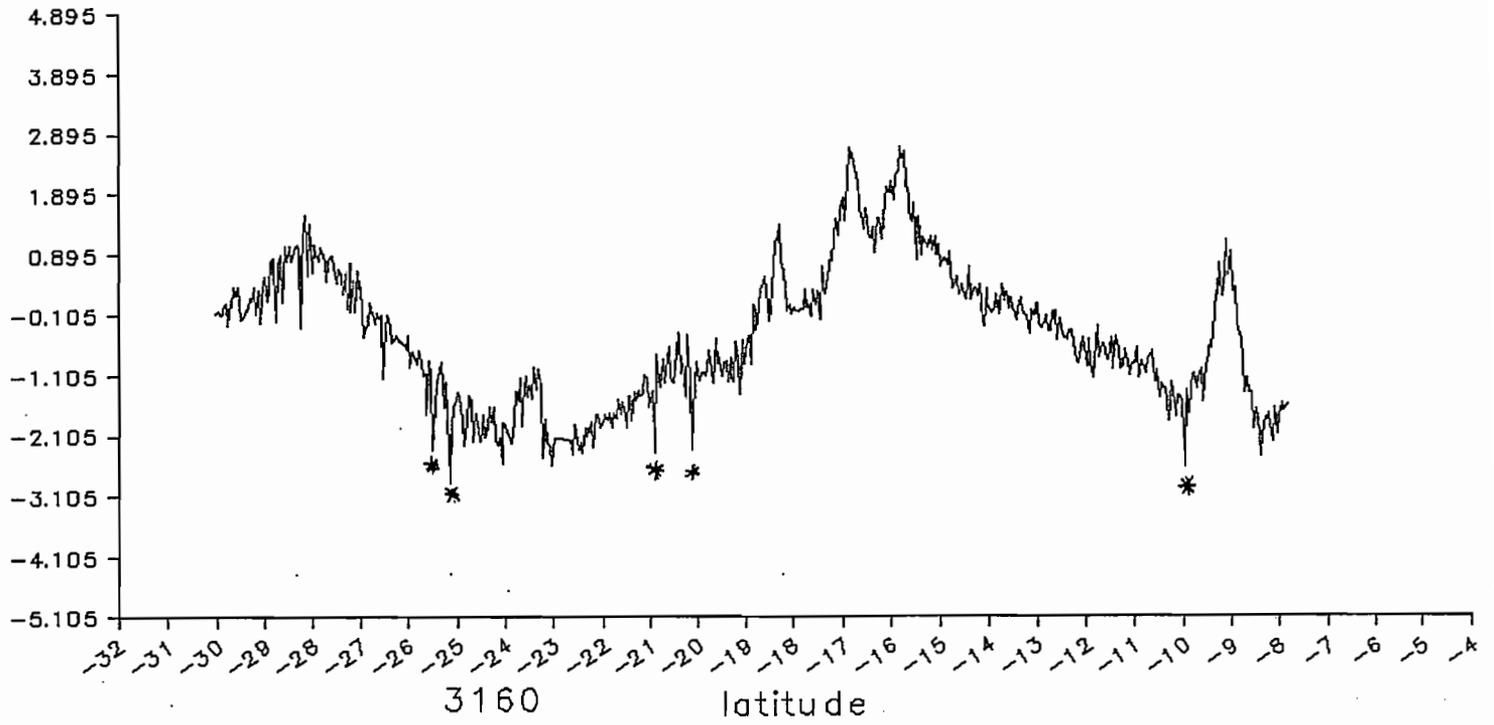


Figure 3.1  
Retrait des points aberrants pouvant  
perturber le filtrage.

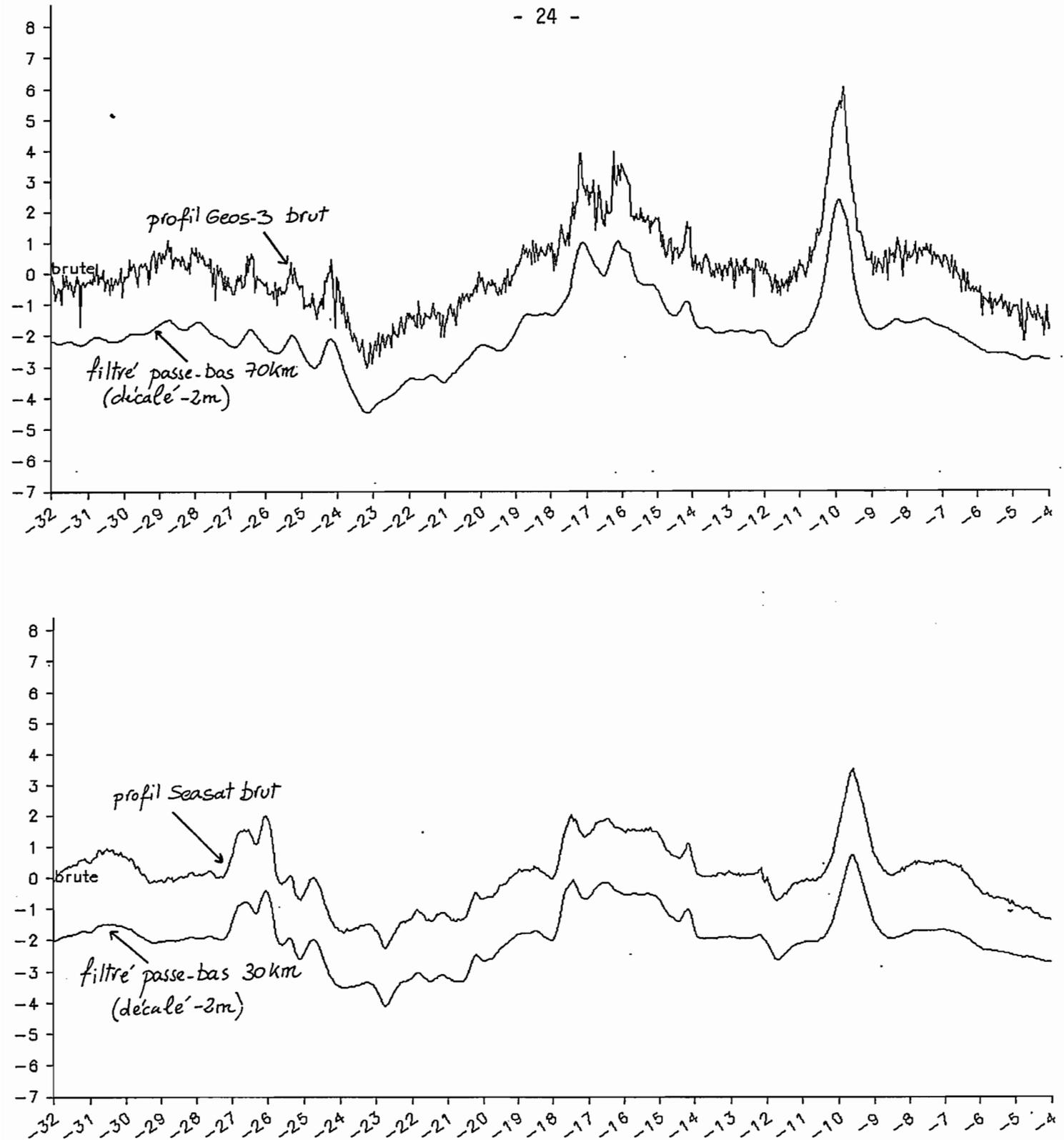


Figure 3.2

Filtrage passe-bas des  
profils

Longueur d'onde de coupure: SEASAT - 30km

GEOS-3 - 70km

Les profils filtrés passe bas sont décalés de -2m.

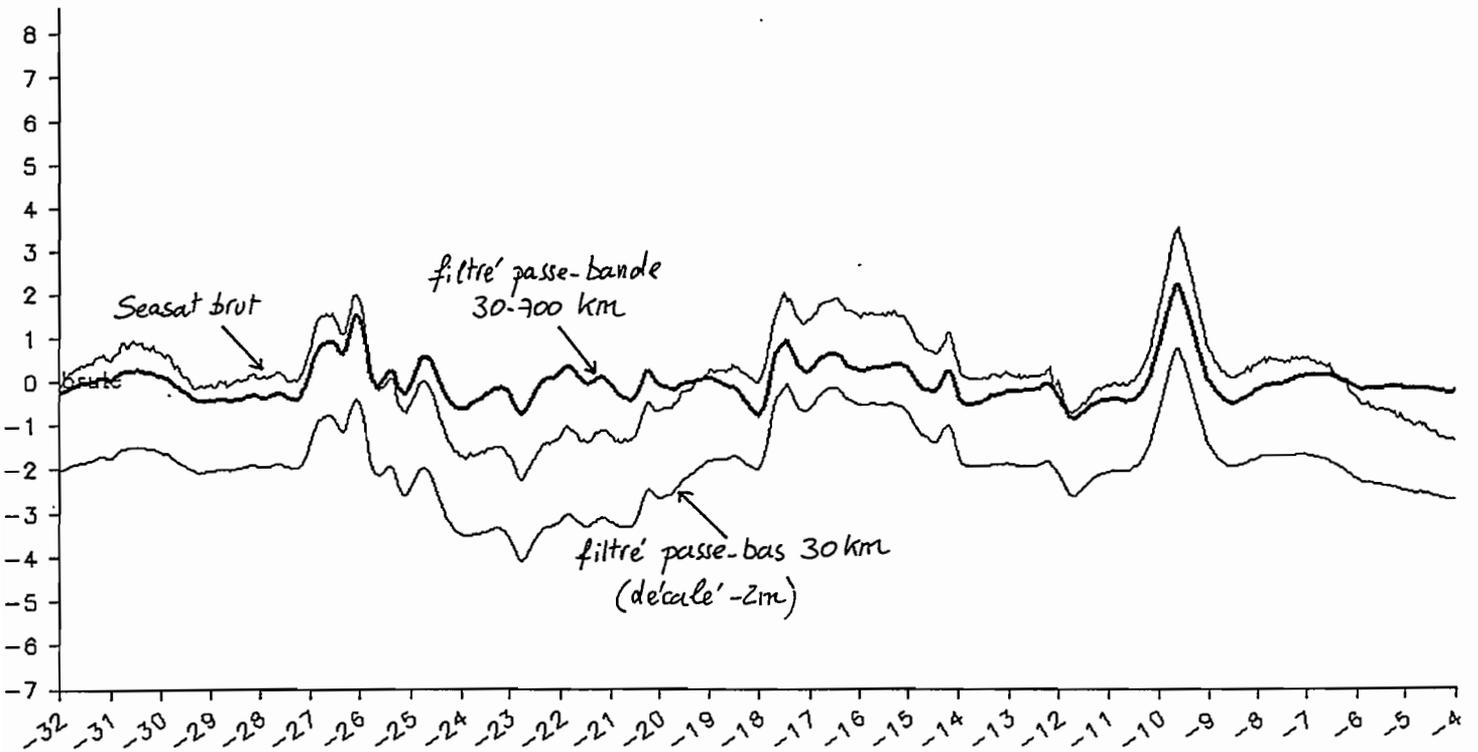
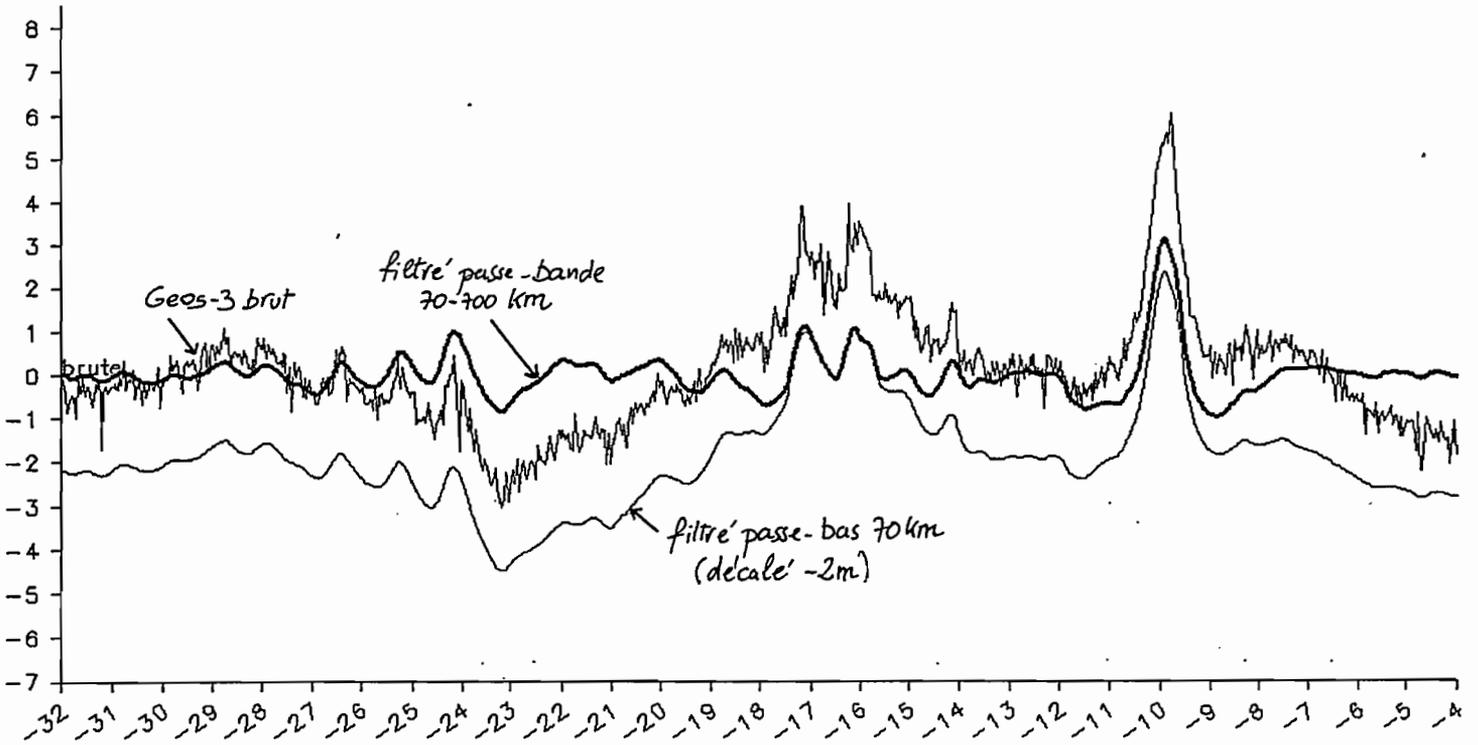


Figure 3.3  
Filtrage passe-bande des profils  
Bande passante: SEASAT - 30 à 700 km  
GEOS-3 - 70 à 700 km

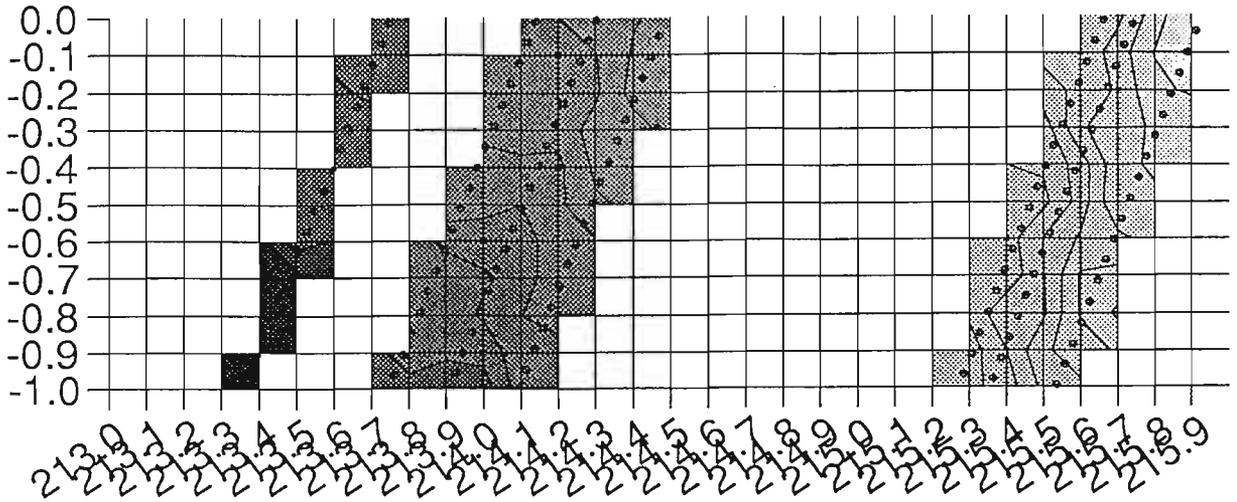
Les profils filtrés passe-bas sont décalés de -2m.

#### 4) INTERPOLATION

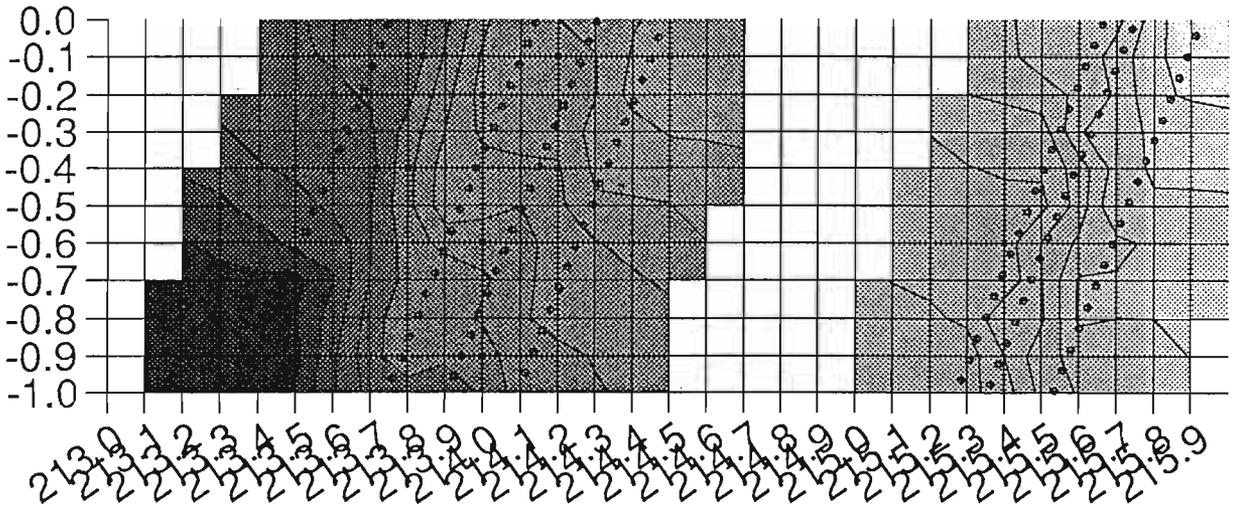
Pour la réalisation de cartes, l'interpolation des données aux noeuds d'un maillage régulier a été faite en utilisant le programme GINTP1 d'UNIRAS. Les choix de la taille des mailles de la grille d'interpolation et du rayon d'interpolation sont importants. La taille des mailles a été choisie de 0.1 x 0.1 degrés de latitude et de longitude, pour permettre de rendre compte des variations fines du géoïde. La figure 4.1 montre l'influence du rayon d'interpolation sur une boîte de 1 degré de latitude sur 4 degrés de longitude. Sept profils SEASAT ascendants ont été conservés. La taille des mailles est de 0.1 degré et le rayon d'interpolation est de 0.1, 0.3 et 1 degré. Le rayon d'interpolation influence faiblement les valeurs interpolées à proximité des points de mesures, il contrôle par contre le degré d'interpolation entre les profils.

Pour la réalisation des cartes nous choisirons, au vu de la couverture totale en points de mesure, un rayon d'interpolation de 0.5 degré. Cette valeur permet de calculer une fonction sur tous les noeuds de la grille sans donner un poids trop important aux mesures éloignées des points d'interpolation.

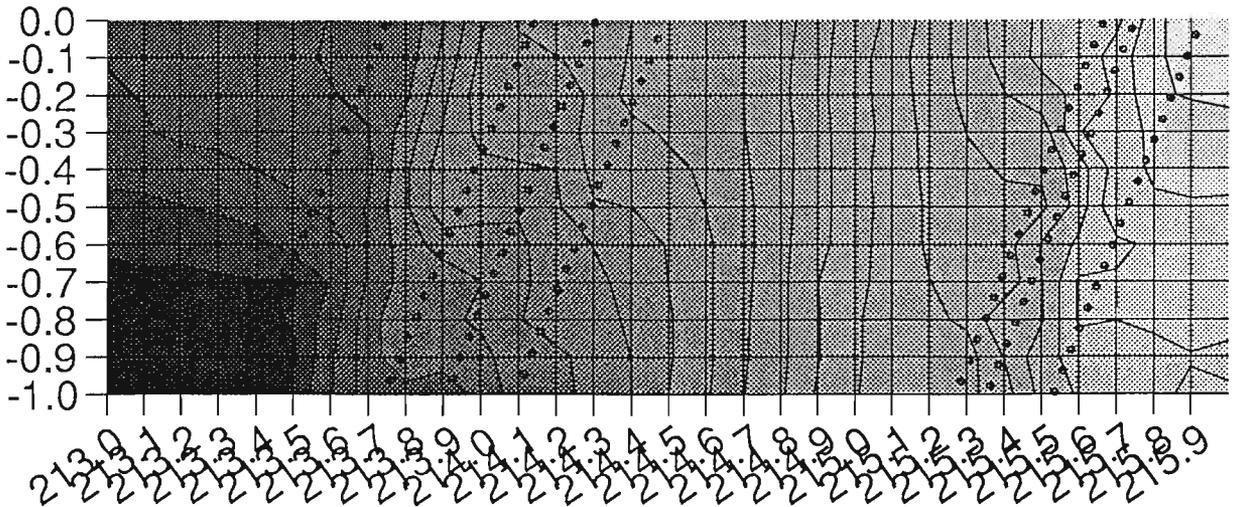
Le géoïde, filtré puis interpolé, est montré Figure 4.2 pour GEOS-3 et Figure 4.3 pour SEASAT. La couverture irrégulière de GEOS-3 laisse des plages sans valeurs. Toutefois ces données sont très précieuses car elles permettent de couvrir certaines structures où les mesures SEASAT sont absentes. Par exemple le récif Président Thiers, située à environ  $-24.5^{\circ}$  et  $214^{\circ}$  (indiqué par la flèche Figures 4.2 à 4.4) est visible sur les données GEOS-3 mais n'a pas de signature sur SEASAT. Nous verrons qu'en utilisant ces deux jeux de données, toutes les structures volcaniques de la région étudiée sont couvertes, à de rares exceptions près. La Figure 4.4 représente le géoïde filtré et interpolé en utilisant toutes les mesures SEASAT et GEOS-3.



Rayon d interpolation= 0.10



Rayon d interpolation= 0.30



Rayon d interpolation= 1.00

Figure 4.1

Interpolation des données aux noeuds d'une grille régulière: influence du rayon d'interpolation. Taille des mailles: 0.1° sur 0.1°

Figure 4.2  
Géotide filtré interpolé  
GEOS-3 seul.

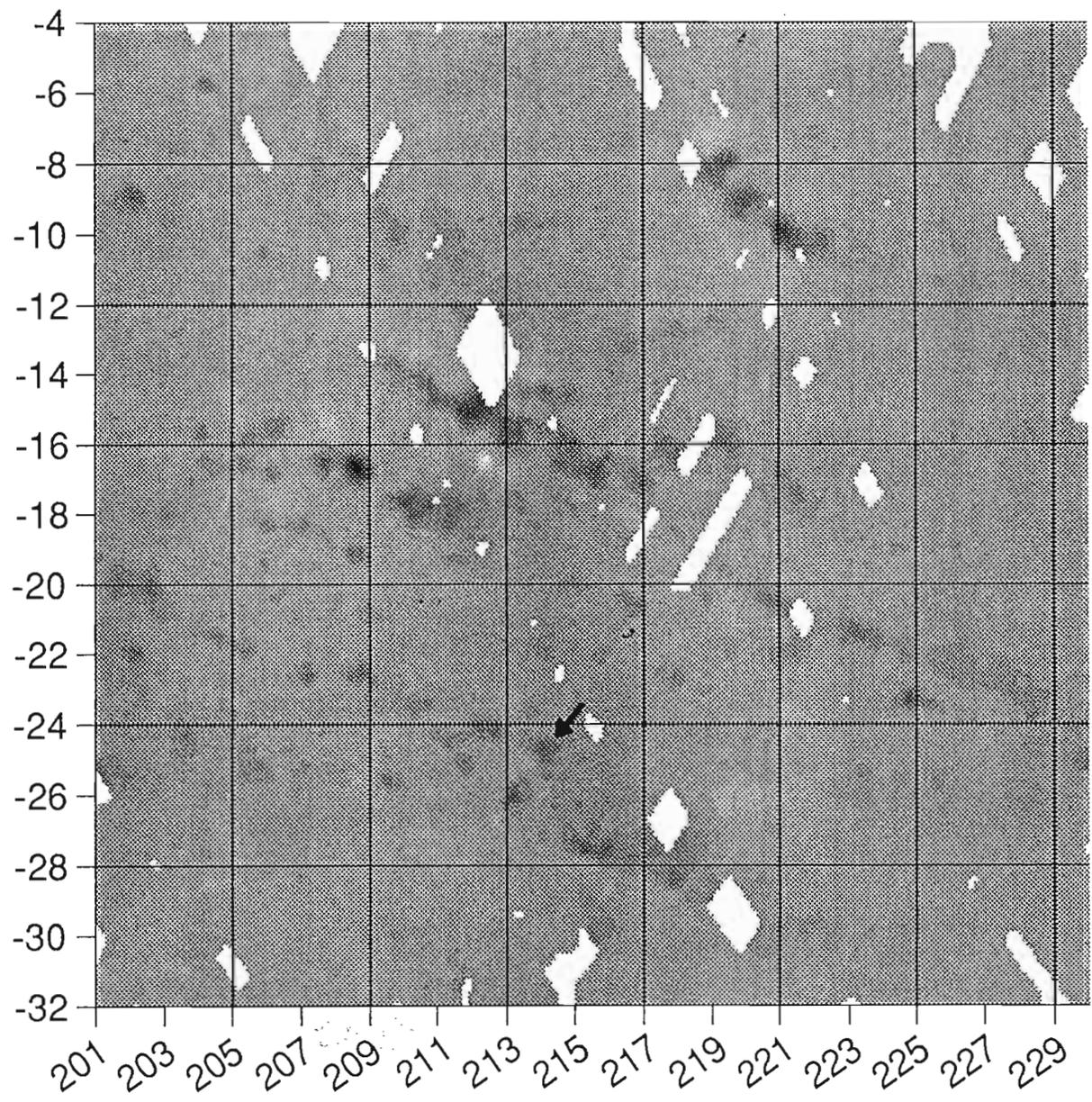
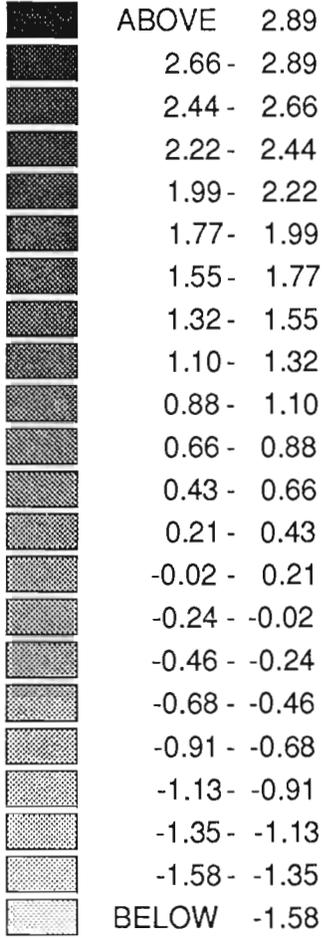


Figure 4.3  
Géοide filtré interpolé  
SEASAT seul.

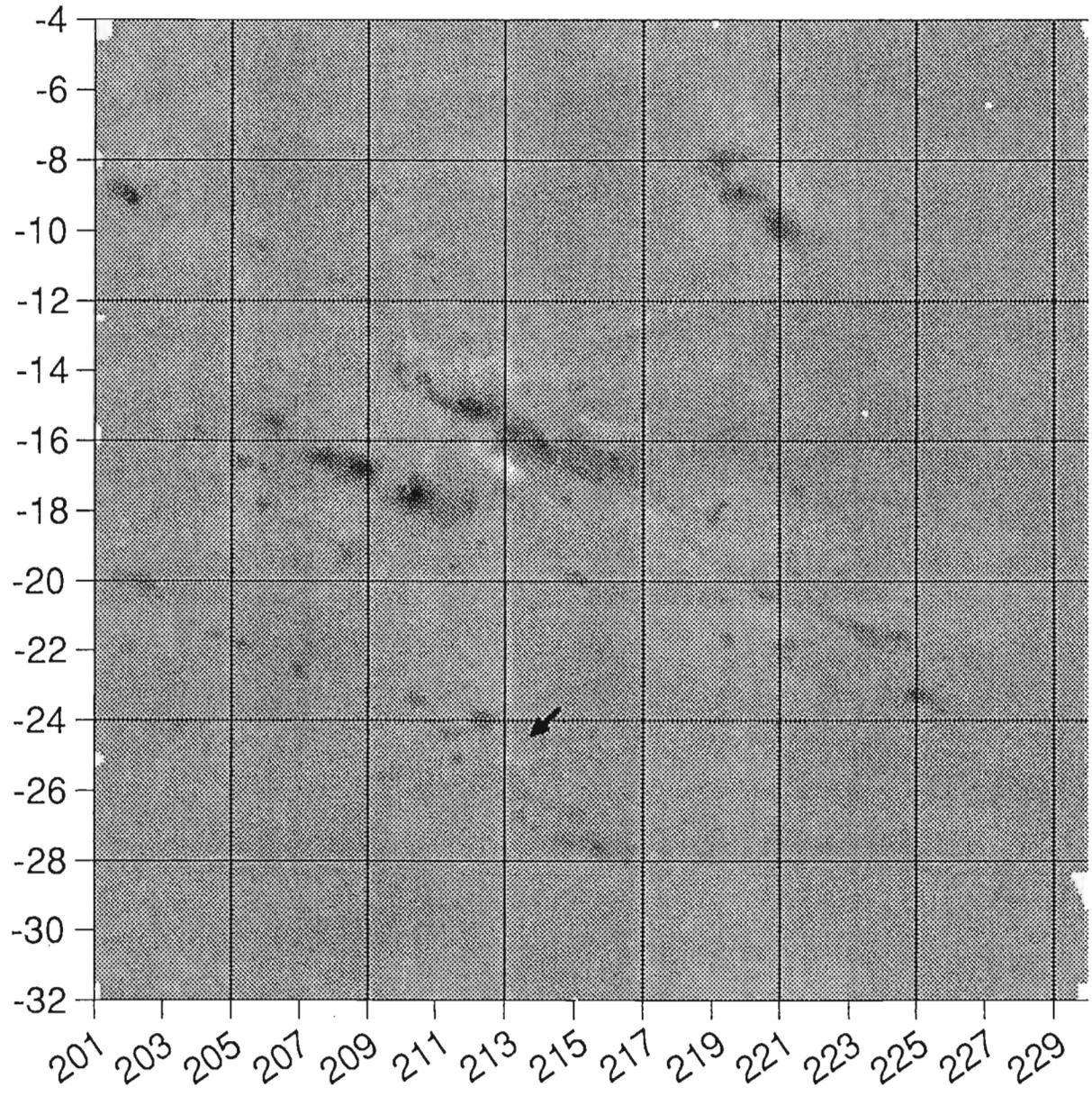
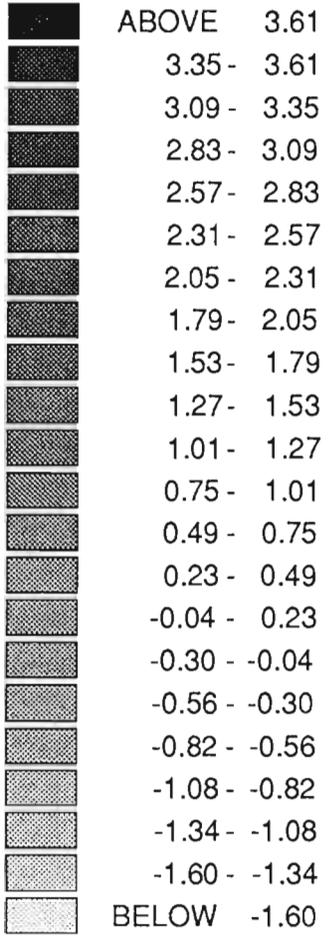
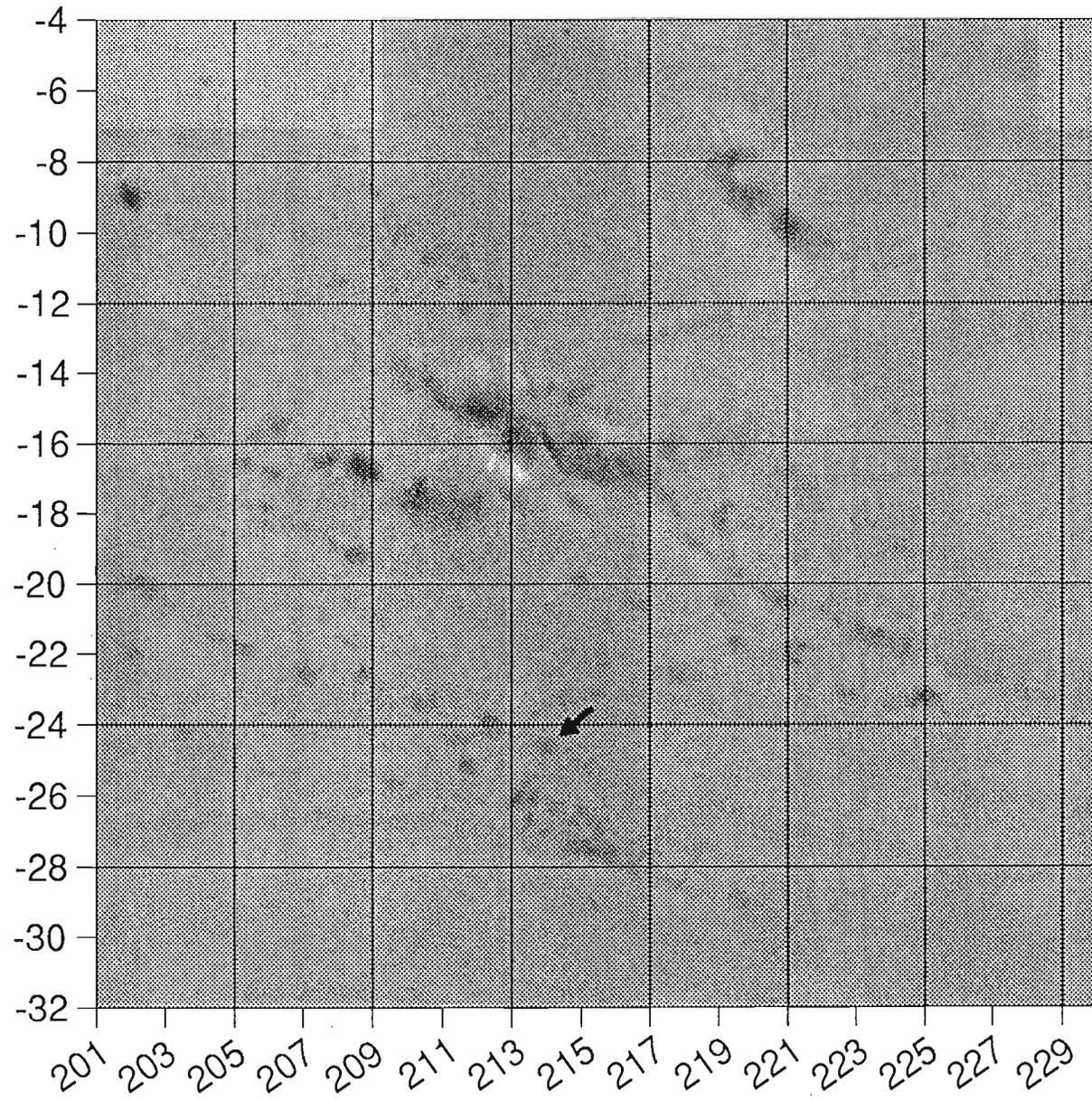
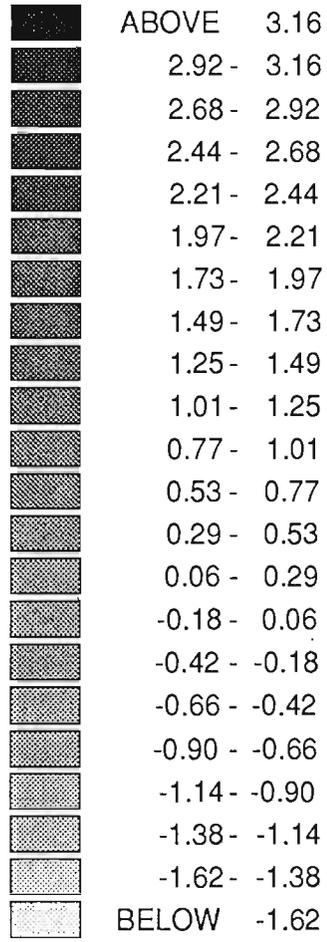


Figure 4.4  
Geoide fitline interpolat  
SEASAT + GEOS-3.



## 5) CORRECTION DES ERREURS D'ORBITE

La surface moyenne de la mer, après retrait d'un modèle de géoïde (Figure 2.3), montre des linéations orientées parallèlement aux profils altimétriques. Ces linéaments ne sont pas des structures du géoïde, mais sont dues aux erreurs d'orbite. La mesure altimétrique est en effet entachée d'une erreur à très grande longueur d'onde qui est due à l'imprécision sur la position radiale du satellite. Cette erreur a pour effet de décaler verticalement les profils les uns par rapport aux autres. Sur des profils de quelques milliers de km, la variation de ce décalage le long de chaque profils peut être considéré comme linéaire. Sur les données non corrigées, la valeur moyenne de cette erreur est d'environ 2m rms. Pour les profils sécants, on la mesure facilement en mesurant l'écart existant entre les mesures aux points de croisement des traces (écarts aux noeuds).

Un premier traitement visant à réduire ces erreurs d'orbite a été réalisé sur les données par Liang (1983). L'algorithme utilisé consiste à recaller verticalement les profils de manière à réduire les écarts aux noeuds sur une région géographique donnée. Après ce traitement, les erreurs d'orbites sont réduites à 40cm rms. Le géoïde de la Figure 2.3 est représenté en classes de 46cm, laissant apparaître les profils ayant une forte erreur d'orbite.

L'erreur d'orbite pouvant être considérée comme une composante à grande longueur d'onde du signal, elle est fortement atténuée par le filtrage passe haut à 700km. Ainsi sur les Figures 4.2 à 4.4 les erreurs d'orbite de fortes amplitudes ont été éliminées par le filtrage. La Figure 5.1 représente les mêmes données que la Figure 4.4, mais entre les valeurs -0.8m et 0.8m, par classes de 8cm. Les valeurs positives sont maintenant en clair. On voit qu'autour de la valeur 0 du géoïde existent des erreurs d'orbite résiduelles, de longueurs d'onde inférieures à la longueur d'onde de coupure du filtrage (700km). Ceci correspond à la partie du spectre des erreurs d'orbite non atténuée par le filtrage passe-haut (on peut considérer chaque profil comme la somme d'un signal altimétrique et d'une erreur d'orbite, représentée par une droite ayant une certaine pente).

Afin d'éliminer la plus grande partie de ces erreurs résiduelles, un filtre médian sur 3 points, horizontal puis vertical, a été appliqué à la grille du géoïde interpolé. Le principe du filtre médian, largement utilisé en traitement d'image, est simple: chaque valeur est classée avec la valeur précédente et la valeur suivante (on traite les lignes, puis les colonnes), puis est remplacée par la valeur médiane de ce classement. Cette technique donne pour notre problème d'erreurs d'orbite de bons résultats: la Figure 5.2 représente la grille de la Figure 5.1, traitée par un tel filtre. La plupart des structures linéaires dues aux erreurs résiduelles d'orbite ont

été éliminées. Les figures 5.3 et 5.4 montrent la même transformation, mais en courbes de niveaux.

Ce filtrage est simple à mettre en oeuvre, et permet de corriger efficacement les erreurs résiduelles d'orbite après l'ajustement vertical des profils par les algorithmes de recalages aux noeuds, et le filtrage des basses fréquences.

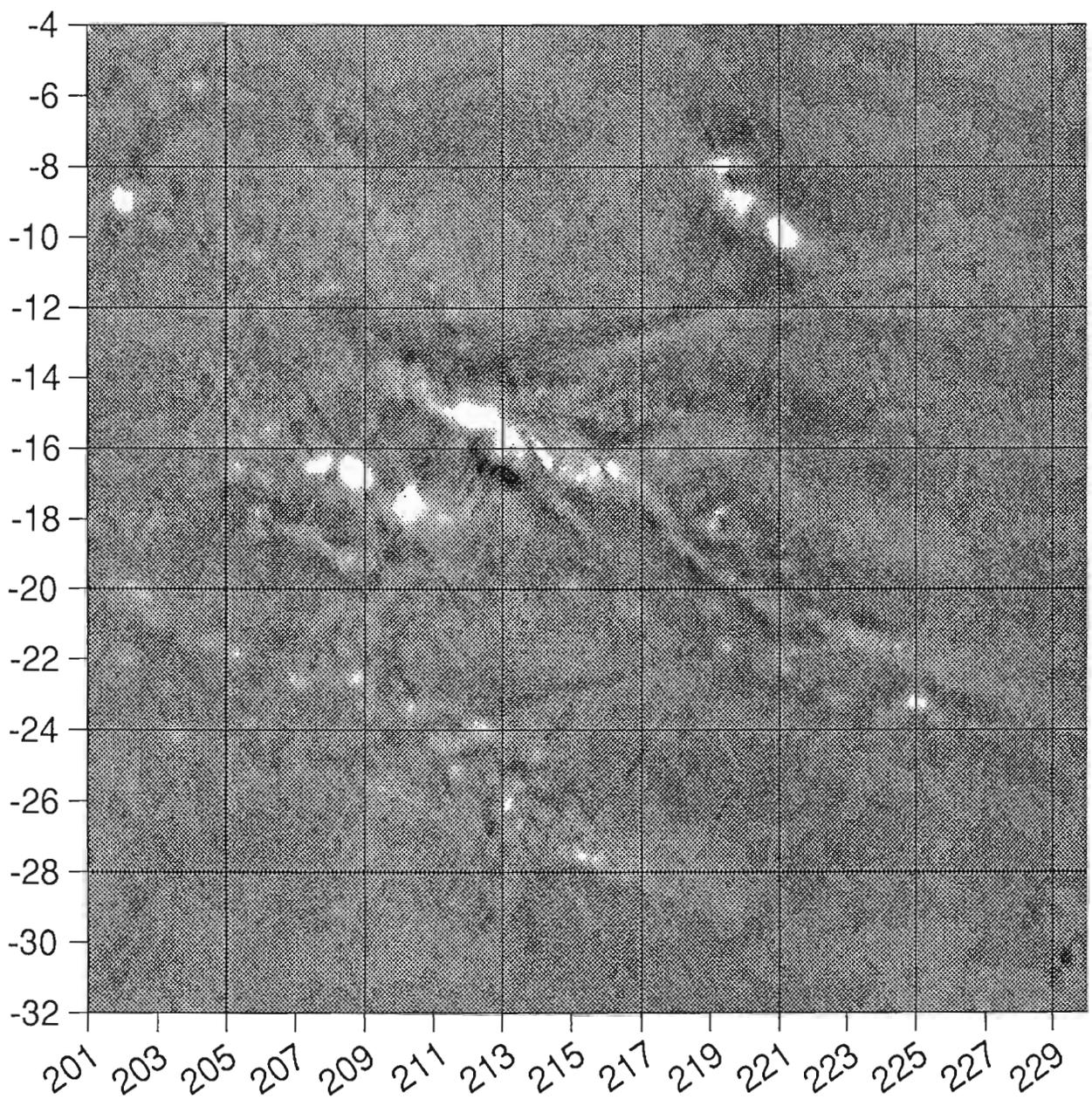
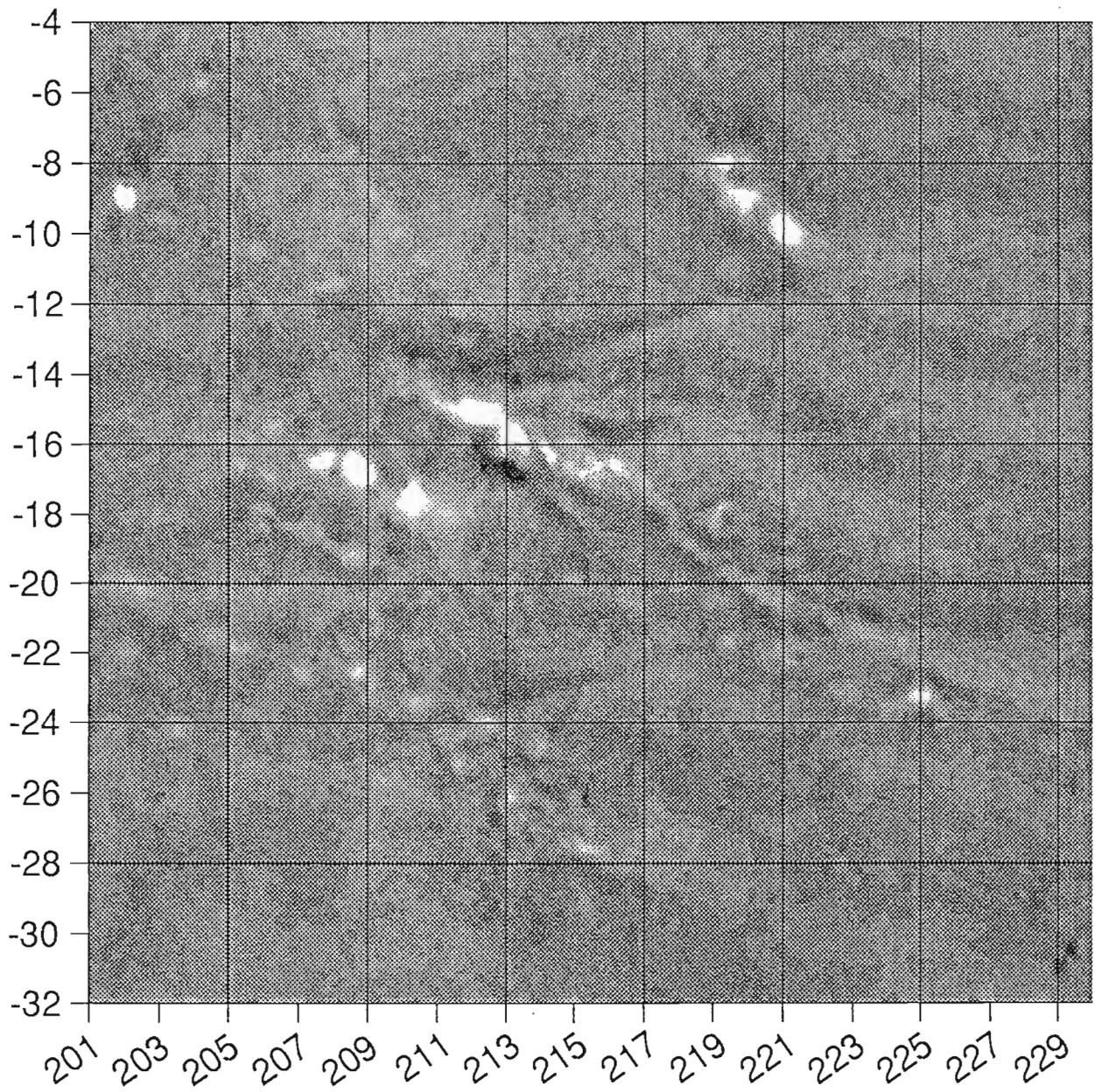


Figure 5.1  
Variations fines autour de la valeur 0 du  
géοide filtré (SEASAT + GEOS-3) montrant  
les erreurs d'orbite résiduelles.

Figure 5.2  
Réduction des erreurs d'orbite résiduelles par  
un filtre médian.



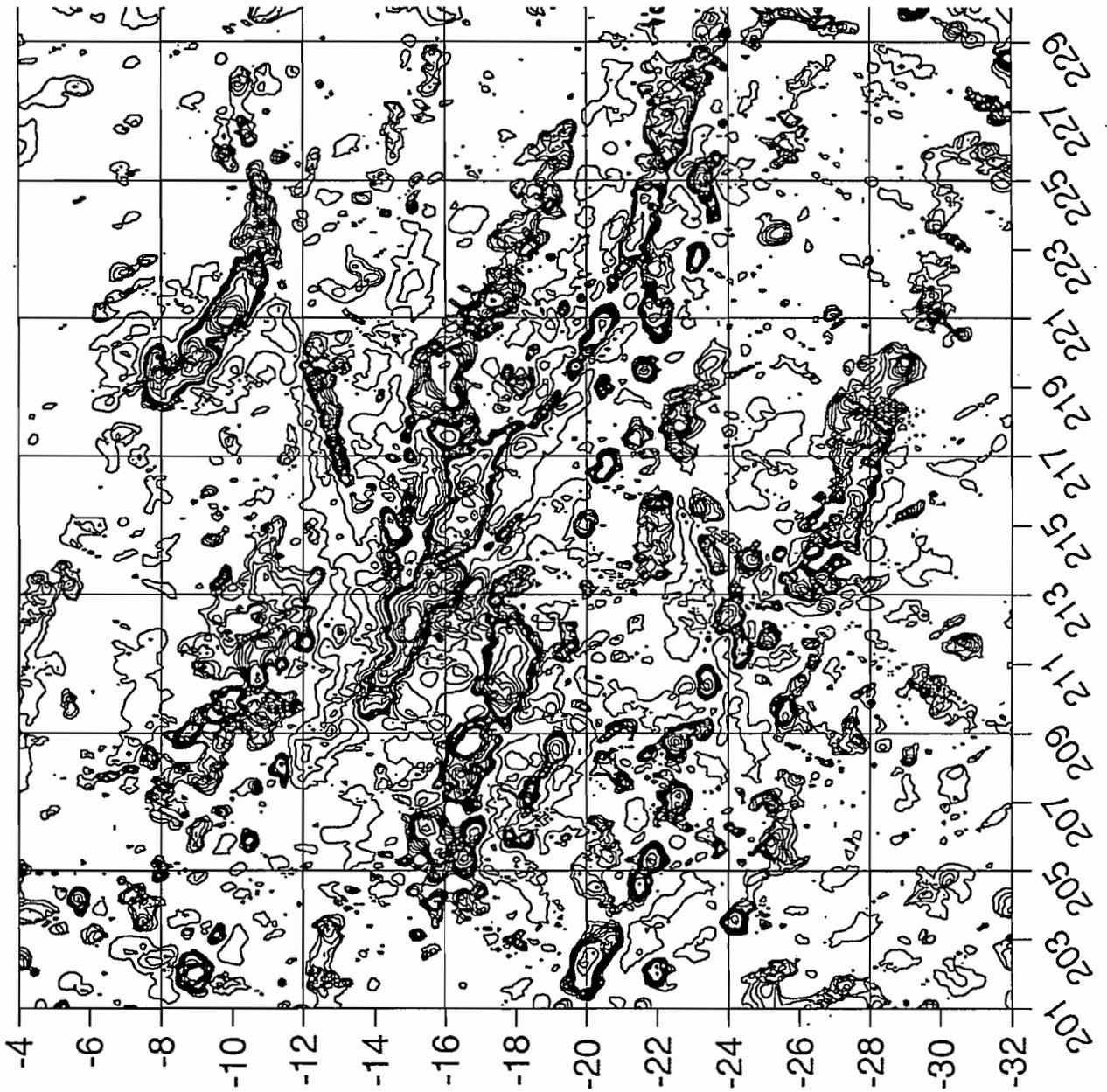


Figure 5.3  
Mêmes données que 5.1, en courbes de niveaux

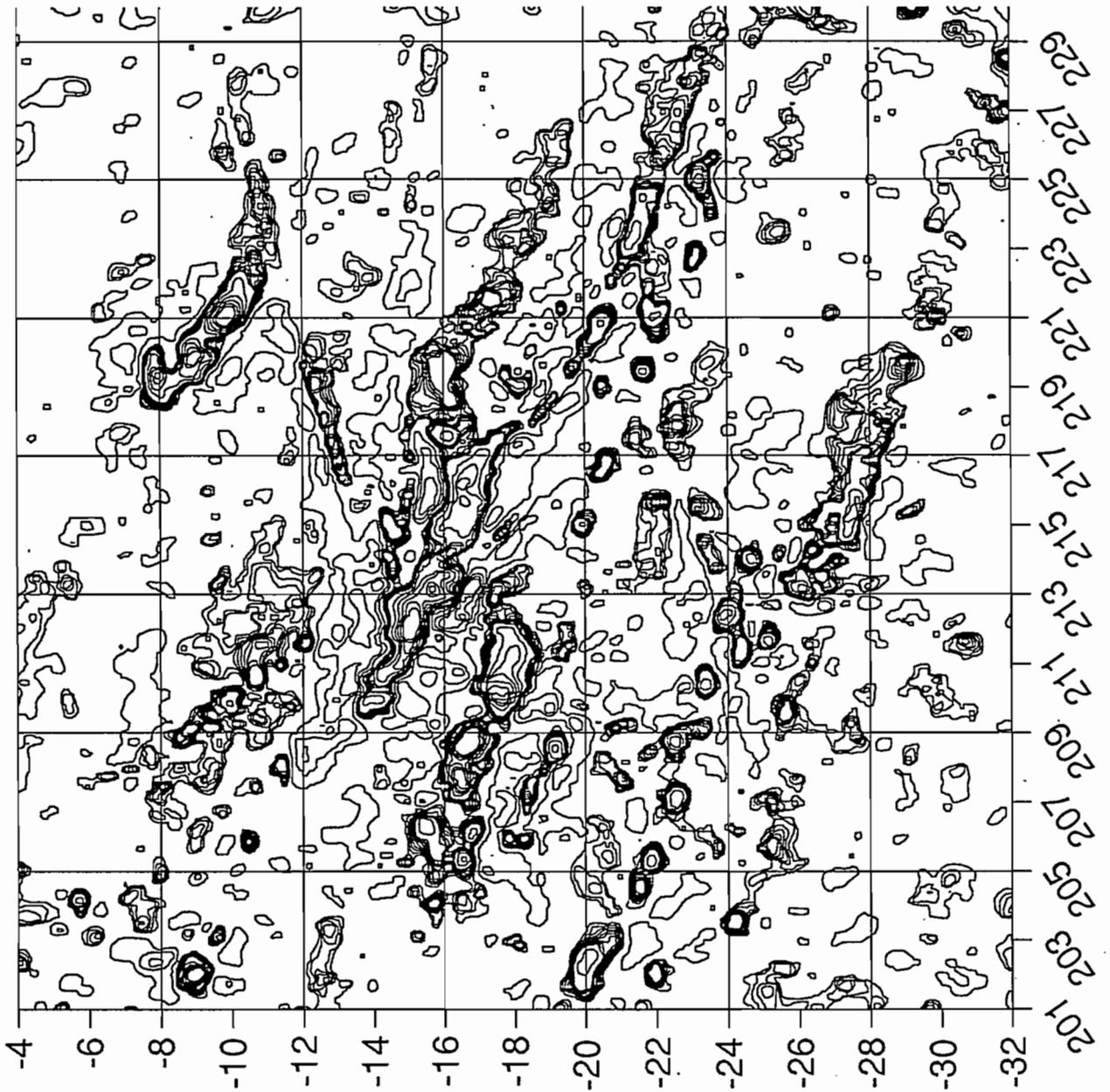


Figure 5.4  
Mêmes données que 5.2, en courbes de niveaux.

## 6) RESULTATS

Les traitements que nous avons décrits permettent d'obtenir le géoïde résiduel des Figures 5.2 et 5.4. La corrélation de ce géoïde résiduel avec les principaux éléments du relief est très bonne (zones de fracture des Marquises et des Australes, chaînes volcaniques, etc.).

A partir de cette fonction représentant le géoïde après traitement, nous avons décomposé les valeurs de la hauteur du géoïde en classes de manière à ne faire ressortir que les signatures de reliefs volcaniques. Nous savons que les volcans sous-marins produisent sur le géoïde des ondulations positives de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres d'amplitude, et de 50 à 200 km de largeur, suivant la hauteur, la masse et la compensation isostasique des structures. Sur la Figure 6.1, le géoïde résiduel a été représenté de 0.15 à 2.25m, de manière à renforcer les ondulations positives dues aux reliefs volcaniques.

Sur la carte 1, située à la fin de ce rapport, le géoïde résiduel a été tracé avec le même découpage en classes que pour l'image de la Figure 6.1, mais en courbes de niveaux. La bathymétrie connue (fichier SYNBAPS) a également été représentée (isobathes 1000, 2000, 3000 et 4000 mètres). Les traces SEASAT et GEOS-3 utilisées pour réaliser cette carte sont également indiquées.

Quelques îles ou volcans sous-marins ne sont pas couverts par les données (l'île Vostok, à l'ouest des Iles Carolines). Il existe, au niveau de certaines îles ou monts sous-marins cartographiés, un décalage de quelque km entre la localisation du maximum relatif du géoïde et la position cartographiée du sommet de la structure. Ce décalage peut être réel (répartition non homogène des masses à l'intérieur du volcan), ou du aux algorithmes d'interpolation à partir d'une répartition non régulière des points de mesure.

Le haut-fond Fabert bank, cartographié à  $-24.1^{\circ}, 201.4^{\circ}$ , et qui n'a pas de signature sur le géoïde, n'existe pas, comme l'a confirmé un relevé Seabeam (Pontoise et al., 1986). Les Iles du désappointement et l'île de Pukapuka ne sont pas visibles sur la Figure 6.2 et la carte 1: d'une part l'amplitude des anomalies du géoïde est relativement faible (0.5m sur les profils passant à proximité immédiate), suggérant une compensation isostasique forte (de type Airy), et d'autre part ces anomalies sont situées dans un minimum relatif du géoïde du à la flexure lithosphérique des Tuamotu, et non représenté dans les classes choisies.

La comparaison entre le géoïde résiduel et les isobathes permet de localiser immédiatement les volcans sous-marins non cartographiés.

Sur la carte 2, nous n'avons repporté en courbes de niveaux que les anomalies que nous pensons être dues à la présence de volcans sous-marins n'existant pas sur les données bathymétriques GEBCO, ou qui ne sont que partiellement cartographiées sur la carte GEBCO. Chaque nouvelle structure est indiquée par une flèche. Quelques isobathes du fichier SYNBAPS sont représentées. La zone en pointillés indique la partie positive de la signature de la zone de fracture des Marquises.

Lors d'une étude antérieure des données SEASAT sur la région des Australes (Baudry et al., 1987), plusieurs de ces nouveaux volcans ont été détectés et localisés (notés S1 à S10 sur la carte 2). Ultérieurement, une cartographie Seabeam (sondeur multifaisceaux) a été réalisée sur 5 de ces monts (S2, S3, S5, S6 et S7; voir Pontoise et al., 1986; Baudry and Diament, 1987; Baudry et al., 1988). Les données Seabeam ont permis de confirmer ces prédictions bathymétriques faites à partir de modélisations de déformations du géoïde sur des profils SEASAT parallèles.

De ces 5 volcans cartographiés, le plus haut est S3, qui culmine à -420m pour une hauteur au dessus du plancher océanique de 3500m. L'anomalie du géoïde sur la carte 1 correspondant à S3 est de 52cm. Le volcan le moins haut est S5, qui a une hauteur de 2200m au dessus du plancher océanique et qui culmine à -2300m. L'anomalie du géoïde associée est de 31cm.

La précision de localisation des volcans sur la carte 2 est d'une trentaine de km. L'estimation précise de la localisation, de la taille et de forme des volcans responsables de ces anomalies ne peut être faite sans une modélisation des sources, qui doit tenir compte de la déformation de la lithosphère sous le poids des volcans. Néanmoins les anomalies de la carte 2 correspondent à des volcans qui dépassent probablement tous une hauteur de 2000m au dessus du plancher océanique.

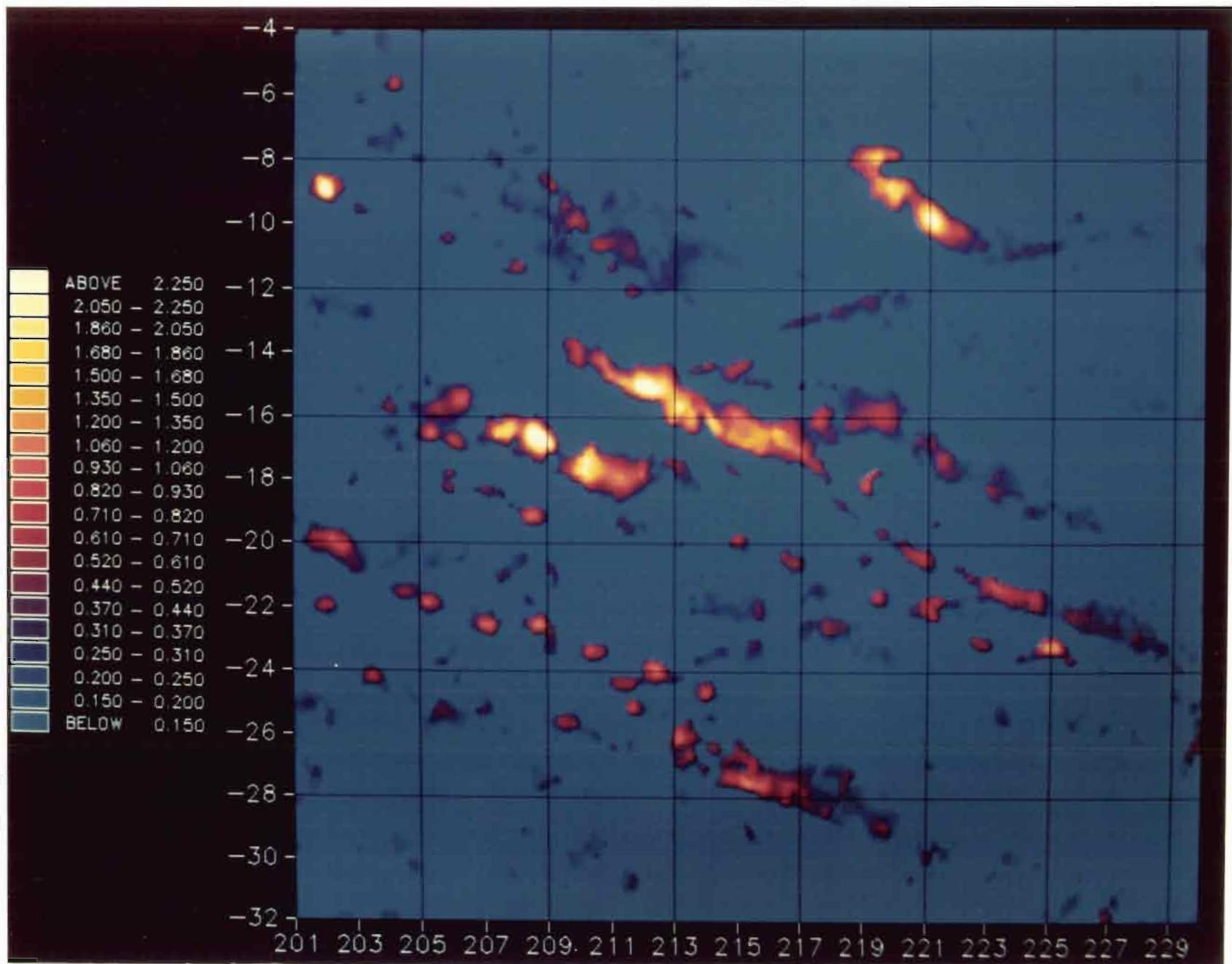


Figure 6.1

Références citées

Baudry N. and M. Diament, Shipboard confirmation of SEASAT bathymetric predictions in the South Pacific, AGU Monograph, 43, 115-112, 1987.

Baudry N., M. Diament and Y. Albouy, Precise location of unsurveyed seamounts in the Austral archipelago area using SEASAT data, Geophys. J. R. astr. Soc., 89, 869-88, 1987.

Baudry N., U.V. Stackelberg et J. Récy, Alignements volcaniques dans les Iles Australes: analyse et interprétation de données SEASAT et Seabeam, C. R. Acad. Sci. Paris, 306, série II, 643-648, 1988.

Harris F.J., On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform, Proceedings of the IEEE, 66, 51-83, 1978.

Liang C.K., The adjustment and combination of GEOS-3 and SEASAT altimeter data, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Report n° 346, 1983.

Marks K.M. and R.V. Sailor, Comparison of GEOS-3 and SEASAT altimeter resolution capabilities, Geophys. Res. Lett., 13, 697-700, 1986.

Pontoise B. et al., Levés Seabeam dans l'archipel des Iles Australes: confirmation d'une nouvelle méthode de localisation de monts sous-marins basée sur l'analyse des données SEASAT, C. R. Acad. Sc. Paris, 303, série II, 563-568, 1986.

Reigber C., G. Balmino, H. Muller, W. Bosch and B. Moynot, GRIM gravity model improvement using LAGEOS (GRIM3-L1), J. Geophys. Res., 90, 9285-9299, 1985.

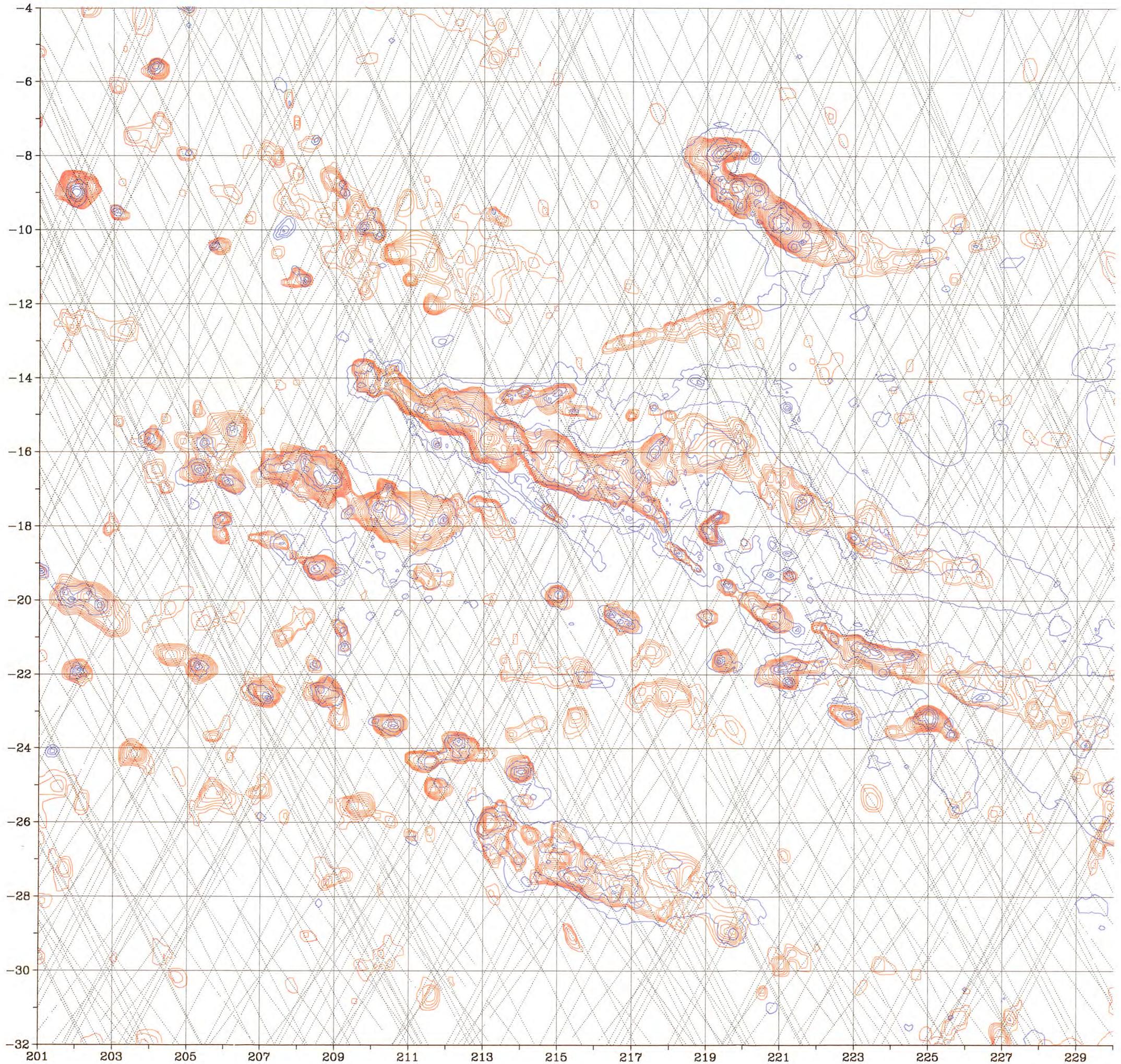
- Lignes blanches : Bathymetry (GEBCO) 1000 - 4000 m.
- Plages Colorées : Ondulations positives du géoïde filtré dues à des reliefs sous marins, en mètres.

N. Baudry - UR 1F ORSTOM Nouméa 1989

LEGENDE

En bleu : reliefs sous-marins connus  
(isobathes 1000 à 4000 m de la carte  
GEBCO).

En orange : ondulations positives  
du géoïde filtré, liées aux reliefs  
sous-marins existants.



LOCALISATION DE MONTS SOUS-MARINS EN POLYNESIE FRANCAISE / CARTE N°2



Géοide filtré



Bathy simplifiée SYNBAPS



Monts sous-marins non cartographiés

Projection plate carrée

N.BAUDRY\_ORSTOM Nouméa décembre 1988

