

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

**CENTRE DE NOUMÉA
GÉOLOGIE - GÉOPHYSIQUE**

SISMICITE ET RISQUE SISMIQUE A VANUATU

R. PREVOT

J.L. CHATELAIN

A 28724 ex 2

JUIN 1983

RAPPORT N°5-83

**CENTRE ORSTOM - B.P. A 5 - NOUMÉA
NOUVELLE-CALÉDONIE**



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE NOUMEA

SISMICITE ET RISQUE SISMIQUE A VANUATU

R. PREVOT

J.L. CHATELAIN

Collection Fonds Documentaire

N° : 28724 ep 2

Cote : A

Juin 1983

Nous remercions tous ceux qui nous ont aidés pour l'acquisition des données et la réalisation de ce rapport.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	1
GENERALITES	3
I) Structure de la terre	3
II) Les plaques	3
III) Les séismes	5
IV) Les zones sismiques	6
V) Enregistrement des tremblements de terre	7
VI) Localisation des séismes	8
VII) Magnitude et intensité des séismes	11
CARACTERES GENERAUX DE LA SISMICITE A VANUATU	13
I) Répartition géographique des séismes	13
II) Répartition des séismes en profondeur	15
III) Répartition des séismes dans le temps	16
LE RESEAU ORSTOM-CORNELL	19
I) Fonctionnement du réseau	19
II) Traitement des données	20
III) Résultats	21
1) Répartition des séismes dans le temps	21
2) Distribution des séismes dans l'espace	22
a) Répartition géographique	22
b) Répartition en profondeur	23
3) Etude des séismes de forte magnitude	24
a) - Le séisme de Mere Lava	24
b) - Les séismes à l'ouest de Vaté	25
c) - Conclusion	28

LE RISQUE SISMIQUE A VANUATU	31
I) Etude du risque sismique	31
1°) Répartition des forts séismes	31
2°) Magnitude maximale possible	32
3°) Cartes des intensités possibles à Vanuatu	33
II) Séismes les plus forts ressentis à Vanuatu	34
1°) Séisme du 23 juillet 1961	35
2°) Séismes des 11, 12 et 13 août 1965	35
3°) Séisme du 27 octobre 1971	37
4°) Crise sismique de fin décembre 1973 et janvier 1974 ...	38
5°) Séisme du 30 juin 1974	40
6°) Séismes de mai 1980	40
III) Remarques sur les dégâts causés par les séismes à Vanuatu ...	41
1°) Précautions à prendre pour les constructions	42
2°) Précautions à prendre dans les habitations	43
IV) Conclusion	44
CONCLUSION	45
BIBLIOGRAPHIE	46
OUVRAGES A CONSULTER	49
ANNEXE : ECHELLE D'INTENSITE DE MERCALLI MODIFIEE	51

INTRODUCTION

L'archipel de Vanuatu fait partie de ce que l'on appelle communément la "ceinture de feu du Pacifique". Il est situé sur la frontière entre les plaques Indo-australienne et Pacifique. A cet endroit la plaque Indo-australienne plonge sous la plaque Pacifique à une vitesse évaluée à environ 10 cm/an. Cette vitesse n'est pas constante, et c'est ce mouvement de convergence par "à-coups" qui provoque des séismes.

Bien qu'à Vanuatu aucun séisme n'ait entraîné de catastrophes de l'ampleur de celles qui ont pu être observées au Japon, par exemple, l'archipel n'en est pas moins une zone de très forte activité sismique. Environ 4.000 séismes y ont été localisés par le réseau mondial depuis 1961, et il ne se passe pas une année sans que plusieurs séismes soient ressentis par la population.

Dans le passé, les séismes ont occasionné peu de pertes en vies humaines à Vanuatu (jusqu'à présent, les cyclones ont causé plus de morts que les tremblements de terre). Par contre, ils ont provoqué des dégâts matériels assez importants soit directement (secousses sismiques), soit indirectement (tsunamis, glissements de terrain, etc..., engendrés par un séisme).

Il est donc utile d'essayer d'évaluer les risques de tremblements de terre afin de prendre les dispositions nécessaires pour atténuer leurs effets dévastateurs. Cette évaluation peut se faire à l'aide des informations fournies par le réseau mondial de stations sismologiques, auquel l'ORSTOM prend une part active avec ses stations permanentes installées dans l'archipel depuis 1964. Cependant, seule une étude approximative peut être réalisée à partir des données du réseau mondial; en effet, celui-ci

ne permet de localiser que les séismes de magnitude supérieure à 4. Il est nécessaire, pour avoir une idée plus précise de la sismicité d'une région, de compléter ces données en localisant les séismes de plus faible magnitude. C'est dans ce but que l'ORSTOM a installé, en collaboration avec l'Université de Cornell (Etats-Unis) et avec l'aide du gouvernement de Vanuatu, un réseau de sismomètres couvrant une grande partie de l'archipel. Ce réseau, en fonction depuis septembre 1978, fournit des données permettant l'étude plus détaillée de la sismicité et de la structure de la région. A l'aide de ces données, combinées à celles du réseau mondial, nous proposons également une étude du risque sismique à Vanuatu.

GENERALITES

Pour faciliter la lecture de cet exposé, il nous semble utile de rappeler quelques notions générales.

I - STRUCTURE DE LA TERRE

La terre n'est pas une sphère homogène. Elle est composée de couches concentriques, d'épaisseurs variables. Du point de vue géodynamique, on distingue, à partir de la surface (figure 1) :

- La lithosphère (du grec "lithos" : pierre), dont l'épaisseur est d'environ 50 kilomètres sous les océans et 150 kilomètres sous les continents. Cette couche est rigide, et sa partie supérieure forme la croûte terrestre. Les continents sont constitués par une croûte granitique légère, d'une quarantaine de kilomètres d'épaisseur, et le fond des océans par une croûte basaltique plus dense, dont l'épaisseur ne dépasse guère 7 kilomètres.

- L'asthénosphère (du grec "asthenos" : sans résistance), qui s'étend jusqu'à 700 kilomètres de profondeur. C'est une couche plus plastique et plus chaude dont la fluidité augmente avec la profondeur, et sur laquelle repose la lithosphère.

- La mésosphère (du grec "meso" : au milieu de), enfin, qui constitue la partie interne de la terre.

II - LES PLAQUES

La théorie de la tectonique des plaques décrit la lithosphère comme l'enveloppe de la terre, constituée d'un certain nombre de plaques rigides. Ces plaques "flottent" sur l'asthénosphère et sont constamment en mouvement les unes par rapport aux autres. Elles peuvent soit diverger, soit converger, soit coulisser le long de grandes failles.

- Dans les zones de divergence, situées principalement au fond des océans, les plaques s'écartent les unes des autres, produisant

des fissures qui sont continuellement comblées par du magma montant de l'asthénosphère (figure 2). Tout au long de ces frontières appelées dorsales il y a donc création de matériel lithosphérique.

- Le cas des zones de convergence est un peu plus complexe. Il est généralement admis que seules les plaques océaniques, plus lourdes que les plaques continentales, peuvent plonger dans l'asthénosphère. Ceci fait que si l'une au moins des deux plaques qui convergent est de type océanique, elle va s'enfoncer sous l'autre. C'est ce que l'on appelle une zone de subduction (figure 3). La plaque plongeante sera peu à peu "digérée" par l'asthénosphère dans laquelle elle pénètre. Le long de ce type de frontière on assiste à la destruction de matériel lithosphérique (comme par exemple à Vanuatu). Globalement la création de matériel lithosphérique "frais" au niveau des dorsales est compensée par la destruction d'un volume équivalent de lithosphère au niveau des zones de subduction, la taille de la Terre semblant rester constante. Si les deux plaques en présence sont de type continental, leurs lithosphères sont trop légères pour qu'une de ces plaques puisse plonger sous l'autre et il y a alors collision, provoquant la formation d'une chaîne de montagne (par exemple, la chaîne de l'Himalaya résulte de la collision de l'Inde avec l'Asie).
- Le long des grandes failles, les plaques coulissent l'une par rapport à l'autre et dans ces zones il n'y a ni création ni destruction de matériel lithosphérique (par exemple, faille de San Andreas en Californie).

Il faut noter qu'aucun système de référence ne permet de définir les mouvements absolus des plaques, sauf si l'on considère comme fixe une plaque ou une frontière de plaque arbitrairement choisie. Généralement on ne s'intéresse qu'au mouvement relatif d'une plaque par rapport à une ou plusieurs autres.

La taille des plaques est très variable. Il existe six grandes plaques (comme la plaque Pacifique, sur laquelle repose la majeure partie de l'Océan Pacifique) et de nombreuses sous-plaques (comme la plaque des Fidji) (figure 4).

Certaines plaques sont entièrement océaniques, d'autres, continentales, et enfin d'autres sont mixtes.

III - LES SEISMES

Les séismes sont simplement des secousses du sol. Ils se produisent lorsque les contraintes, dues aux mouvements des plaques, se sont accumulées au point de provoquer la rupture des roches de l'enveloppe terrestre. Les ondes issues du tremblement de terre sont appelées "ondes sismiques". Comme les ondes sonores émises par un gong lorsqu'on le frappe, les ondes sismiques rayonnent à partir d'une source d'énergie qui est en l'occurrence l'endroit où il y a rupture des roches .

Les ondes sismiques sont formées des ondes de volume, qui traversent la Terre, et des ondes de surface, qui se propagent autour de la Terre parallèlement à sa surface. Les ondes de volume comprennent essentiellement les ondes P (premières ondes) et les ondes S (secondes ondes). Dans la réalité, l'examen d'un enregistrement sismique (sismogramme) montre un signal plus complexe que l'arrivée successive d'une unique onde P, d'une unique onde S et d'un train d'ondes de surface. Exactement comme les ondes sonores font écho sur les murs des bâtiments, les ondes de volume font écho en se réfléchissant sur les surfaces de séparation des différentes couches qu'elles traversent, donnant naissance à toute une série de phases qui s'additionnent et se mélangent, rendant beaucoup plus difficile l'analyse des enregistrements (figure 5).

Les ondes P, S et de surface partent en même temps du foyer du séisme. C'est parce qu'elles se propagent à des vitesses différentes qu'on observe un écart de temps au moment où elles arrivent à un lieu donné (écart qui s'accroît donc avec la distance à laquelle on se trouve du séisme).

Les ondes sismiques perdent leur énergie en se propageant. L'énergie des ondes P et S décroît plus rapidement que celle des ondes de surface.

Bien que pour un tremblement de terre la source sismique soit répartie dans un certain volume de roches, il est plus commode de représenter la source d'un séisme par un point, considéré comme l'origine des ondes sismiques. Ce point, appelé foyer ou hypocentre, peut se trouver à des profondeurs variables. On parle beaucoup plus souvent de l'épicentre du séisme : c'est le point de la surface du sol situé à la verticale du foyer.

Les séismes sont généralement classés, suivant la profondeur de leur foyer, en trois catégories :

- les séismes superficiels : 0 à 70 kilomètres de profondeur
- les séismes intermédiaires : 70 à 150 kilomètres de profondeur
- les séismes profonds : 150 à 700 kilomètres de profondeur
(aucun séisme n'a été localisé à plus de 700 kilomètres de profondeur).

IV - LES ZONES SISMIQUES

Les tremblements de terre ne sont pas distribués uniformément sur la surface du globe. A l'intérieur des plaques, les tremblements de terre sont rares; ils sont presque exclusivement concentrés le long des frontières entre les plaques (figure 6). On retrouve donc autant de types de sismicité que de types de frontières entre les plaques :

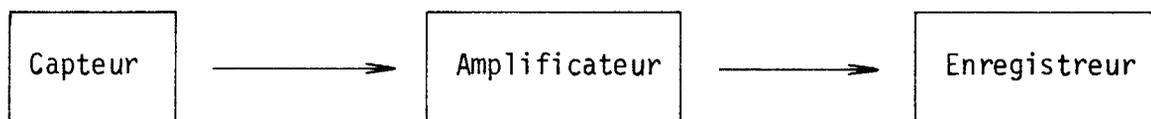
- Le premier type de zone sismique est représenté par d'étroites bandes centrées sur les dorsales océaniques. Ces zones sont le siège de séismes très superficiels.
- Le deuxième type de zone sismique, représenté par les frontières de plaques coulissant l'une par rapport à l'autre (par exemple, faille de San Andreas aux Etats-Unis), est également caractérisé par la présence de séismes superficiels.
- Le troisième type de zone sismique est associé aux zones de subduction. On y rencontre des séismes superficiels, intermédiaires et parfois profonds. Ces zones sismiques inclinées sont appelées plans de Benioff, du nom du géophysicien qui les a mises en évidence.

- Le quatrième type de zone sismique est constitué par la ceinture active qui s'étend de la Birmanie à la Mer Méditerranée. Il s'agit d'une large bande continentale complexe où l'on rencontre des séismes superficiels et quelques zones de séismes intermédiaires.

V - ENREGISTREMENT DES TREMBLEMENTS DE TERRE

En schématisant, on peut dire qu'une chaîne d'enregistrement sismique se compose essentiellement de trois éléments :

- un capteur des déplacements du sol, le sismomètre,
- un amplificateur (mécanique, optique, électronique, etc ...),
- un enregistreur (à encre, à stylet chauffant, photographique ou magnétique), le sismographe.



Bien que les sismomètres soient de plus en plus perfectionnés, ils reposent toujours sur le principe du pendule. Une masse est librement suspendue à un cadre solidaire du sol. Quand le cadre est secoué par les ondes sismiques, l'inertie de la masse fait qu'elle suit avec un décalage le mouvement du cadre.

Ce système est utilisé pour détecter les mouvements verticaux (ondes P) ou horizontaux (ondes S) du sol. On enregistre le mouvement vertical en fixant la masse à un ressort suspendu au cadre. Pour la mesure

des mouvements horizontaux, la masse est fixée à un pendule, qui bouge comme une porte sur ses gonds (figure 7).

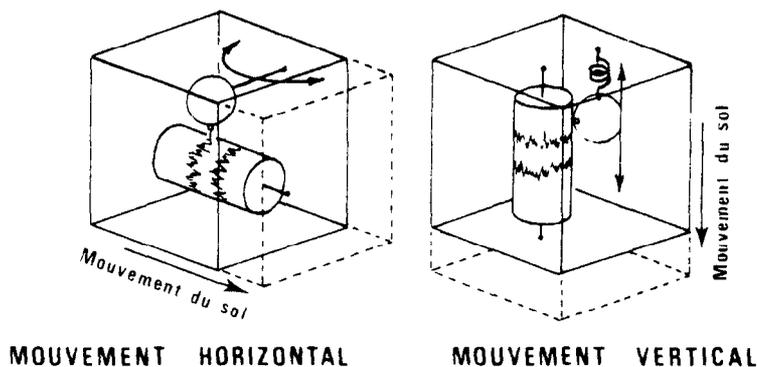


Figure 7 : - Principe du sismomètre.

Le mouvement du sol capté par le sismomètre est ensuite amplifié des milliers ou des centaines de milliers de fois avant d'être retranscrit sur le sismogramme par l'enregistreur ou sismographe. D'autre part, comme nous venons de le voir, on enregistre le mouvement relatif de la masse par rapport à son support : ce n'est donc pas le véritable mouvement du sol que l'on obtient sur le sismogramme. Cependant il est possible de calculer le mouvement réel du sol à partir de l'enregistrement obtenu, si l'on connaît les caractéristiques du pendule utilisé.

VI - LOCALISATION DES SEISMES

La localisation des séismes est obtenue en utilisant le temps mis par les ondes P et S pour aller du foyer du séisme aux stations d'enregistrement. Les temps de parcours moyens des ondes P et S en fonction de la

distance sont connus et ont été reportés sur des tables ou des abaques (Tables Jeffreys-Bullen, Herrin).

Il faut donc connaître l'heure d'arrivée des ondes sismiques aux stations d'enregistrement et ceci avec la meilleure précision possible. Actuellement ce n'est plus un gros problème avec les horloges modernes mais il n'en a pas toujours été de même. La difficulté majeure consiste le plus souvent à déterminer exactement où commence le séisme sur le sismogramme. En effet, le sol n'est pas au repos entre deux tremblements de terre et une agitation permanente apparaît sur les enregistrements. Ce "bruit de fond sismique" est dû aux perturbations locales : circulation dans les rues, vent dans les arbres, ressac, etc...

Il est impossible de localiser un tremblement de terre à l'aide d'une seule station (on ne peut alors connaître que la distance du foyer à cette station)(1). Une bonne approximation de la localisation d'un épïcén-tre peut être obtenue si l'on dispose des temps d'arrivée des ondes à trois observatoires, grâce à des procédés de triangulation. Il faut noter que cette méthode simple n'est utilisable que pour localiser des séismes relativement proches des observatoires (quelques dizaines de kilomètres). Elle est cependant très utile pour obtenir une estimation immédiate de la zone où le séisme s'est produit. Si l'on veut connaître la profondeur du foyer et améliorer la localisation de l'épïcén-tre, il est nécessaire de disposer d'un nombre plus important de temps d'arrivées, donc de stations. Un ordinateur est alors indispensable pour effectuer les calculs.

Actuellement tous les observatoires répartis sur la surface du globe - 1000 observatoires environ - sont en fonction dans le monde - envoient les temps d'arrivées de tous les séismes qu'ils enregistrent à deux organismes

(1) - Le calcul de cette distance s'effectue en utilisant la différence entre les temps d'arrivée des ondes P et S, ces ondes ne se propageant pas à la même vitesse (cf. III). Une estimation de cette distance peut être obtenue avec la formule : distance (en km) = $8x$ (temps d'arrivée de l'onde S - temps d'arrivée de l'onde P en secondes).

qui se chargent de les localiser. Il s'agit de l'USGS (United States Geological Survey) aux Etats-Unis et de l'ISC (International Seismic Centre) en Angleterre. L'USGS publie des bulletins très fréquents (plusieurs par mois) dans lesquels sont reportées les localisations préliminaires des séismes. L'ISC publie un bulletin annuel dans lequel les localisations des séismes sont calculées avec plus de précision.

Comme on doit comparer les temps d'arrivées des ondes sismiques entre les observatoires distribués autour du globe, il est nécessaire d'utiliser une heure commune. C'est pourquoi ce n'est pas l'heure locale qui est utilisée mais le temps universel (T.U.). Le moment où s'est produit un séisme est donc donné en heure T.U., qu'il est aisé de transformer en heure locale (Heure de Vanuatu = heure T.U. + 11).

Il est important de bien comprendre que la localisation des séismes ne donne pas des solutions rigoureusement exactes. Si d'énormes progrès ont été accomplis dans ce domaine, notamment grâce à l'emploi d'ordinateurs, il n'en reste pas moins que la position des épencentres est connue avec une incertitude qui, dans le meilleur des cas, est de l'ordre de quelques kilomètres. La position des hypocentres est plus problématique : la profondeur des séismes est le plus souvent connue avec une incertitude supérieure à celle de l'épicentre (de l'ordre de 10 kilomètres dans le meilleur des cas), et il arrive même qu'on ne puisse pas déterminer la profondeur (elle est alors fixée arbitrairement à 33 km, épaisseur moyenne de la croûte terrestre).

Ces incertitudes sur la position des séismes ont plusieurs causes :

- 1- les temps d' arrivées ne sont pas connus avec une précision absolue,
- 2- il peut y avoir, par exemple, des erreurs et de mauvaises interprétations sur le type d'une arrivée,
- 3- la connaissance imparfaite de la structure géologique des régions traversées par les ondes sismiques, obligeant les sismologues à utiliser des valeurs moyennes de vitesses de propagations de ces ondes parfois éloignées de la réalité.

VII - MAGNITUDE ET INTENSITE DES SEISMES

Une fois qu'un séisme a été localisé, le dernier paramètre à définir est l'importance de ce séisme. A ce propos, il faut bien faire la différence entre la magnitude et l'intensité d'un séisme.

1) La magnitude est une mesure de l'importance des séismes, et l'on établit, au moins approximativement, une corrélation entre la magnitude et la sévérité d'un séisme. Initialement, le géophysicien américain Charles F. Richter a défini la magnitude d'un séisme par le logarithme décimal de l'amplitude maximale du signal enregistré sur un sismographe modèle "Wood-Anderson" à une distance de 100 kilomètres du séisme. Il est bien évident qu'on ne dispose pas d'un tel sismographe situé à 100 kilomètres de chaque séisme. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire de tenir compte, dans la formule définie par Richter, de l'éloignement du foyer du séisme puisque les ondes sismiques s'affaiblissent avec la distance.

Théoriquement, l'échelle des magnitudes (Echelle de Richter) telles que celles-ci ont été définies, n'a pas de limite inférieure ou supérieure. Physiquement il y a certainement une limite maximale à la taille des séismes, due aux caractéristiques propres des roches : les séismes les plus forts jamais enregistrés ont une magnitude voisine de 9. Pour les faibles séismes, des sismographes à très haute sensibilité peuvent détecter des séismes de magnitude inférieure à - 2. Il résulte également de la définition de la magnitude que chaque augmentation d'une unité de celle-ci traduit une libération d'énergie 30 fois supérieure.

En fait, depuis que Richter a proposé sa formule, on détermine la magnitude de plusieurs manières. Au lieu de prendre l'amplitude maximale des signaux enregistrés, on mesure habituellement l'amplitude maximale de l'onde P et l'on obtient une magnitude des ondes de volume, notée m_b (b : body wave = onde de volume). Quand on enregistre un train d'ondes de surface, on mesure son amplitude maximale et l'on obtient une magnitude des ondes de surface notée M_s . Pour les séismes très forts c'est M_s qui mesure le mieux l'importance du séisme. Il existe d'autres formules qui ne sont pas basées sur l'amplitude des ondes, mais, par exemple, sur la longueur totale du signal enregistré.

Il faut surtout retenir que la magnitude donne une mesure de l'importance du séisme à la source.

2) Pour estimer l'intensité d'un séisme, on ne se réfère pas aux mesures des mouvements du sol, mais aux observations des dégâts causés par ce séisme. L'échelle d'intensité la plus couramment utilisée est celle de Mercalli modifiée. Cette échelle comporte 12 degrés.⁽¹⁾ C'est une échelle empirique, qui donne une idée des effets produits par un séisme dans toute la zone affectée par ce séisme. Un séisme d'une magnitude donnée sera ressenti avec des intensités très variables dépendant de facteurs tels que l'éloignement et les conditions géologiques locales (figure 8). Ainsi, un séisme superficiel de magnitude relativement faible peut provoquer des dégâts importants ; le séisme qui a détruit la ville d'Agadir, au Maroc, avait une magnitude inférieure à 5, alors que des séismes de cette magnitude ou de magnitude supérieure se produisent fréquemment à Vanuatu sans occasionner de dégâts.

(1) Voir Annexe, page 51

CARACTERES GENERAUX DE LA SISMICITE DE VANUATU

L'archipel de Vanuatu se trouve sur la frontière entre les plaques Indo-australienne et Pacifique. Cette frontière est une zone de subduction : la plaque Indo-australienne disparaît sous la plaque Pacifique. Les deux plaques convergent à une vitesse qui a été estimée à environ 10 cm/an (1).

En avant de l'archipel, c'est-à-dire à l'ouest, se trouve la fosse des Nouvelles-Hébrides. La présence d'une fosse est une caractéristique que l'on retrouve dans toutes les zones de subduction actives. Elle résulte de la flexure de la plaque plongeante. A Vanuatu la fosse n'existe pas tout le long de l'archipel : elle s'interrompt au sud de Mallicolo et reprend au nord de Santo. La présence de ces îles à la place de la fosse est encore mal expliquée.

L'archipel de Vanuatu est soumis à une activité sismique intense : l'USGS y a localisé entre 1961 et 1982 environ 4000 séismes de magnitude supérieure à 4 (2).

I - REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES SEISMES .

Pour étudier la sismicité à Vanuatu, nous avons utilisé les localisations de séismes déterminées par l'USGS entre 1936 et 1982. Nous avons

- (1) - En fait, à Vanuatu, la subduction ne se fait pas directement sous la plaque Pacifique mais sous le plateau (ou bassin) Nord Fidjien.
- (2) - Le réseau mondial de stations sismologiques n'est pas suffisamment dense pour permettre de détecter les séismes de magnitude plus faible qui se produisent à Vanuatu.

séparé ces données en deux groupes, la précision avec laquelle elles ont été obtenues ayant évolué entre ces deux dates.

a) De 1936 à 1966, les coordonnées des épicentres sont données au mieux avec une indication du 1/10 de degré, les localisations les plus anciennes étant même données en degrés ronds ou 1/2 degré. Ceci entraîne sur la carte (figure 9) des alignements horizontaux et verticaux artificiels, et la superposition au même emplacement de séismes qui sont, en fait, voisins. Il en résulte une image de la sismicité à la fois simple et considérablement faussée : par exemple, la superposition des localisations ne permet pas de distinguer clairement les zones très actives des zones qui le sont moins. D'autre part, jusqu'en 1960, les indications sur la profondeur des foyers sont assez vagues et même, dans la majorité des cas, inexistantes. C'est pourquoi nous avons représenté pour cette période tous les séismes par le même symbole, sans différenciation de la profondeur. Malgré ces lacunes, cette carte fait apparaître quelques traits généraux de la sismicité de Vanuatu. Les séismes ont lieu dans une bande de 200 km de large environ, orientée dans la même direction que les îles, laissant apparaître quelques zones dans lesquelles aucun séisme n'a eu lieu (trous de sismicité).

b) Sur la seconde carte (figure 10) nous avons reporté les séismes localisés à partir de 1967 jusqu'en 1982. Nous avons différencié la représentation des séismes suivant 4 tranches de profondeur :

- les séismes superficiels, de profondeur inférieure à 70 km;
- les séismes intermédiaires ont été séparés en deux groupes : ceux entre 70 et 150 kilomètres de profondeur et ceux entre 150 et 300 kilomètres de profondeur;
- les séismes profonds entre 300 et 700 km.

On peut voir que les séismes ne sont pas situés au hasard : ils sont de plus en plus profonds quand on se déplace de l'ouest vers l'est. Cette distribution est le reflet du plongement de la plaque Indo-australienne sous la plaque Pacifique. Les séismes superficiels de la bordure orientale sont la conséquence des interactions (frottements, compression) dues au mouvement de convergence des deux plaques.

Chaque tranche de profondeur choisie définit sur la carte une bande de sismicité dans laquelle les séismes ne sont pas distribués uniformément. Les séismes superficiels sont répartis à peu près régulièrement le long de l'archipel avec, cependant, une concentration très remarquable à l'ouest de Vaté (une telle concentration est appelée un essaïm de séismes) et un trou de sismicité plus au sud. Les séismes de la tranche de profondeur suivante (70-150 km) sont caractérisés par un essaïm important localisé entre les îles de Santo, Aoba, Pentecôte et Gaua ainsi que par un trou de sismicité très marqué allant de Aoba jusqu'à Vaté. Les séismes de la troisième tranche de profondeur (150-300 km) présentent eux aussi un essaïm, situé à la hauteur d'Erromango, avec un trou de sismicité au nord et un plus net encore au sud. On remarque qu'il n'y a qu'un séisme profond près d'Erromango, les autres que l'on observe sont situés sous le plateau Nord-Fidjien et n'ont pas de relation directe avec la sismicité de Vanuatu.

Cette sismicité très irrégulière illustre la complexité du phénomène de subduction à Vanuatu.

II- REPARTITION DES SEISMES EN PROFONDEUR.

Pour mieux représenter la distribution des foyers en profondeur, nous avons reporté les séismes sur deux coupes, en utilisant les localisations déterminées entre 1968 et 1982.

La première coupe (figure 11) a été obtenue en projetant les foyers sur un plan parallèle à la zone sismique. L'image obtenue nous montre la zone de subduction vue de face. Sur cette figure, l'irrégularité de la distribution des foyers le long de l'archipel apparaît encore plus nettement que sur la carte et les trous de sismicité sont particulièrement mis en valeur. L'absence de séismes profonds indique que cette subduction est jeune. (Son âge est évalué à moins de 10 millions d'années).

La seconde coupe (figure 12) a été obtenue en projetant les foyers sur un plan "perpendiculaire" à la zone sismique. L'image obtenue montre la zone de subduction vue de côté. Cette figure met clairement en évidence la zone de Benioff. On voit que la plaque Indo-australienne s'enfonce en faisant

un angle d'environ 70° avec la surface (on appelle cet angle le pendage de la zone de Benioff). Sur cette coupe les trous de sismicité n'apparaissent pas, tous les séismes ayant été regroupés sur la même figure.

Sur ces deux figures, la ligne de séismes apparaissant à 33 kilomètres de profondeur est artificielle. Elle est formée par tous les séismes dont la profondeur n'a pas pu être calculée et qui a été fixée à 33 km, comme nous l'avons vu précédemment.

III- REPARTITION DES SEISMES DANS LE TEMPS

La répartition des séismes dans le temps comme dans l'espace, est loin d'être régulière.

Nous avons reporté sur un diagramme (figure 13), pour chaque année entre 1965 et 1980, le nombre de séismes superficiels, le nombre de séismes intermédiaires et le nombre total de séismes localisés à Vanuatu par l'USGS. Le nombre total est assez variable. Cependant, même pour les années peu sismiques (1965, 1980), il est toujours supérieur à 100. En moyenne l'USGS localise à Vanuatu de l'ordre de 165 séismes par an, toutes profondeurs confondues. Quelle que soit l'année considérée, on constate que le nombre de séismes superficiels est plus important que celui de séismes intermédiaires : pendant la période considérée, l'USGS a localisé environ 1,6 fois plus de séismes superficiels que d'intermédiaires. On remarque également que le nombre de séismes superficiels est très fluctuant alors que celui des intermédiaires reste relativement stable.

Sur un second diagramme (figure 14) nous avons reporté le nombre annuel de séismes pour la même période, dans trois tranches de magnitude.

En général, l'USGS ne peut localiser à Vanuatu que les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 (il ne faut cependant pas donner à ce critère un caractère strict). De plus, chaque année, l'USGS n'est pas en mesure de calculer la magnitude de plusieurs dizaines de séismes. Nous avons considéré qu'ils avaient une magnitude d'environ 4 et nous les avons ajoutés à ceux de la tranche correspondante en figurant leur nombre en pointillé pour les distinguer de ceux dont la magnitude est connue.

Un fait marquant caractérise la sismicité de Vanuatu : le très faible nombre de séismes de forte magnitude (≥ 6); des catalogues plus anciens signalent des séismes de magnitude 8 ou plus, mais ces valeurs sont sujettes à caution.

Les séismes de faible magnitude (< 5) sont les plus nombreux. Ils ne se produisent pas toujours isolément. Certains sont induits par un fort séisme : ce sont les répliques de ce séisme (1965 par exemple). Des concentrations importantes de faibles séismes sont également observées lors des crises de sismicité, intenses, ne durant que quelques jours, dont le début n'est pas marqué par un séisme de forte magnitude (comme en 1967 et 1968).

LE RESEAU ORSTOM-CORNELL

Les données fournies par l'USGS ou l'ISC sont très utiles pour l'étude des phénomènes liés aux séismes. Mais ces organismes ne peuvent localiser, en général, que les séismes de magnitude supérieure à 4, comme nous l'avons vu précédemment. Afin de faire une étude plus fine et plus précise de la sismicité d'une région, il est nécessaire d'implanter un réseau local permettant de détecter et de localiser les séismes de magnitude plus faible (microsismicité). C'est ce que l'ORSTOM a entrepris à Vanuatu en collaboration avec l'Université de Cornell et l'aide du gouvernement de Vanuatu (Ministère des ressources naturelles et des affaires foncières). Le réseau ORSTOM-Cornell comprend 19 stations, auxquelles viennent s'ajouter les stations d'observatoires permanentes de l'ORSTOM (figure 15). Ce réseau a été installé en 3 étapes :

- Août-septembre 1978 : installation des stations sur Vaté, Nguna, Epi, Ambrym et Mallicolo (excepté à Amok),
- Août 1979 : installation des stations sur Santo, Aoba, Malo et à Amok,
- Décembre 1979 : installation des stations sur Erromango, Tanna et Aniwa.

I - FONCTIONNEMENT DU RESEAU (figure 16).

Nous avons vu qu'une chaîne d'enregistrement de tremblements de terre est essentiellement composée d'un capteur, d'un amplificateur et d'un enregistreur. Dans notre réseau, cette chaîne est "éclatée" : sur chaque site ne sont installés que le sismomètre et l'amplificateur. Toutes les stations sont pourvues d'un sismomètre vertical, auquel est adjoint, dans 5 stations seulement, un sismomètre horizontal. A toutes les stations nous sommes obligés d'utiliser l'amplification minimale. En effet, le bruit de fond sismique est très important sur les îles. Les principales causes en sont la houle et l'agitation marine en général, ainsi que le vent. De ce fait, la quantité de séismes détectés sera moindre; en contrepartie, les enregistrements obtenus seront de meilleure qualité qu'en utilisant une amplification supérieure. Un

élément supplémentaire est intercalé entre l'amplificateur et le sismographe : un ensemble émetteur - récepteur radio. Le signal sismique détecté dans les stations est envoyé en VHF à la base ORSTOM de Port Vila, où s'effectue l'enregistrement des tremblements de terre. Les stations ne sont pas en liaison radio individuelle avec la base de Port Vila. Nous recevons 4 émissions principales, transportant chacune en modulation de fréquence les signaux sismiques détectés par 6 sismomètres. Le signal radio ainsi reçu est ensuite décodé pour séparer les informations provenant des différentes stations. Les stations et liaisons radio fonctionnent en continu. Le sismographe est un enregistreur à encre capable d'enregistrer simultanément les signaux sismiques de 16 stations. L'enregistrement n'a lieu que lorsque se produit un tremblement de terre : les signaux sismiques de toutes les stations sont testés et comparés par un ordinateur qui déclenche l'enregistrement des 16 stations qu'il aura sélectionnées suivant la provenance du séisme. L'enregistrement cesse lorsque le rapport signal / bruit de fond devient inférieur à un seuil que l'on fixe. Quatre stations témoins sont enregistrées en permanence sur des sismographes à tambour, afin de vérifier que l'enregistreur principal fonctionne correctement et qu'il se déclenche chaque fois que se produit un séisme.

La maintenance du réseau est assurée par l'ORSTOM. Les éléments électroniques composant les stations étant soumis à rude épreuve du fait du climat humide et chaud, les pannes sont relativement fréquentes, ce qui oblige à de nombreuses visites aux stations. Il est, d'autre part, nécessaire de remplacer les piles qui assurent le fonctionnement des stations. La durée de vie des piles varie de 3 à 6 mois ou un an suivant que la station sert également de relais pour d'autres plus éloignées ou fonctionne seule.

II - TRAITEMENT DES DONNEES

Les sismogrammes sont dépouillés quotidiennement. L'enregistrement n'étant pas continu, l'heure est portée pour chaque séisme en code au sommet du sismogramme. D'autre part, comme nous l'avons vu précédemment, le choix des stations enregistrées est fait par ordinateur et varie suivant la provenance du séisme. Afin de reconnaître quelles stations ont été sélectionnées, un signal codé est enregistré sur chacune des 16 traces du sismogramme après l'interruption de l'enregistrement du signal sismique (figure 17). La lecture des temps d'arrivées des ondes P et S est effectuée à l'aide

d'une table à digitaliser et d'un micro-ordinateur (figure 16). Ce système nous permet d'obtenir les temps d'arrivées avec une précision supérieure à 0,05 seconde pour les ondes P et pour les ondes S lues aux stations disposant d'un sismomètre horizontal.

Les temps d'arrivées sont ensuite traités par ordinateur pour obtenir la localisation des hypocentres. Les magnitudes sont obtenues à partir de la longueur du signal sismique.

Les résultats préliminaires sont publiés mensuellement dans un bulletin comprenant la liste des hypocentres et diverses cartes de sismicité.

III - RESULTATS .

Les séismes les plus faibles détectés par le réseau ORSTOM-Cornell ont une magnitude d'environ 2,5. Nous détectons et localisons annuellement entre 2000 et 4500 séismes, alors que l'USGS a localisé dans la même zone un peu plus de 2600 séismes en 15 ans (figure 18). La différence entre ces nombres montre l'intérêt de l'implantation d'un réseau local, permettant de collecter en peu de temps un nombre important de données.

1)- Répartition des séismes dans le temps .

Nous avons reporté sur un diagramme le nombre de séismes enregistrés mensuellement (figure 19). Chaque mois, les séismes superficiels sont nettement plus nombreux que les intermédiaires. Ce fait a déjà été montré avec les données de l'USGS, mais il est encore plus marquant lorsqu'on utilise les données du réseau ORSTOM-Cornell. A trois ou quatre exceptions près on ne détecte pas plus de 50 séismes intermédiaires chaque mois, alors que le nombre de séismes superficiels oscille, en règle générale, entre 100 et 300. En réalité, l'écart entre ces nombres est exagéré car, pour les magnitudes les plus faibles, seuls les séismes les plus superficiels sont détectés par le réseau. En effet, les ondes sismiques des séismes intermédiaires arrivent considérablement affaiblies à la surface, et ne sont plus suffisamment énergétiques pour être enregistrées.

Sur le diagramme (figure 20), nous avons reporté le nombre de séismes par tranches de magnitude. Les séismes de magnitude inférieure à 4 sont de loin les plus nombreux. On observe une augmentation très rapide du nombre des séismes quand on descend l'échelle des magnitudes, ceci jusqu'à la magnitude 3. En fait, nous devrions observer une croissance continue mais les séismes de magnitude inférieure à 3 sont à la limite des capacités de détection du réseau et seuls les plus proches des stations conservent suffisamment d'énergie pour être enregistrés.

On voit, à l'aide de ces figures, que l'activité sismique n'est pas en sommeil entre deux forts séismes. Même si la plupart des séismes ne sont pas ressentis par la population, la zone sismique est soumise à une agitation continue, des périodes de paroxysme alternant avec d'autres d'activité réduite. Durant les mois calmes, le nombre de séismes oscille entre 100 et 300. La plupart de ces événements sont de faible magnitude et ne sont détectés que par les appareils. Trois pics particulièrement remarquables apparaissent sur la figure 19 (août 1979, juillet-août 1981). L'activité très forte observée pendant ces mois est liée à des séismes de magnitude relativement forte (6-7), qui ont été suivis de centaines de répliques. Deux pics de moindre importance apparaissent en mars 1979 et décembre 1979. Il s'agit là de deux crises de sismicité pendant lesquelles aucun séisme de forte magnitude ne s'est produit. Ces diverses périodes pendant lesquelles on observe un regain d'activité sont étudiées plus en détail dans le 3ème paragraphe.

2) Distribution des séismes dans l'espace

a) Répartition géographique

Nous avons reporté sur une carte (figure 21) les épicentres les mieux localisés à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell entre septembre 1978 et décembre 1982.

Nous attirons tout d'abord l'attention sur deux points :

- l'absence de séisme au nord de Gaua et au sud d'Anatom est due au fait qu'aucune station n'est assez proche de ces régions pour permettre la détection des faibles séismes et la localisation précise des forts séismes;
- les stations du sud (Erromango, Tanna, Aniwa) ne fonctionnent de façon satisfaisante que depuis environ un an. C'est pourquoi au sud de 18,5° de latitude sud, la densité de séismes apparaît beaucoup

plus faible qu'au nord.

Le déséquilibre de la sismicité apparaît beaucoup plus important que sur la carte obtenue à partir des données USGS (figure 10). Deux essaims de séismes ressortent très nettement du reste de la sismicité :

- Le premier situé à l'ouest de Vaté est formé de séismes superficiels. Il correspond à la zone la plus active de l'archipel. Cet essaim apparaît beaucoup plus dense que sur la carte obtenue à partir des données USGS.
- Le second s'étend entre Gaua et Ambrym. Il est formé de séismes intermédiaires, divisés en deux groupes : l'un, entre Gaua et le sud d'Aoba composé de séismes situés entre 70 et 150 kilomètres de profondeur, l'autre, entre le sud d'Aoba et Ambrym regroupant presque exclusivement des séismes plus profonds que 150 kilomètres. De cet essaim, seul le groupe de séismes situé entre Gaua et Aoba apparaît nettement sur la carte obtenue avec les données USGS.

On constate l'absence de séismes à plus de 150 kilomètres de profondeur au nord-ouest de Vaté. Par contre, apparaissent dans cette zone des séismes situés entre 70 et 150 kilomètres de profondeur qui sont absents des données USGS.

Inversement, l'activité sismique superficielle est assez faible à l'ouest de l'essaim des séismes intermédiaires situé entre Gaua et Ambrym, surtout sur Santo.

En dehors des deux gros essaims, on note une concentration de séismes superficiels sur Malo et une autre dans le sud de Mallicolo, ainsi qu'une activité non négligeable à l'est de Vaté.

La sismicité dans le sud de l'archipel est surtout caractérisée par un faible nombre de séismes superficiels.

b) Répartition en profondeur

Sur la coupe (figure 22) les hypocentres ont été projetés dans un plan parallèle à la zone sismique. Nous retrouvons sur cette figure les mêmes éléments que sur la figure 10 représentant la même coupe obtenue avec les données USGS. Toutefois, un fait nouveau apparaît :

- Sur la figure 10, la sismicité entre 70 et 100 kilomètres de profondeur est assez diffuse. De plus, entre Nguna et le nord de Santo pratiquement aucun séisme n'est localisé entre ces deux profondeurs.

- Sur la figure 22, par contre, la sismicité entre 70 et 100 kilomètres de profondeur est très dense et elle n'est absente que dans une zone beaucoup plus réduite, de Mallicolo au sud de Santo.

Ceci modifie la géométrie du gros trou de sismicité observé sur la figure 10 et permet de définir plus précisément son contour.

La figure 23 montre cinq coupes perpendiculaires à la zone sismique. On peut voir que le pendage de la zone sismique évolue du nord au sud de l'archipel. On retrouve bien un pendage d'environ 70° dans le nord. Dans le sud, par contre, la zone sismique est quasiment verticale (figures 23 a et 23 b). On notera l'absence de séisme à plus de 100 km de profondeur entre $16,4^\circ$ et $17,2^\circ$ de latitude Sud (figure 23 c).

3)- Etude des séismes de forte magnitude

Depuis que le réseau ORSTOM-Cornell fonctionne, nous avons pu étudier en détail 4 séismes de forte magnitude. L'un s'est produit le 12 mai 1980 ($M_S = 6,1$) dans la région de Mere Lava. Les trois autres se sont produits à l'ouest de Vaté les 17 août 1979 ($M_S = 6,1$), 26 août 1979 ($M_S = 6,0$) et le 15 juillet 1981 ($M_S = 7,0$).

a) Le séisme de Mere Lava .

Depuis septembre 1978, il est le seul à avoir occasionné des dégâts relativement importants dans l'archipel. Les plus gros dommages ont été causés par des glissements de terrain (citernes à eau brisées, maisons détruites, etc ...). Heureusement, aucune victime n'a été à déplorer, mais les habitants de Mere Lava ont été très inquiets pendant plusieurs jours car quelques fortes répliques ont encore entraîné des dégâts. Le séisme s'est produit le 12 mai 1980 à 16 h 37 mn 38 sec T.U., par $14,799^\circ$ de latitude Sud et $167,821^\circ$ de longitude Est à environ 23 km de profondeur. Il avait une magnitude M_S de 6,1.

Les figures 24 et 25 montrent l'évolution de la sismicité de la région, dans l'espace et le temps. Toute la zone située au nord-est de Santo a été très calme de la mi-février jusqu'au 12 avril. A partir de cette date, on observe une augmentation de l'activité sismique. Cette activité s'est prolongée jusqu'au 30 avril. Toutefois, pendant cette période aucun essaim de séismes n'apparaît : la sismicité est diffuse, affectant une

superficie d'environ 2 degrés carrés autour de la zone qui sera touchée par la suite par les répliques du séisme. La zone des répliques - délimitée par un pointillé sur la figure 24 b - est restée parfaitement calme du mois de mars jusqu'au 6 mai. Après le 30 avril et jusqu'au 6 mai, toute la région au nord-est de Santo est redevenue calme. Du 6 mai au 12 mai quelques séismes ont été ressentis à Mere Lava, dont un, de magnitude 4,6 s'est produit près de l'épicentre du séisme principal. Les séismes de cette dernière période peuvent être considérés comme des précurseurs du fort séisme. Après le séisme principal, une dizaine de répliques ont été détectées par le réseau, la plus forte ayant une magnitude de 5,6. Les témoignages recueillis sur l'île de Mere Lava font état de nombreuses répliques ressenties pendant les heures qui ont suivi le séisme principal. Celles que nous avons pu localiser sont regroupées dans une zone de faible superficie quasiment linéaire, orientée vers le nord-est, le séisme principal étant situé à l'extrémité nord de cette zone (figure 24 c). Une agitation sismique diffuse s'est poursuivie jusqu'au 27 mai, puis la sismicité est retombée à son niveau de mars.

Cependant, le 8 juillet se produisait un séisme de magnitude (m_b) 5,4, près de Vanua Lava. Ce séisme était suivi par un autre de magnitude (m_b) 6,8 le 18 juillet au nord des Torrès. Ces deux séismes ont été fortement ressentis aux Banks et aux Torres, et suivis de nombreuses répliques. On observe donc une migration importante de la sismicité vers le nord. Cette migration s'est terminée en août-septembre par une série de séismes de forte magnitude qui se sont produits aux Salomon, à la hauteur des îles Santa Cruz (figure 26).

b) Les séismes à l'ouest de Vaté.

Les séismes qui se sont produits en août 1979 et juillet 1981 ont pu être étudiés de façon plus détaillée que le précédent car ils ont eu lieu à l'intérieur du réseau ORSTOM-Cornell. La figure 27 montre les zones affectées par ces séismes. Le premier s'est produit le 17 août 1979 ($M_s = 6,1$) à environ 35 kilomètres au large de Vaté. Il a été suivi 9 jours plus tard par un second séisme de magnitude (M_s) 6,0 qui s'est produit à 20 kilomètres environ au nord-ouest du précédent. Le séisme du 15 juillet 1981 ($M_s = 7,0$) s'est produit à 85 kilomètres environ au nord-ouest de Vaté. (Les épicentres de ces séismes ont été reportés sur la figure 27).

- L'activité sismique de septembre 1978 à juillet 1979.

Les figures 28 et 29 montrent l'activité sismique de septembre 1978 à juillet 1979 dans la zone affectée par les séismes d'août 1979. Quatre essaims apparaissent très nettement, en septembre-octobre 1978, décembre 1978, mars-avril 1979 et juin 1979 (figures 30 et 31). Ces essaims, sauf celui de mars-avril 1979 se sont produits sur le pourtour de la zone des répliques des 2 séismes principaux (le pourtour de la zone est indiqué sur les cartes). L'histogramme (figure 29) montre que toute la région a été relativement calme jusqu'en mars 1979, quand s'est produite une crise de sismicité assez intense. L'essaim de séismes de mars-avril 1979 s'est produit dans une zone orientée est-ouest, située à l'emplacement où les zones des répliques des 2 séismes principaux d'août 1979 se chevauchent (comparer la figure 31 et la figure 27). En plus de ces essaims, le reste de l'activité sismique de septembre 1978 à juillet 1979 est concentré à l'ouest de Vaté, le long de la limite orientale de la zone des répliques des 2 séismes d'août 1979. Pendant le même temps, cette zone a connu une activité très faible (figure 28).

- Le séisme du 17 août 1979.

L'activité sismique a commencé à augmenter dans la zone des répliques au début d'août 1979. Les figures 32 et 33 montrent l'évolution spatio-temporelle de cette activité. Ces séismes sont considérés comme précurseurs du séisme du 17 août. Ils ont commencé à se produire 8 jours avant le séisme principal. Cinq groupes distincts sont mis en évidence, chacun consistant en un séisme de magnitude 4,2 à 4,9, suivi de quelques répliques. On observe une migration des précurseurs (figure 34), se terminant par un essaim très intense près de l'épicentre du séisme principal. Ce dernier essaim a débuté 8 heures avant le séisme et a duré environ 5 heures. Les trois heures précédant le séisme principal ont été calmes. Le séisme principal s'est produit le 17 août à 12 h 59 T.U. Sa magnitude (M_s) de 6,1 en fait le plus fort séisme localisé dans cette région depuis 1974.

Les premières répliques (figure 35) se sont produites près de l'épicentre du séisme principal. Elles se sont rapidement étendues, pour occuper finalement une zone beaucoup plus importante que celle attendue pour un séisme de cette magnitude (figure 36).

- Le séisme du 26 août 1979 .

On observe une concentration de faibles séismes dans la région épicyentrale de ce séisme, sept jours avant qu'il ne se produise (figure 35 d). Aucune migration des précurseurs n'a pu être mise en évidence car, à part cet essaim, ils sont noyés dans les répliques du séisme du 17 août et de ce fait, impossibles à mettre en évidence. La zone des répliques de ce séisme est adjacente à celle des répliques du séisme du 17 août, avec un léger recouvrement qui correspond à la zone affectée par la crise sismique de mars 1979 où s'est produit le dernier séisme important de la région, en mai 1974 ($M_s = 6,0$). Sur la figure 36 a été portée l'activité sismique pendant les 2 mois et demi suivant le séisme du 17 août. On s'aperçoit, à l'inverse de ce que l'on observait dans les mois précédant les séismes, que l'activité sismique est concentrée dans la zone des répliques alors que son pourtour est relativement calme. On note également l'apparition d'un essaim de séismes, en septembre, au nord-est de Vaté, alors que cette région est restée très calme depuis septembre 1978.

- Le séisme du 15 juillet 1981 .

Il s'est écoulé un peu moins de deux ans avant qu'un autre séisme important ne se produise dans cette région. L'histogramme (figure 29) montre qu'à la fin de l'année 1979 et tout au long de l'année 1980 l'activité sismique dans la région s'est réduite. Dans cette période, on observe cependant quelques essaïms de séismes. Pendant les 6 mois et demi suivant les répliques des séismes d'août 1979, deux essaïms de séismes apparaissent en décembre 1979 et mars 1980, situés au nord-est de la zone des répliques d'août 1979 (figure 37). Dans cette dernière, seule une activité sismique assez diffuse est observée. De mai 1980 à novembre 1980, l'activité sismique est essentiellement concentrée au nord-est de la zone des répliques d'août 1979 (figure 38). Cette activité persiste jusqu'en juin 1981, mais, de plus, entre décembre 1980 et juin 1981, apparaissent 2 essaïms de séismes (figure 39). Le premier, en février 1981, apparaît au même endroit que celui de mars 1979. Il est toutefois moins dense que ce dernier. Le second apparaît en juin 1981, à l'est de Vaté dans une région qui, nous l'avons vu, n'a été sismiquement active qu'après les séismes d'août 1979. Pendant toute cette période, la zone épicyentrale du séisme principal est restée calme.

La sismicité observée pendant deux semaines précédant le séisme principal a été reportée sur un histogramme (figure 40) et une carte (figure 41). La région est restée assez calme jusqu'au 12 juillet, date à laquelle apparaît un petit essaim de séismes près de l'épicentre du séisme principal. Cet essaim constitue la seule manifestation de possibles précurseurs, et, contrairement à ce qui a été mis en évidence pour le séisme du 17 août 1979, on n'observe aucune migration de séismes précurseurs. Le séisme principal s'est produit le 15 juillet 1981 à 07 h 59 T.U. Il a été suivi par de très nombreuses répliques, affectant toute la zone comprise entre le sud de Mallicolo et le sud de Vaté, soit une superficie d'environ 15000 km², ce qui correspond à une étendue à peu près 10 fois supérieure à celle que l'on attend pour un séisme de magnitude (Ms) 7. On note également l'apparition d'un essaim de séismes à l'est de Vaté (figure 42).

c) Conclusion

L'étude détaillée de l'évolution de la sismicité avant et après les forts séismes qui se sont produits à l'ouest de Vaté a permis de mettre en évidence les points suivants :

- chacun des séismes est précédé par des essais autour de la zone où se produiront les répliques, celle-ci ne montrant qu'une faible activité sismique;
- bien que la région arrière-arc (à l'est de Vaté) soit habituellement très calme, des essais apparaissent juste avant ou après les séismes principaux;
- des essais précèdent chacun des séismes principaux. On note l'apparition de ces précurseurs jusqu'à 8 jours avant le séisme. La migration de ces précurseurs n'a pu être mise clairement en évidence que pour le séisme du 17 août 1979;
- pour chacun des séismes, la zone des répliques s'étend rapidement pendant les jours suivants et atteint une superficie de 5 à 10 fois supérieure à celle prévue pour des séismes de même magnitude.

Ces résultats n'ont pu être mis en évidence que grâce au réseau ORSTOM-Cornell, la magnitude de la quasi totalité des précurseurs ou des répliques étant trop faible pour qu'ils puissent être détectés par le réseau mondial et localisés par l'USGS. Ainsi, pour le séisme du 15 juillet 1981, l'USGS n'a localisé qu'un précurseur et une cinquantaine de répliques.

Les observations que nous avons pu faire sont d'autant plus importantes qu'elles permettent de combler les lacunes des études antérieures du même type faites dans la région à partir de données USGS. Ces études donnent une image très différente des phénomènes précédant et suivant un fort séisme. Elles conduisent même à des conclusions qui sont, par manque de données, en contradiction avec ce que nous avons pu observer.

LE RISQUE SISMIQUE A VANUATU

Dans ce dernier chapitre, nous proposons une étude du risque sismique à Vanuatu. Nous insistons sur le fait que cette étude concerne exclusivement les tremblements de terre; nous ne traitons ni le risque volcanique, ni le risque lié aux tsunamis (raz de marée).

Comme nous venons de le voir dans les chapitres précédents, le Vanuatu est situé dans une région fortement sismique. Rappelons qu'à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell nous localisons entre 2000 et 4500 séismes par an. Fort heureusement, plus de 97 % de ces séismes sont de très faible magnitude et ne sont pas ressentis par la population. De plus, parmi les séismes suffisamment forts pour être ressentis - 1 à 2 par mois, en moyenne - seuls quelques-uns occasionnent des dégâts. Néanmoins, les tremblements de terre font partie de l'environnement à Vanuatu et il faut en tenir compte pour la construction de bâtiments ou d'ouvrages d'art ainsi que dans la vie de tous les jours. A ce sujet, quelques précautions simples permettraient d'éviter des accidents et de réduire les dégâts (et donc les dépenses), au moins pour les séismes d'intensité moyenne (cf. paragraphe III).

I - ETUDE DU RISQUE SISMIQUE

1)- Répartition des forts séismes :

Nous avons reporté sur des cartes (figures 43 à 45) les épicentres des séismes de magnitude supérieure à 5,5 qui se sont produits dans l'archipel depuis 1961.

Ces cartes montrent qu'il n'y a pas eu à Vanuatu de séismes de magnitude vraiment élevée : quelques séismes ont une magnitude supérieure à 6, et très peu ont une magnitude dépassant 6,5.

On voit immédiatement que la distribution de ces séismes est très inégale. Les régions où l'on observe les plus fortes densités de gros séismes sont les suivantes :

- les îles Torrès,
 - les îles de Santo, Malo et l'extrémité nord de Mallicolo,
- et, quoique à un degré moindre :
- les îles de Maewo et Pentecote,
 - le sud de l'archipel, entre Erromango et Anatom.

A l'opposé, les zones autour d'Aoba et des îles Banks sont relativement calmes. Mais il faut surtout remarquer le faible nombre de séismes de forte magnitude qui se sont produits dans toute la partie centrale de l'archipel, entre $16,2^{\circ}$ et $18,5^{\circ}$ de latitude Sud (figure 44). Dans cette région, on peut distinguer deux zones :

- entre 17° et $18,5^{\circ}$ de latitude Sud, l'énergie sismique semble se libérer principalement par une très forte activité microsismique, comme nous avons pu le montrer à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell.

De plus, des séismes relativement forts ont été observés entre ces deux latitudes en septembre 1978, janvier 1979, août 1979 et juillet 1981;

- entre $16,2^{\circ}$ et 17° de latitude Sud, le faible nombre de forts séismes n'est pas compensé par une activité microsismique comparable à celle de la première région. D'autre part, le dernier séisme important s'est produit dans cette région il y a maintenant 27 ans. Il semblerait bien que l'on soit, pour cette zone, dans une période d'accumulation de contraintes. Il est possible que l'énergie accumulée se libère sous forme d'un séisme de forte magnitude, sans que l'on puisse avoir de certitude à ce sujet.

2)- Magnitude maximale possible :

On peut faire une estimation de la magnitude maximale possible dans une région à partir de la quantité de déformation cumulée des

séismes passés. On admet que la déformation est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie libérée par un fort séisme. Nous avons donc reporté sur un graphe (figure 46) en abscisse le temps, et en ordonnée le cumul de la racine carrée de l'énergie des séismes (notée $\Sigma E^{1/2}$ sur le graphe). En général, ces valeurs sont situées entre deux droites parallèles car la déformation se fait de façon uniforme dans le temps. La différence d'ordonnée entre ces deux droites détermine alors l'énergie maximale possible pour un séisme.

L'énergie E (en joules) de chaque séisme a été calculée à partir de sa magnitude M, en utilisant la formule $\log E = 4,8 + 1,5 \times M$. Nous avons tracé le diagramme en utilisant les séismes qui se sont produits à partir de 1965. On notera l'importance de l'énergie associée aux crises sismiques d'août 1965 et de décembre 1973 - février 1974.

La valeur de la magnitude maximale possible obtenue à l'aide de ce diagramme est de 7,6. Nous avons aussi calculé cette valeur en tenant compte des séismes s'étant produits depuis le début du siècle et nous obtenons un résultat comparable.

3)- Cartes des intensités possibles à Vanuatu :

Nous avons établi des cartes (figures 47 à 58) des intensités susceptibles d'être ressenties sur les différentes îles de l'archipel en utilisant le principe suivant : si une intensité a été ressentie dans une région, la même intensité pourra être ressentie dans l'avenir. Les valeurs obtenues ont été majorées de 1 dans les zones sédimentaires et celles où le sol est constitué de matériaux non consolidés.

On remarque que l'intensité maximale envisageable selon ce postulat a une valeur de 9 (échelle de Mercalli modifiée ; cette échelle est décrite en annexe). Il est bien évident que dans une région aussi sismique que le Vanuatu des séismes pourront être ressentis avec des intensités supérieures. L'histoire connue de la sismicité de Vanuatu ne remonte que jusque vers 1900, ce qui ne représente qu'un très faible intervalle de temps. Il est tout à fait possible que pendant les siècles précédents des séismes aient été ressentis avec des intensités de 10, 11 ou même 12, et que de tels séismes se

produisent à nouveau dans l'avenir. De plus, rappelons que nous avons montré au paragraphe précédent que la magnitude maximale possible à Vanuatu est de 7,6, ce qui correspond dans la région épicertrale à une intensité de 11 ou 12. Heureusement, comme le montre le diagramme (figure 59), de tels séismes, s'il s'en produit, sont assez rares.

Les cartes que nous proposons indiquent les intensités qui peuvent être ressenties fréquemment et contre lesquelles il est raisonnable de se prémunir. Pour l'implantation de constructions vitales (hôpitaux, barrages, etc ...) une étude particulière, plus précise, du site choisi est nécessaire.

D'autre part, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, un séisme de forte magnitude peut activer une surface de plusieurs milliers de km². Rappelons par exemple que le séisme du 7 juillet 1981, bien que s'étant produit assez loin en mer, a eu des répliques sur les îles de Vaté, Mallicolo et près des côtes d'Epi. C'est pourquoi nous avons complété les cartes d'intensités par trois cartes (figures 60 à 62) sur lesquelles ont été reportés les épices tres des séismes les plus superficiels (profondeur inférieure à 30 km) détectés par le réseau ORSTOM-Cornell entre septembre 1978 et décembre 1982. Ces cartes permettent d'avoir une idée des zones où se trouvent des failles actives pouvant rejouer lors de forts séismes et où le risque se trouve accru.

II - SEISMES LES PLUS FORTS RESSENTIS A VANUATU

On ne dispose que de très peu d'informations sur les effets des forts séismes avant 1961, en dehors de quelques rapports partiels sur les dégâts qu'ils ont causés. De plus, comme nous l'avons signalé dans le chapitre 2, avant 1961 les localisations des séismes étaient très approximatives et les magnitudes considérablement surévaluées. Il faut cependant signaler que le séisme du 11 avril 1914 avait causé la mort de 12 personnes sur l'île d'Aoba.

Pour les raisons que nous venons d'indiquer, nous n'avons pu commencer qu'à partir de 1961 l'inventaire des séismes les plus forts ressentis à Vanuatu et l'analyse de leurs effets.

- b) Heure origine : le 11/08/65 à 22^h 31^{mn} 48, 9 sec. (T.U.)
Epicentre : 15,8° Sud
167,2° Est
Profondeur : 33 km
Magnitude : 6,4
Ressenti 8 à Norsup
7 à Luganville
6 à Tongoa
- c) Heure origine : le 12/08/65 à 08^h 01^{mn} 43,3 sec. (T.U.)
Epicentre : 15,9° Sud
167,5° Est
Profondeur : 25 km
Magnitude : 6,3
Ressenti 6 à 7 à Luganville
7 à Vaté.

Neuf autres séismes ont approché ou égalé une magnitude de 6 pendant ces trois journées.

Cette crise a affecté la région Sud Santo - Nord Mallicolo et a provoqué des dommages, comme en témoigne la liste ci-après :

Santo :

- Affaissement d'une partie du quai de la ville sur 30 à 40 cm de dénivelée et 100 à 150 m de long. Destruction des toilettes publiques. Dégâts à la bascule de pesage des camions de coprah.
- Mise hors d'usage du wharf Burns Philp
- Mise hors service du quai des caboteurs (48 m de long)
- Ebranlement du pont sur la rivière "La Renée"
- Canalisations d'eau et lignes téléphoniques rompues
- Magasin CFNH et maison WONG très endommagés
- Divers radiers ou ponts abimés dans l'île.

Mallicolo :

- Destruction de "caisses à eau"
- Dégâts importants aux maisons à Norsup et Sarmet
- 3 bâtiments endommagés, dont 2 à reprendre depuis les fondations à Lakatoro

- Clocher de la Mission Catholique de Lamap endommagé.
- Wharf de Port-Sandwich affaissé.

D'autres phénomènes ont été notés, tels des affaissements de terrain, glissements de falaises, raz de marée de faible amplitude et, surtout, sur-
rection générale du rivage Nord Mallicolo atteignant à certains endroits
0,80 m à 1 m.

3)- Séisme du 27 octobre 1971 :

Ce séisme s'est produit très près de Luganville, sur Santo.

Heure origine : le 27/10/71 à 17^h 58^{mn} 36, 9 sec. (T.U.)
Epicentre : 15,5 Sud
167,2 Est
Profondeur : 40 km
Magnitude : 6,0

La région la plus affectée par ce séisme fut la côte sud-est de Santo où plusieurs glissements de terrain se produisirent. D'autres glissements de terrain eurent lieu également dans la partie centrale du sud de l'île.

Trois personnes furent tuées.

De nombreuses maisons dans Luganville et à Mallicolo furent totalement ou partiellement détruites. En de nombreux endroits, des murs en maçonnerie craquèrent.

Pendant la durée du séisme, les habitants purent ressentir une oscillation horizontale pendant 15 à 20 secondes provoquant une difficulté à marcher.

Les principaux dégâts se produisirent dans le centre de la ville à un endroit remblayé par les Américains pendant la 2ème Guerre Mondiale.

Les magasins CFNH consistant en rez-de-chaussée construits en dur furent détruits. Des dalles et des murs d'autres bâtiments craquèrent ou s'affaissèrent en partie, entre autres le magasin FUNG KWAN CHEE.

Le wharf principal de Santo s'affaissa de 15 à 20 cm.

Une extrémité du pont de la Sarakata se déplaça d'un mètre.

D'autres dégâts moins importants eurent lieu en ville (murs lézardés, plâtres tombés, fissures et conduites d'eau brisées) en de nombreux endroits.

Le pont de la rivière "La Renée" (à 6 km de la Sarakata) déjà endommagé en 1965 a souffert également.

La petite église de la Mission Catholique à quatre kilomètres de la Sarakata a été endommagée (fissures dans les murs, et murs penchant de quelques degrés).

A la station de pêche de Pallicolo, on a noté quelques dégâts au wharf, à la station de pompage, et de nombreux murs lézardés ou écroulés.

Sur les îles de Mallicolo, Pentecôte, Paama, quelques fissures ont été observées dans les dalles ou les murs, et de nombreuses chutes d'objets.

(voir quelques exemples de dégâts causés par ce séisme, figure 63).

4)- Crise sismique de fin décembre 1973 et janvier 1974

Elle s'est produite dans la région de Gava et Nord Santo

Cette crise a été marquée par cinq séismes importants et de nombreux autres de moindre importance.

Principaux séismes:

- a) Heure origine : le 28/12/73 à 13^h 41^{mn} 45, 9 sec. (T.U.)
Epicentre : 14,5° Sud
166,6° Est
Profondeur : 26 km
Magnitude : 6,4

- b) Heure origine : le 29/12/73 à 08^h 19^{mn} 31, 1 sec. (T.U.)
Epicentre : 15,1° Sud
166,9° Est
Profondeur : 47 km
Magnitude : 6,2

- c) Heure origine : le 30/12/73 à 16^h 39^{mn} 29,7 sec. (T.U.)
Epicentre : 15,5° Sud
166,6° Est
Profondeur : 10 km
Magnitude : 5,9

d) Heure origine : le 10/01/74 à 08^h 51^{mn} 13, 3 sec. (T.U.)

Epicentre : 14,4° Sud

166,9° Est

Profondeur : 34 km

Magnitude : 6,7

e) Heure origine : le 11/01/74 à 05^h 36^{mn} 36, 8 sec. (T.U.)

Epicentre : 14,2° Sud

166,6° Est

Profondeur : 15 km

Magnitude : 5,7

Commentaires :

- Séisme du 28 décembre 1973 :

Des sols, des murs en béton ont craqué, des réservoirs d'eau se sont renversés à Santo.

ressenti 7 à Vanua Lava

7 à Luganville

7 à Hug Harbour et Port-Olry

- Séisme du 29 décembre 1973 :

Des sols, des murs en béton ont craqué, des conduites d'eau ont été brisées à Luganville

ressenti 7 à 8 à Luganville.

2 à Lamap

- Séisme du 30 décembre 1973

ressenti 5 à Luganville

- Séisme du 10 janvier 1974

ressenti 6 à Vanua Lava

5 à Luganville

- Séisme du 11 janvier 1974

ressenti 2 à Luganville

5)- Séismes du 30 juin 1974 :

Heure origine : le 30/06/74 à 08^h 33mn 46, 5 sec. (T.U.)

Epicentre : 18,0° Sud
168,3 Est

Profondeur : 61 km

Magnitude : 5,7

Ressenti 6 à Port-Vila

Ressenti également à Isangel et à Tanna.

Ce séisme fut suivi de nombreuses répliques, dont la plus forte s'est produite vers 23 heures (heure locale).

Dégâts causés à Port-Vila :

- de nombreux objets tombés, des meubles déplacés, de la vaisselle cassée.
- De nombreuses fissures dans les bâtiments, surtout dans les immeubles neufs. En particulier, à l'immeuble Lolam, des petites fissures ont été observées au niveau des joints d'expansion, qui ont donc bien fonctionné.
- Chutes de pierres en bordure des falaises.

Aucun blessé n'a été signalé.

6)- Séismes de mai 1980 :

Ces séismes sont les derniers à avoir occasionné des dégâts dans l'archipel. Ils se sont produits dans la région de Mere Lava, seule touchée par ces séismes. L'évolution de cette séquence de séismes a été étudiée en détail dans le chapitre précédent.

Il est intéressant d'analyser les conséquences de ces séismes; en effet, la secousse n'a pas été la cause directe des principaux dégâts observés sur l'île de Mere Lava ⁽¹⁾. Ceci est confirmé par l'absence de fissures et de détériorations dans les bâtiments éloignés des pentes du volcan. Les dégâts les

(1) Les observations ont été reportées par R. CAMPILLO de l'ORSTOM et J.N. CARNEY du Vanuatu Geological Survey, qui se sont rendus sur l'île de Mere Lava du 19 au 21 juillet 1980.

plus importants ont été causés par les glissements de terrain déclenchés par les tremblements de terre.

La plupart des habitations sont situées sur les flancs très pentus (24° à 36°) du volcan. Ces constructions ne peuvent donc se faire qu'en creusant le terrain pour obtenir des surfaces planes. Ces excavations, auxquelles il faut ajouter le défrichage pour l'implantation des habitations et l'aménagement des jardins, ont augmenté les conditions favorables aux glissements de terrain et les ont même créées dans certains cas. Les secousses sismiques n'ont fait que déclencher ces glissements de terrain. Il faut noter que, dans la plupart des villages, les maisons les plus anciennes ont subi beaucoup moins de dégâts que les maisons récentes. Cette différence s'explique par la préparation insuffisante du terrain pour les constructions récentes (figures 64 a et 64 b), contrairement aux constructions anciennes (figure 64 c). De plus, autour des maisons les plus anciennes, la végétation a eu le temps de se reconstituer, permettant ainsi une meilleure fixation des sols.

Le chemin qui fait le tour de l'île a lui aussi été emporté en de nombreux endroits par des glissements de terrain, en règle générale là où le défrichage a été le plus intense.

L'analyse des dégâts montre clairement qu'ils ont été amplifiés, et même dans certains cas provoqués par les activités humaines. Si quelques mesures de sécurité (exemple : figure 64 c) étaient observées les dégâts causés aux habitations seraient considérablement atténués ou même évités, partout où l'on rencontre le même type d'habitat que sur Mere Lava (maisons construites à flanc de montagne sur des terrains non consolidés).

III - REMARQUES SUR LES DÉGÂTS CAUSÉS PAR LES SEISMES A VANUATU

Ce bref aperçu historique montre qu'il n'y a pas eu de séismes catastrophiques à Vanuatu, même si certains ont été ressentis avec une forte intensité. En particulier, on dénombre peu de victimes (12 en 1914 et 3 en 1971, d'après les archives) et quelques blessés seulement. En comparaison, le cyclone du 23 décembre 1951 a causé, à lui seul, la mort de 50 personnes à Epi et de 49 à Ambrym.

Par contre, les dégâts matériels dus aux séismes peuvent être relativement importants. L'étude la plus complète et la plus détaillée que nous possédions concerne les séismes d'août 1965. Le coût total des dégâts causés par ces séismes sur les îles de Santo, Malo et Mallicolo a été évalué à plus de 10 millions FNH (valeur 1965), soit environ 35 millions VT en valeur actuelle.

Le seul moyen de minimiser les dégâts causés aux immeubles et aux ouvrages d'art est de respecter les normes de construction parasismique. Cependant, un minimum de précautions simples permettrait de réduire notablement les dégradations causées par les séismes, au moins pour les événements d'intensité moyenne.

1)- Précautions à prendre pour les constructions :

- On constate que les constructions sur pilotis ou reposant sur des piliers (préaux, docks, "caisses à eau" etc...) sont celles qui souffrent le plus lors d'un séisme. Ces constructions subissent toujours plus de dégâts que celles reposant directement sur le sol. Il faut renforcer les supports de ces constructions pour les rendre plus résistants notamment aux efforts latéraux cisailants.

- Les "caisses à eau" sont très souvent détruites. Quand elles ne reposent pas directement sur le sol, les piliers les supportant sont systématiquement sectionnés. Ces destructions ne sont pas toujours directement liées aux séismes eux-mêmes. Les "caisses à eau" se comportent comme un lac : les ondes sismiques mettent l'eau en mouvement (seiche). Ce mouvement oscillatoire, entretenu et amplifié par les ondes successives, peut prendre une très forte amplitude et donner ainsi suffisamment d'énergie à la masse d'eau contenue dans "la caisse" pour détruire celle-ci ou briser son support. Ces effets de seiche peuvent être amoindris en cloisonnant les "caisses à eau".

- Pour les maisons, quelques précautions élémentaires sont à prendre :

- les toits et les plafonds doivent être construits aussi légèrement que possible;

- des raccords souples doivent être installés pour les branchements entre l'intérieur et l'extérieur, particulièrement pour les canalisations d'eau;
- les murs en blocs de béton, s'écroulant souvent pendant un séisme, doivent impérativement être fixés à une base convenable;
- les maisons de construction traditionnelle doivent être si possible renforcées;
- le centre de gravité des constructions doit être aussi bas que possible, en particulier pour les maisons comportant un ou plusieurs étages. Pour cela, il faut utiliser des matériaux lourds à la base de la construction et de plus en plus légers au fur et à mesure que l'on monte;
- en tout état de cause, ce ne sont pas les types de matériaux utilisés qui sont importants, mais plutôt la manière dont ils sont utilisés.

2)- Précautions à prendre dans les habitations

Les dégâts et les pertes matérielles par chute d'objets sont souvent élevés et pourraient être évités très simplement :

- les meubles lourds et appareils d'équipement (réfrigérateurs, cuisinières, ventilateurs, etc ...) doivent être fixés solidement à la construction pour résister aux fortes accélérations du sol;

- des barres de fixation et des supports doivent être placés sur les comptoirs et les rayonnages;

- il faut éviter de ranger les objets lourds trop haut sur les étagères ou alors il convient de les fixer au mur;

- des fermetures de sécurité doivent être placées sur tous les placards surtout quand ils contiennent des objets fragiles.

IV - CONCLUSION

Il ressort de cette étude que les régions à plus fort risque sismique sont les îles Torrès, Santo, Aoba, Nord Mallicolo, Maewo et Pentecôte. La principale raison en est que sur ces îles se produisent fréquemment de forts séismes superficiels, en général plus destructeurs que les séismes intermédiaires. Dans le reste de l'archipel, les séismes superficiels se produisent le plus souvent en mer; leurs ondes arrivent affaiblies sur les îles et sont, de ce fait, moins destructrices. Le risque sismique n'en est pas pour autant négligeable (cf. ouest de Vaté, figure 55). Il ne faut pas oublier, d'autre part, qu'il est toujours possible que se produise, exceptionnellement, un séisme de magnitude très forte, n'importe où dans l'archipel. L'histoire de la sismicité à Vanuatu est trop courte pour permettre de préciser la probabilité d'un tel séisme, et l'étude que nous avons proposée ne concerne que les séismes courants.

Il faut également noter que la densité de population assez faible et l'habitat traditionnel fortement répandu sur l'archipel font que, jusqu'à présent, les dégâts causés par les séismes ont été réduits. Il faut cependant se garder d'un trop grand optimisme. Ainsi, dans les régions qui s'urbanisent à un rythme accéléré (comme, par exemple, à Port-Vila), il est impératif de respecter les normes de construction parasismique afin que les séismes n'entraînent pas, dans le futur, des pertes et des dégâts beaucoup plus importants que ceux observés jusqu'à présent.

CONCLUSION

Depuis septembre 1978, l'enregistrement de la microsismicité par le réseau ORSTOM-Cornell implanté dans l'archipel de Vanuatu a permis d'acquérir un nombre considérable de données sismologiques. A ce jour, plus de 13.000 séismes ont été localisés. Les premiers résultats obtenus illustrent de façon très détaillée le phénomène de subduction de la plaque Australienne dans cette région. Ils en montrent aussi la complexité lorsqu'on étudie ce phénomène à cette échelle. En effet l'activité sismique est irrégulièrement répartie le long de l'archipel et se manifeste parfois sous forme de crises comme en août 1979 et juillet 1981 à l'ouest de Vaté.

L'étude de ces données, entreprise par les chercheurs de l'ORSTOM et de l'Université de Cornell, devrait contribuer à une meilleure compréhension de l'intense activité sismique de cette région. En particulier, le risque sismique est un aspect de cette étude. Les premières conclusions proposées dans ce rapport sont présentées sous forme de zonation du risque dans les différentes îles de Vanuatu.

A l'avenir ce programme de recherche devrait, notamment, s'orienter vers les mécanismes physiques qui sont à l'origine des tremblements de terre dans cette région. Pour cela, il est souhaitable que succède au réseau ORSTOM-Cornell un petit réseau d'observatoires modernes ayant les capacités de fournir les données nécessaires à ce type d'étude, ce nouveau réseau étant naturellement intégré au réseau mondial de stations sismologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- La figure 6 est tirée de l'article de M. Barazangi et J. Dorman :
World Seismicity Maps Compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey,
Epicenter Data, 1961-1967, Bulletin of the Seismological Society of America,
Février 1969.

- Les figures 7 et 8 ont été adaptées de figures publiées dans LES TREMBLEMENTS
DE TERRE par Bruce A. Bolt, Bibliothèque Pour la Science, Diffusion Belin.

- Les figures 27 à 42 sont adaptées de l'article publié par R. Cardwell,
J.L. Chatelain, B.L. Isacks, M. Bevis : Seismic and Tilt Observations of
Recent Interplate Earthquakes in the Central Vanuatu Islands, proposé au
Journal of Geophysical Research.

- La figure 59 est tirée d'un rapport de 1975 du Service des Mines par J.L. Saos :
Séismes ressentis aux Nouvelles-Hébrides dans la période 1964-1974.

- La figure 64 est adaptée d'une figure du rapport réalisé par J.N. Carney
(Geological Survey Dept. of Vanuatu) et R. Campillo (ORSTOM, Port Vila)
publié en août 1980 : An Investigation into damage caused by seismic
activity on Mere Lava during May 1980.

OUVRAGES A CONSULTER

- LA DERIVE DES CONTINENTS, Bibliothèque Pour la Science, Diffusion Belin.
- LES TREMBLEMENTS DE TERRE par Bruce A. Bolt, Bibliothèque Pour la Science, Diffusion Belin.
- Règles parasismiques et annexes, Société de Diffusion du Bâtiment et des Travaux Publics, Paris, 1970.

ANNEXE

ECHELLE D'INTENSITE DE MERCALLI MODIFIEE - VERSION 1956⁽¹⁾

Maçonnerie A, B, C, D : pour éviter les imprécisions du langage, la qualité de la maçonnerie, brique ou autre, est spécifié par l'emploi des lettres suivantes :

- Maçonnerie de type A : ouvrage sérieux, mortier et conception de qualité. Elle est renforcée, surtout latéralement, et ceinturée par des armatures métalliques, en béton, etc. Conçue pour résister aux forces latérales.
- Maçonnerie de type B : ouvrage sérieux et bon mortier; renforcée mais pas spécialement conçue pour résister aux forces latérales.
- Maçonnerie de type C : ouvrage et mortiers de qualité moyenne. Pas de faiblesse extrême, comme des défauts de liaison aux coins, mais pas de renforcement; non conçue pour résister aux forces latérales.
- Maçonnerie de type D : matériaux faibles, comme le pisé, mortiers maigres, ouvrages de mauvaise qualité, peu résistants horizontalement.

- Description

La valeur de l'intensité du séisme est indiquée par des chiffres romains, de I à XII.

- I. Pas ressenti. Effets marginaux dûs aux ondes de grande période provenant des grands séismes.
- II. Ressenti par les gens au repos dans les étages supérieurs ou en un endroit favorable .
- III. Ressenti à l'intérieur. Les objets suspendus se balancent. Il y a des vibrations comme au passage d'un camion léger. On peut estimer la durée, mais on peut ne pas s'apercevoir qu'il s'agit d'un séisme.
- IV. Les objets suspendus se balancent. Il y a des vibrations comme au passage d'un poids lourd; sensation de chocs comme si de lourdes

(1) Version originale de 1931 in H.O. Wood et F. Neumann. 1931. Echelle d'intensité de Mercalli modifiée en 1931 : Seismological Society of America Bulletin, 53, 5, 979-987, 1956. Version préparée par Charles F. Richter in Elementary Seismology (1958), 137-138. W.H. Freeman and Company Ed.

balles rebondissaient contre les murs. Les voitures arrêtées se balancent. Les fenêtres, la vaisselle, les portes vibrent. Les verres tintent, les assiettes résonnent. Pour la partie la plus élevée du degré IV, les murs de bois et les poutres craquent.

- V. Ressenti dehors; on peut estimer la direction d'arrivée des ondes. Les dormeurs se réveillent. Les liquides sont agités, certains débordent. Des petits objets instables sont déplacés ou renversés. Des portes s'ouvrent et se ferment. Les volets battent, les tableaux se déplacent. Les pendules à balancier s'arrêtent, repartent, changent de rythme.
- VI. Ressenti par tout le monde. Beaucoup ont peur et se précipitent dehors. Des piétons titubent. Des vitres, de la vaisselle et de la verrerie sont cassées. Des bibelots, des livres, etc., sont projetés hors de leurs étagères. Des tableaux sont arrachés des murs. Des meubles sont déplacés ou renversés. Le plâtre peu solide et la maçonnerie de type D se fissurent. Les petites cloches (écoles, églises) se mettent à sonner. On voit les arbres et les buissons secoués ou on les entend vibrer.
- VII. Il est difficile de rester debout. Les conducteurs de voiture ressentent le séisme. Les objets suspendus tremblent. Des meubles sont cassés. La maçonnerie de type D est endommagée et fissurée. Les cheminées peu solides sont brisées au ras du toit. Chute des plâtres, des briques, des pierres, des tuiles, des corniches, des parapets mal fixés et des ornements architecturaux. Quelques fissures dans les maçonneries de type C. Des vagues sur les étangs, l'eau devient trouble et boueuse. Petits glissements et affaissements dans les remblais de sable ou de graviers. Les grosses cloches sonnent. Les fossés d'irrigation cimentés sont endommagés.
- VIII. La conduite des voitures est perturbée. Dégâts à la maçonnerie de type C : effondrements partiels. Quelques dégâts à la maçonnerie de type B, rien à celle de A. Chute de plâtre et de quelques murs en maçonnerie. Torsions et chute des cheminées d'usines, des monuments, des tours, des réservoirs haut placés. Les charpentes des maisons sortent de leur fondation si elles ne sont pas boulonnées. Les piles de construction sur pilotis en mauvais état cassent. Des branches d'arbre sont cassées. Des fissures apparaissent sur les sols humides et sur les fortes pentes.

- IX. Panique générale. Les maçonneries de type D sont détruites, celles de type C gravement endommagées, avec écroulement complet parfois, celles de type B sérieusement endommagées. Dégâts à toutes les fondations. Si les charpentes ne sont pas ancrées, elles sortent des fondations, et sont endommagées. De gros dégâts aux réservoirs d'eau. Les canalisations souterraines sont cassées. De nettes fissures visibles sur la surface du sol. Dans les zones alluviales, projection de sable, de boue et d'eau, cratères de sable.
- X. La plupart des maçonneries et charpentes sont détruites avec leurs fondations. Quelques constructions en bois bien construites et des ponts sont détruits. Sérieux dégâts aux barrages, digues et jetées. Grands glissements de terrain. L'eau déborde des canaux, des rivières, des lacs, etc. Du sable et de la boue sont déplacés horizontalement sur les plages et les terrains plats. Les rails sont légèrement tordus.
- XI. Les rails sont complètement tordus. Toutes les canalisations souterraines sont hors service.
- XII. Ruine à peu près totale. De grandes masses rocheuses sont déplacées. Topographie bouleversée. Des objets sont projetés en l'air.

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

**CENTRE DE NOUMÉA
GÉOLOGIE - GÉOPHYSIQUE**

**SISMICITE ET RISQUE SISMIQUE A VANUATU
SEISMICITY AND SEISMIC HAZARD IN VANUATU**

Figures

R. PREVOT

J.L. CHATELAIN

A 28724 ex 2

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 28724 ex 2

Cote : A

JUIN 1983

RAPPORT N°5-83

CENTRE ORSTOM - B.P. A 5 - NOUMÉA
NOUVELLE-CALÉDONIE



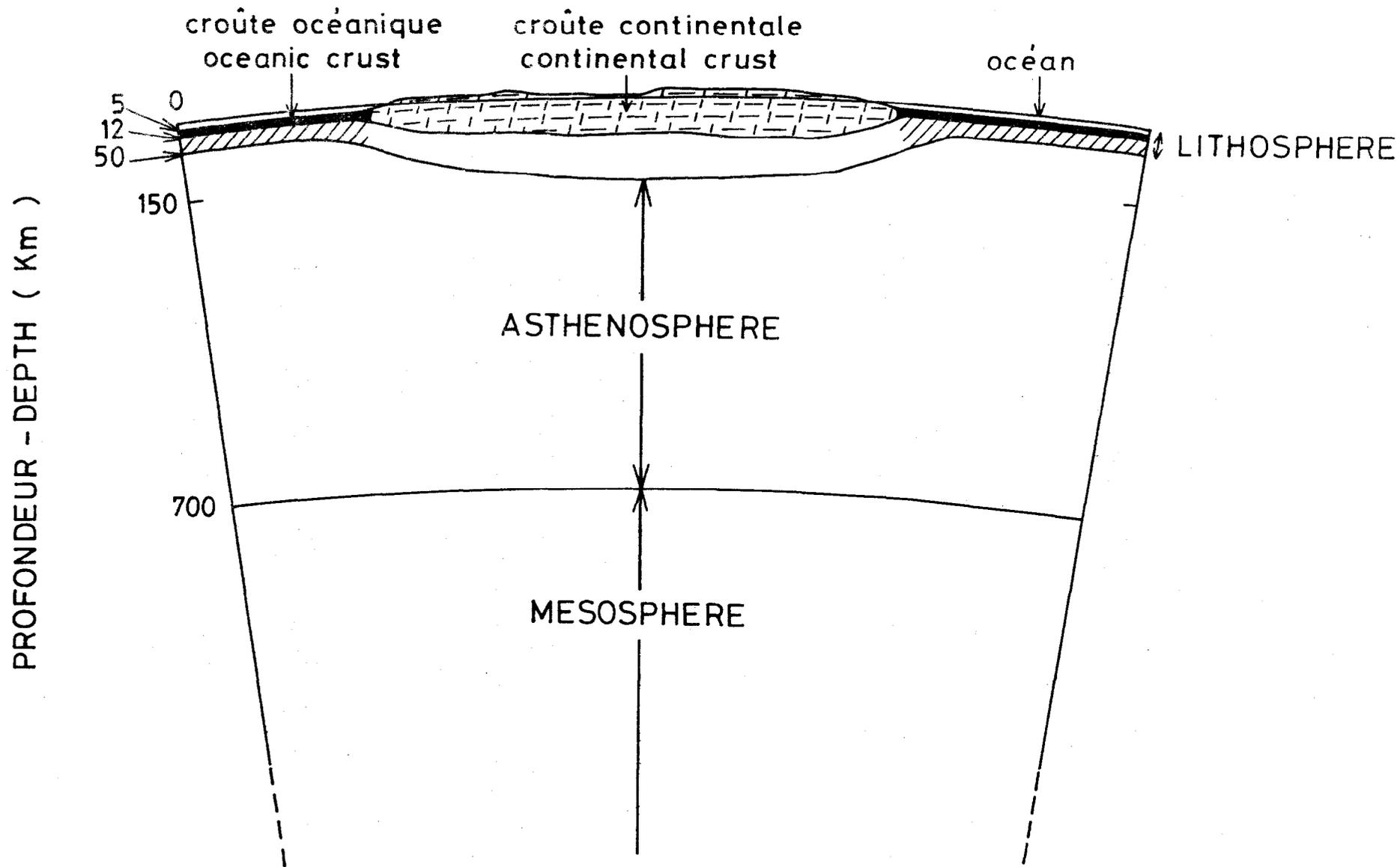


Figure 1 : - Représentation schématique des différentes couches formant la terre.
- Schematic representation of earth layers.

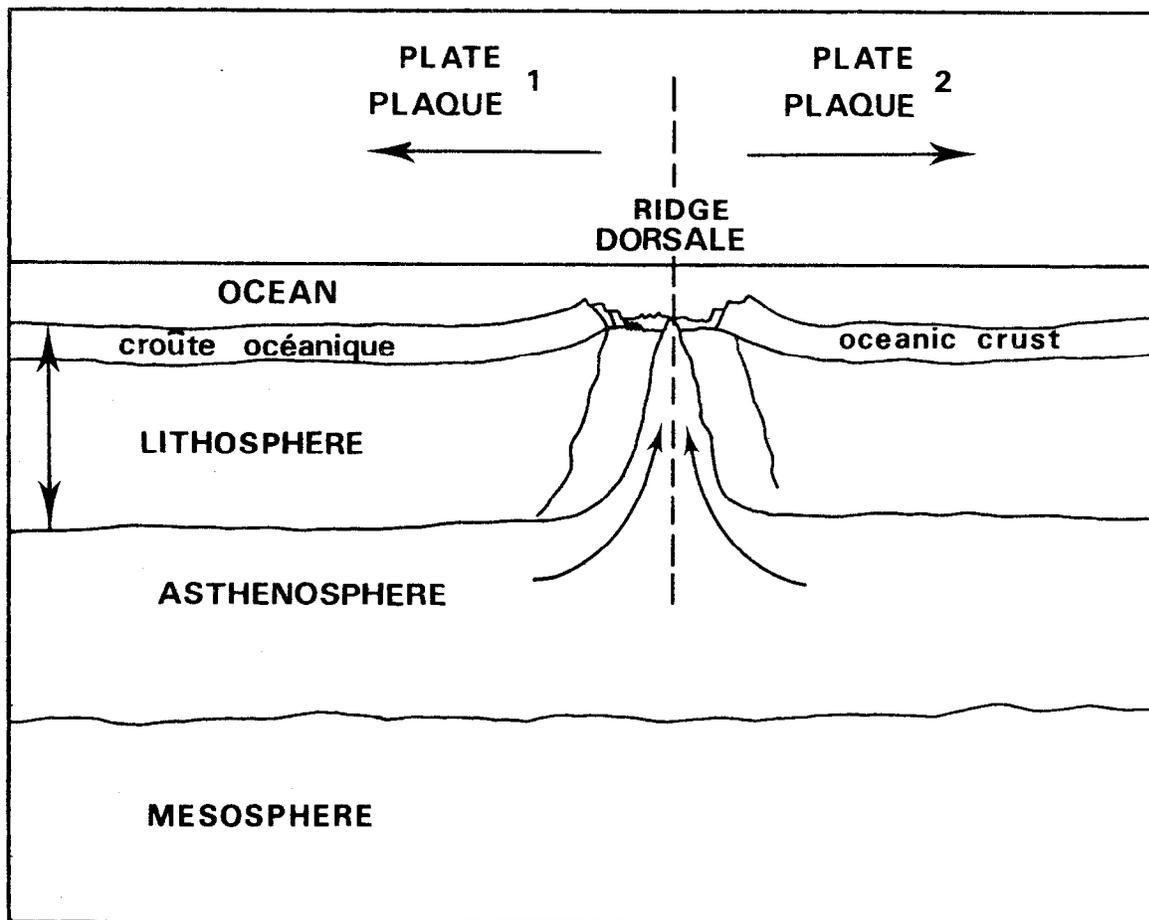


Figure 2 : - Représentation schématique d'une zone de divergence de plaques.
 - Schematic representation of plate divergence zone.

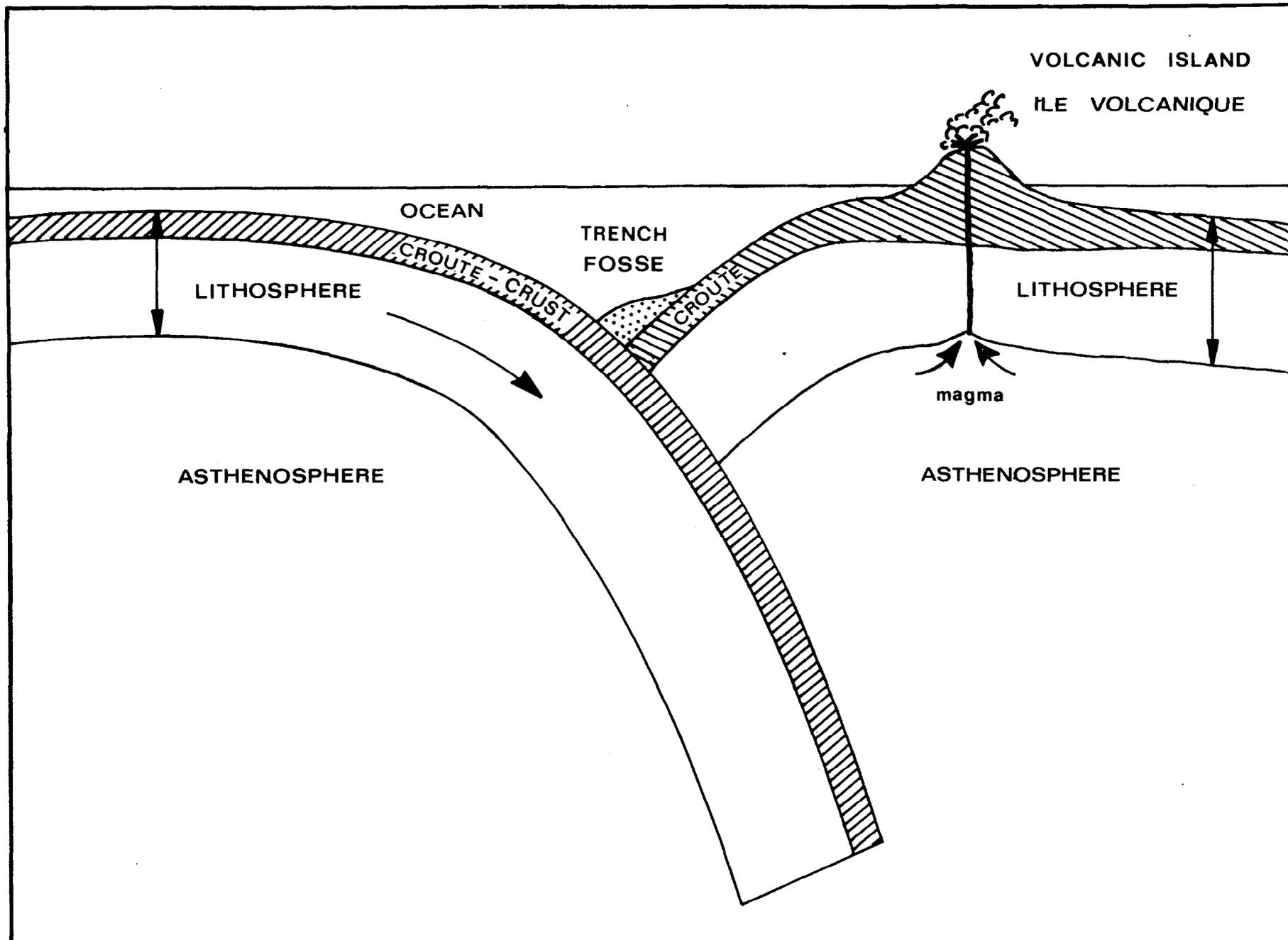


Figure 3 : - Représentation schématique d'une zone de subduction.
 - Schematic representation of a subduction zone.

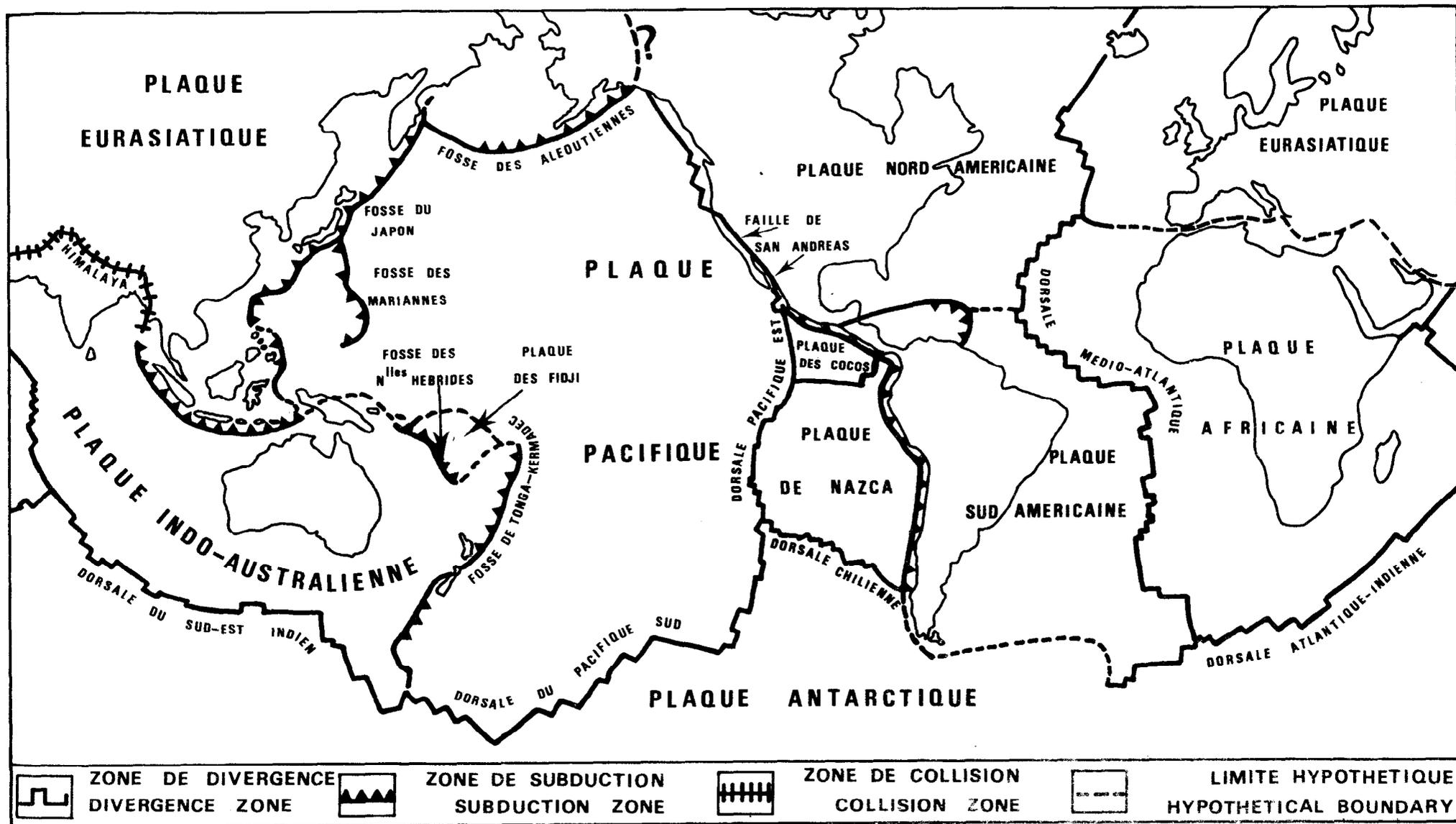


Figure 4 : - Carte tectonique du globe.
 - Tectonic map of the earth.

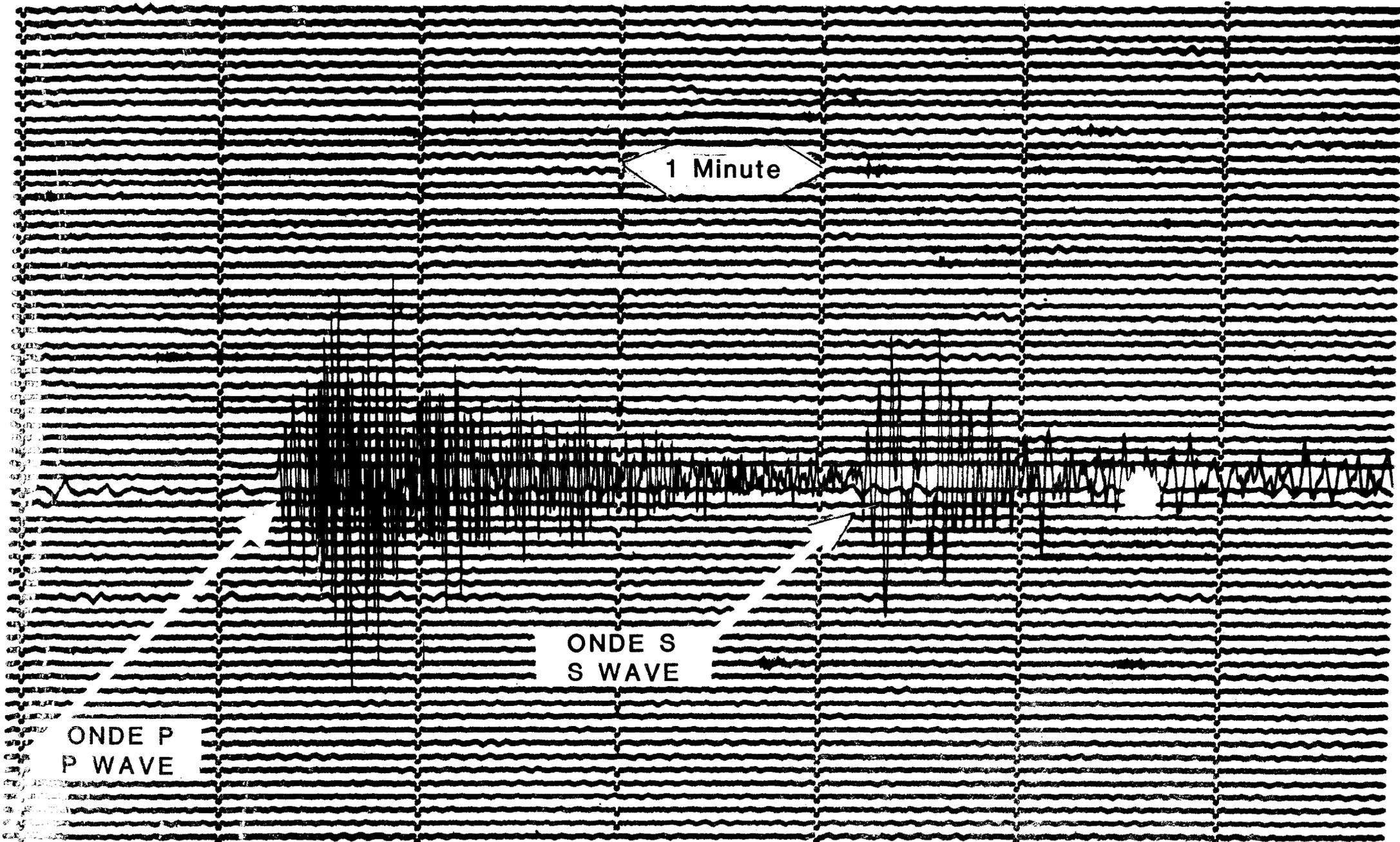


Figure 5 : - Enregistrement d'un séisme de Tonga sur un sismogramme obtenu a la station de Port Vila.
- Tongian earthquake recorded on a seismogram at Port Vila station.

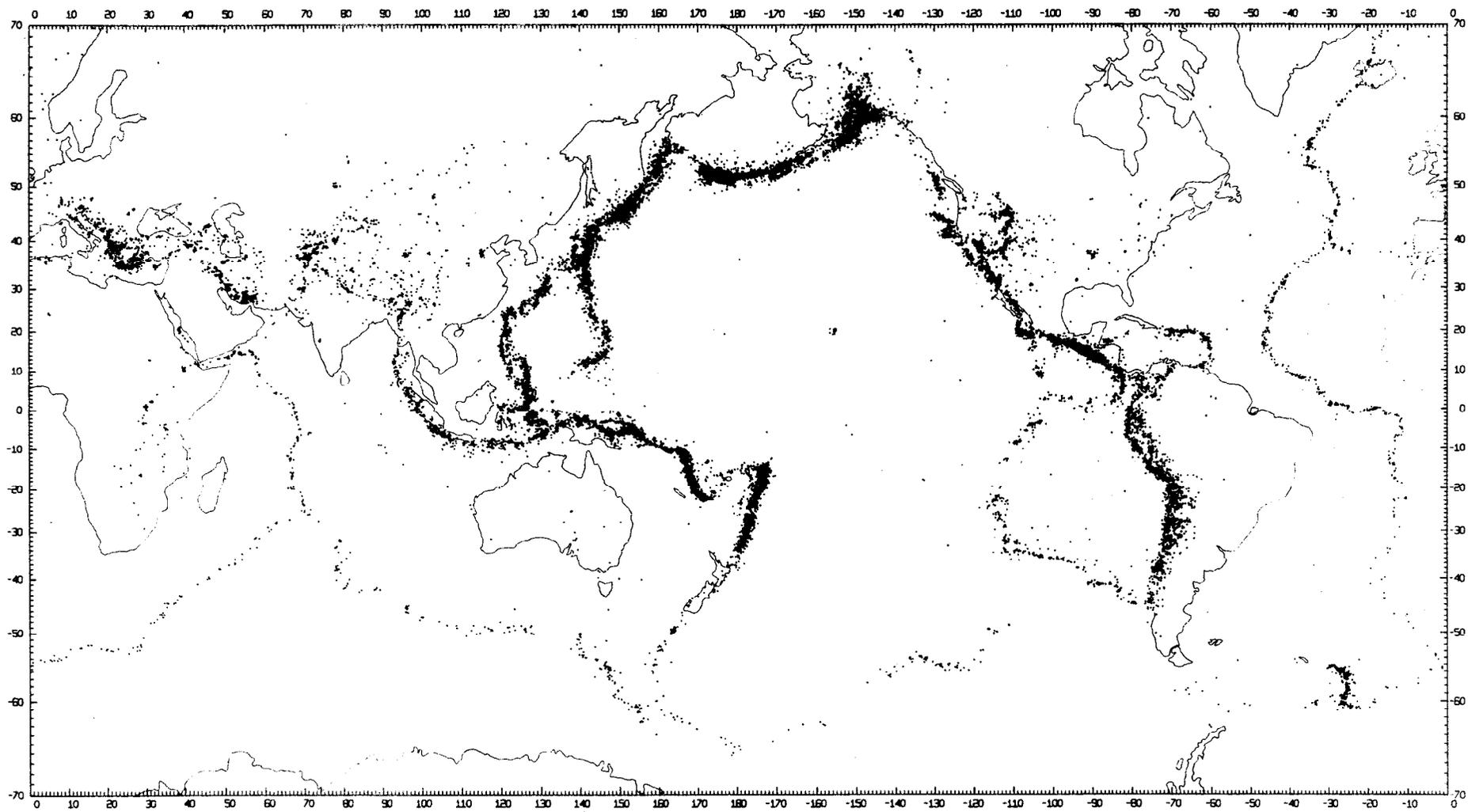


Figure 6 : - Carte de la sismicite mondiale (1961-1967).
-Seismicity of the earth (1961-1967).

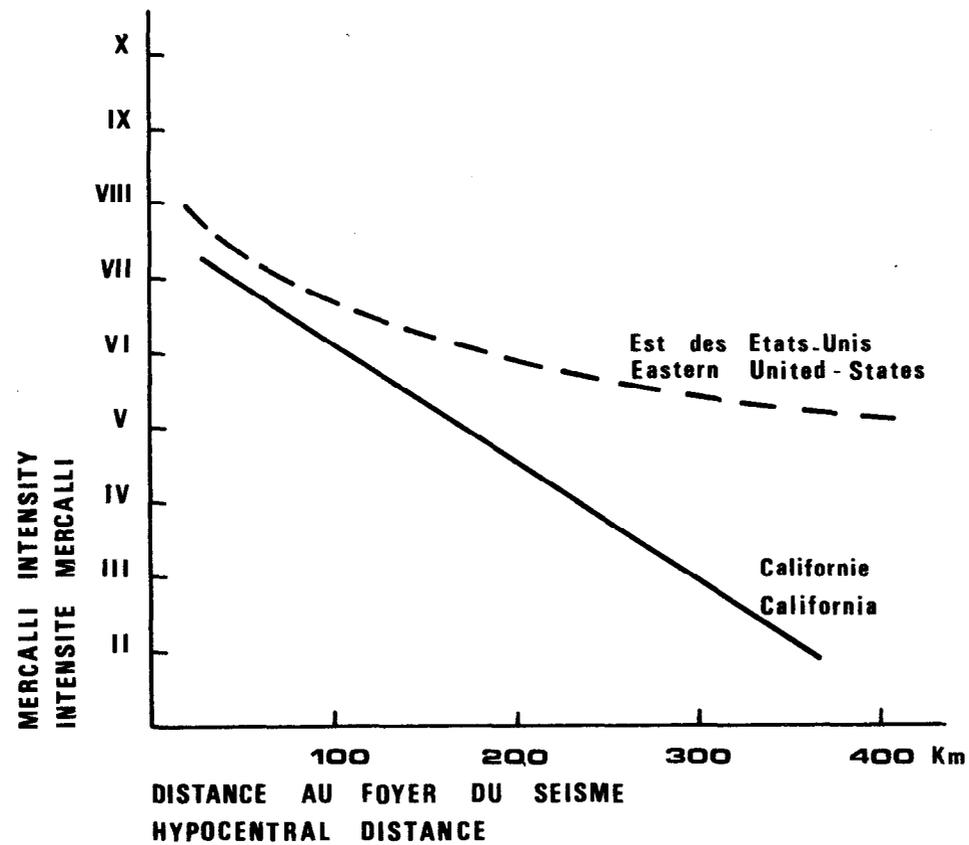


Figure 8 : - Variation de l'intensité en fonction de la distance au foyer d'un séisme, pour deux régions de structures géologiques différentes.
 - Variation of intensity with distance from the hypocenter for two regions of different geological structures.

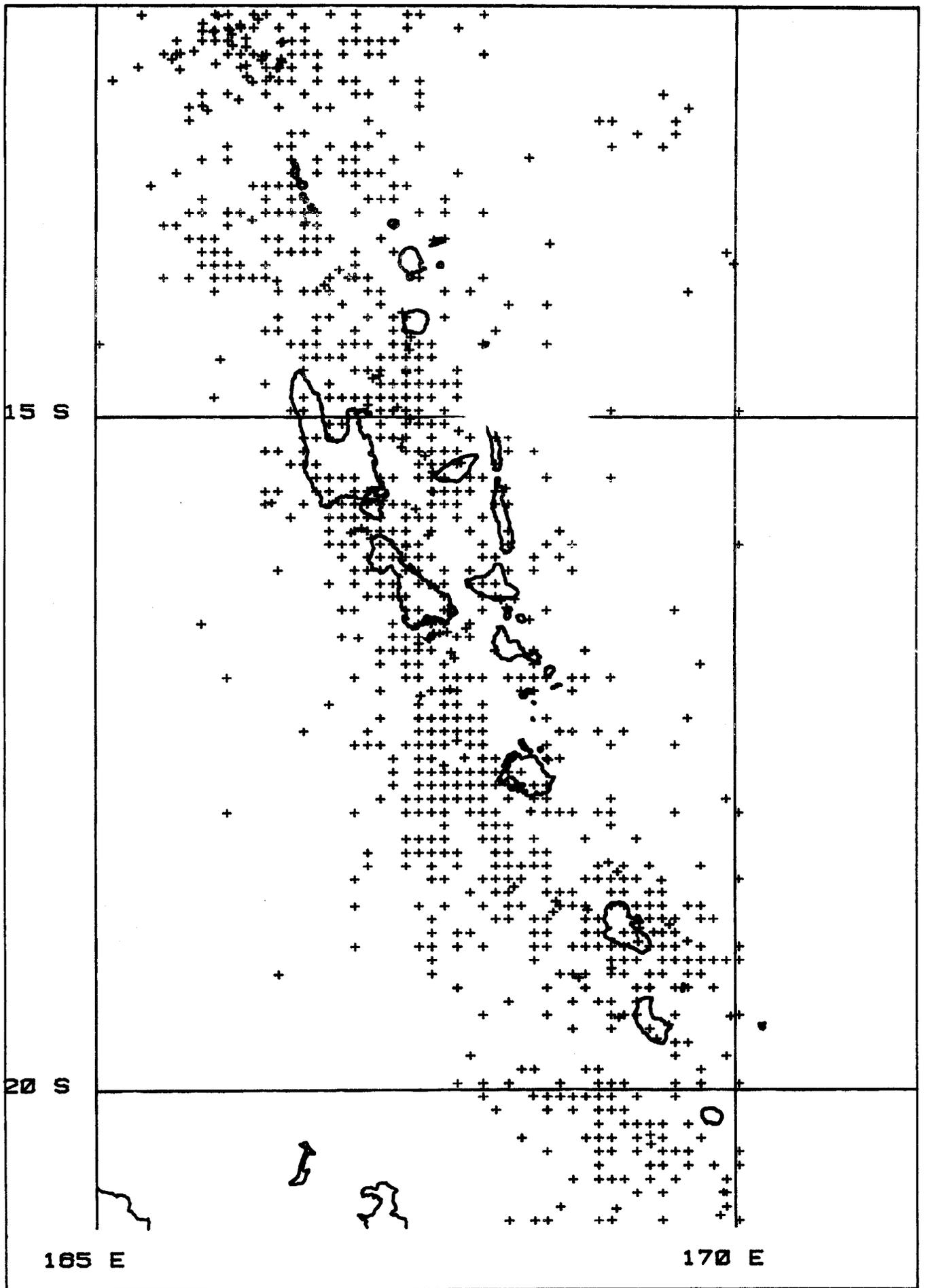


Figure 9 : - Carte de sismicité de Vanuatu de 1936 à 1966.
 - Seismicity map of Vanuatu from 1936 until 1966.

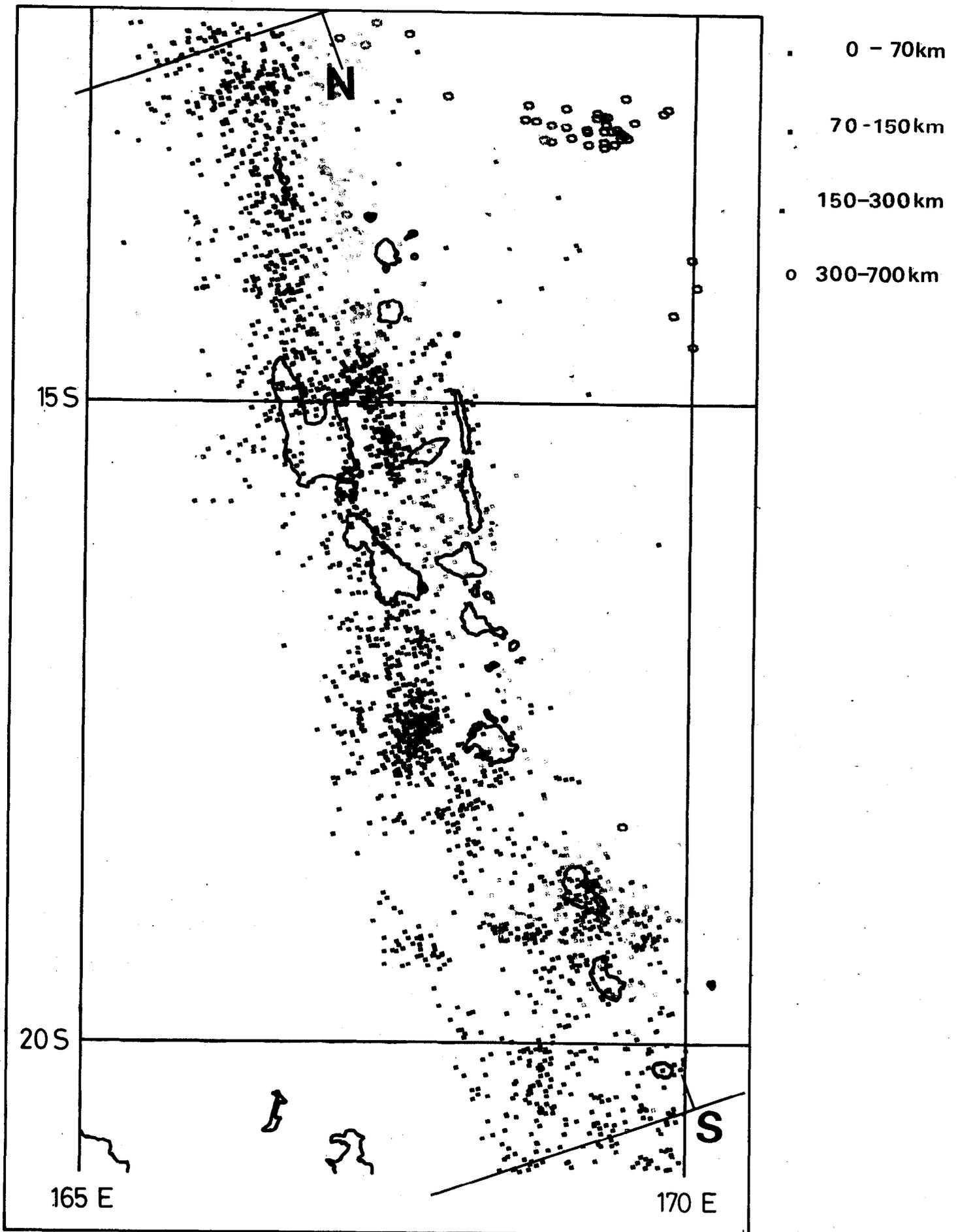


Figure 10. Epicentres des séismes localisés par le réseau mondial de stations (1967-1982).
 PDE locations of events (1967-1982).

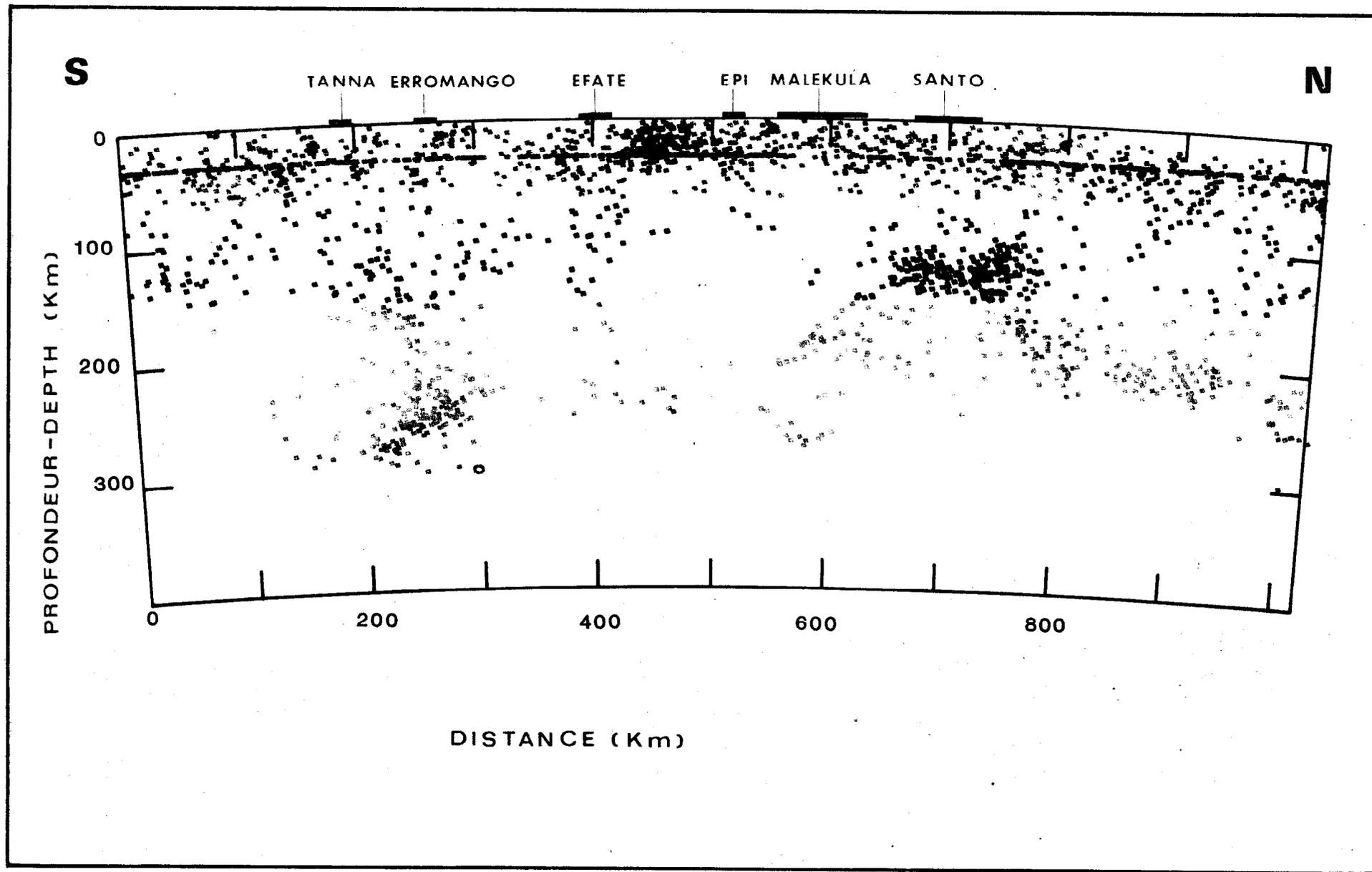


Figure 11. Coupe longitudinale (NNO-SSE) de la sismicité localisée par le réseau mondial (1967-1982).
Lateral projection of PDE epicenters along New-Hebrides arc.

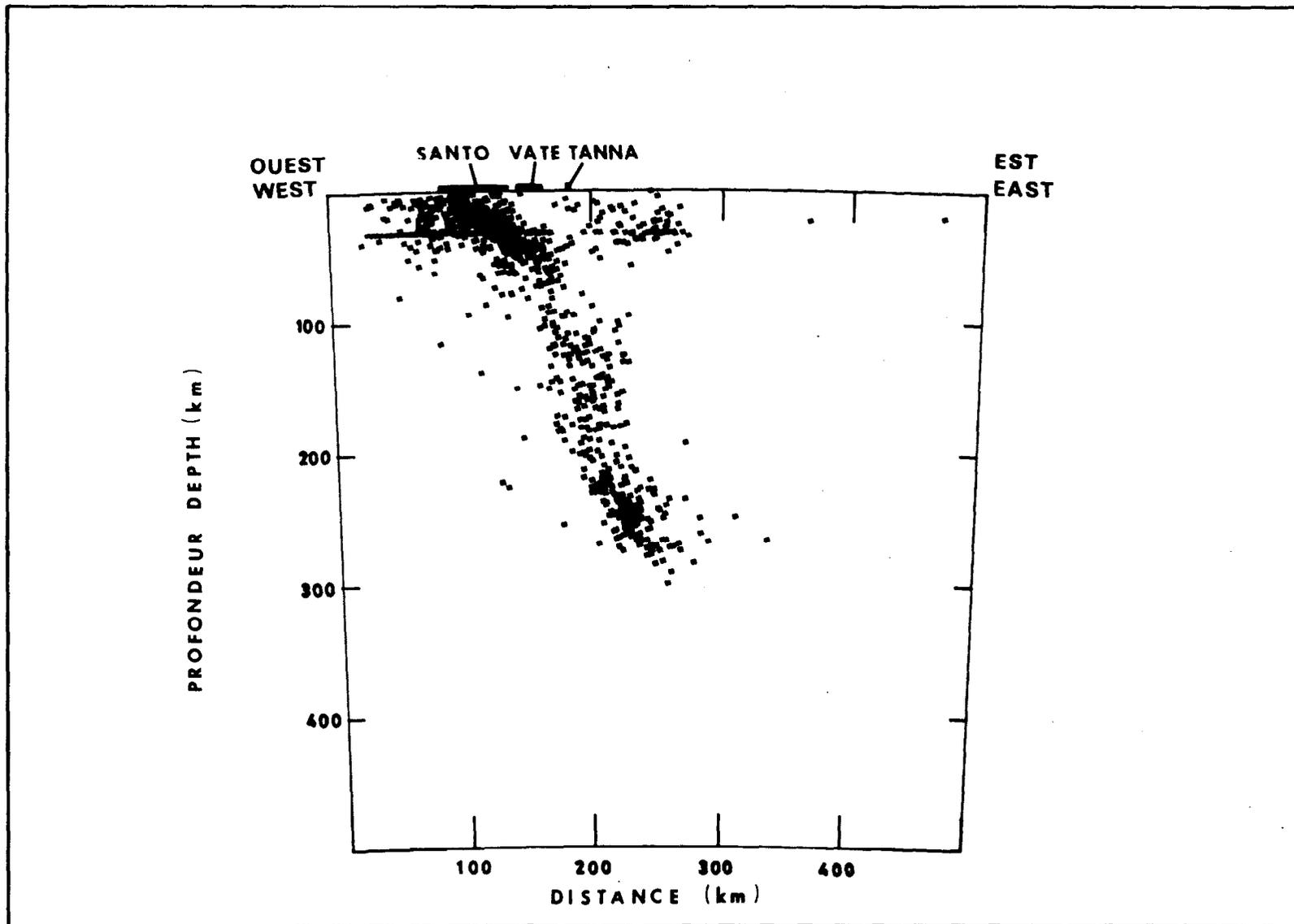


Figure 12 : - Projection des hypocentres sur un plan perpendiculaire à la zone sismique de Vanuatu, obtenue avec les données USGS (1967-1982).
 - Projection of hypocenters plane perpendicular to the Vanuatu seismic zone, using USGS data (1967-1982).

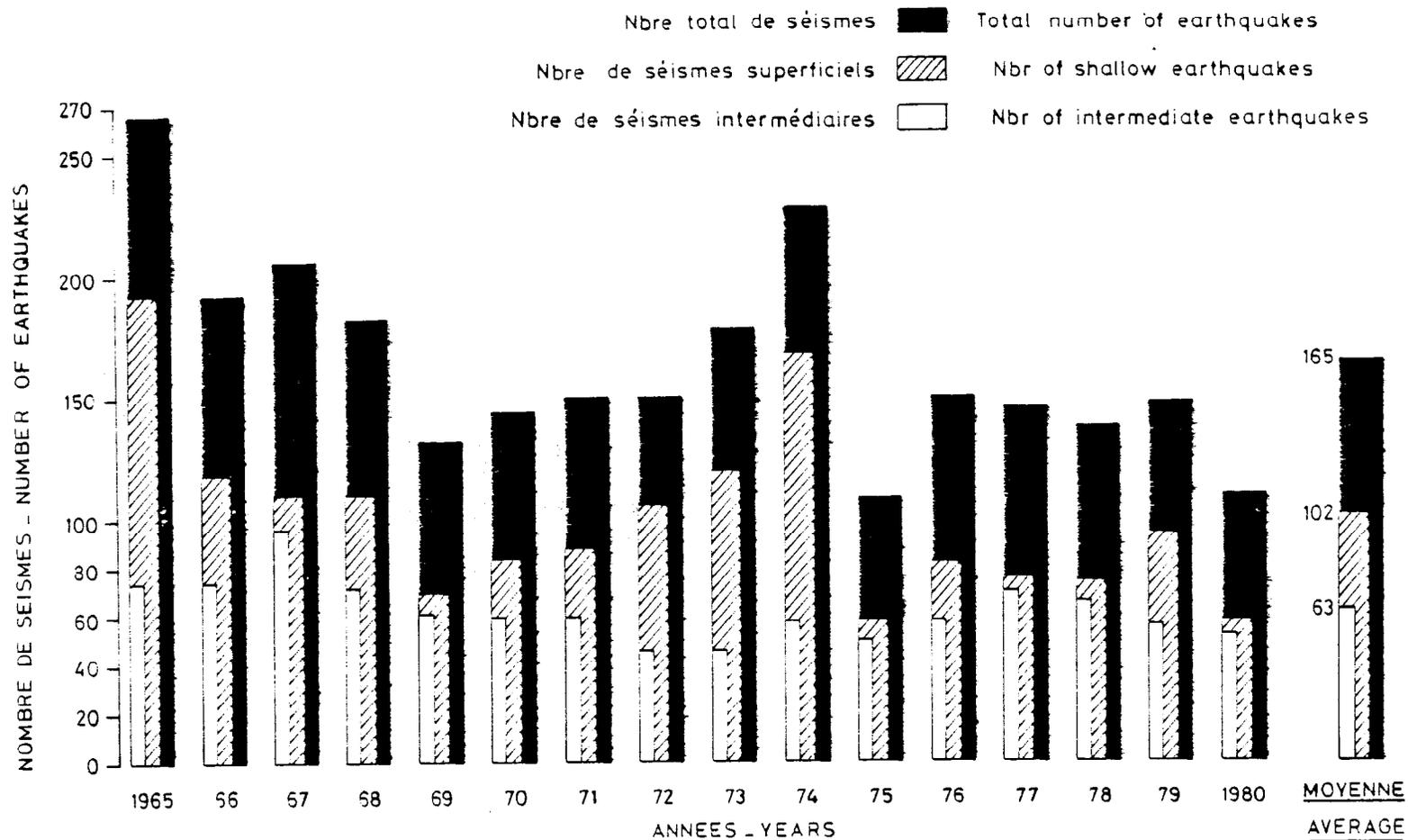
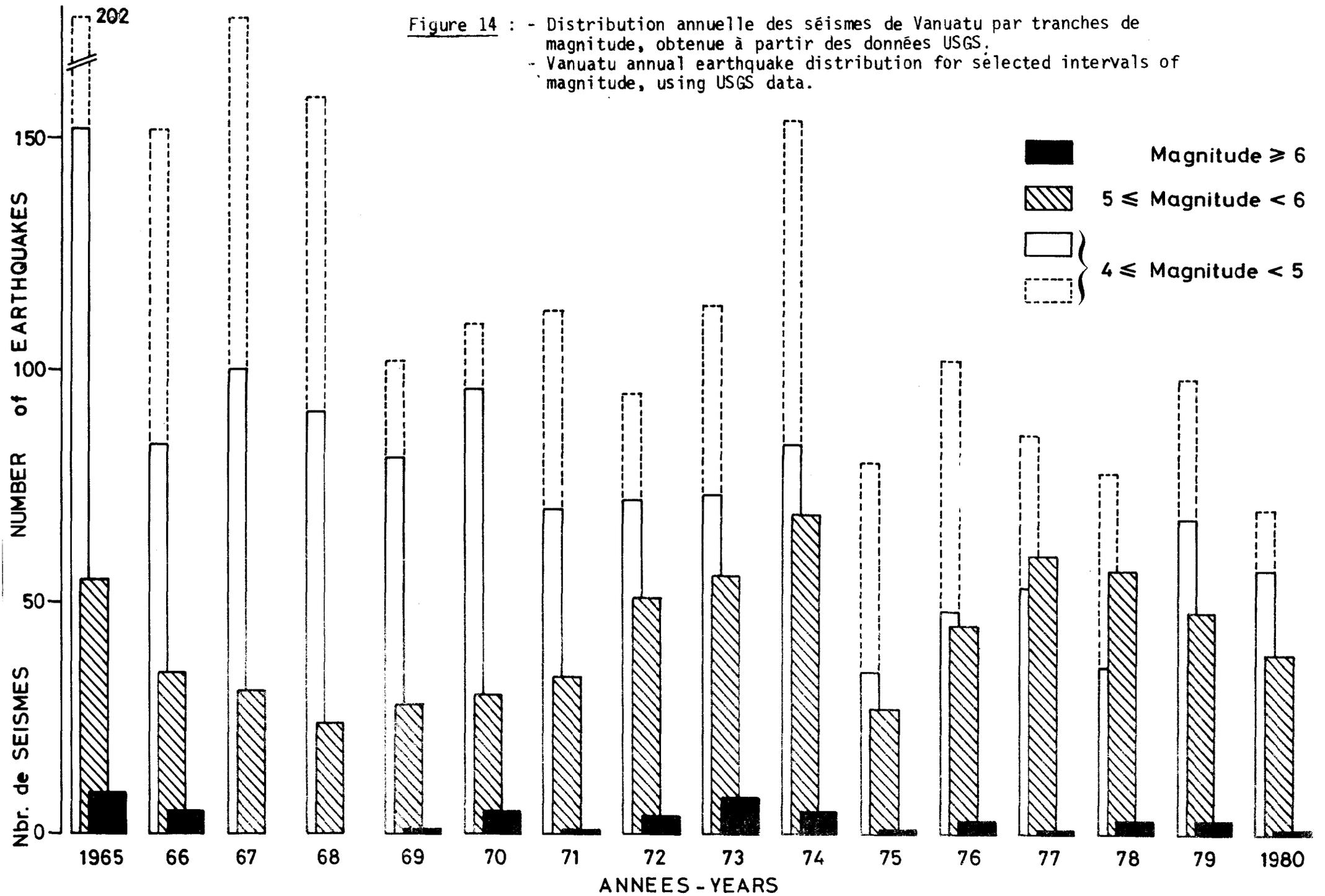


Figure 13 : -Histogramme de l'activité sismique annuelle de Vanuatu détectée par le réseau mondial.

-Histogram of Vanuatu annual earthquake activity using USGS data.



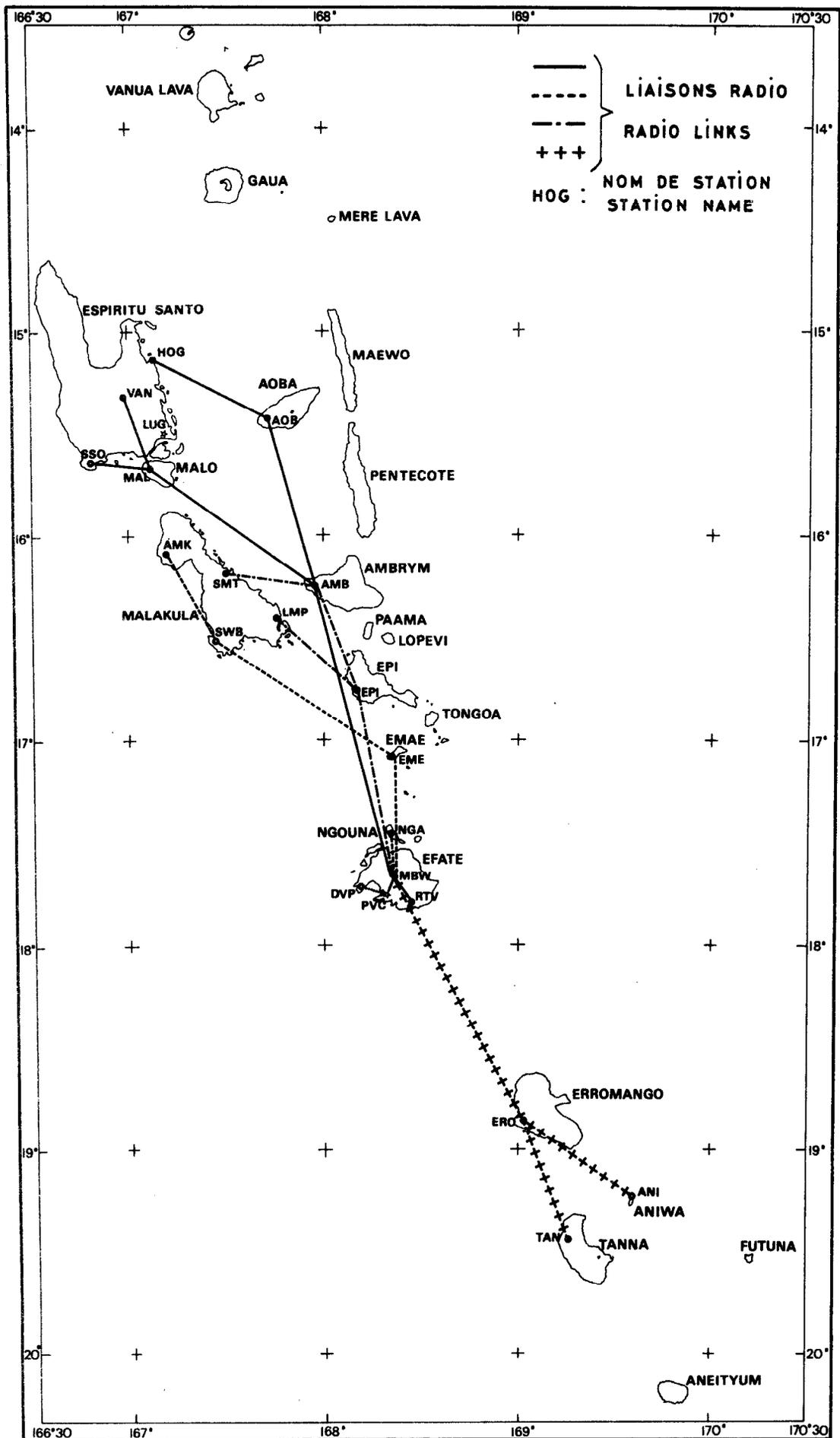


Figure 15 : - Le reseau ORSTOM -CORNEILL .
-ORSTOM -CORNEILL network.

1



2

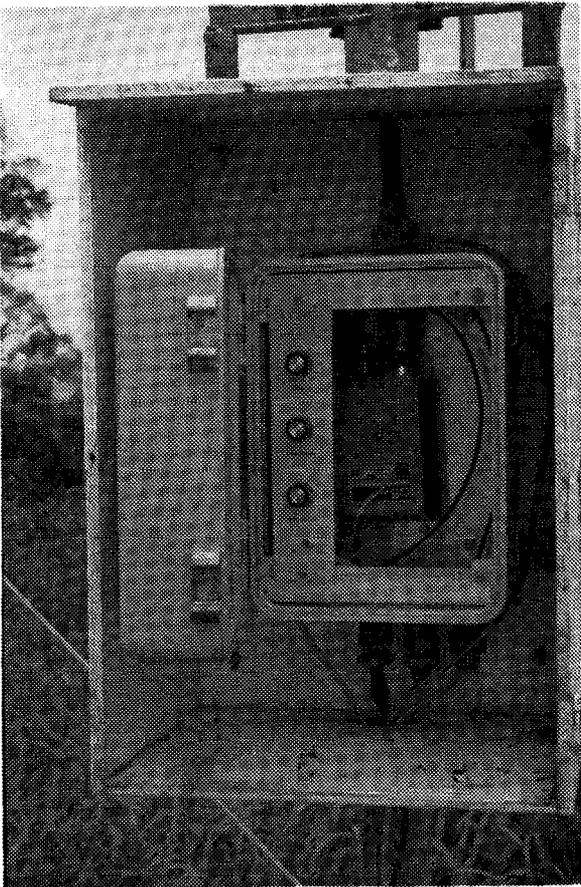


Figure 16 :

-Réseau ORSTOM-CORNELL
-ORSTOM-CORNELL network.

1 -Station avec antenne.

-Aerial of seismic station.

2 -Amplificateur et émetteur.

-Amplifier and Transmitter

3 -Antennes relais du Mt Bernier (VATE).

-Relay aerial network on Bernier mount.

3



1

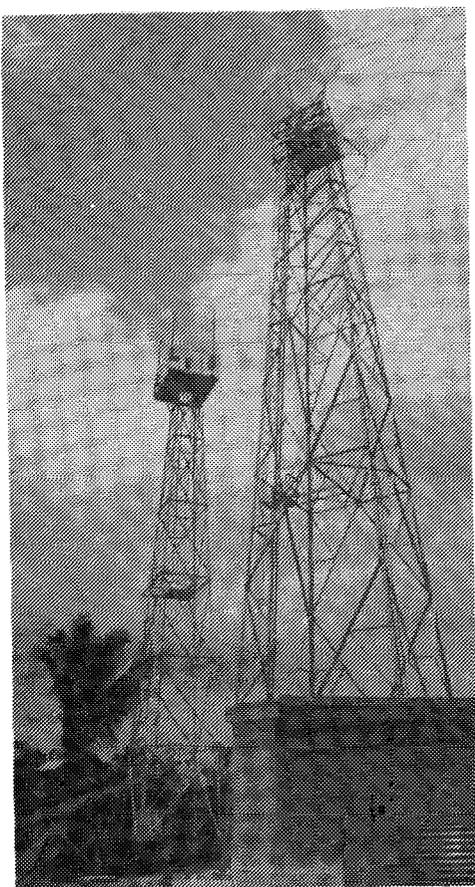
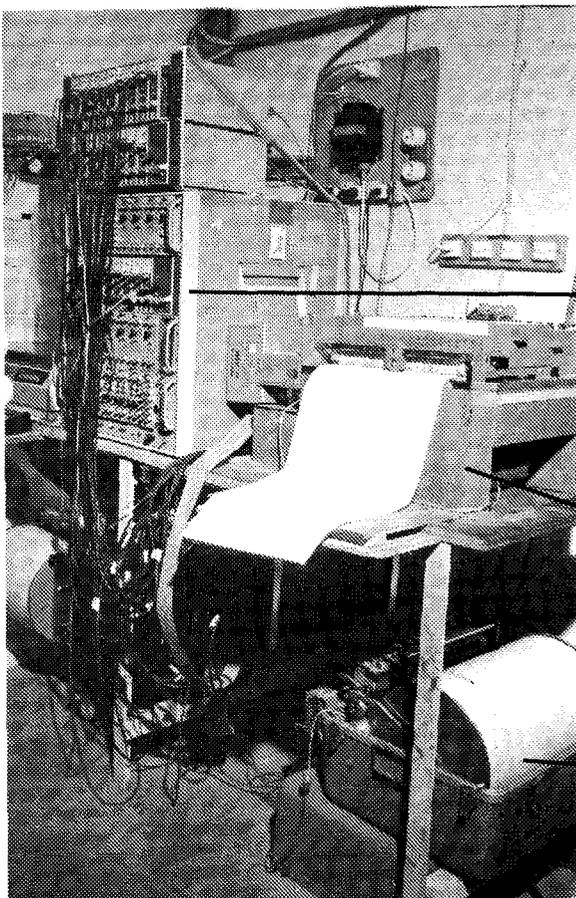


Figure 16 (suite)

1 -Antennes de réception de Port-Vila.
 -Receiving aeriels in Port-Vila.

2 -Vue de la station sismologique de Port-Vila.
 -View of the seismic station , Port-Vila.

2



décodeurs des signaux sismiques.
 discriminators.

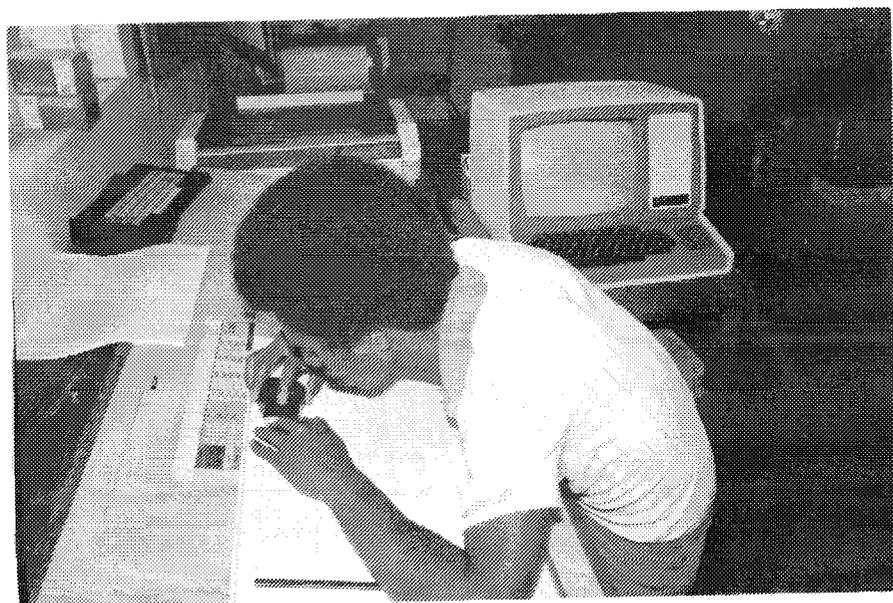
enregistreur Siemens.
 Siemens recorder.

Enregistreur à tambours.
 Big drums recorders.

3



4



3 -Imprimante et clavier de l'ordinateur.
 -Printer and keyboard of the computer.

4 -Lecture des enregistrements.
 -Reading seismic records.

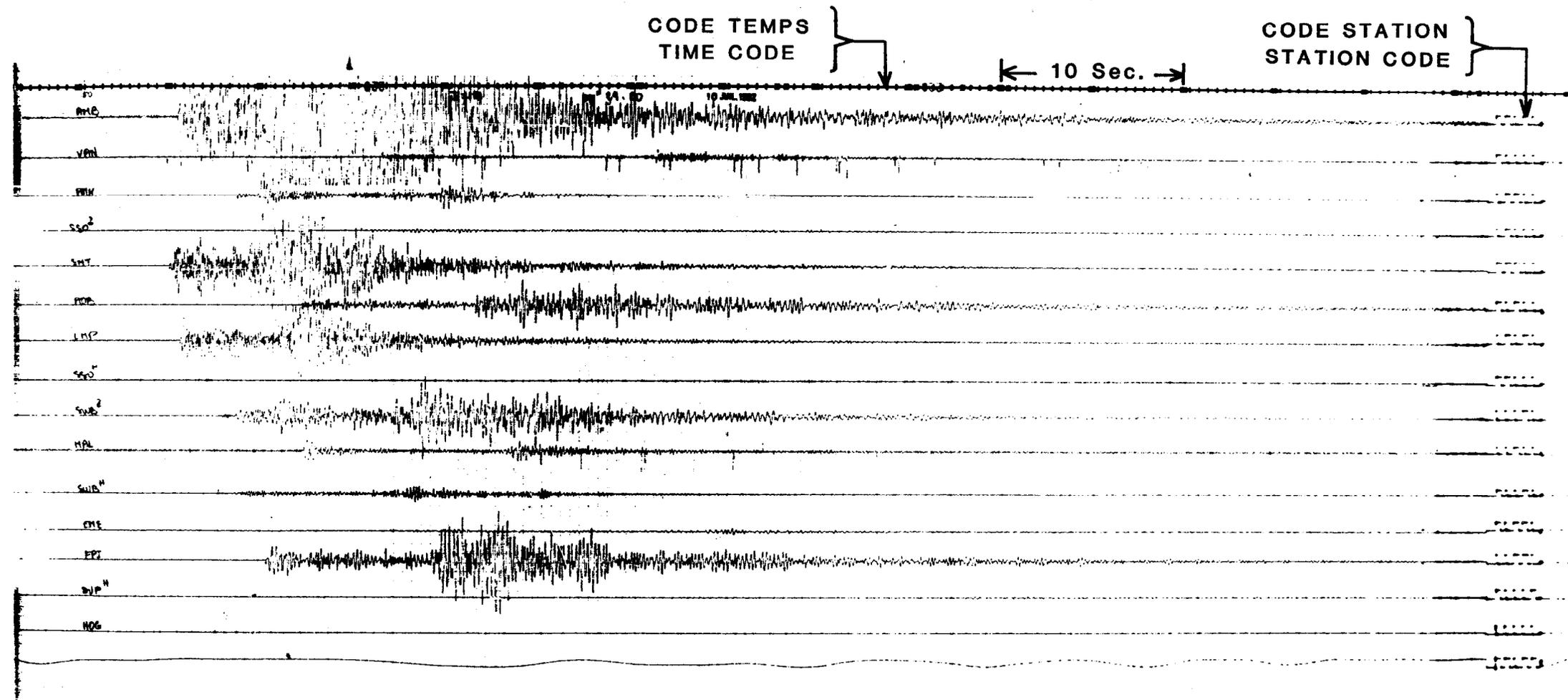


Figure 17 : - Enregistrement d'un séisme détecté par plusieurs stations du réseau ORSTOM - CORNELL.
 - Seismogram showing an earthquake detected by several stations of ORSTOM - CORNELL network.

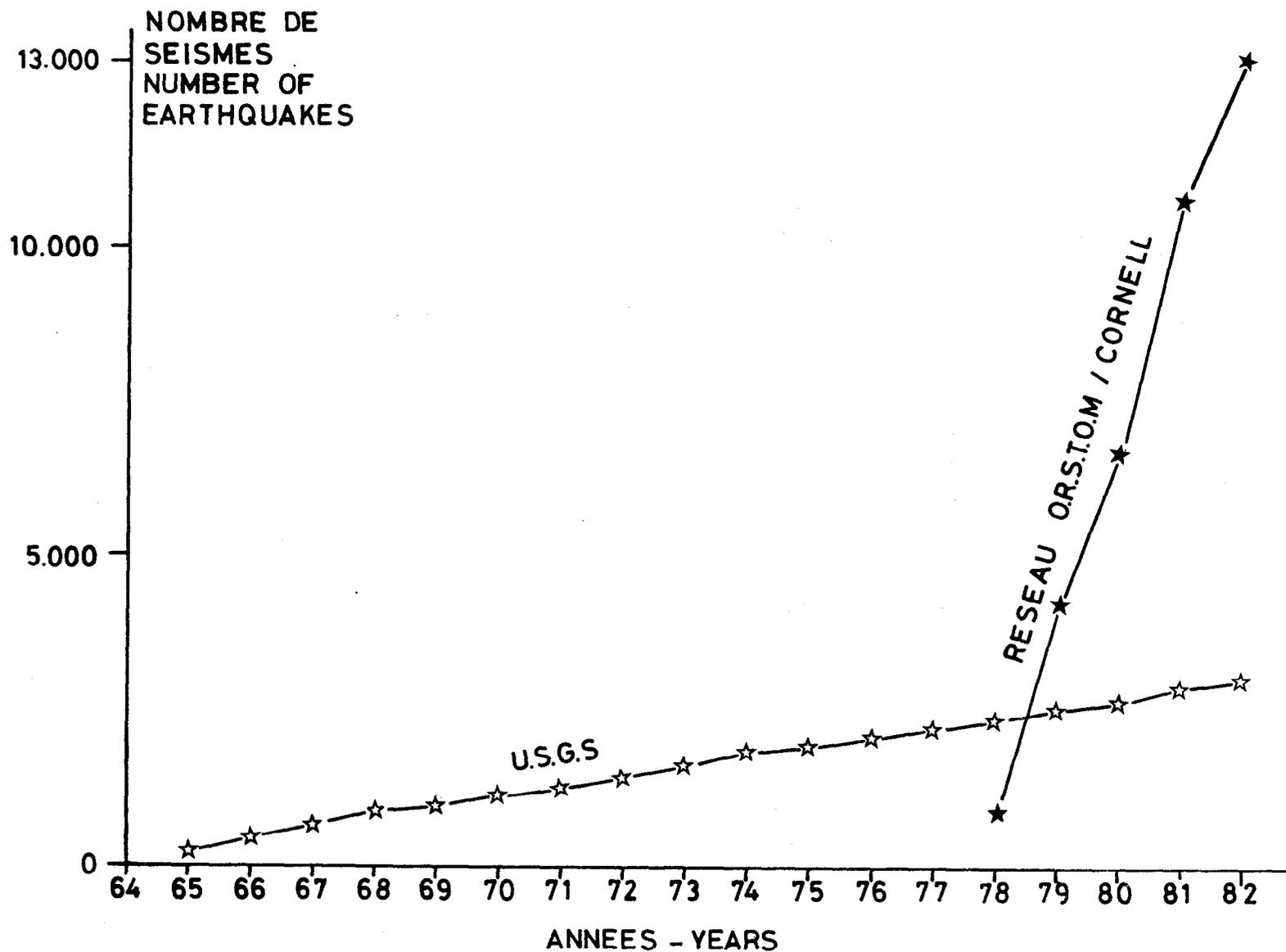


Figure 18 : - Comparaison du nombre cumulé de séismes localisés par le réseau ORSTOM-Cornell (1978-1982) et par l'USGS (1965-1982).
 - Comparison between cumulative number of ORSTOM-Cornell (1978-1982) and USGS (1965-1982) locations.

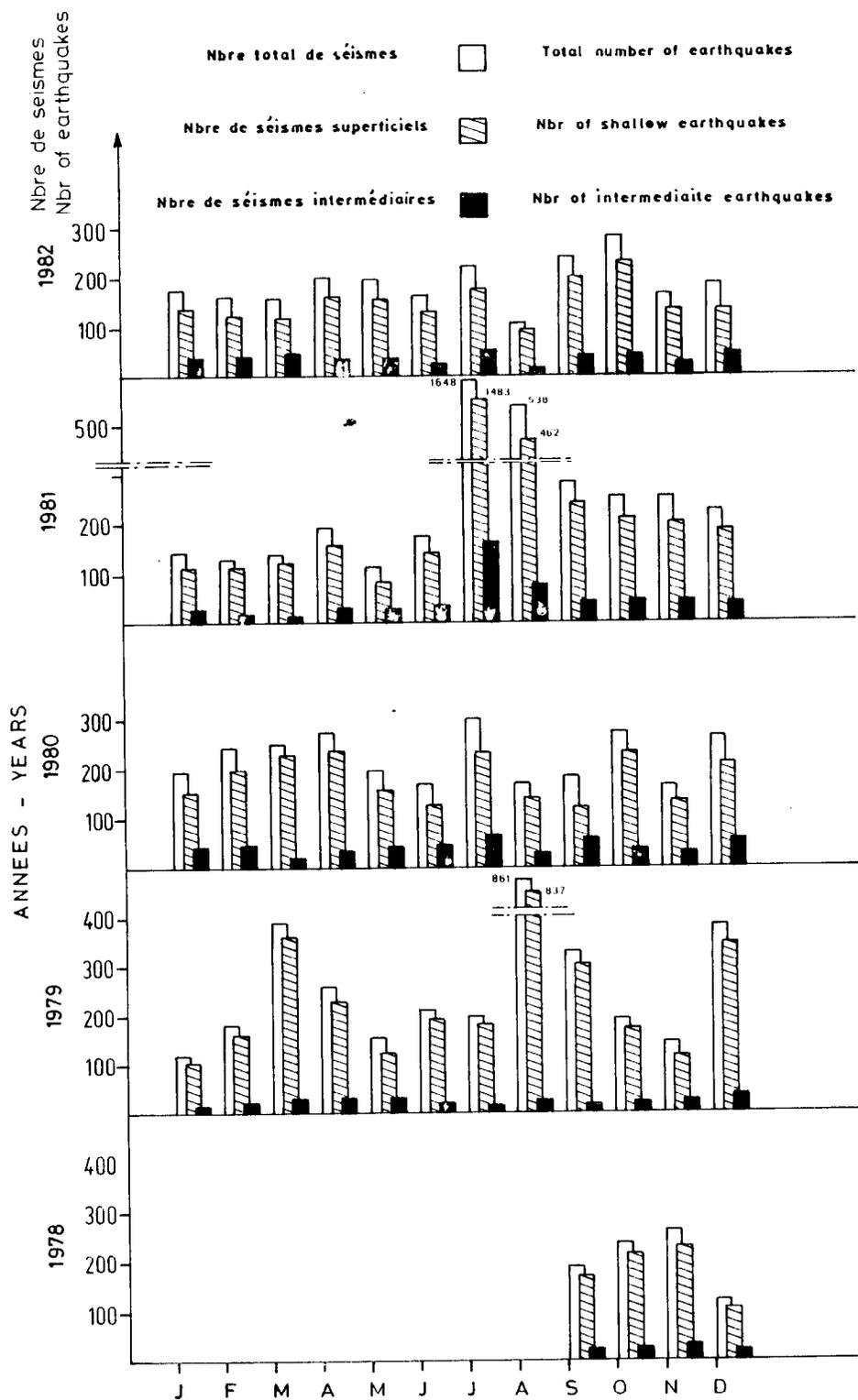


Figure 19: -Histogramme de l'activité sismique mensuelle détectée par le réseau ORSTOM-Cornell.
 -Histogram of monthly earthquake activity detected by ORSTOM-Cornell network.

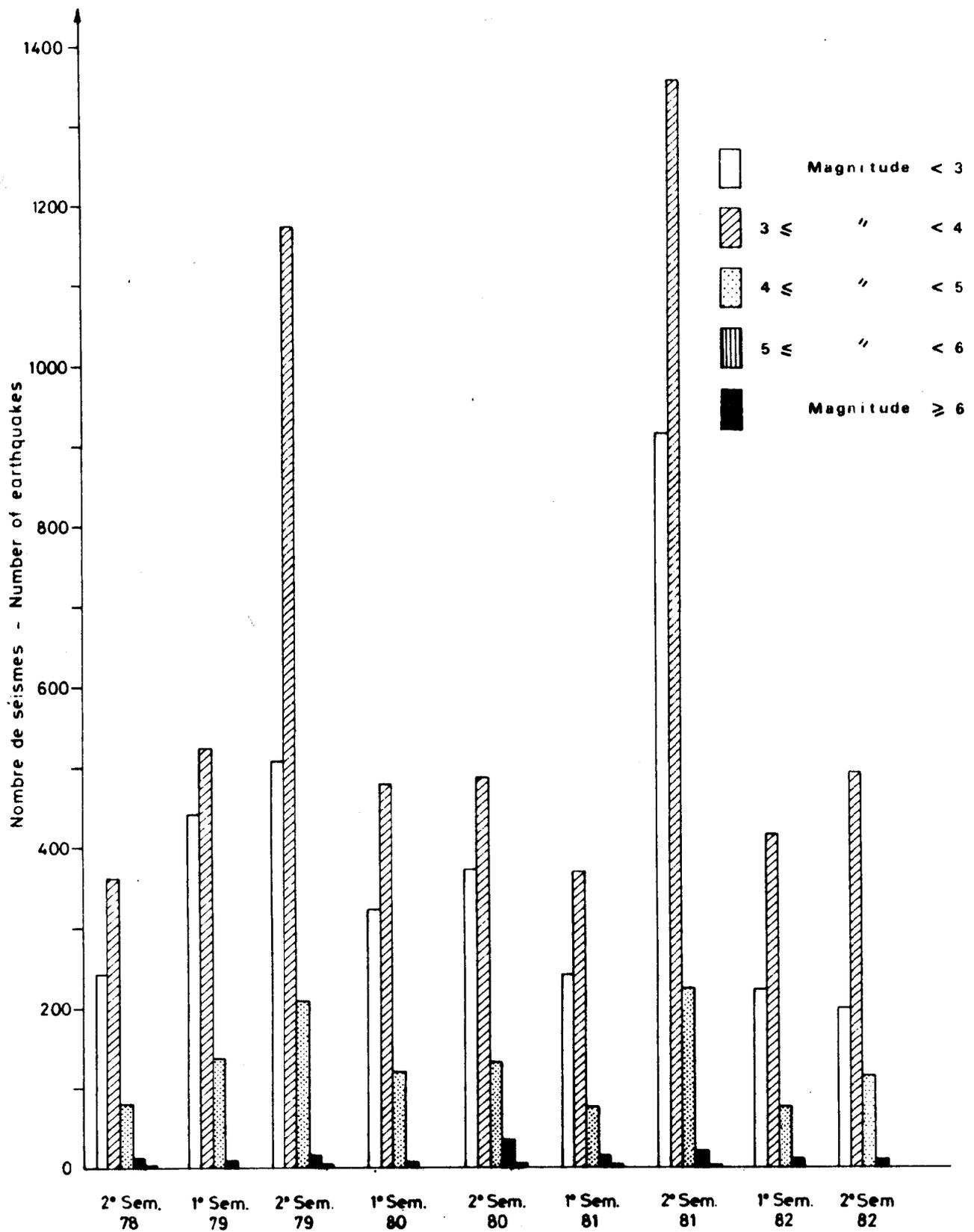


Figure 20 : - Distribution semestrielle, par tranches de magnitude, des séismes détectés par le réseau ORSTOM-Cornell.
 - Semi-annual distribution of earthquakes detected by ORSTOM-Cornell network, for selected intervals of magnitude.

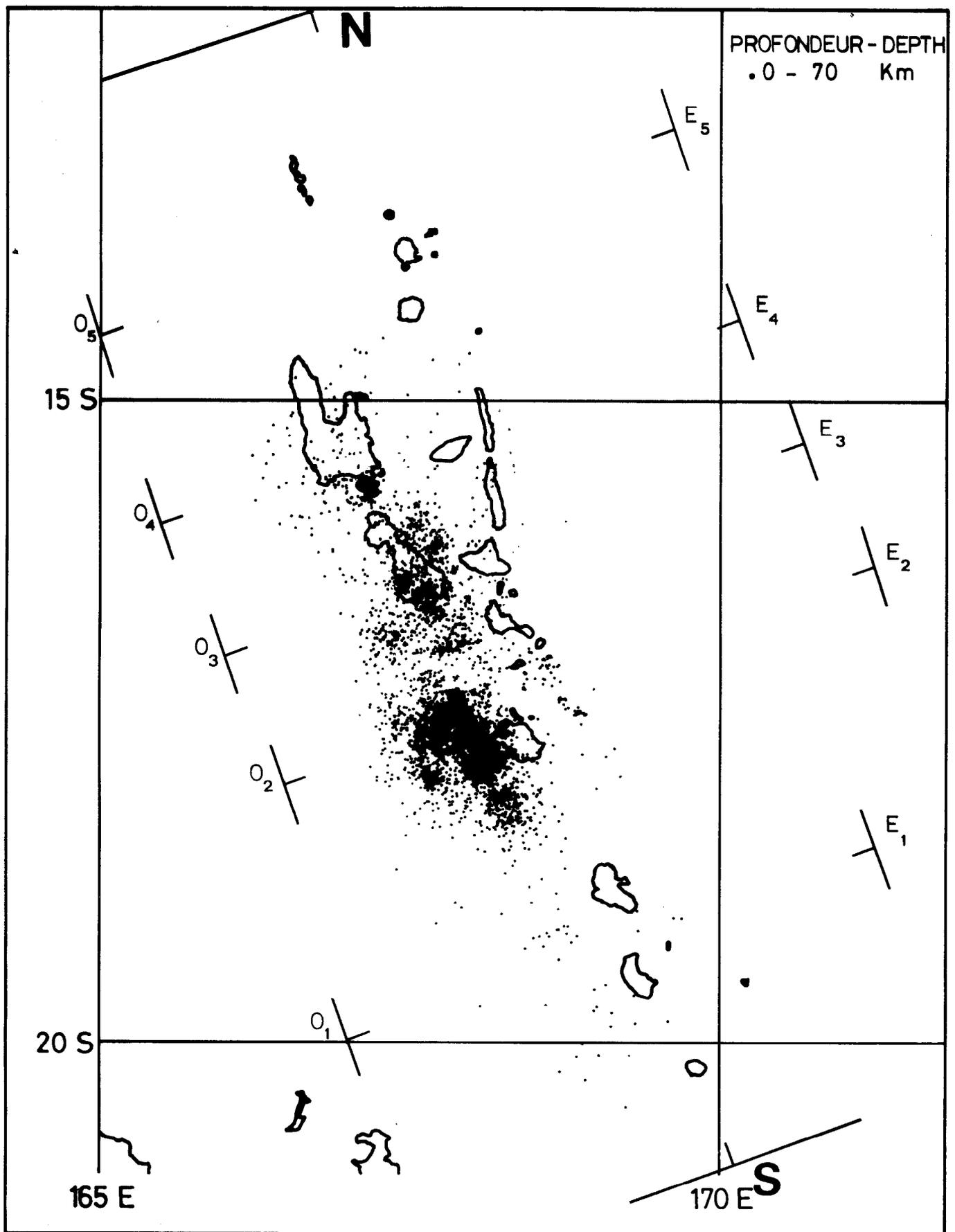
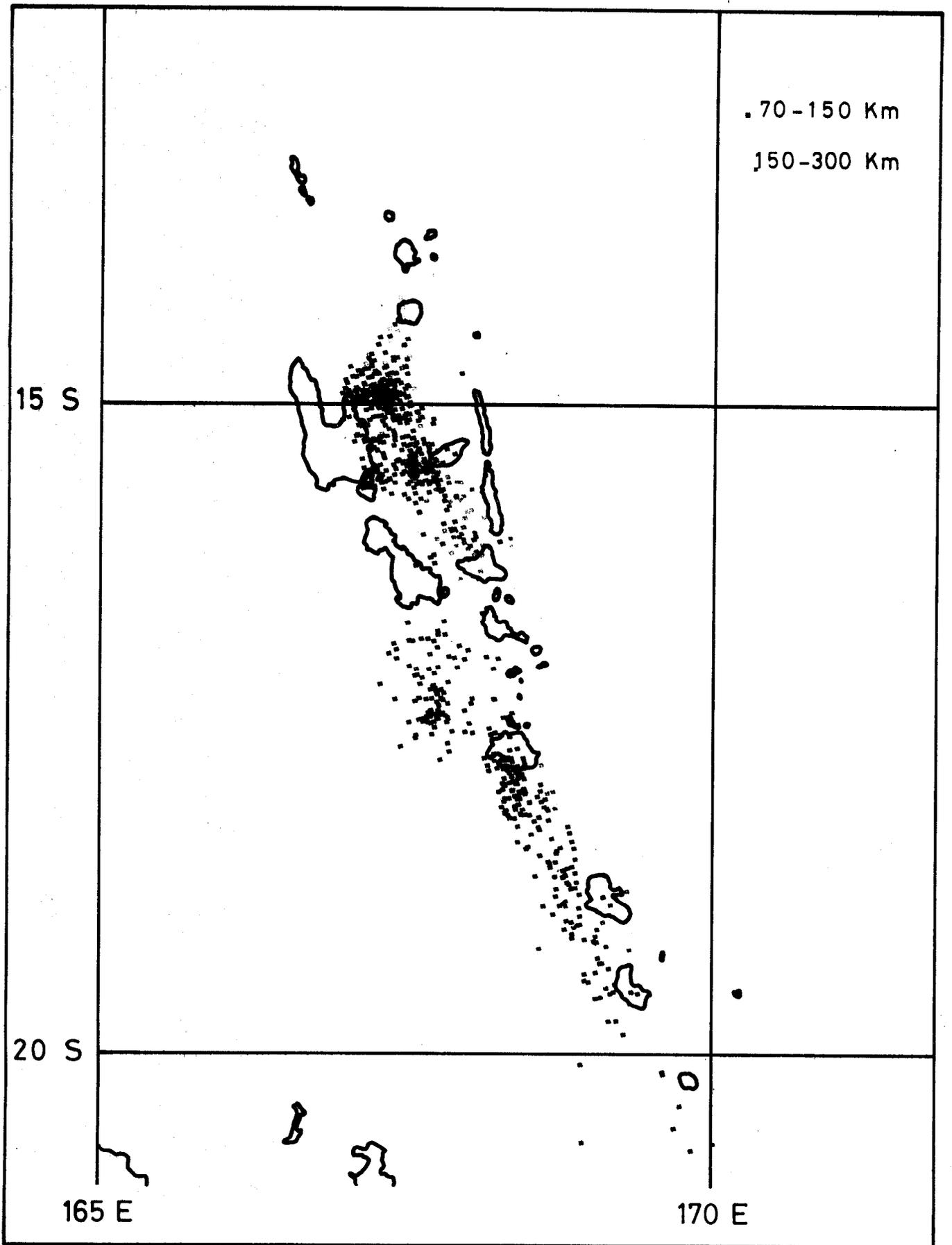


Figure 21. Epicentres des séismes localisés par le réseau ORSTOM-CORNELL (1978-1982).
 Epicenters of events located by ORSTOM-CORNELL network (1978-1982).



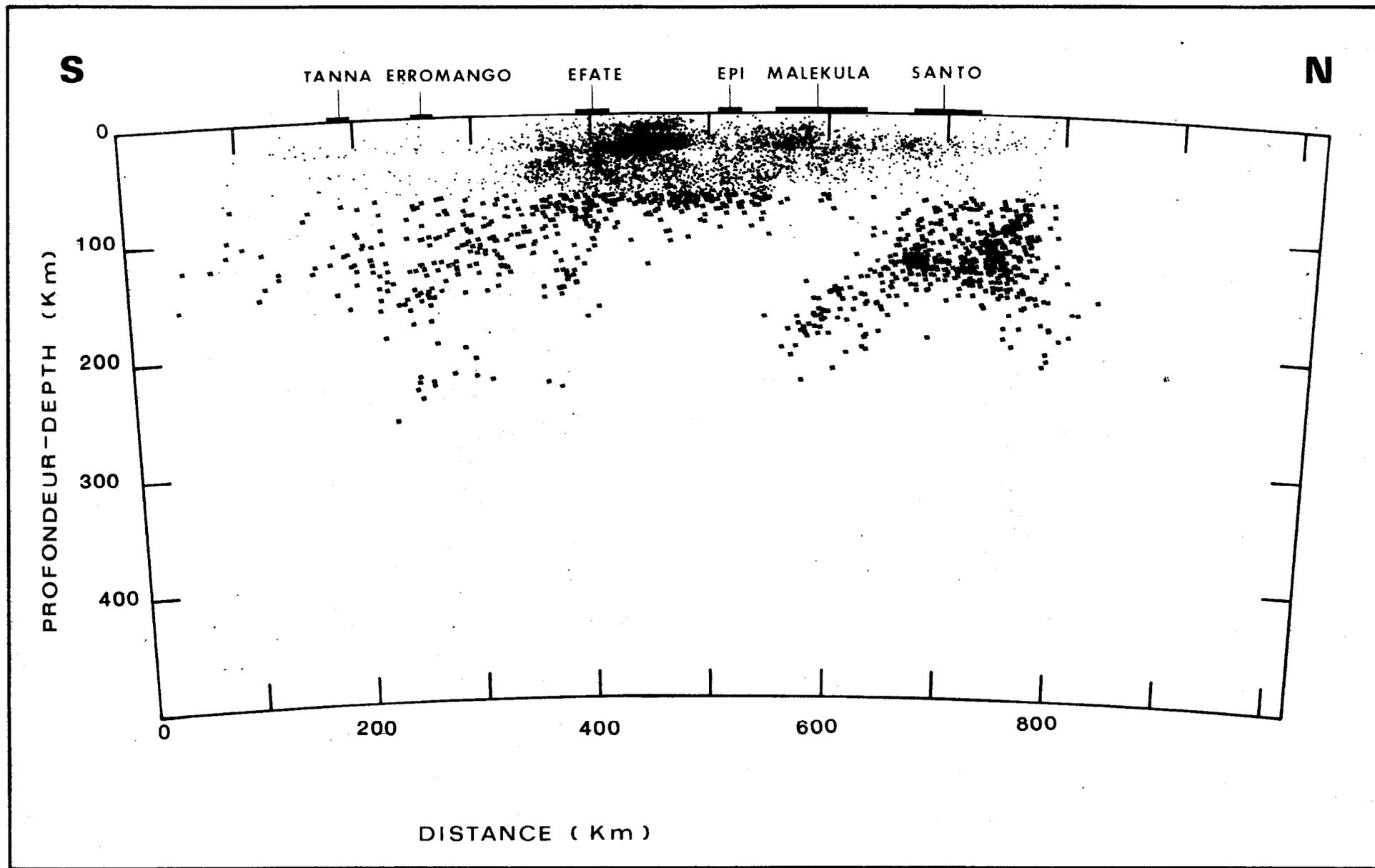


Figure 22. Coupe longitudinale (NNO-SSE) de la sismicité localisée par le réseau ORSTOM-CORNELL (1978-1982).

Lateral projection of epicenters along New-Hebrides arc. Events located by ORSTOM-CORNELL network 1978-1982).

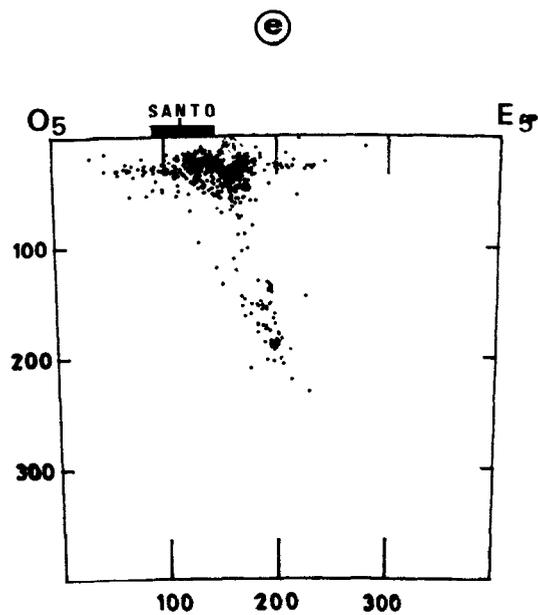
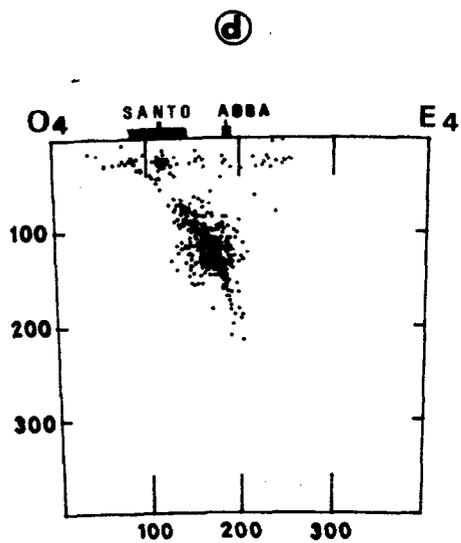
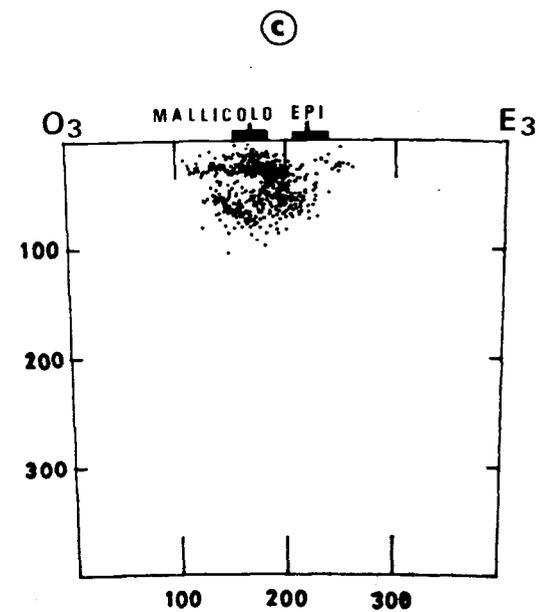
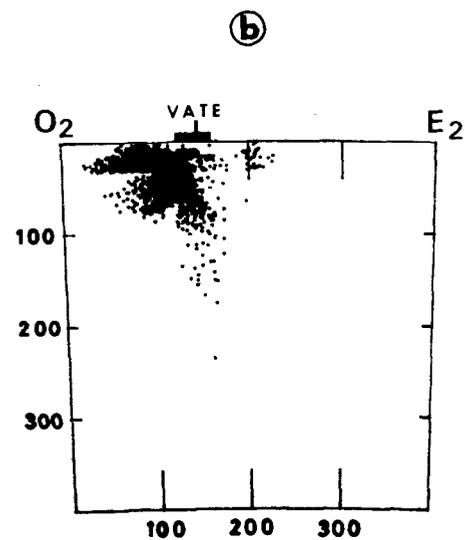
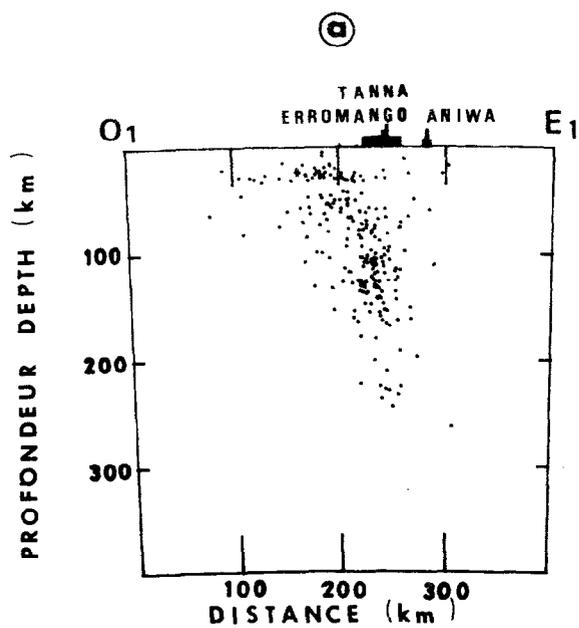


Figure 23 :

- Projection des séismes détectés par le réseau ORSTOM-Cornell sur des plans perpendiculaires à la zone sismique (la position de ces plans est portée sur la figure 21).
- Projection of hypocenters detected by ORSTOM-Cornell network on to planes perpendicular to the seismic zone (the location of the planes is shown figure 21).

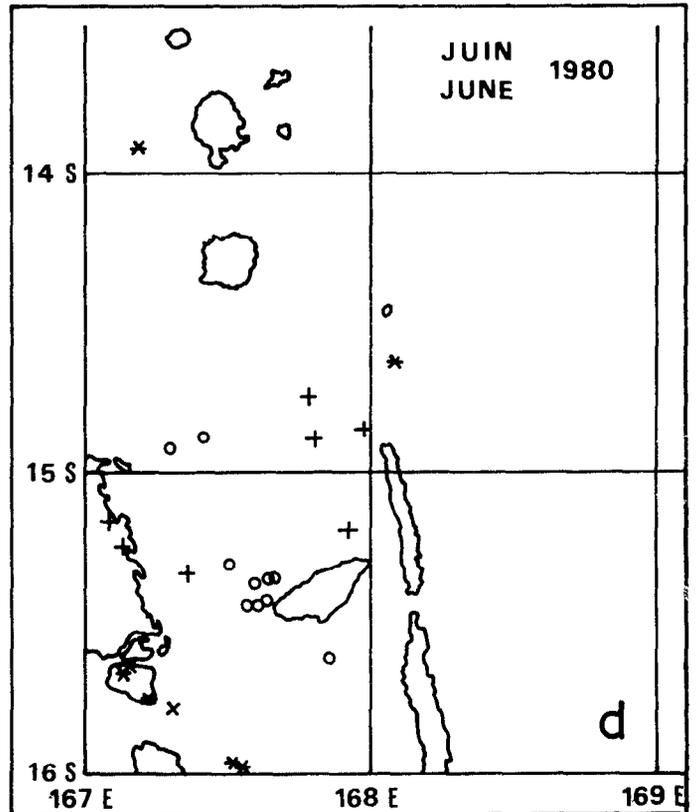
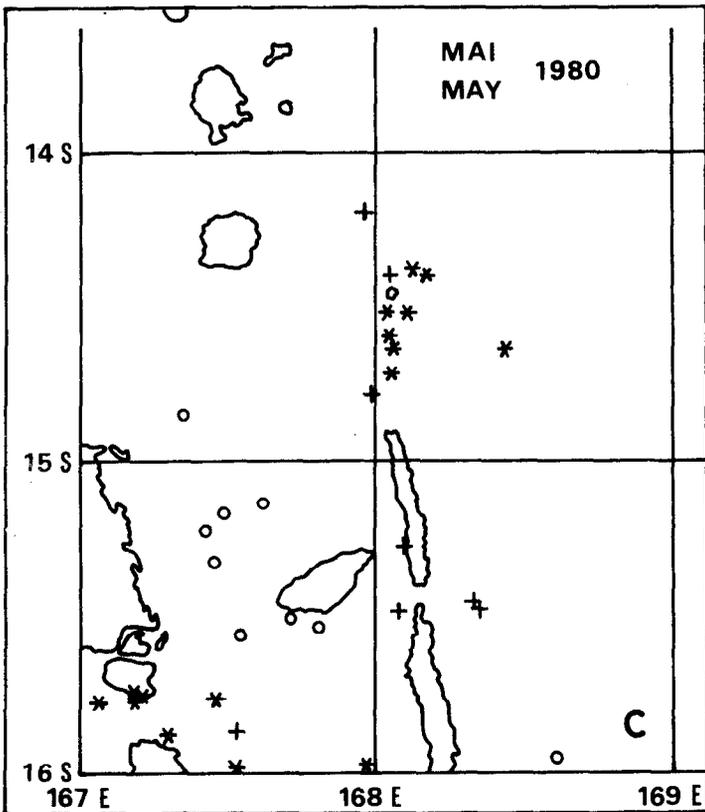
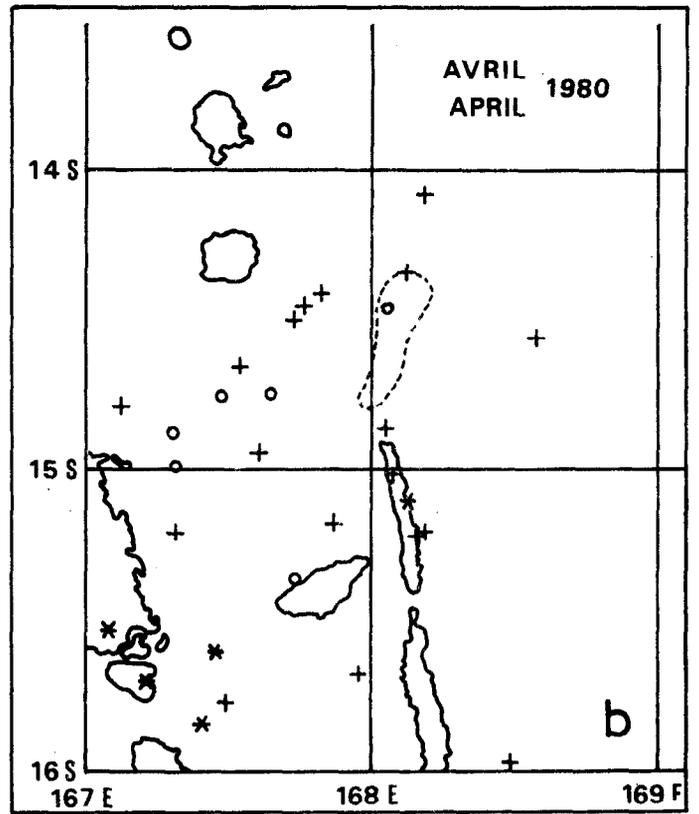
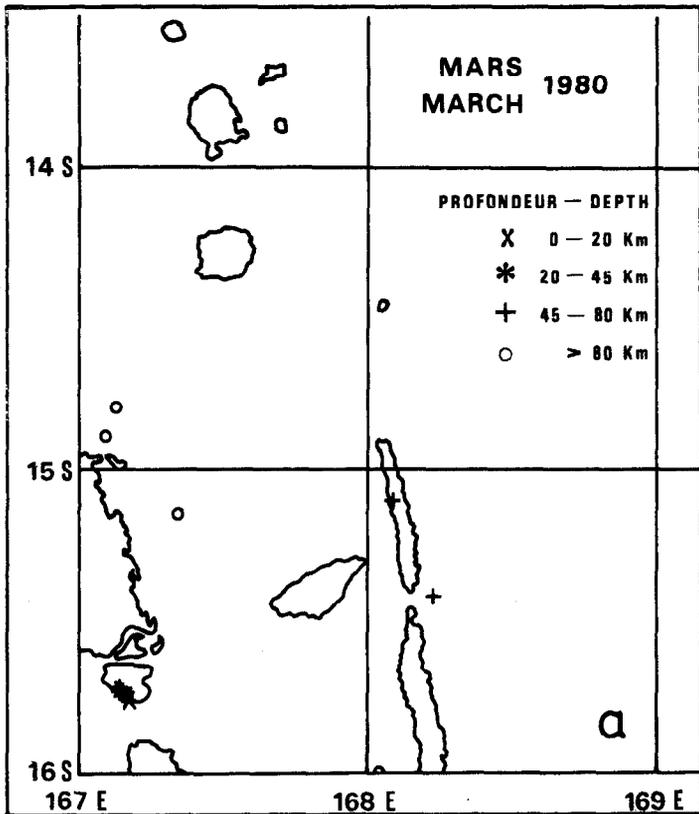


Figure 24 : - Evolution de la sismicité dans la région de Mere Lava de mars à juin 1980.
- Seismicity development in the Mere Lava region from March until June 1980.

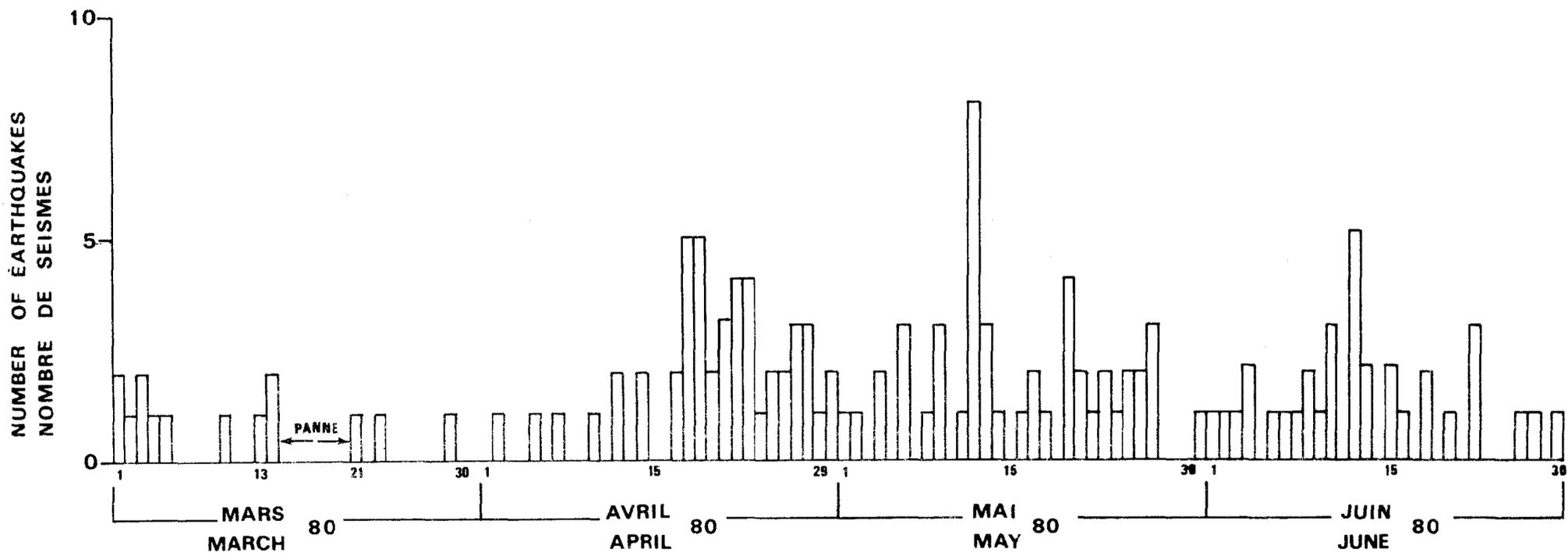


Figure 25 : - Histogramme du nombre journalier de séismes dans la région de Mere Lava de mars à juin 1980.
 - Histogram showing the number of earthquakes per day in the Mere Lava region from March until June 1980.

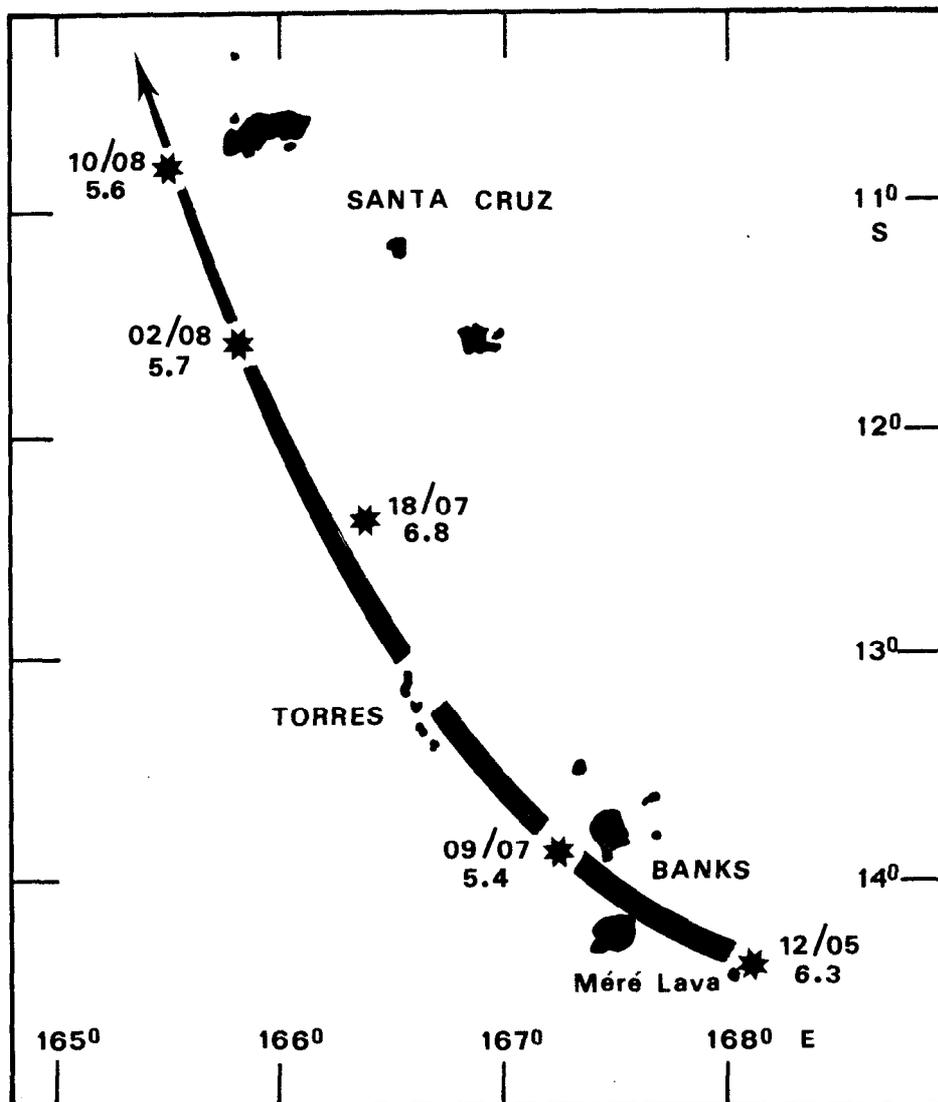
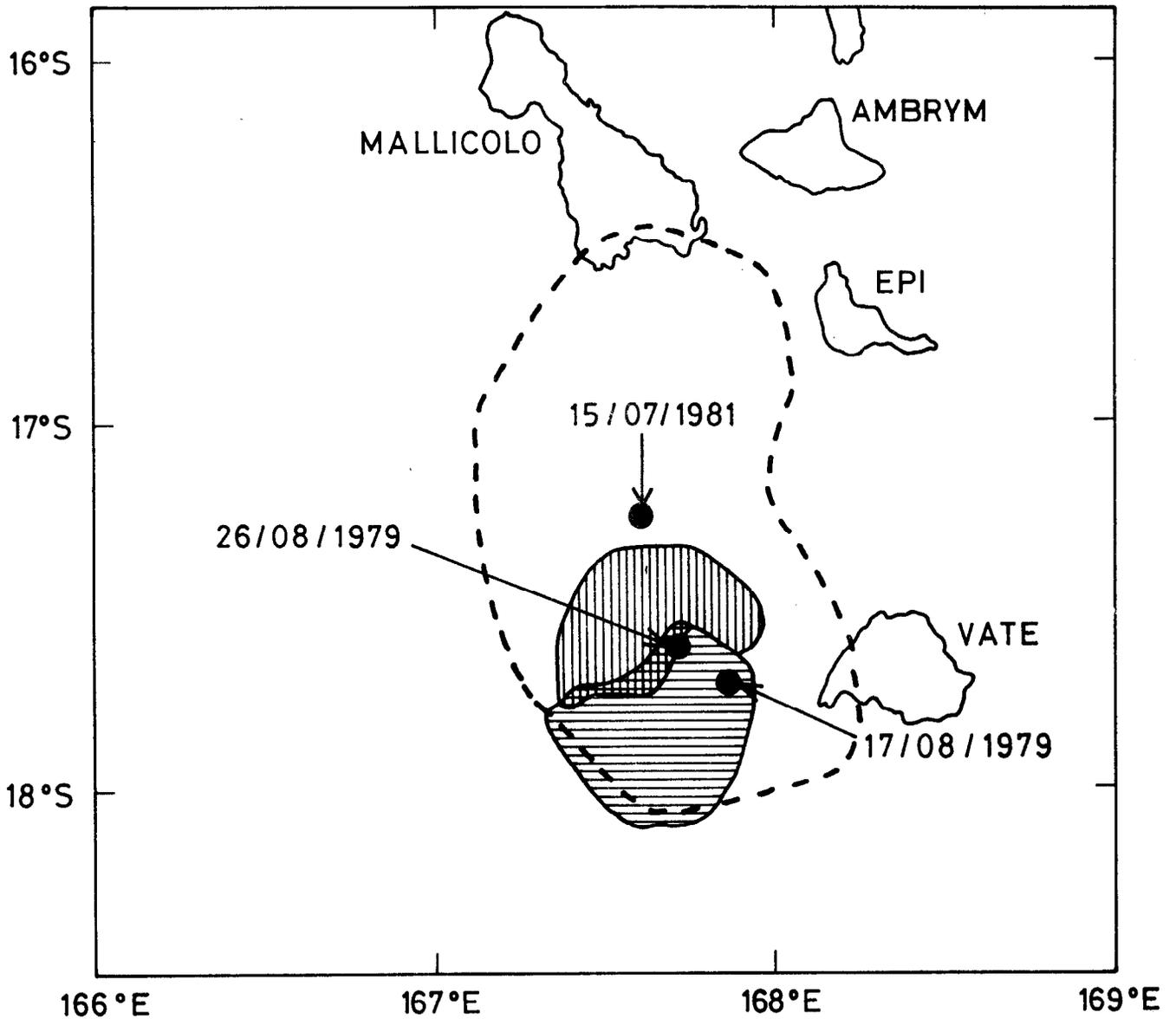


Figure 26 : - Migration des séismes (mai-septembre 1980) après la crise de sismicité de Méré Lava.
 - Earthquake migration (May-September 1980) after Méré Lava crisis.



- Epicentre
Epicenter
-  zone des répliques séisme du 17/08/79
aftershock zone of 17/08/79 earthquake
-  zone des répliques séisme du 26/08/79
aftershock zone of 26/08/79 earthquake
-  limite de la zone des répliques du séisme du 15/07/81
aftershock zone limit of 15/07/81 earthquake

Figure 27 : - Epicentres des séismes d'août 1979 et juillet 1981, et les zones affectées par leurs répliques.
- Epicenters of August 1979 and July 1981 earthquakes and their aftershock zones.

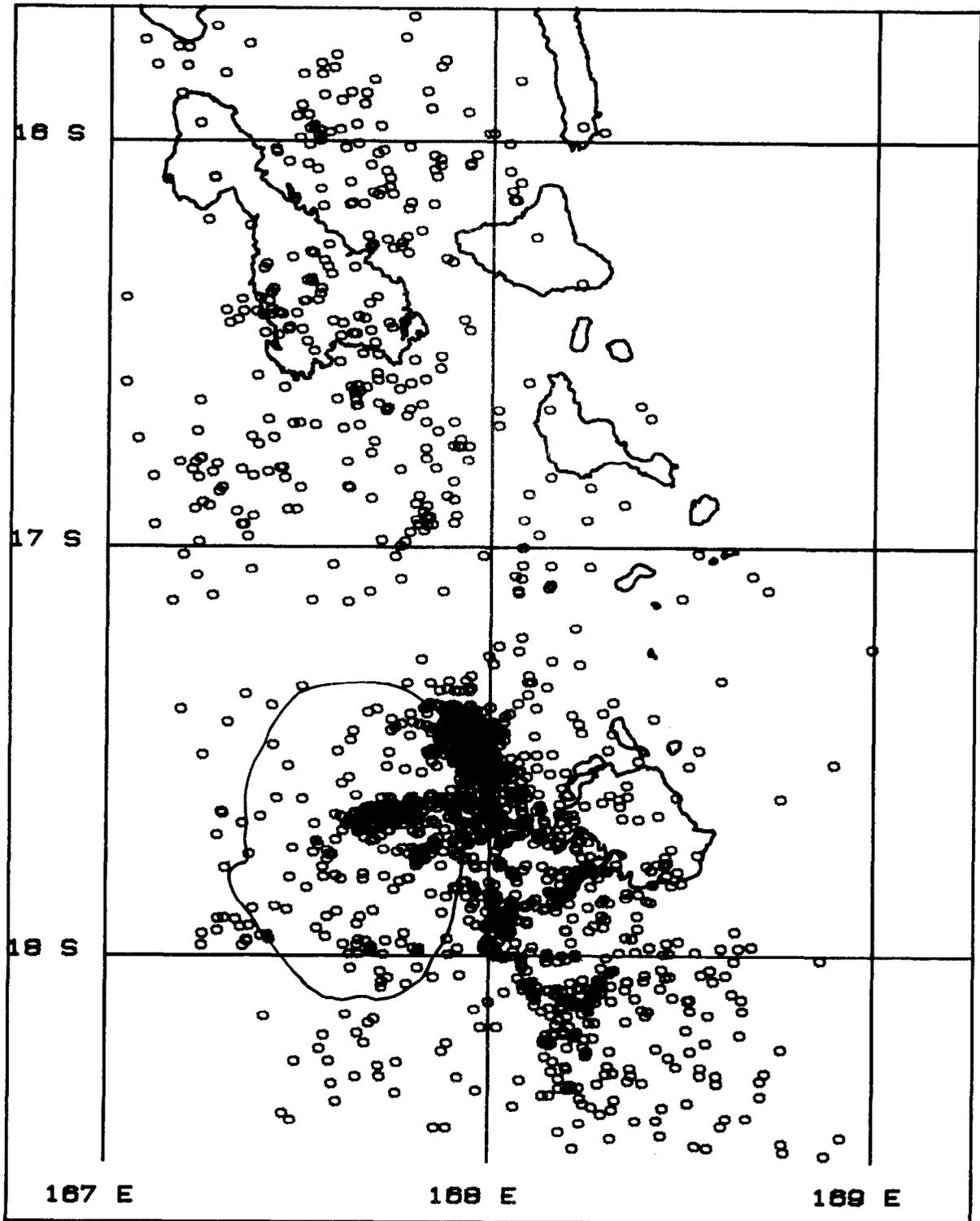


Figure 28 : - Activité sismique dans la région de Vaté, de septembre 1978   juillet 1979.
 - Earthquake activity in the Vate region from September 1978 until July 1979.

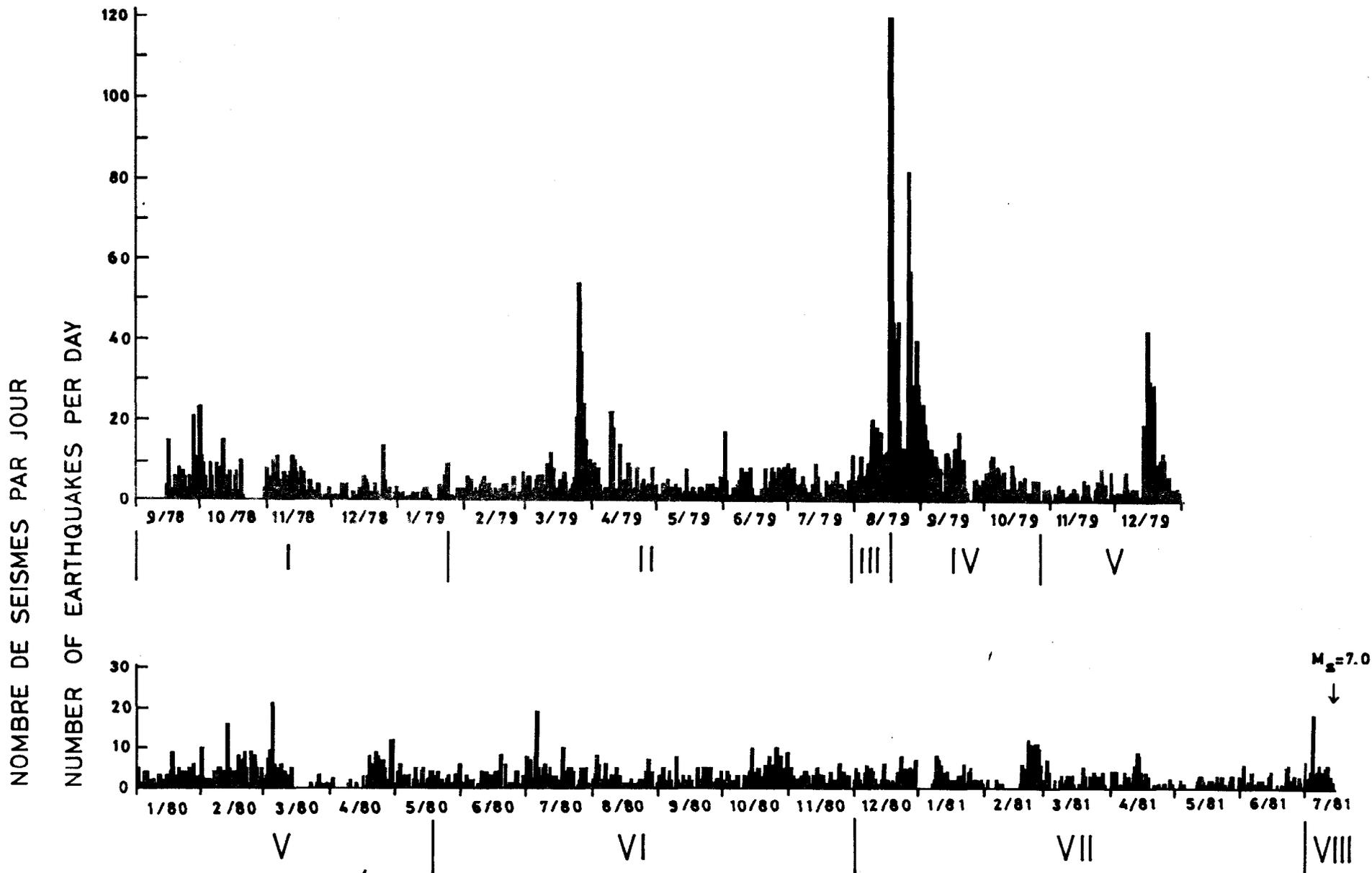


Figure 29 : - Histogramme du nombre journalier de sêismes dans la région de Vate, de septembre 1978 à juillet 1981 (Les intervalles de temps marqués en chiffres romains sont les mêmes que pour les figures 30, 31, 34, 35, 36, 37, 38, 39).

- Histogram showing the number of earthquakes per day in the Vate region from September 1978 until July 1981 (the time intervals shown in Roman numerals are the same as those in figures 30, 31, 34, 35, 36, 37, 38, 39).

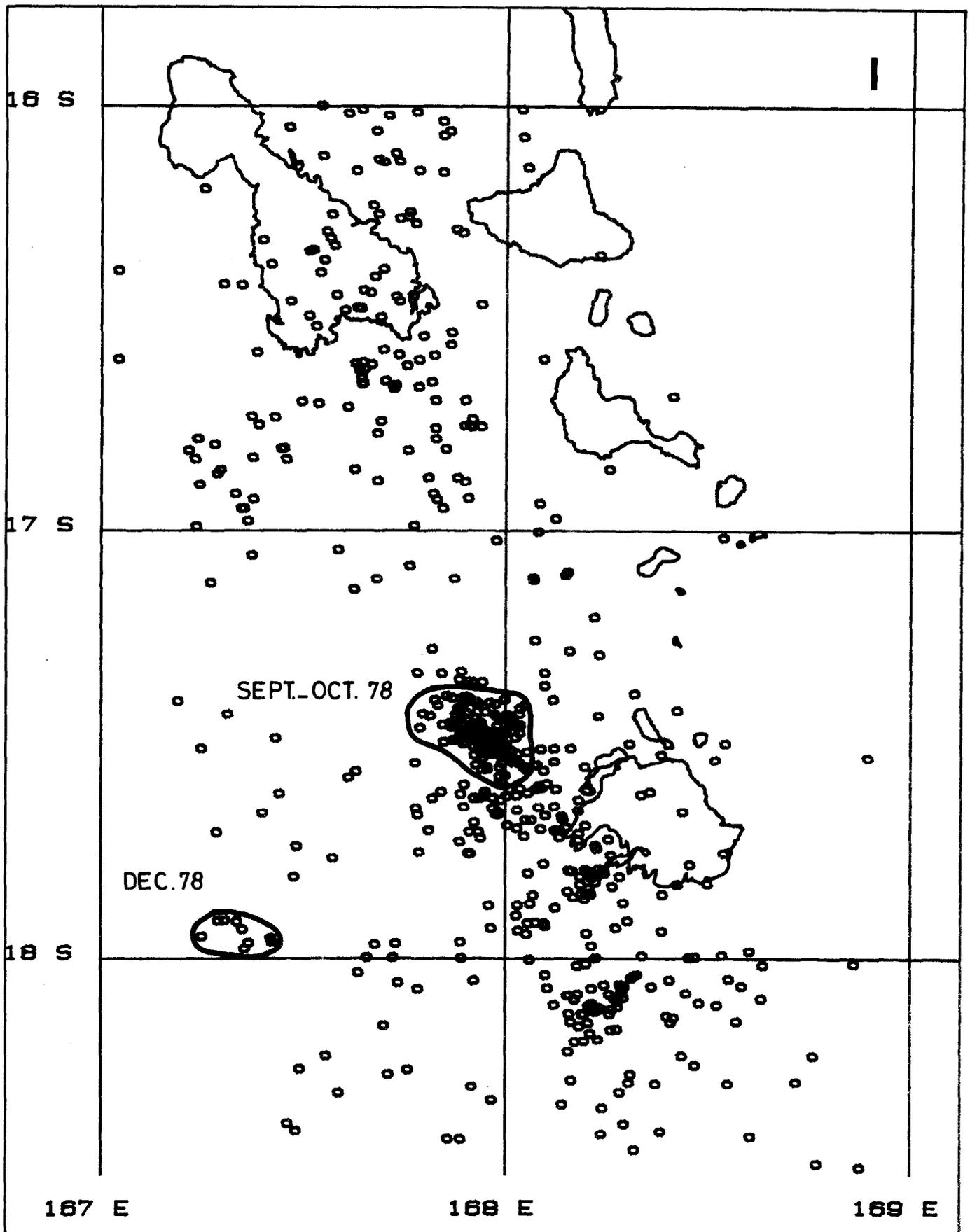


Figure 30 : - Activité sismique dans la région de Vaté, du 14 septembre 1978 au 24 janvier 1979.
 - Earthquake activity in the Vate region from 14 September 1978 until 24 January 1979.

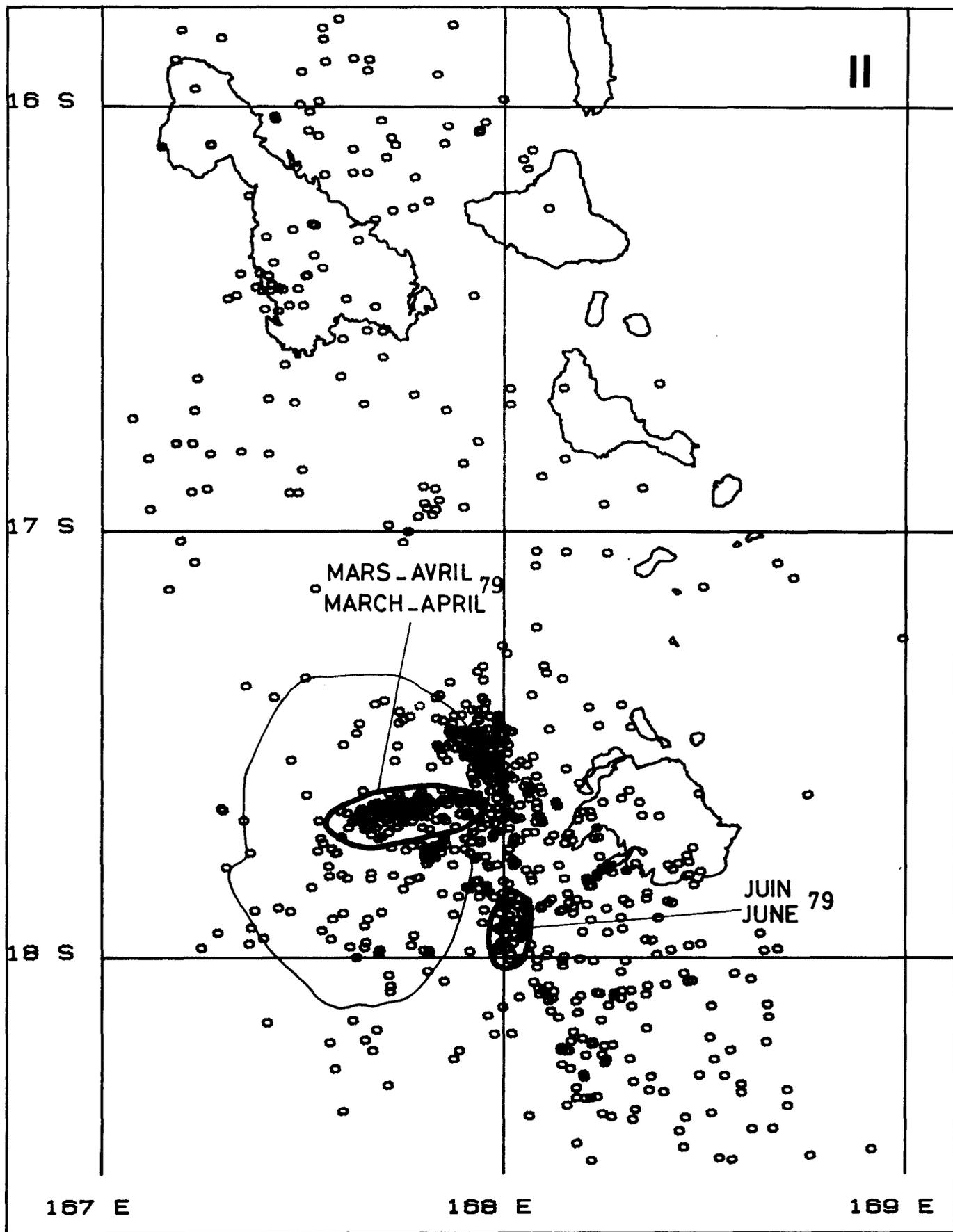


Figure 31 : - Activité sismique dans la région de Vaté, du 25 janvier au 30 juillet 1979.
 - Earthquake activity in the Vate region, from 25 January until 30 July 1979.

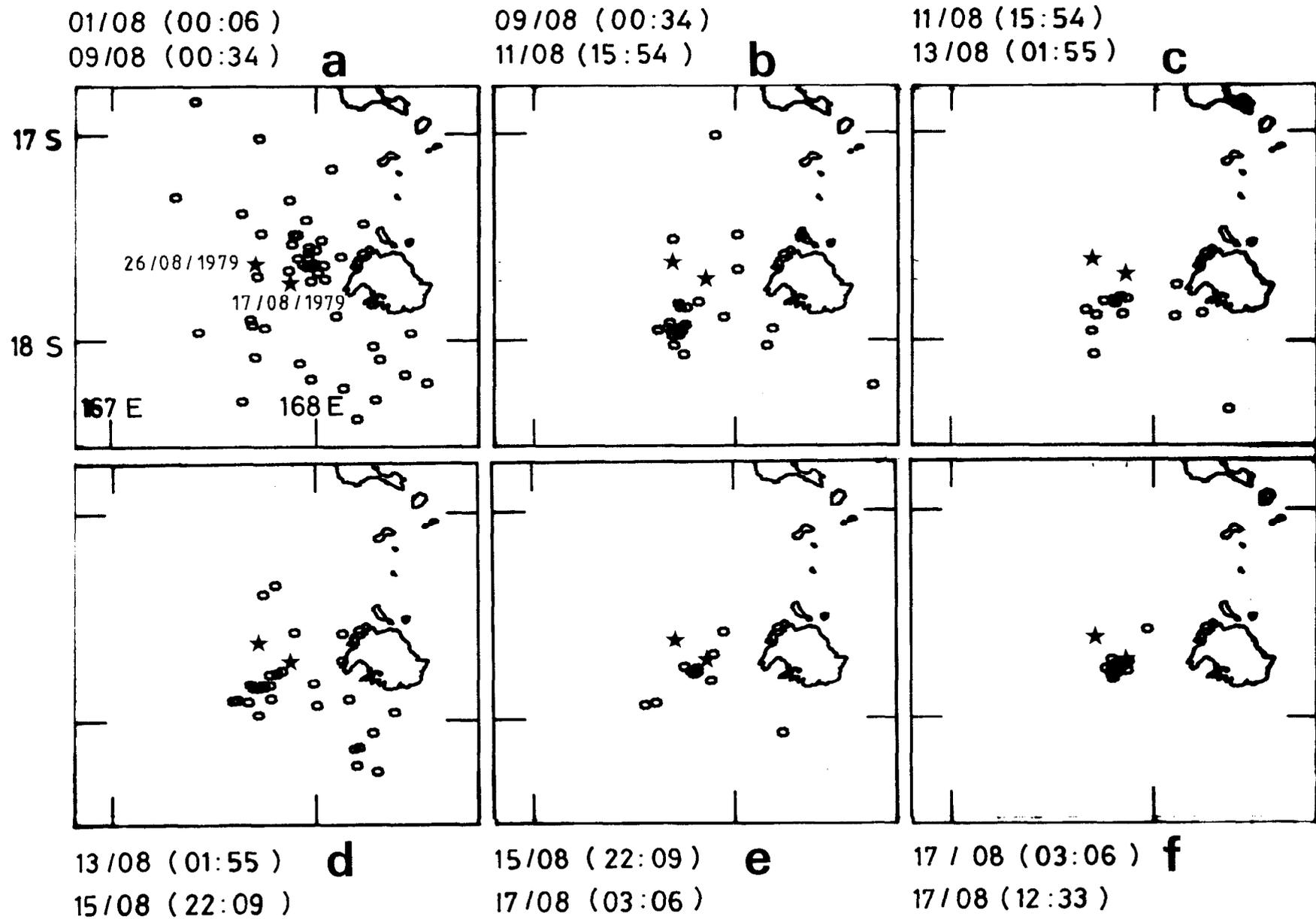


Figure 32 : - Cartes de la région de Vaté montrant la répartition des précurseurs du séisme du 17 août 1979.
- Maps of the Vate region showing the distribution of foreshocks preceding the 17 August 1979 earthquake.

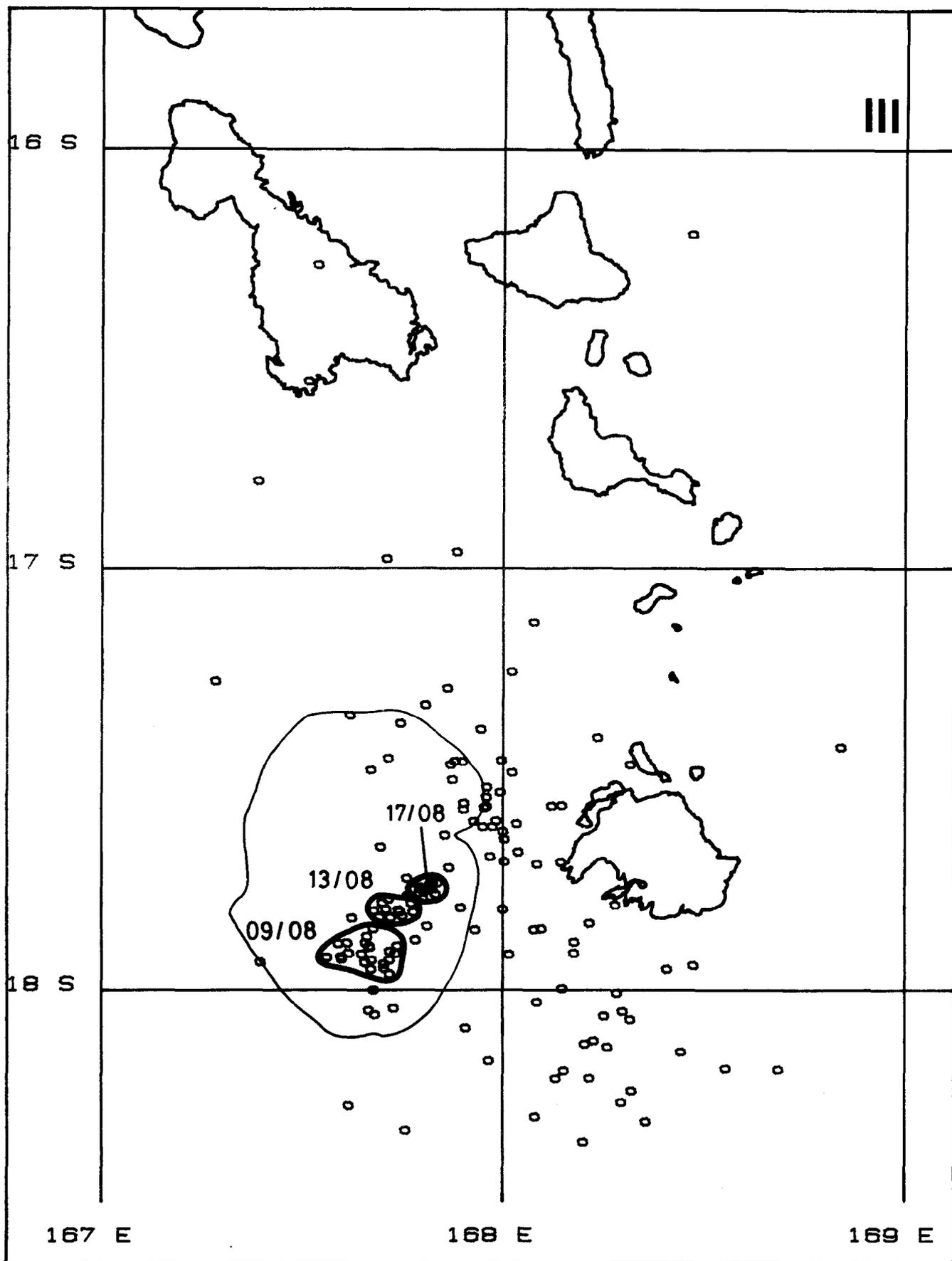


Figure 34 : - Carte de la sismicité de la région de Vaté du 31 juillet au 17 août 1979 montrant la migration des précurseurs du séisme du 17 août.
 - Seismicity map of the Vate region from 31 July until 17 August 1979 showing the migration of 17 August 1979 foreshocks.

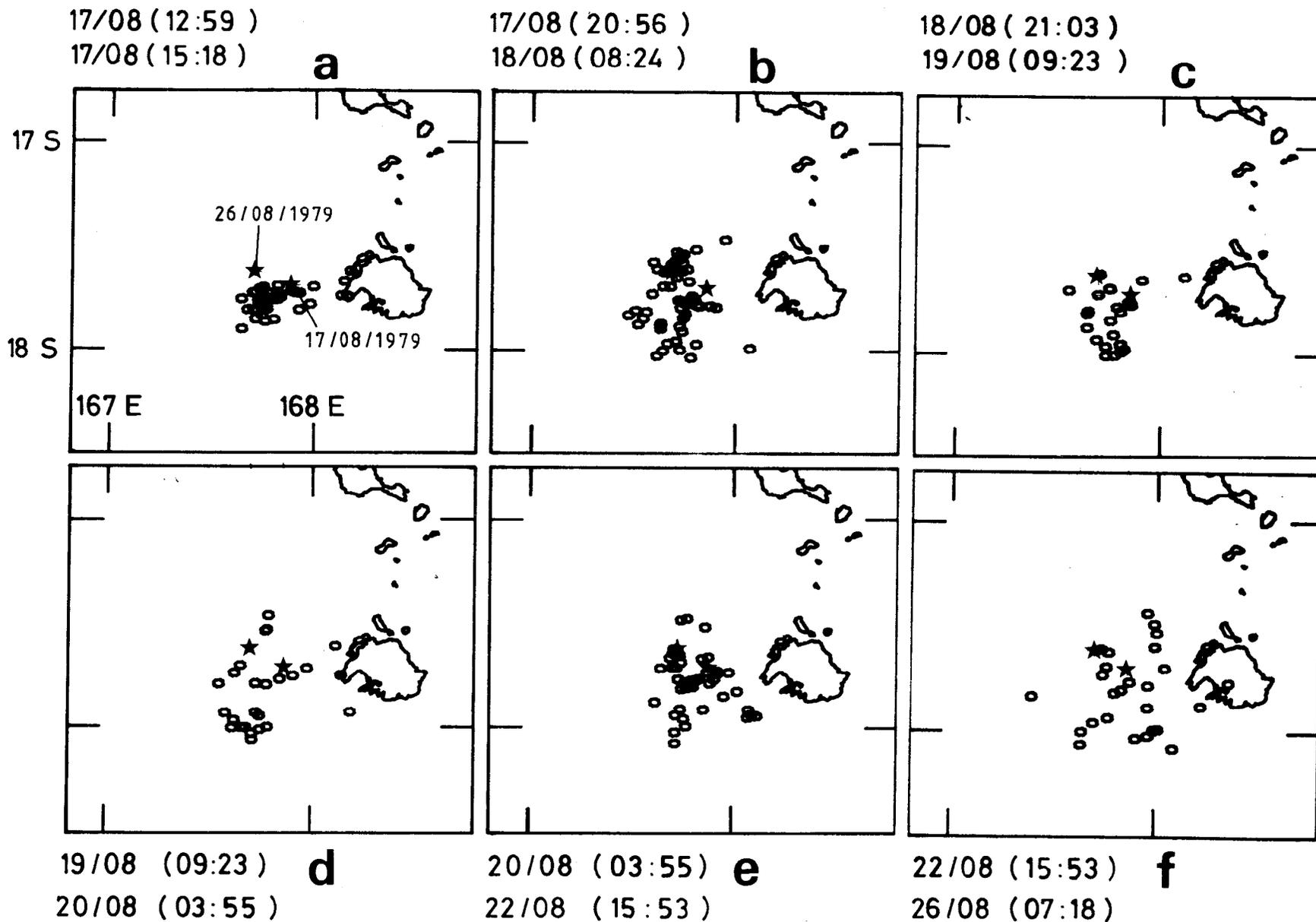


Figure 35 : - Cartes de la région de Vaté montrant la répartition des répliques du séisme du 17 août 1979 et des précurseurs du séisme du 26 août 1979.
- Maps of the Vate region showing the distribution of aftershocks of 17 August 1979 earthquake and foreshocks of 26 August 1979 earthquake.

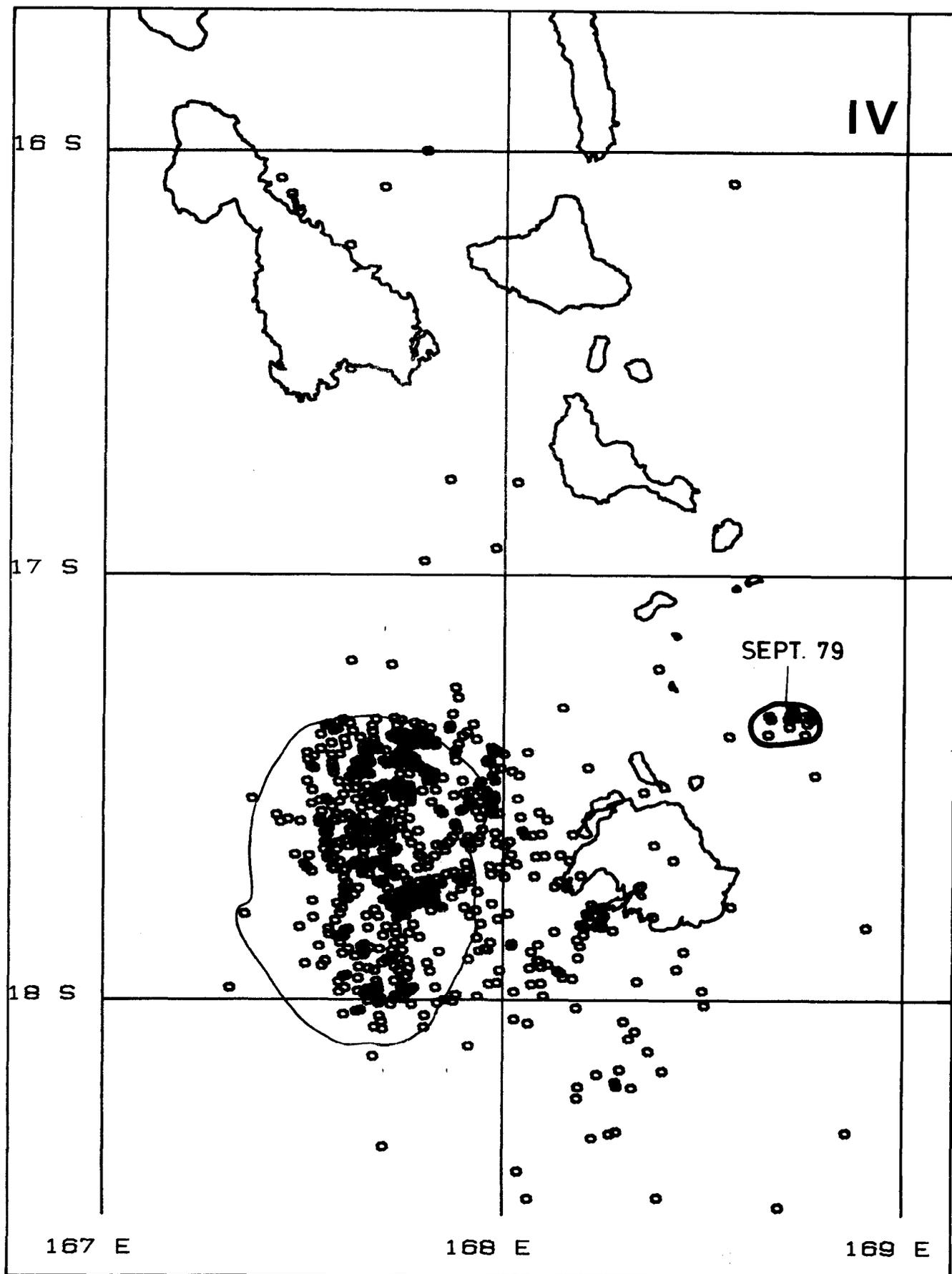


Figure 36 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 17 août au 27 octobre 1979.
 - Earthquake activity in the Vate region from 17 August until 27 October 1979.

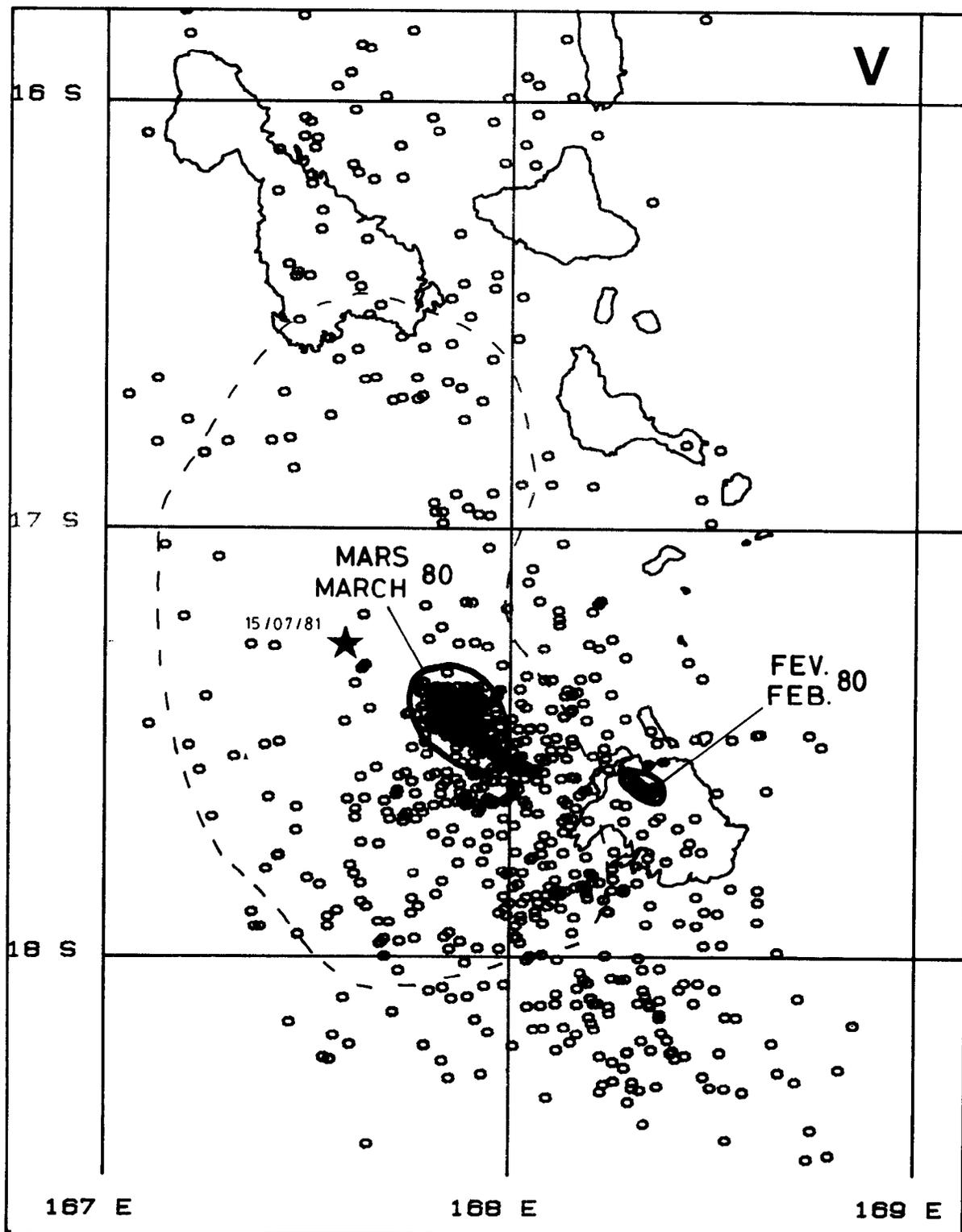


Figure 37 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 28 octobre 1979 au 18 mai 1980.
 - Earthquake activity in the Vate region from 28 October 1979 until 18 May 1980.

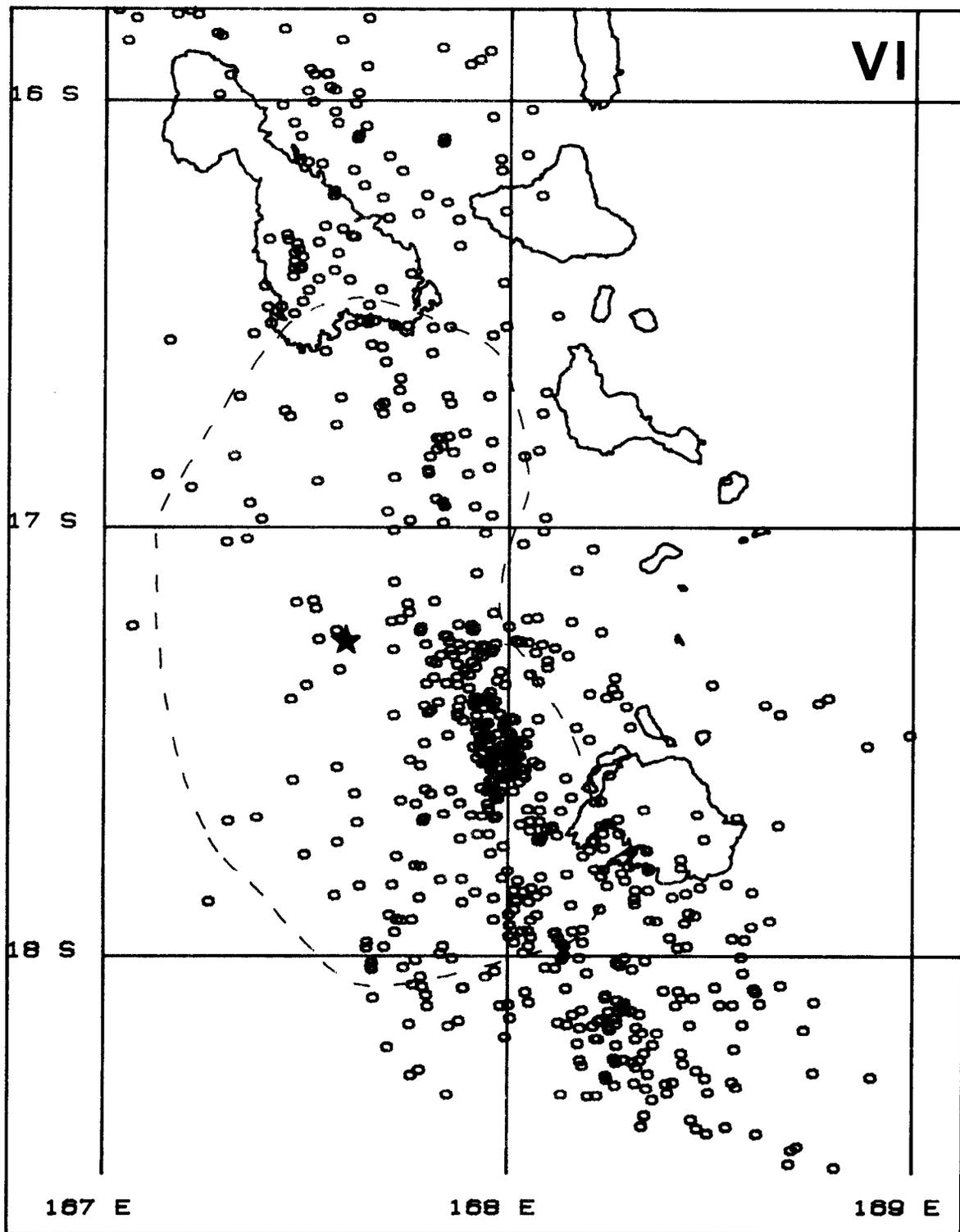


Figure 38 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 19 mai au 30 novembre 1980.
 - Earthquake activity in the Vate region from 19 May until 30 November 1980.

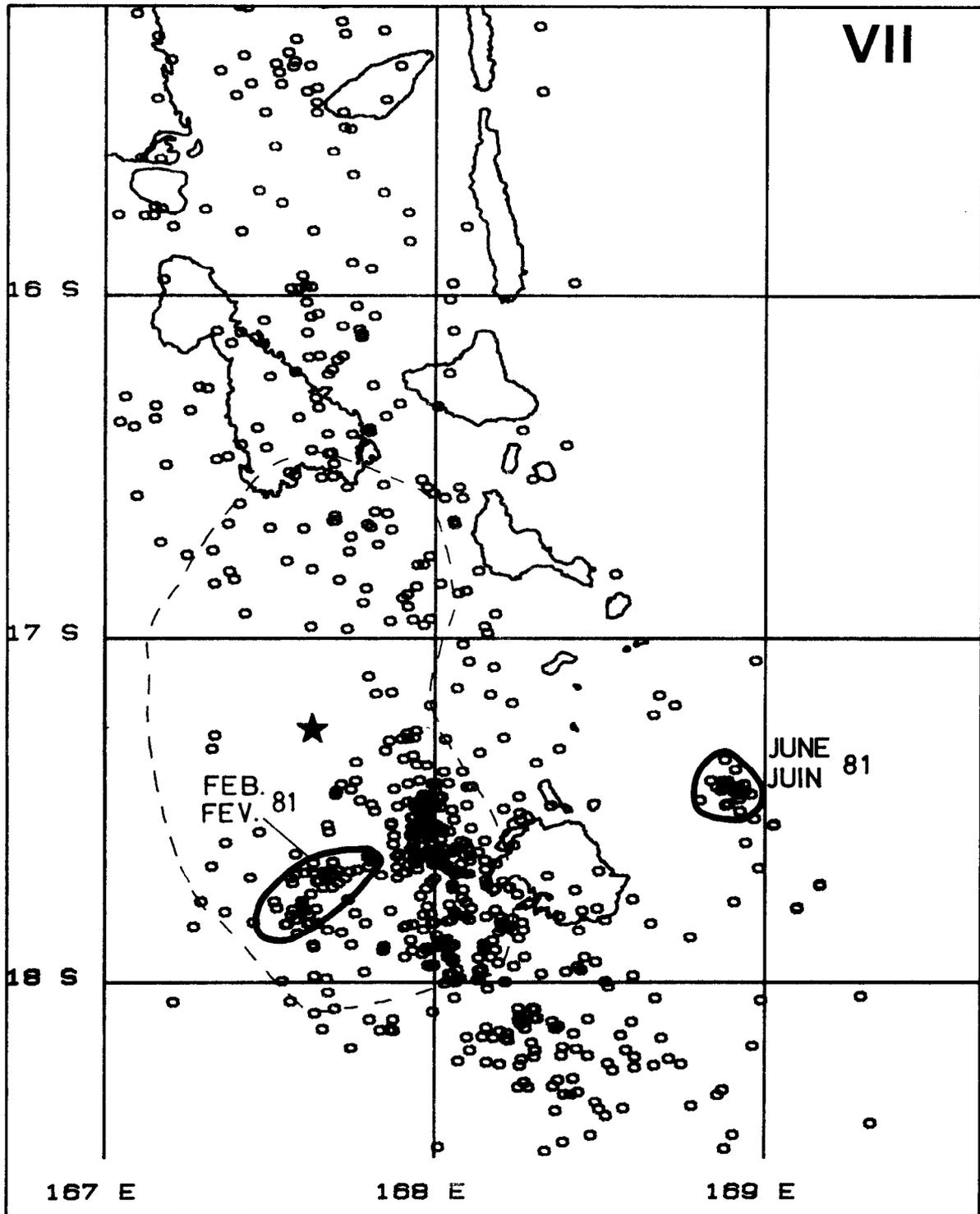


Figure 39 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 1er décembre 1980 au 30 juin 1981.
 - Earthquake activity in the Vate region from 1 December 1980 until 30 June 1981.

NOMBRE DE SEISMES PAR TRANCHES DE 2 HEURES
 NUMBER OF EARTHQUAKES PER 2 HOURS

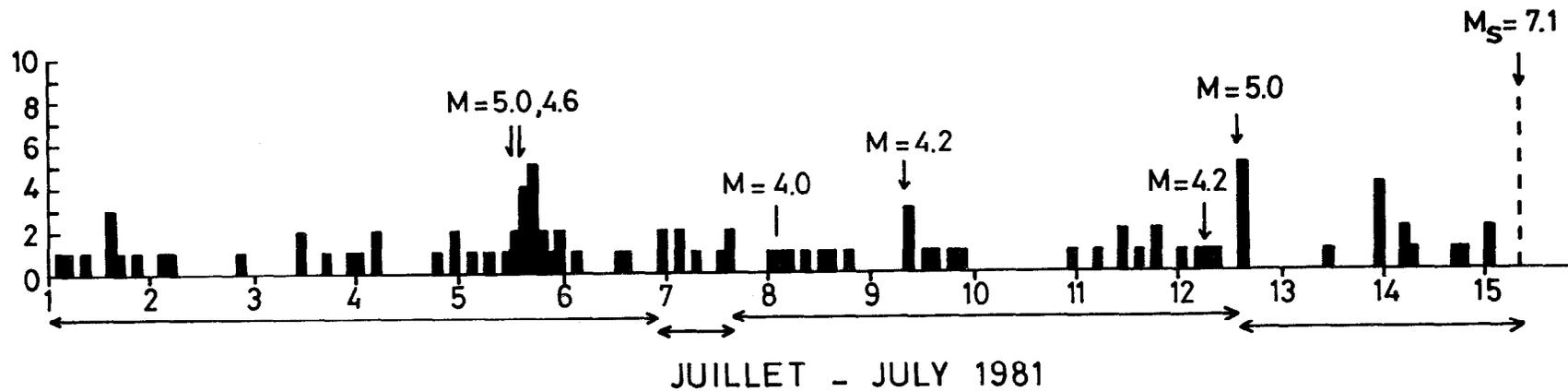


Figure 40 : - Histogramme du nombre de séismes dans la période du 1er juillet au 15 juillet 1981.
 - Histogram of the number of earthquakes from 1 July until 15 July 1981.

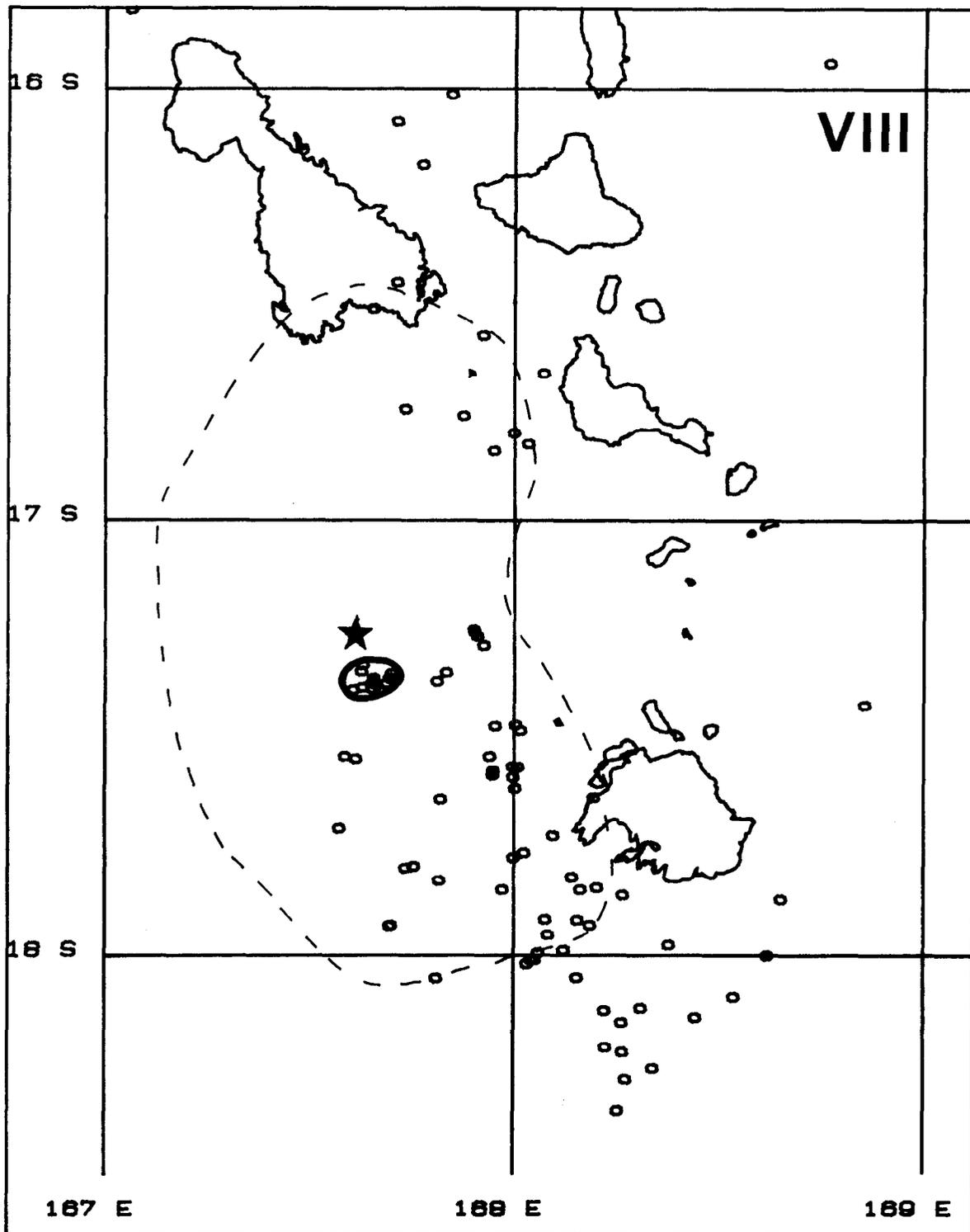


Figure 41 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 1er juillet au 15 juillet 1981.
 - Earthquake activity in the Vate region from 1 July until 15 July 1981.

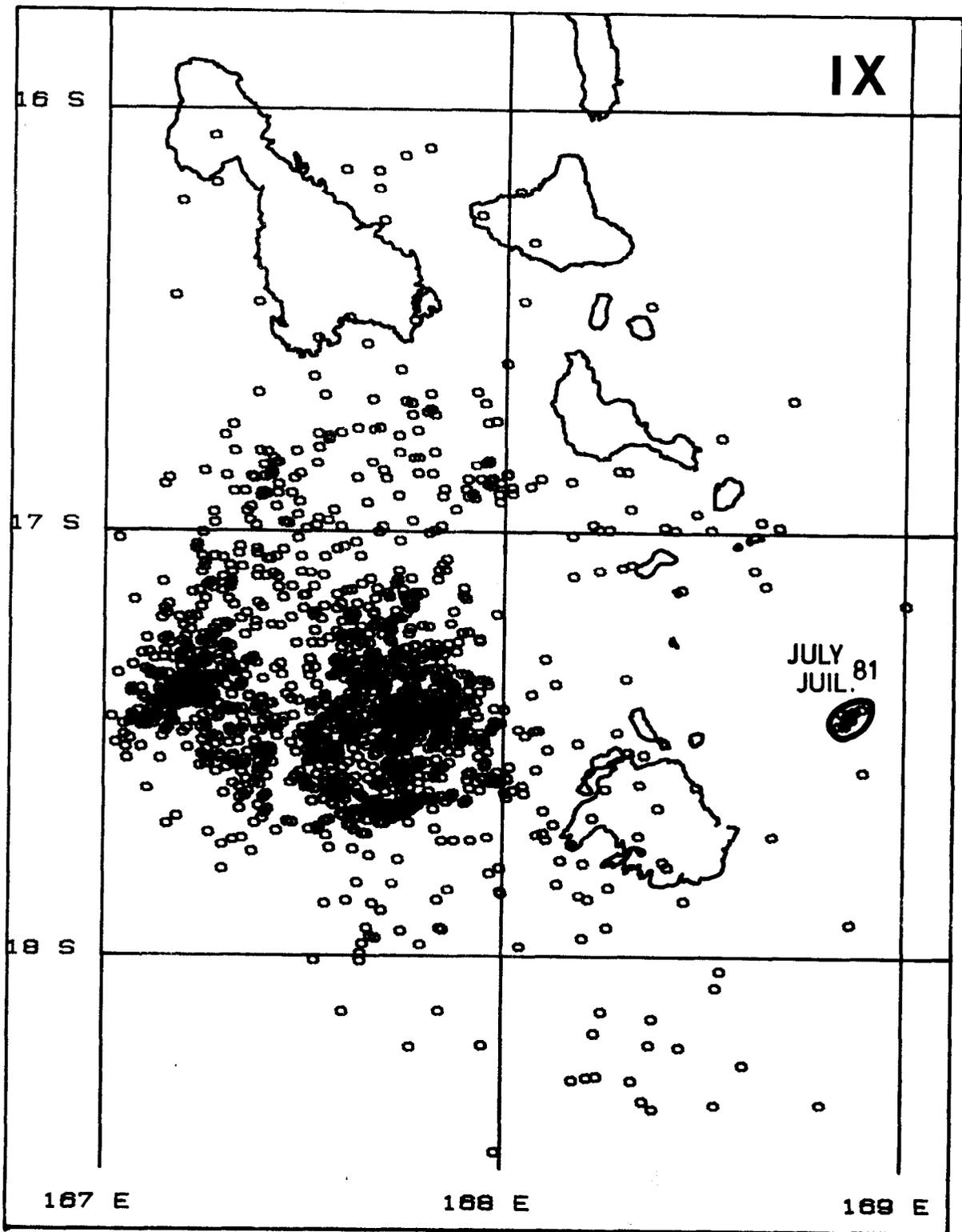


Figure 42 : - Activité sismique dans la région de Vaté du 15 juillet au 31 juillet 1981.
 - Earthquake activity in the Vate region from 15 July to 31 July 1981.

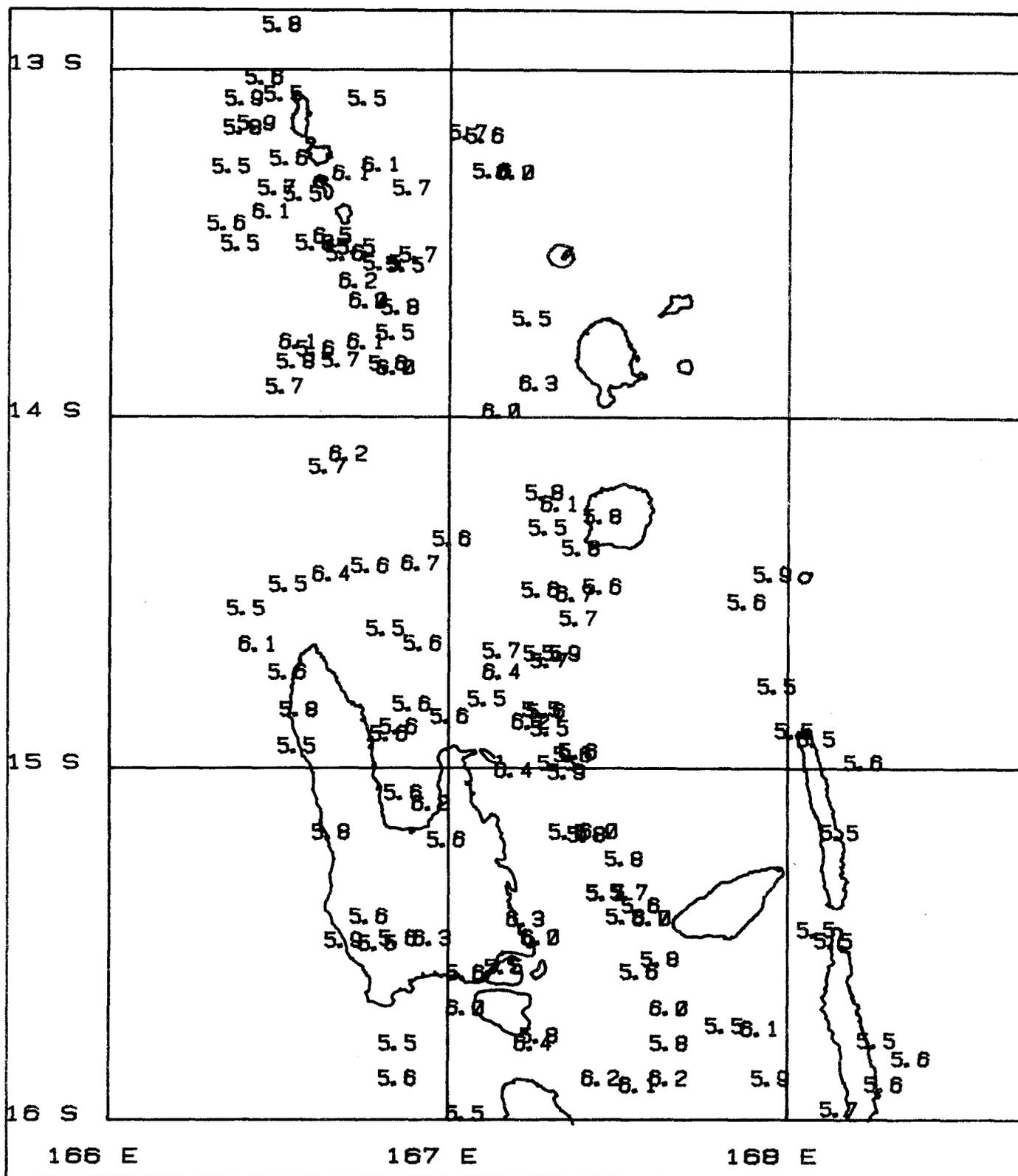


Figure 43 : - Séismes de magnitude supérieure à 5,5, qui se sont produits depuis 1961 dans le nord de l'archipel.

- Earthquakes with magnitude bigger than 5.5 which occurred in the northern part of the archipelago since 1961.

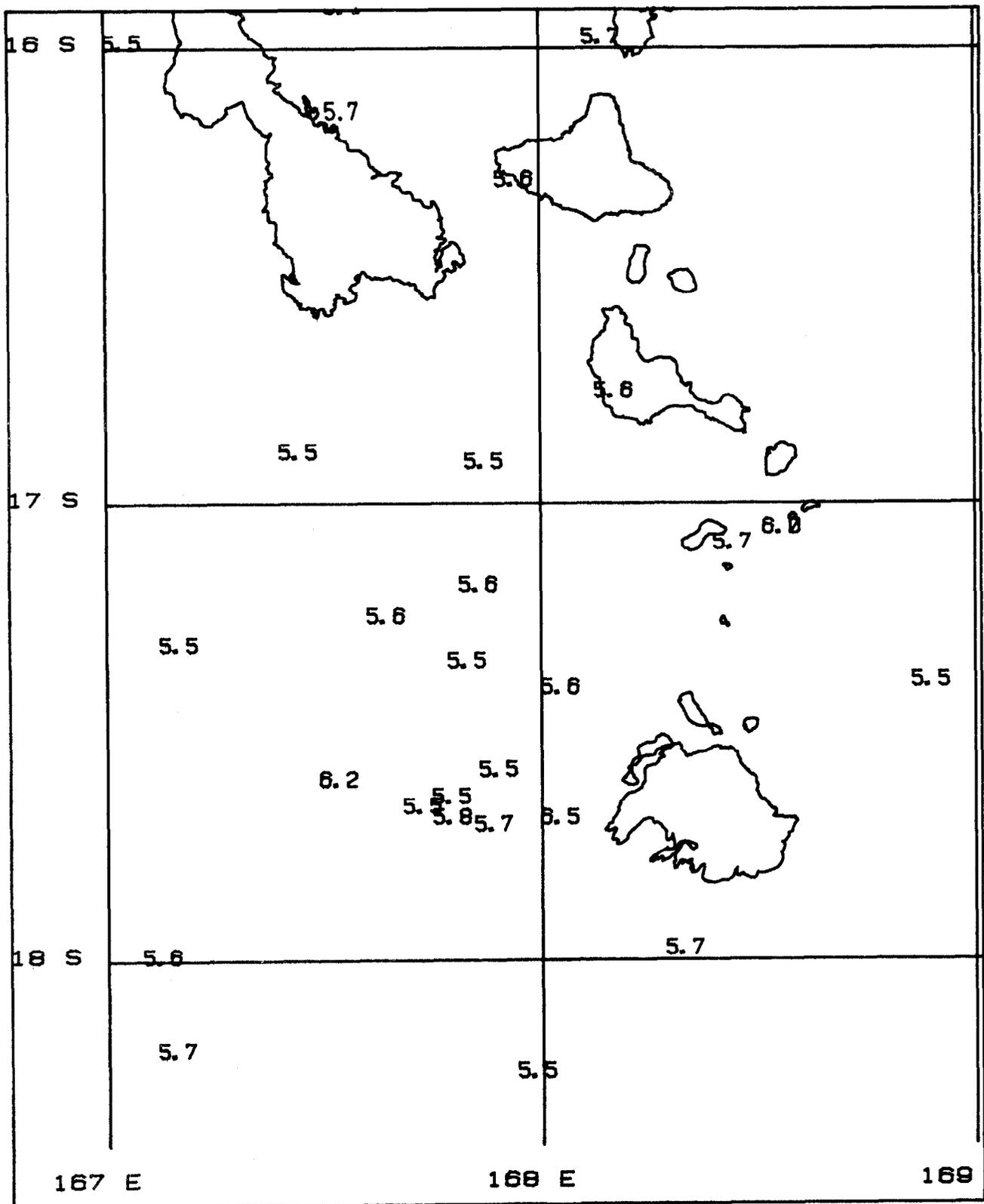


Figure 44 : - Séismes de magnitude supérieure à 5,5, qui se sont produits depuis 1961 dans le centre de l'archipel.
 - Earthquakes with magnitude bigger than 5.5 which occurred in the central part of the archipelago since 1961.

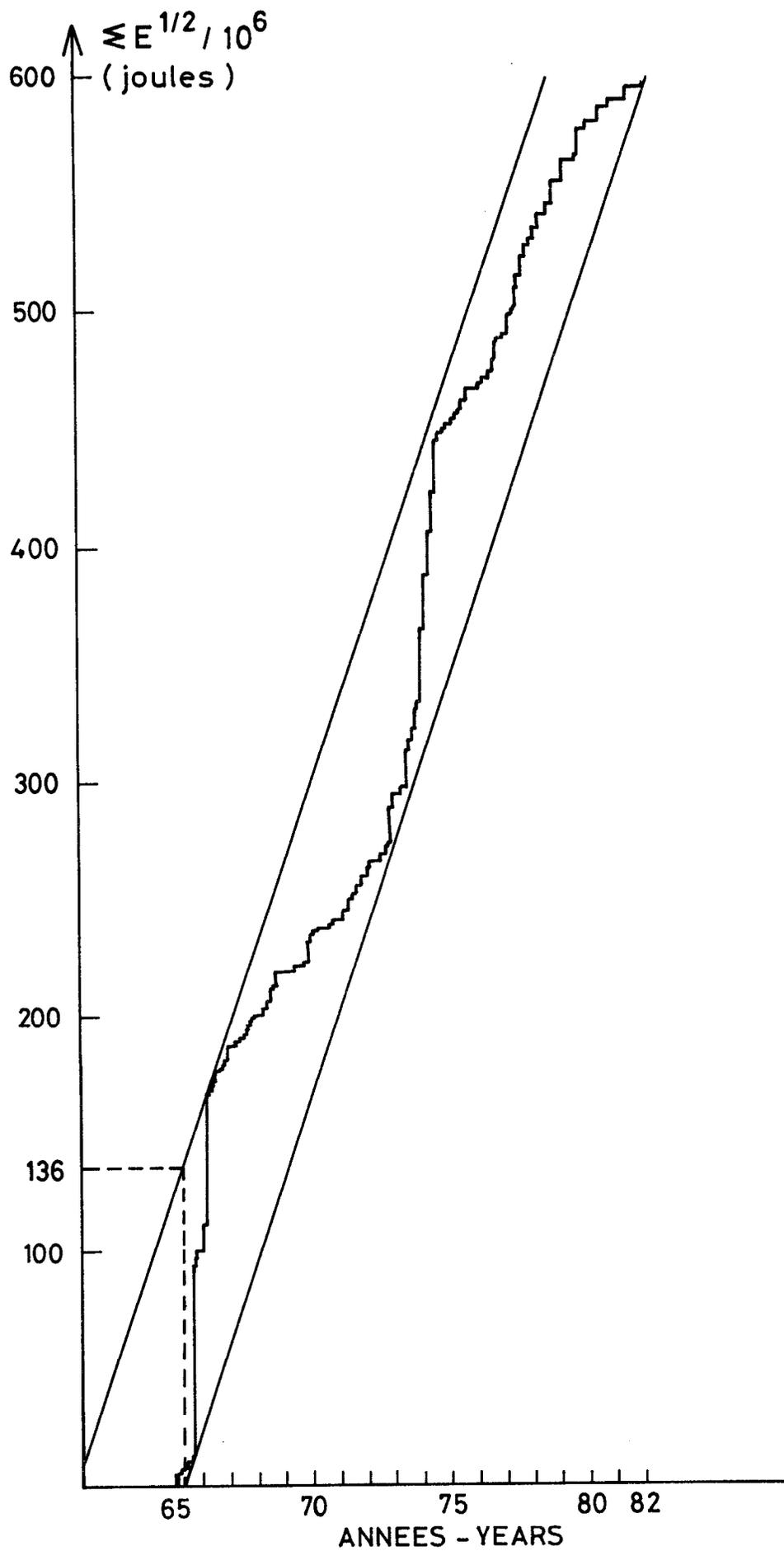


Figure 46 : - Diagramme de l'énergie des séismes cumulée depuis 1965.
 - Earthquake energy release since 1965.

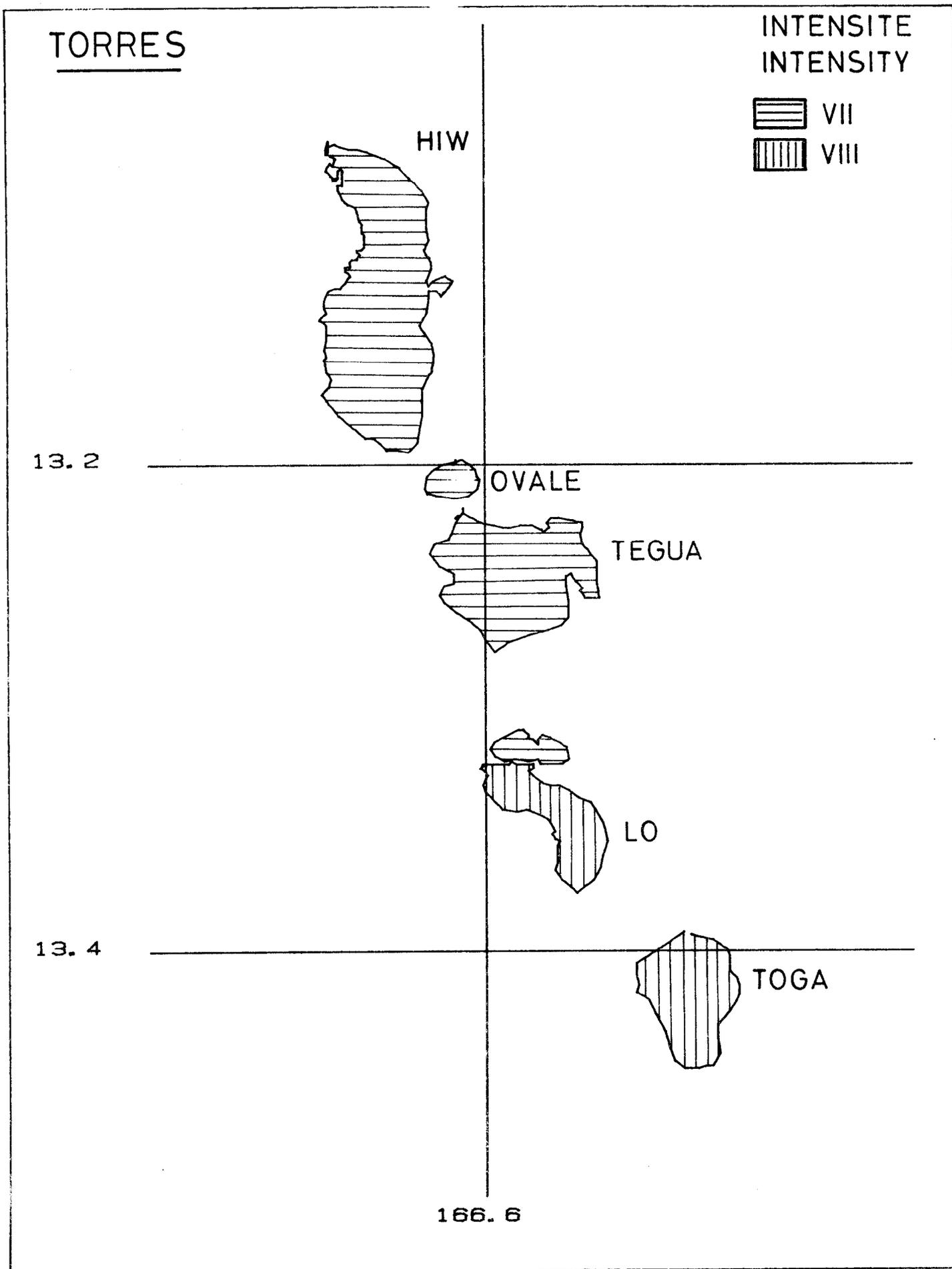


Figure 47 : - Carte des intensités des îles Torrès.
- Intensity map of Torres islands.

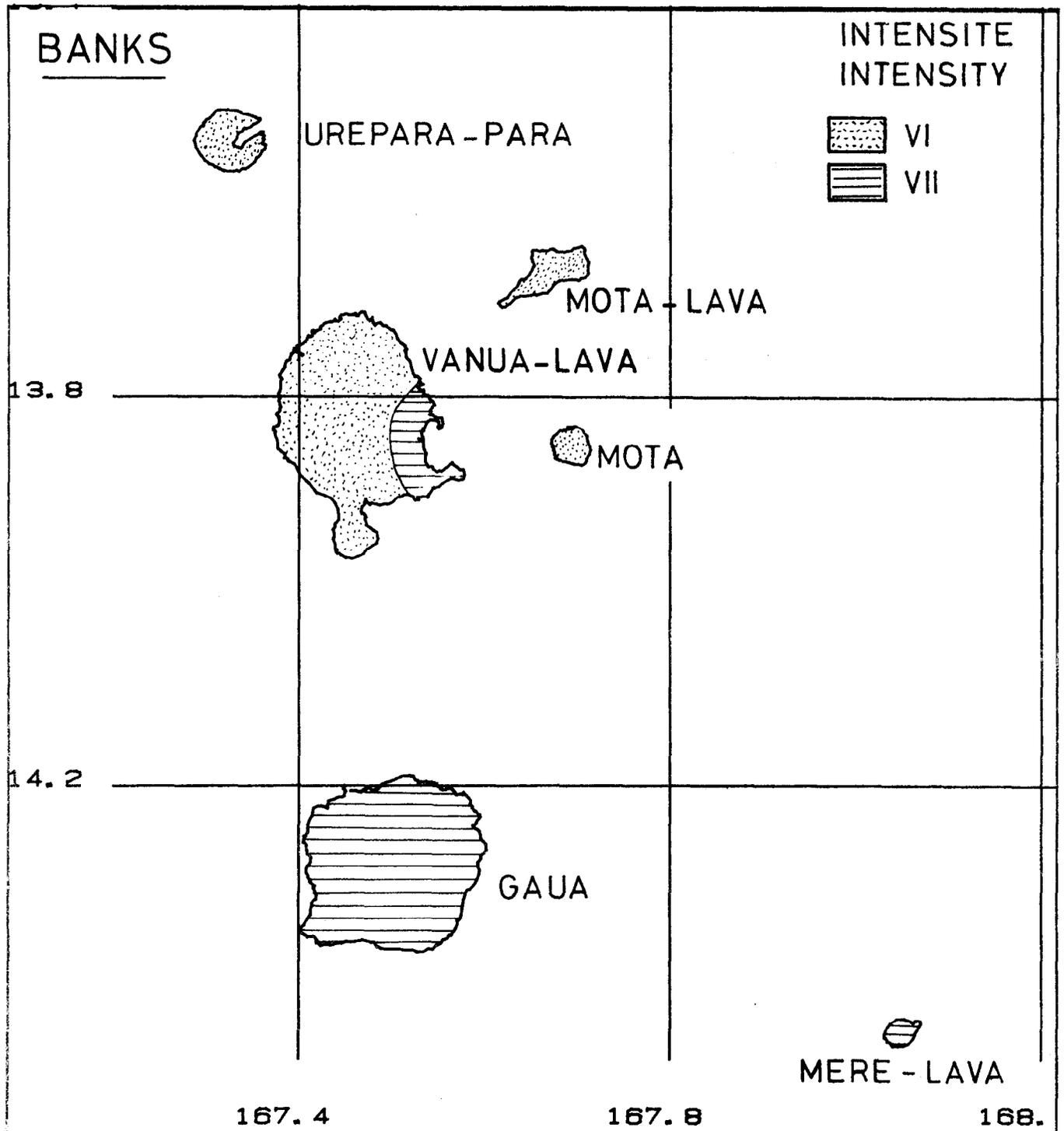


Figure 48 : - Cartes des intensités des îles Banks.
Intensity map of Banks islands.

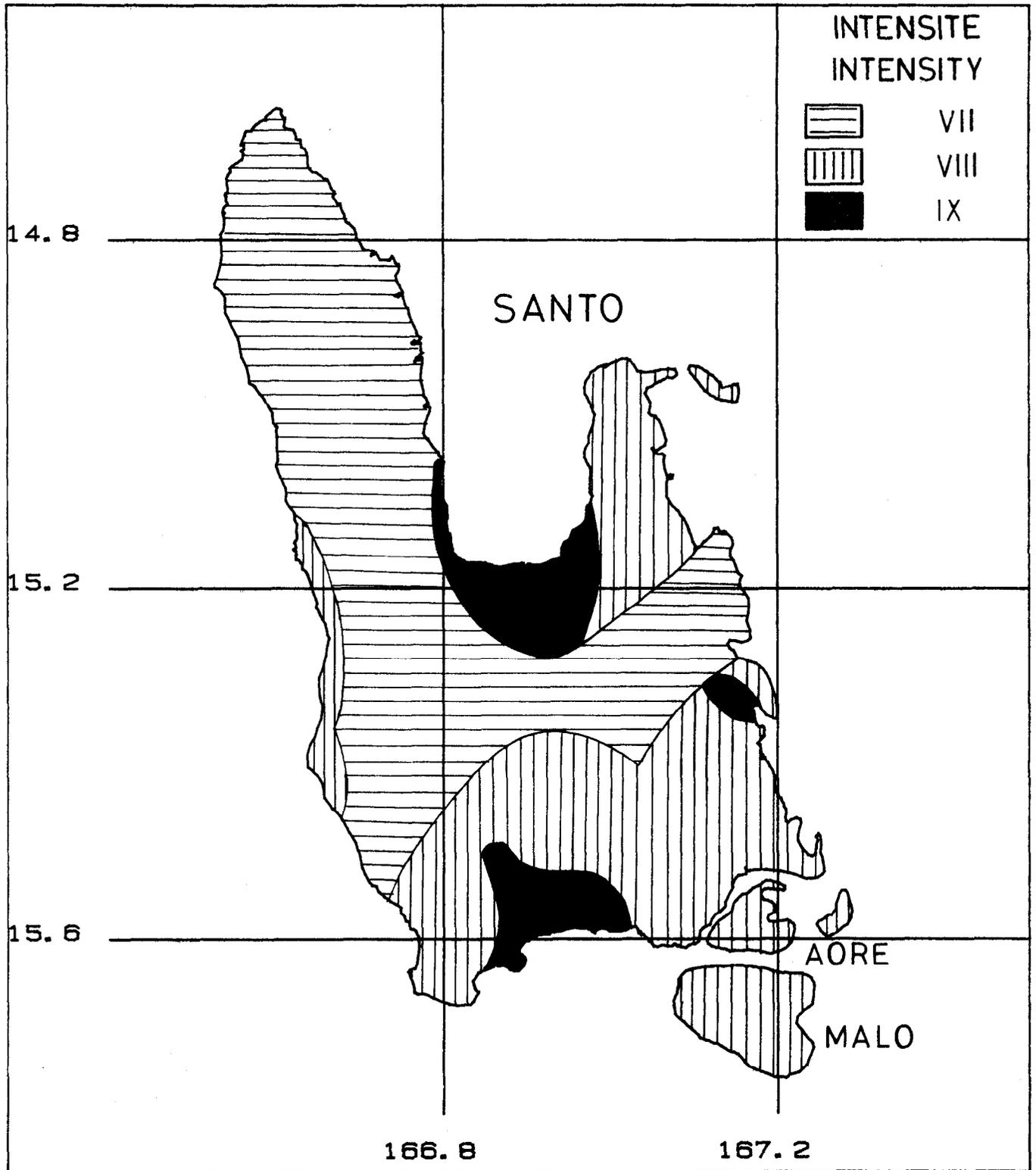


Figure 49 : - Carte des intensités de Santo et sur les îles avoisinantes.
 - Intensity map of Santo and neighbouring islands.

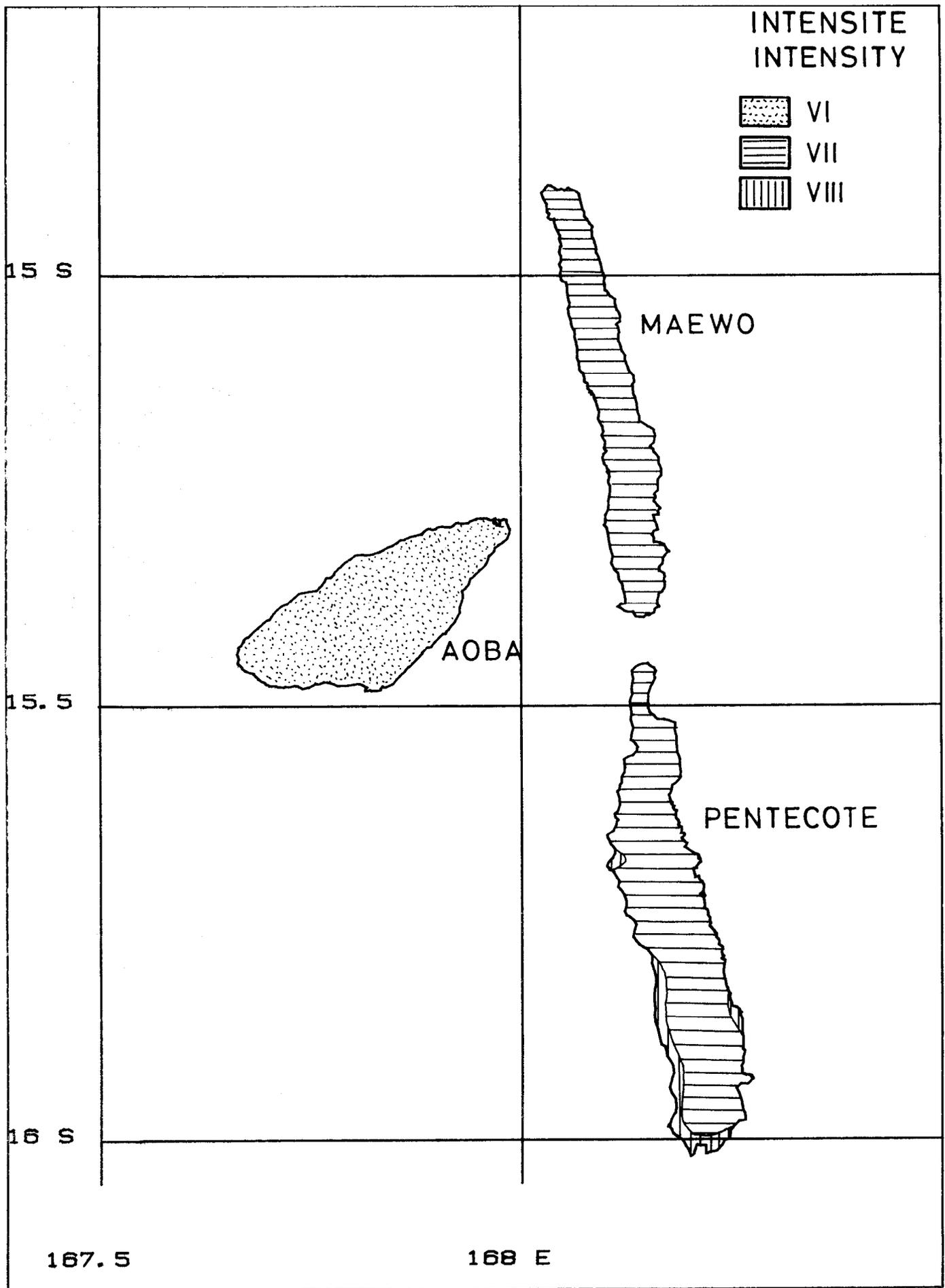


Figure 50 : - Carte des intensités d'Aoba, Maewo, Pentecote.
- Intensity map of Aoba, Maewo, Pentecote islands.

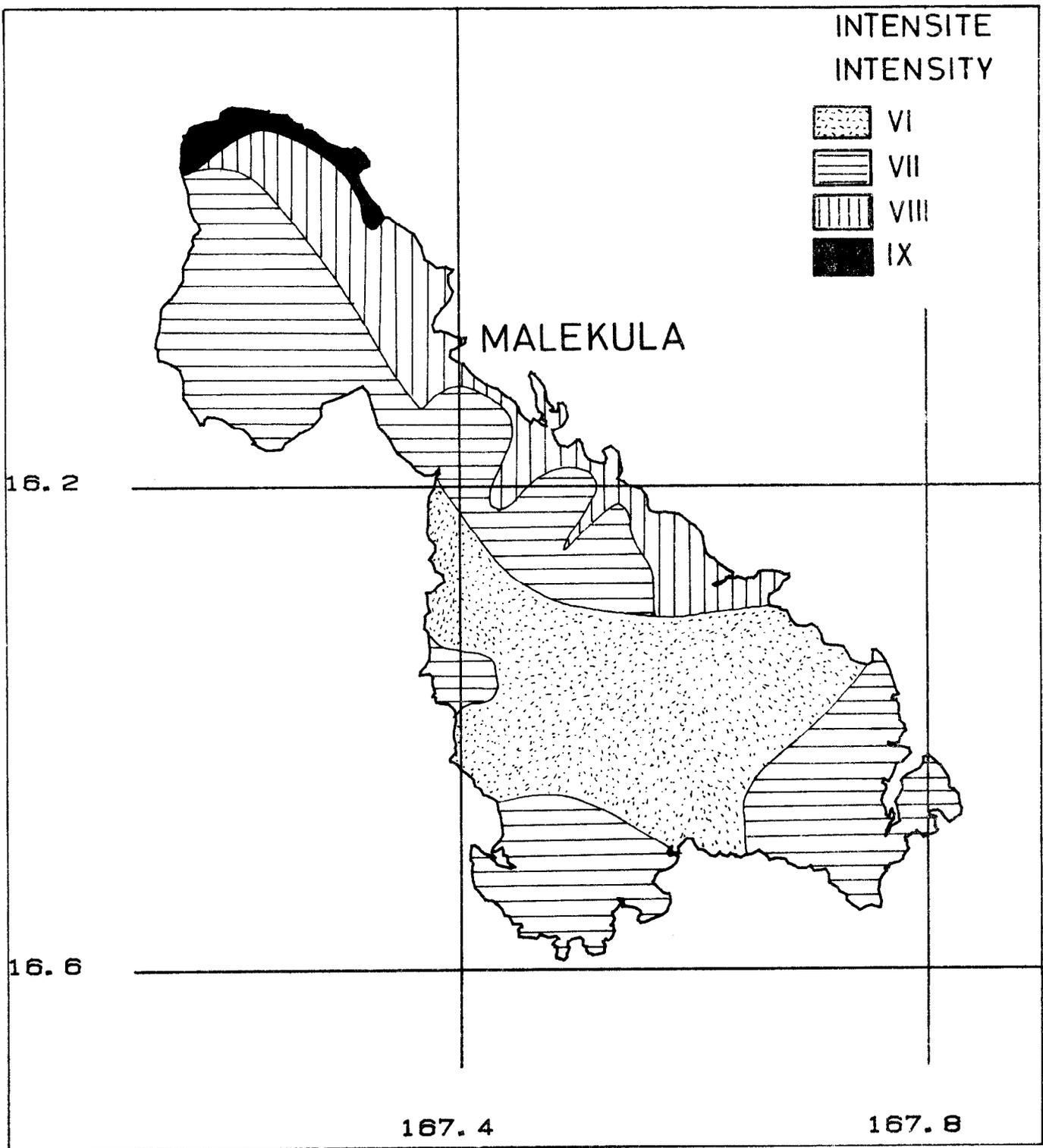


Figure 51 : - Carte des intensités de Mallicolo.
 - Intensity map of Mallicolo islands.

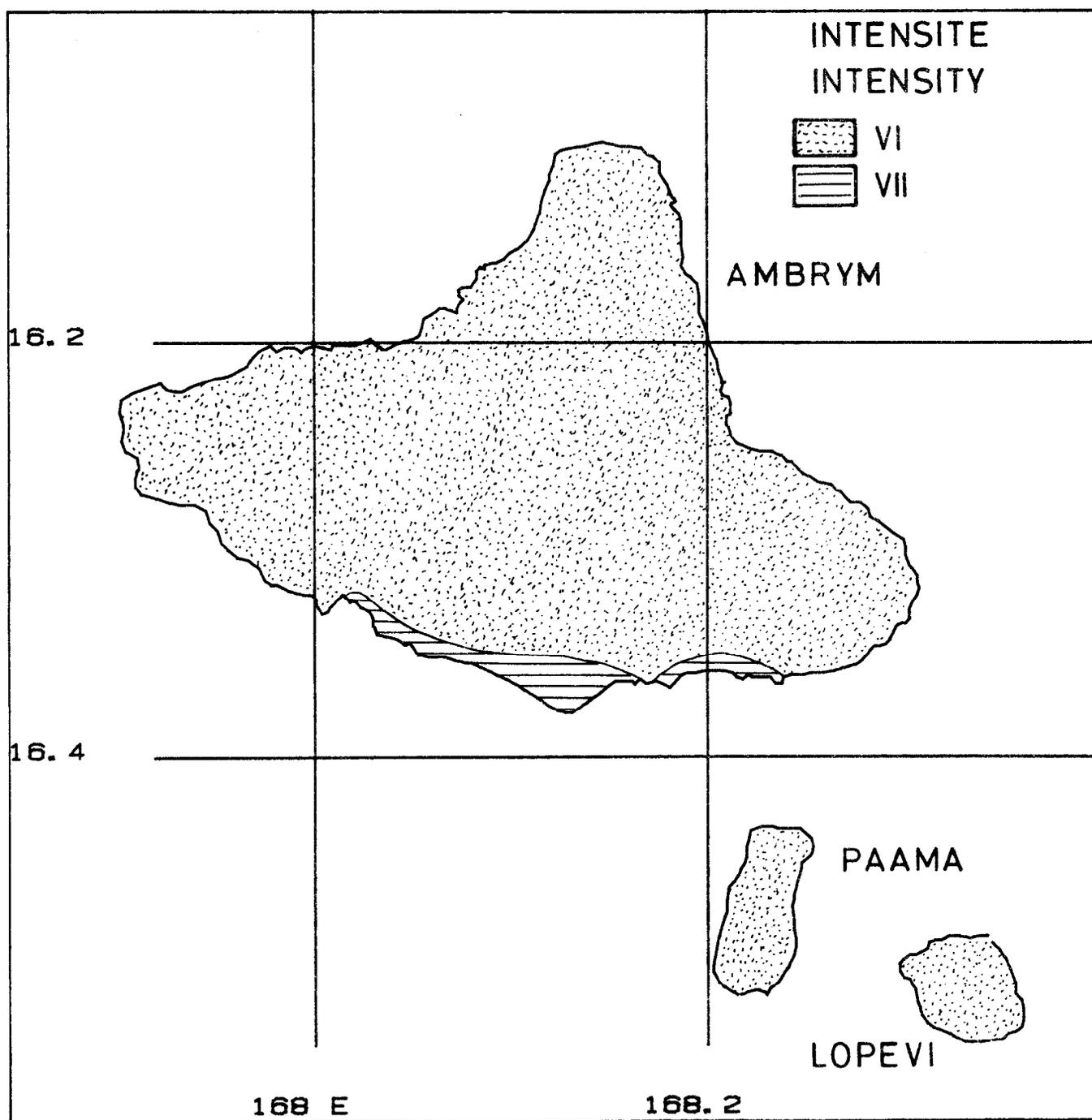


Figure 52 : - Carte des intensités d'Ambrym, Paama, Lopevi
- Intensity map of Ambrym, Paama, Lopevi islands.

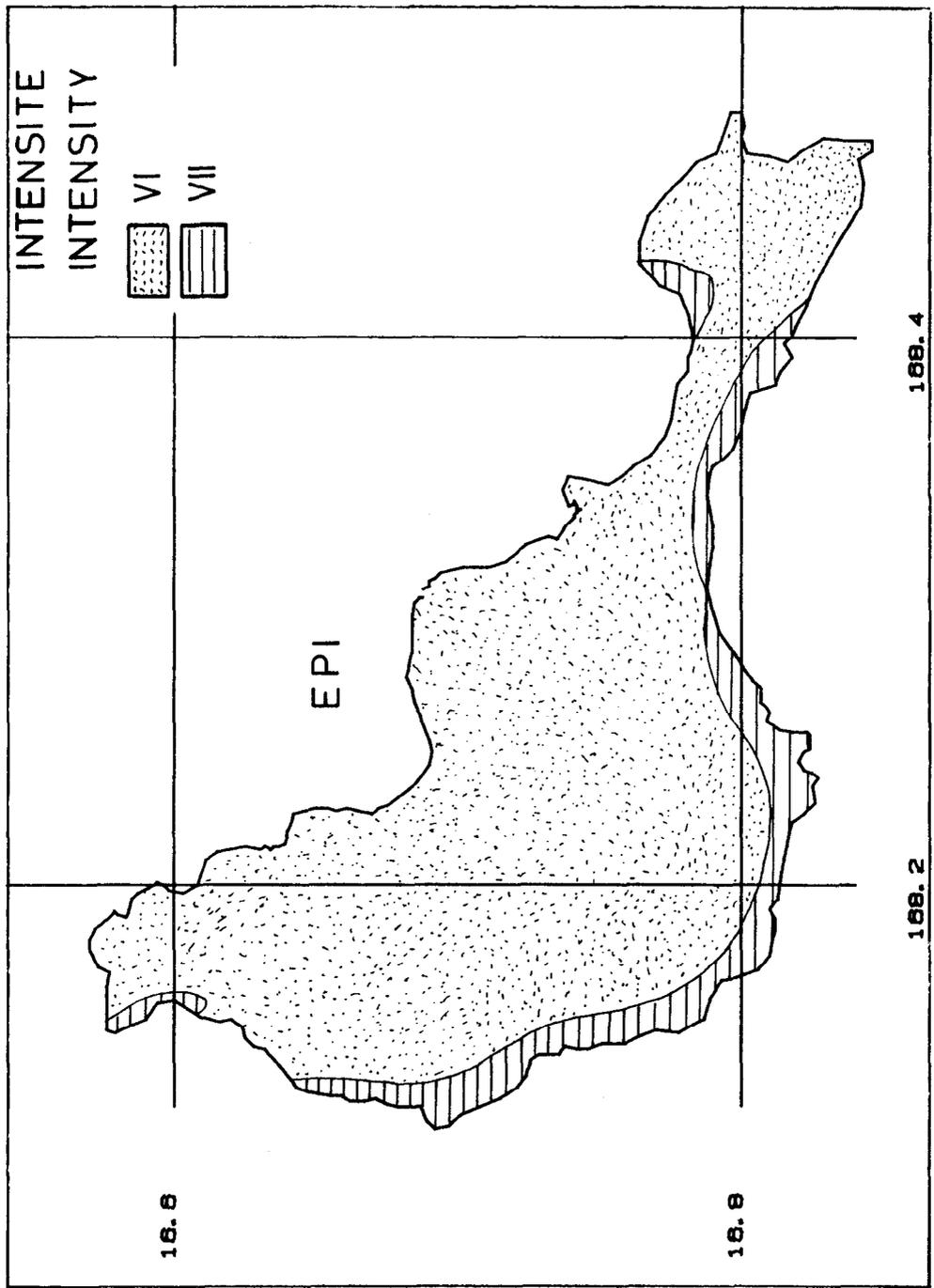


Figure 53 : - Carte des intensités d'Epi.
 - Intensity map of Epi island.

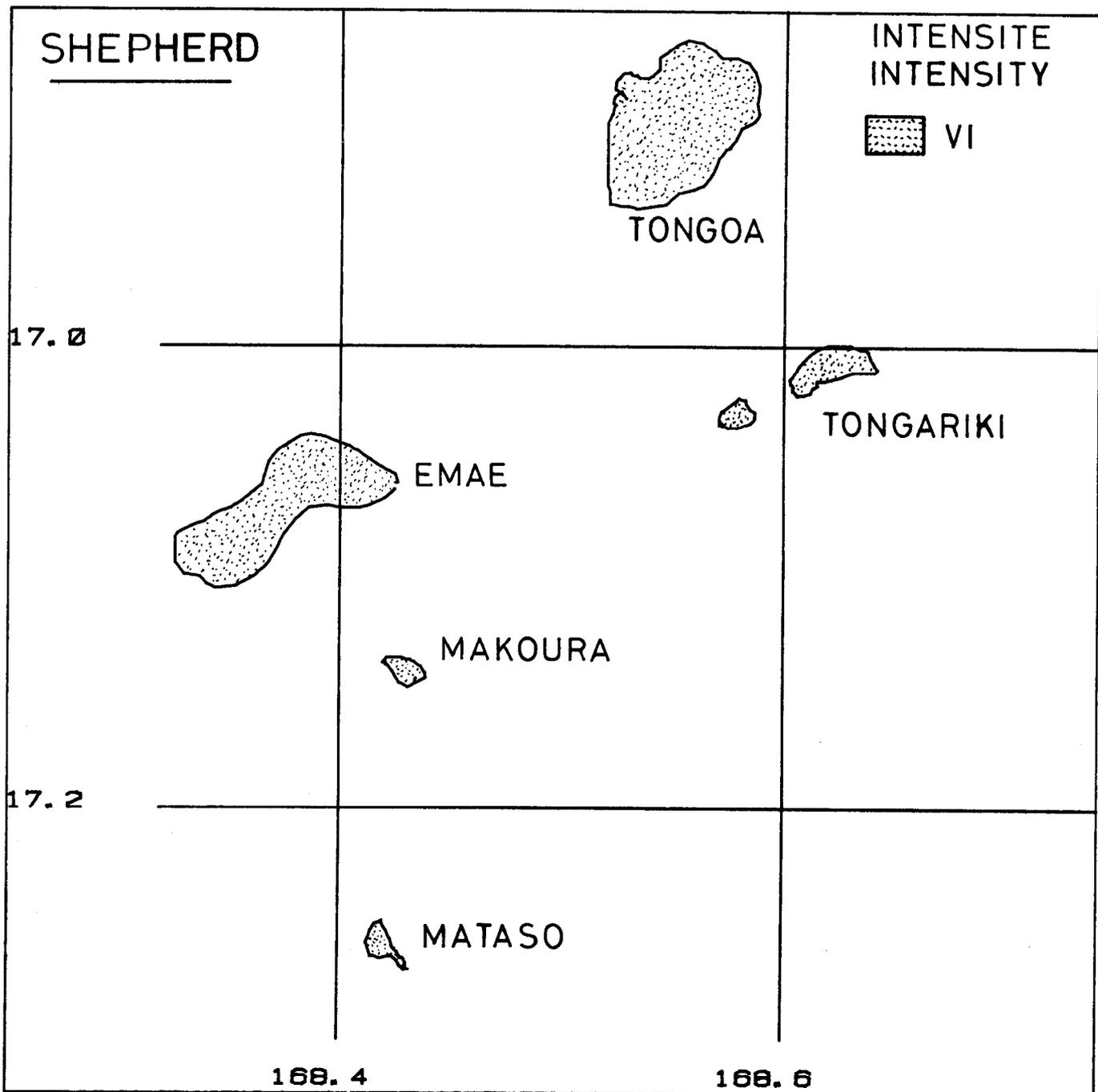


Figure 54 : - Carte des intensités des îles Shepherd.
 - Intensity map of Shepherd islands.

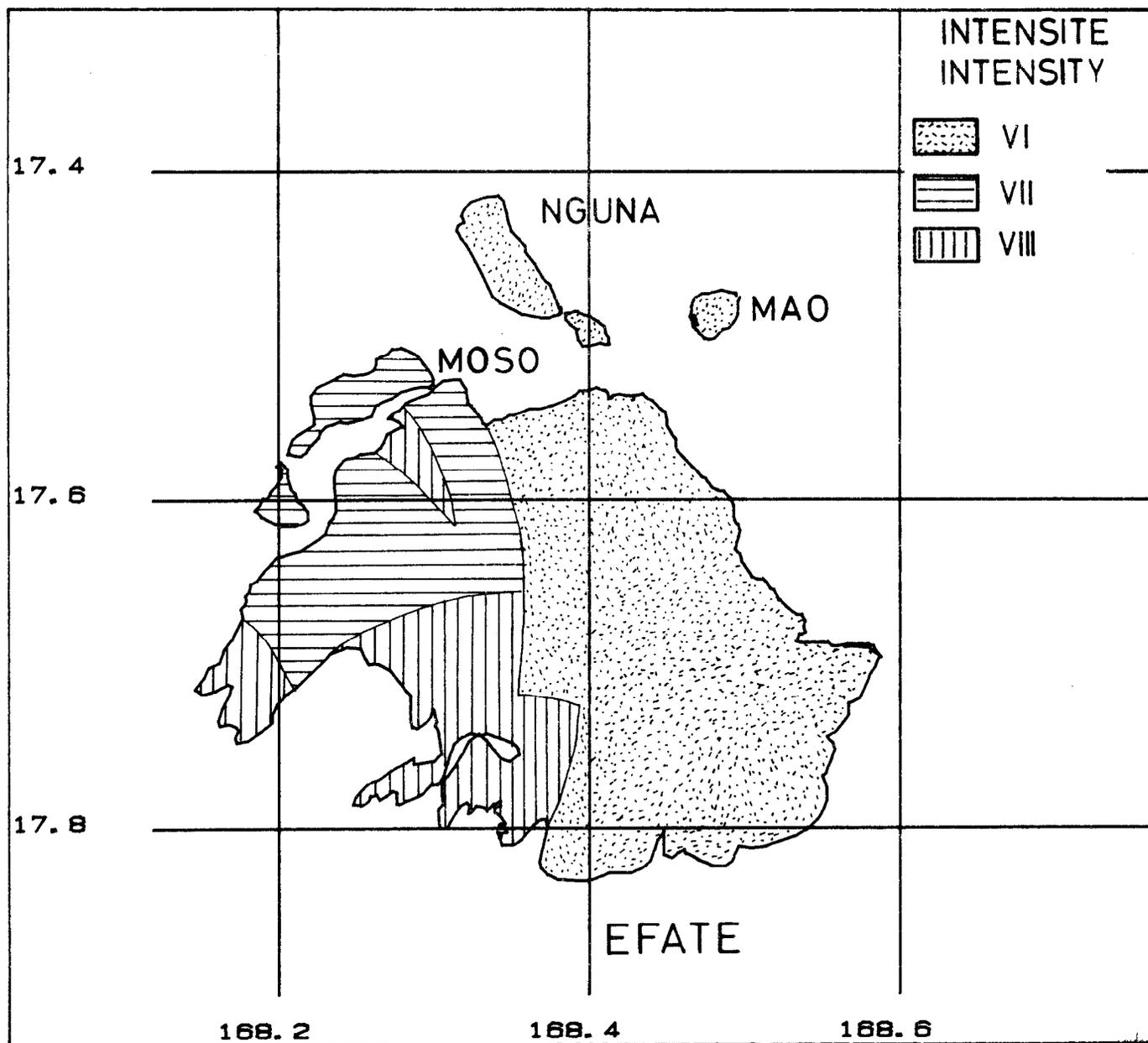


Figure 55 : - Carte des intensités de Vaté et des îles avoisinantes.
 - Intensity map of Vate and neighbouring islands.

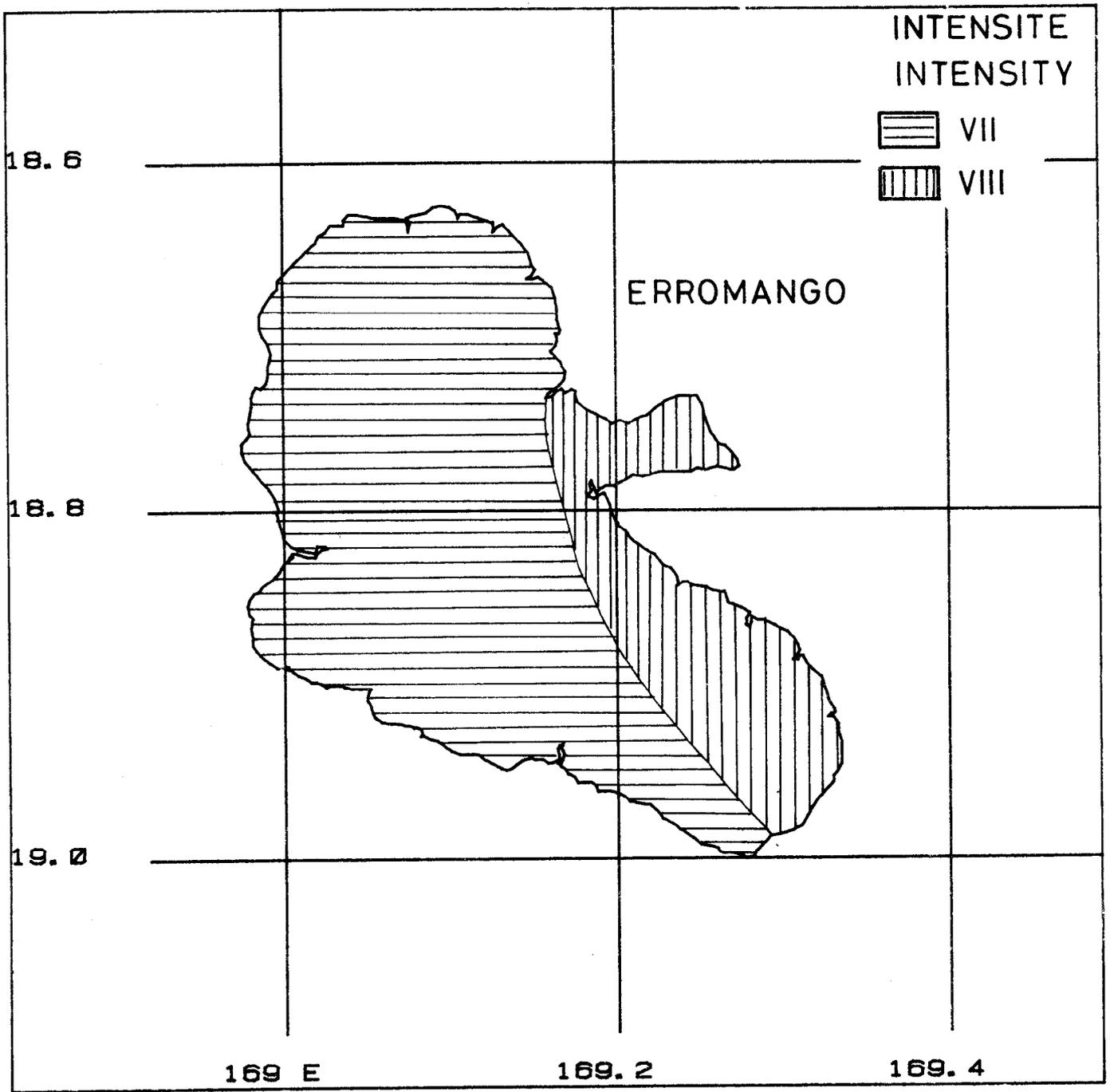


Figure 56 : - Carte des intensités d'Erromango.
 - Intensity map of Erromango island.

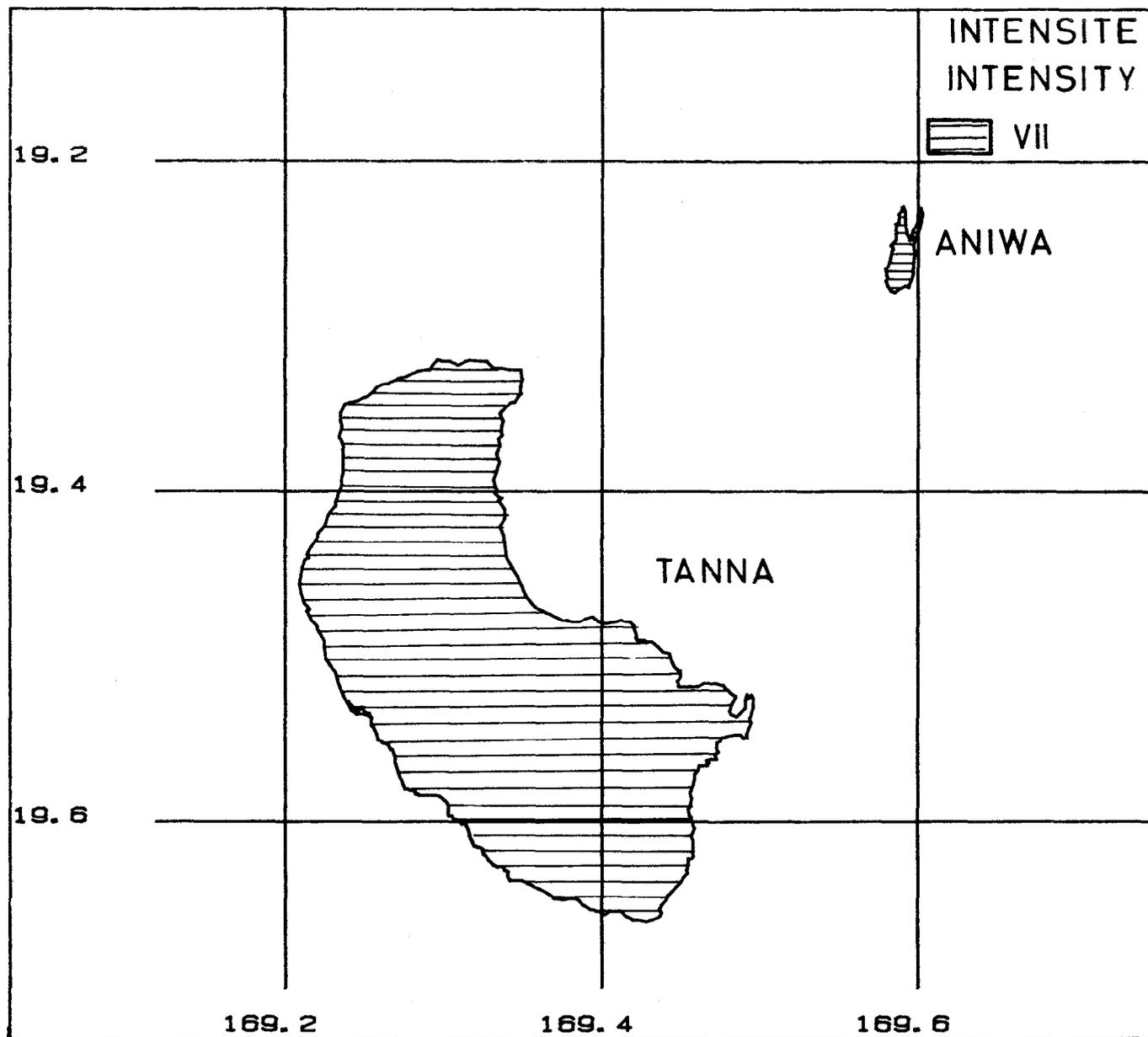


Figure 57 : - Carte des intensités de Tanna et Aniwa.
- Intensity map of Tanna and Aniwa islands.

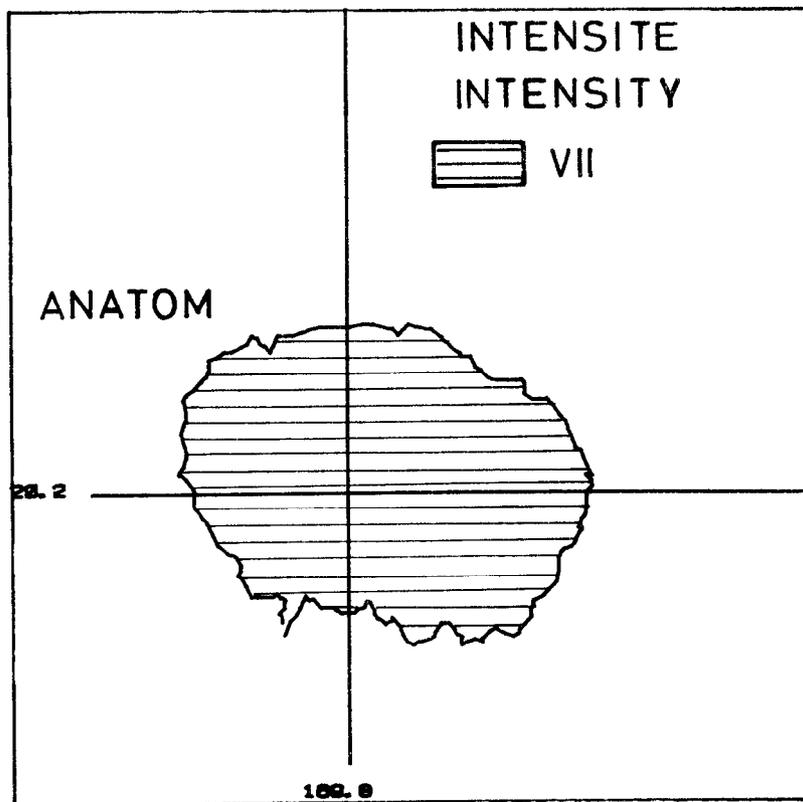


Figure 58 : - Carte des intensités d'Anatom.
- Intensity map of Anatom island.

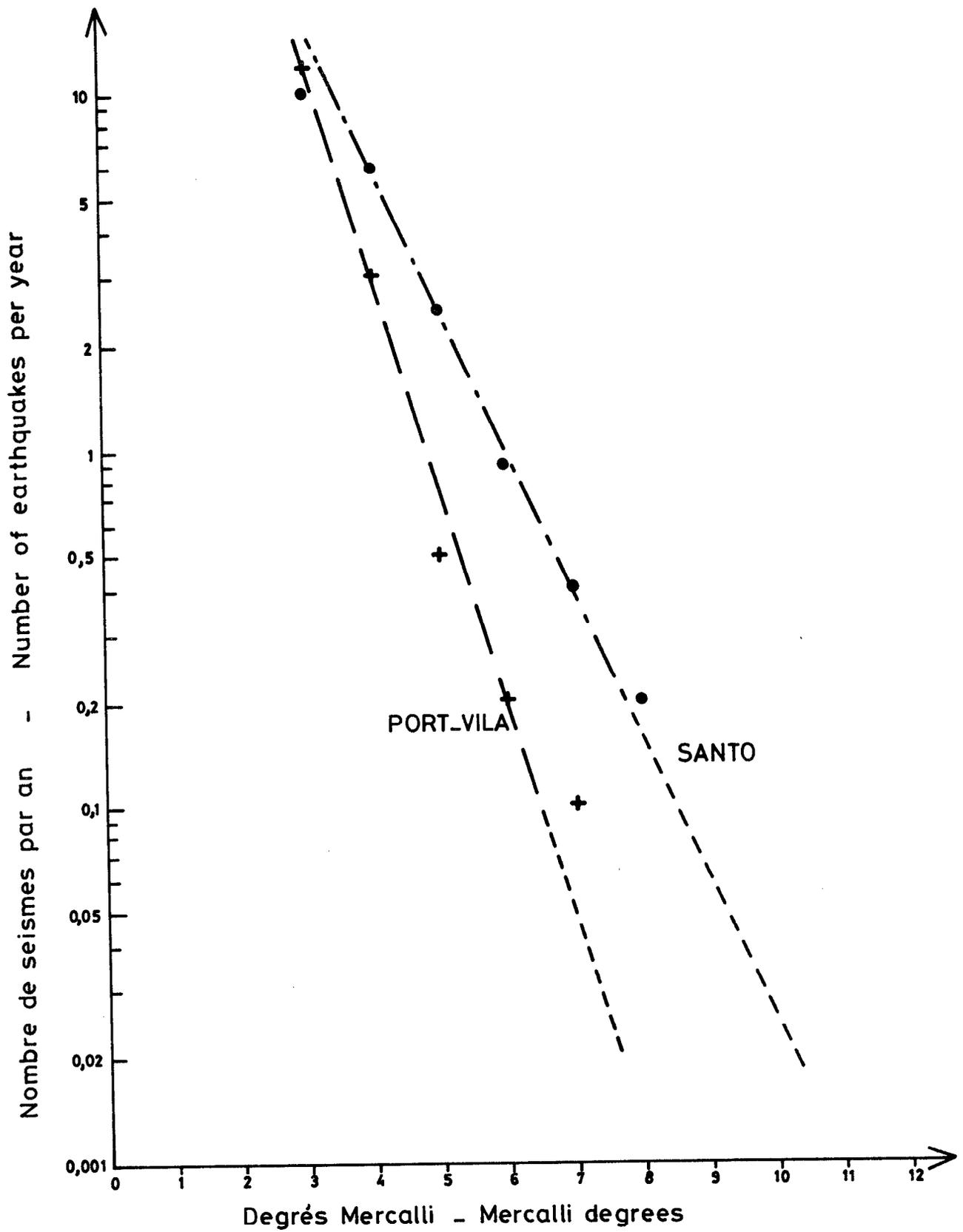


Figure 59 : - Périodicité des séismes ressentis à Port Vila et Santo.
 - Periodicity of felt earthquakes in Port Vila and Santo.

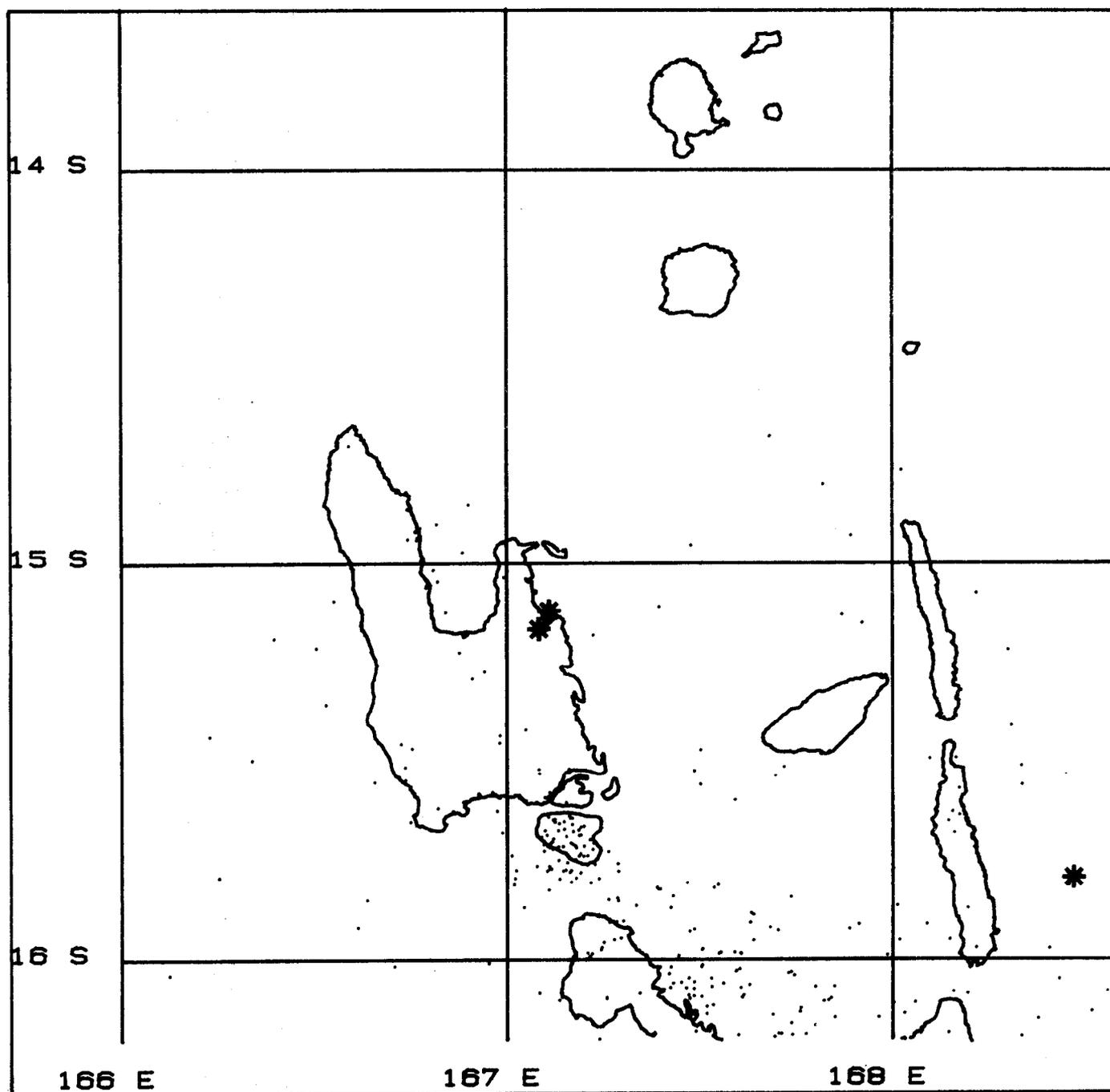


Figure 60 : - Séismes superficiels (profondeur inférieure à 30 Kilomètres) localisés à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell dans le nord de l'archipel (les séismes de magnitude supérieure à 5,5 sont indiqués par des *).

- Shallow earthquakes (with depth less than 30 km) located with ORSTOM-Cornell network in the northern part of the archipelago (earthquakes with magnitude bigger than 5.5 are shown by *).

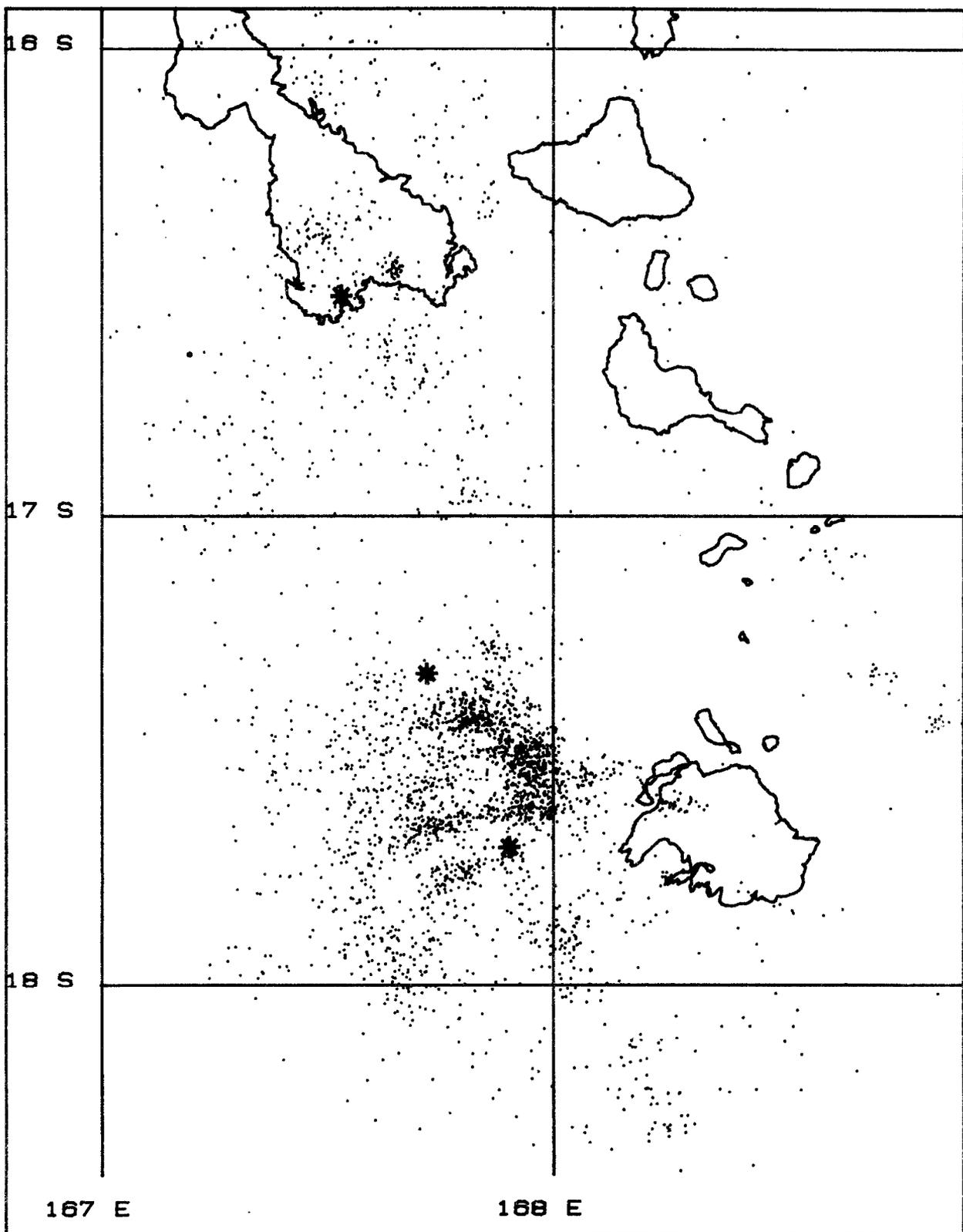


Figure 61 : - Séismes superficiels (profondeur inférieure à 30 kilomètres) localisés à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell dans le centre de l'archipel (les séismes de magnitude supérieure à 5,5 sont indiqués par des *).

- Shallow earthquakes (with depth less than 30 km) located with ORSTOM-Cornell network in the central part of the archipelago (earthquakes with magnitude bigger than 5,5 are shown by *).

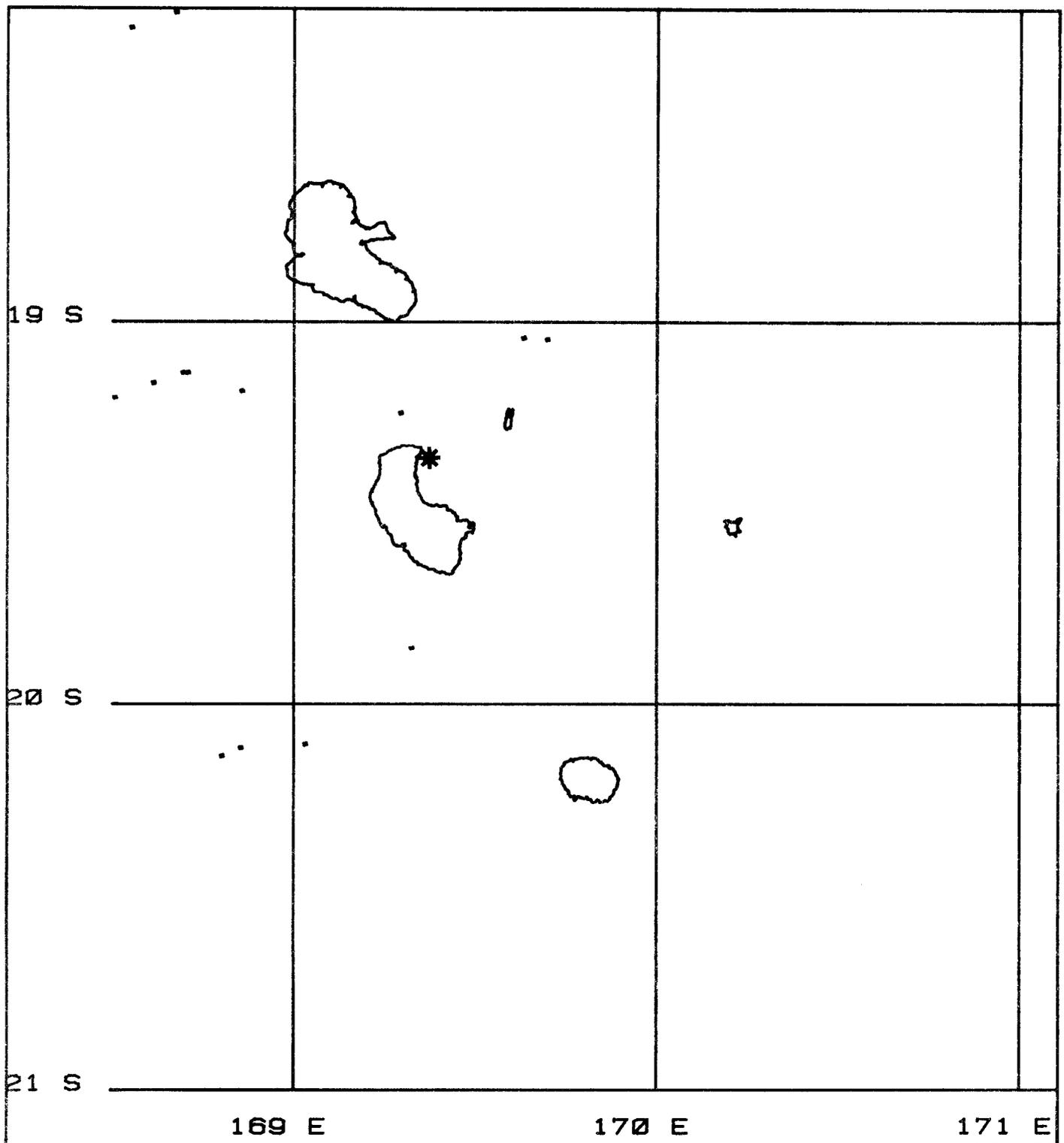
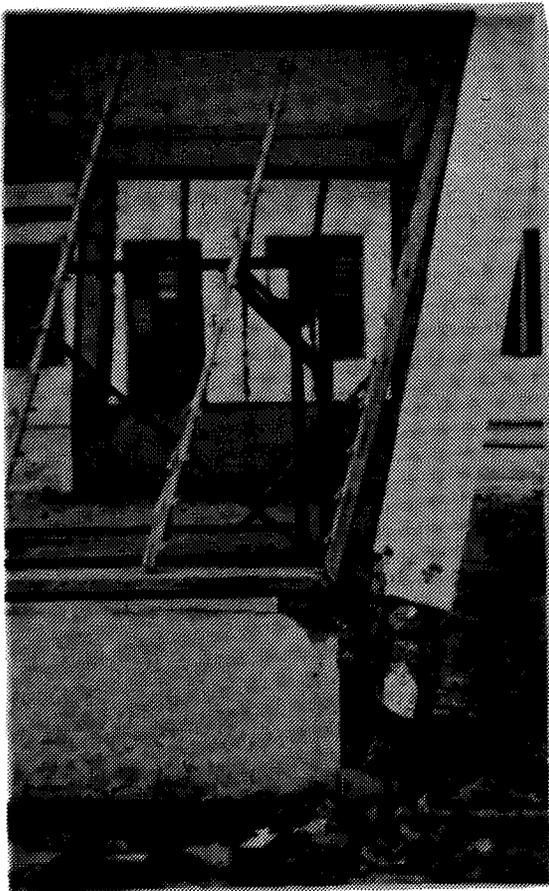


Figure 62 : - Séismes superficiels (profondeur inférieure à 30 kilomètres) localisés à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell dans le sud de l'archipel (les séismes de magnitude supérieure à 5,5 sont indiqués par des *).

- Shallow earthquakes (with depth less than 30 km) located with ORSTOM-Cornell network in the southern part of the archipelago (earthquakes with magnitude bigger than 5,5 are shown by *).



1



2

Figure 63 :

-Dégats du séisme d'octobre 1971 (Santo).

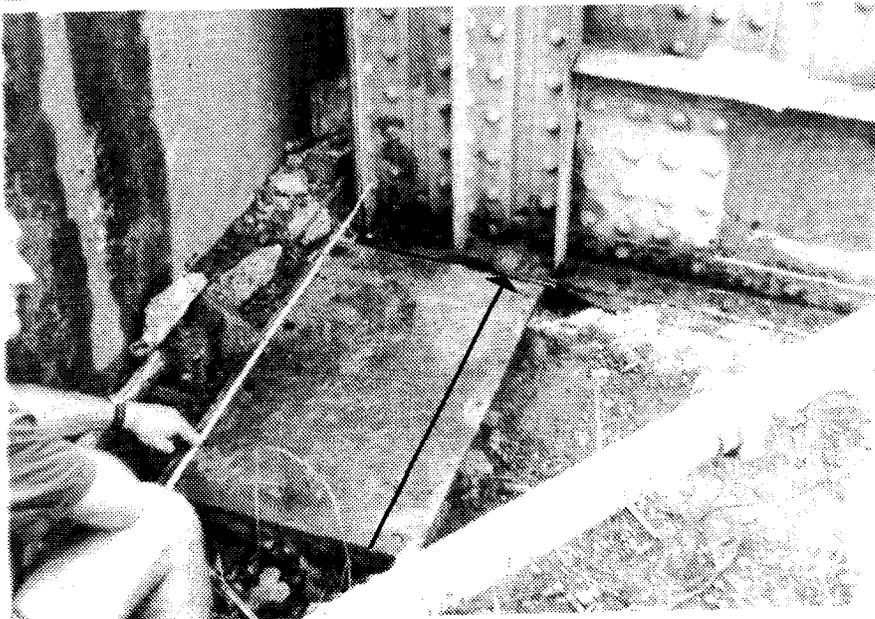
-Damage effects from the october,1971
earthquake.

1 -Affaissement du wharf -Damaged wharf.

2 -Maison endommagée -Damaged house.

3 -Déplacement lateral du pont de la Sarakata.

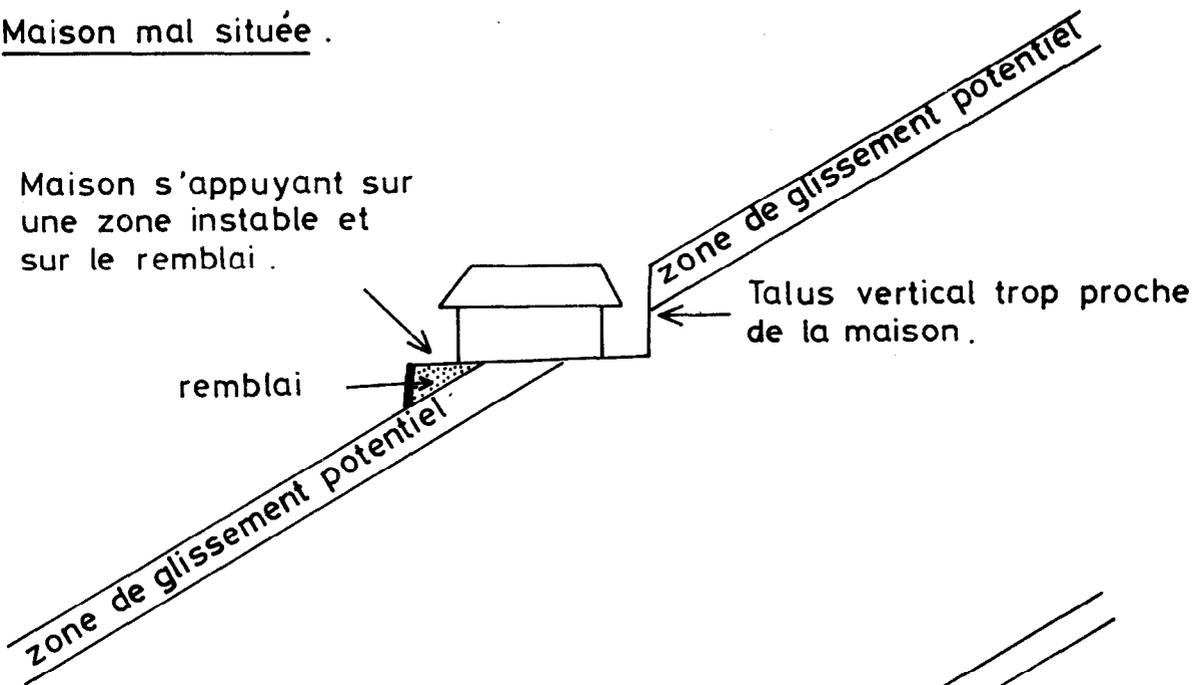
-Lateral displacement of the Sarakata bridge.



3

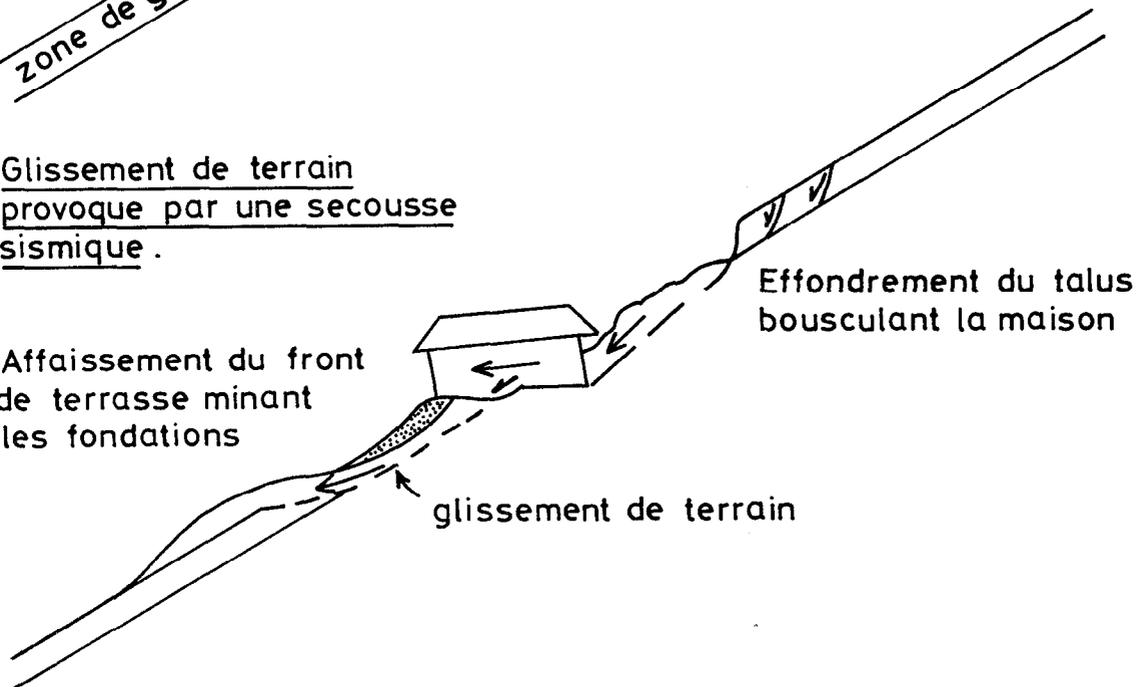
a) Maison mal située .

Maison s'appuyant sur une zone instable et sur le remblai .



b) Glissement de terrain
provoque par une secousse
sismique .

Affaissement du front de terrasse minant les fondations



c) Maison bien située .

Maison ne s'appuyant ni sur la zone instable ni sur le remblai

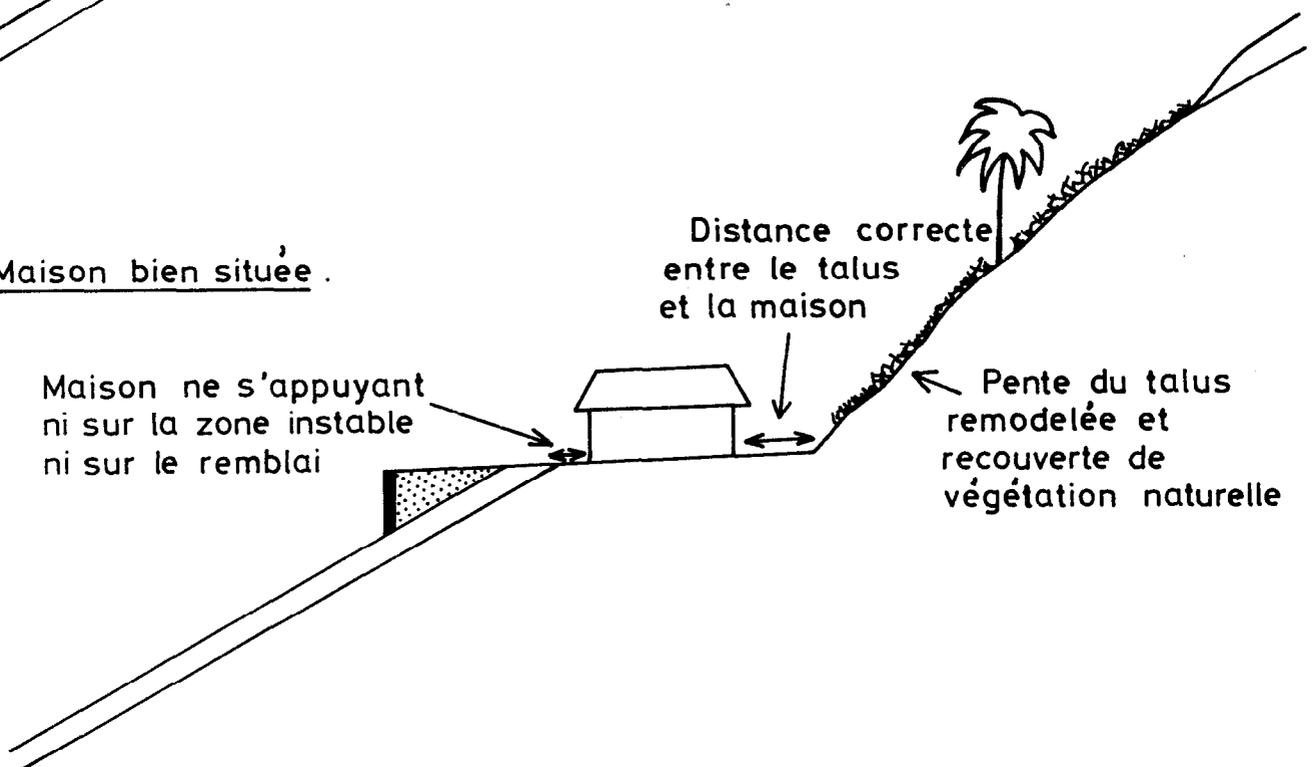
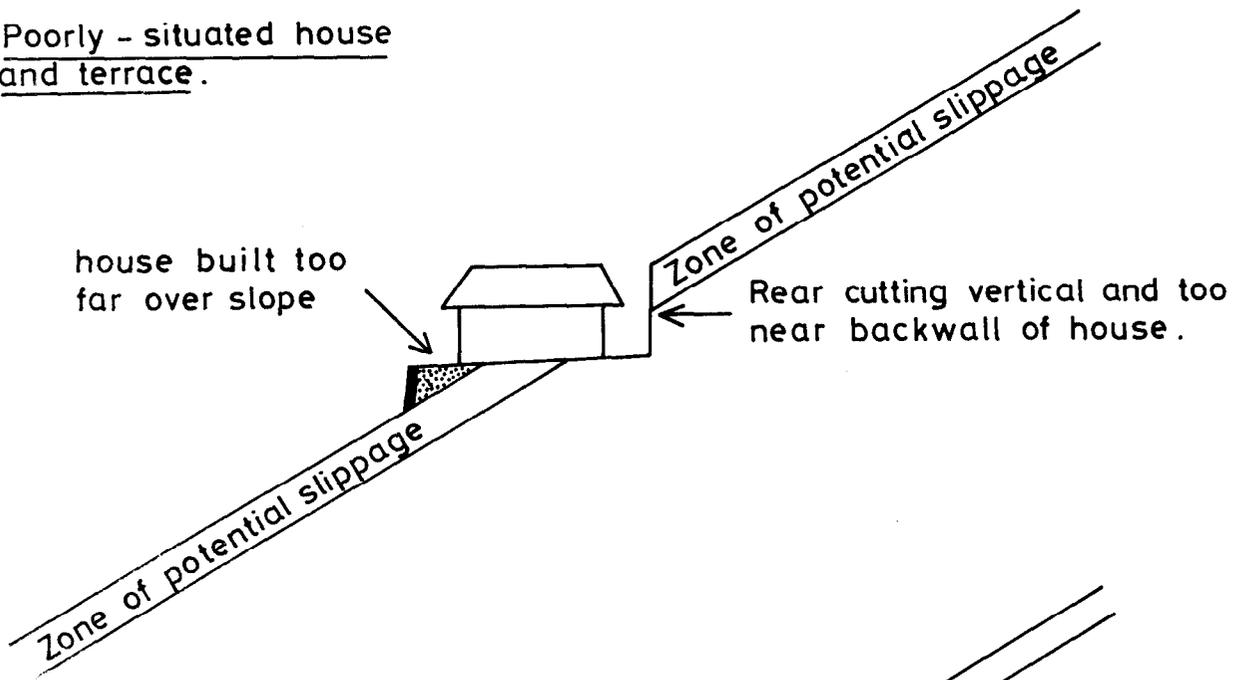
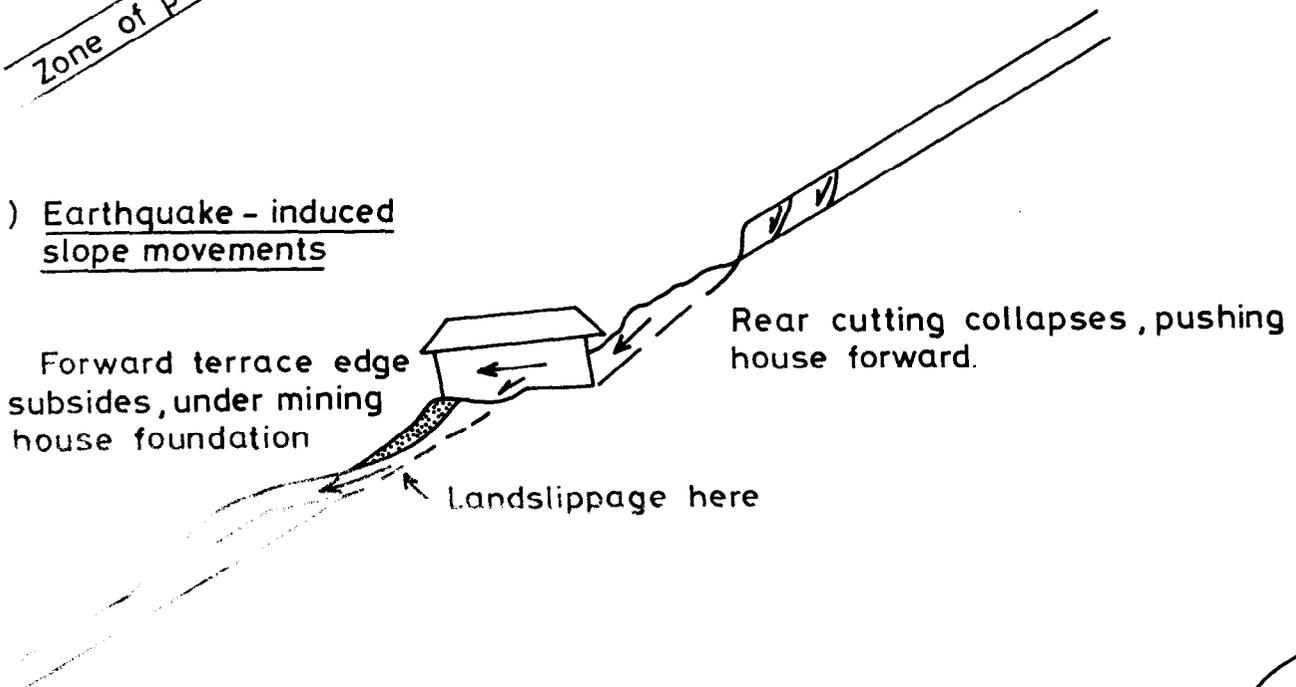


Figure 64 : - Causes des dégâts causés aux maisons mal situées et suggestions pour améliorer les constructions sur les sols non consolidés.

a) Poorly - situated house and terrace.



b) Earthquake - induced slope movements



c) Well-situated house and terrace

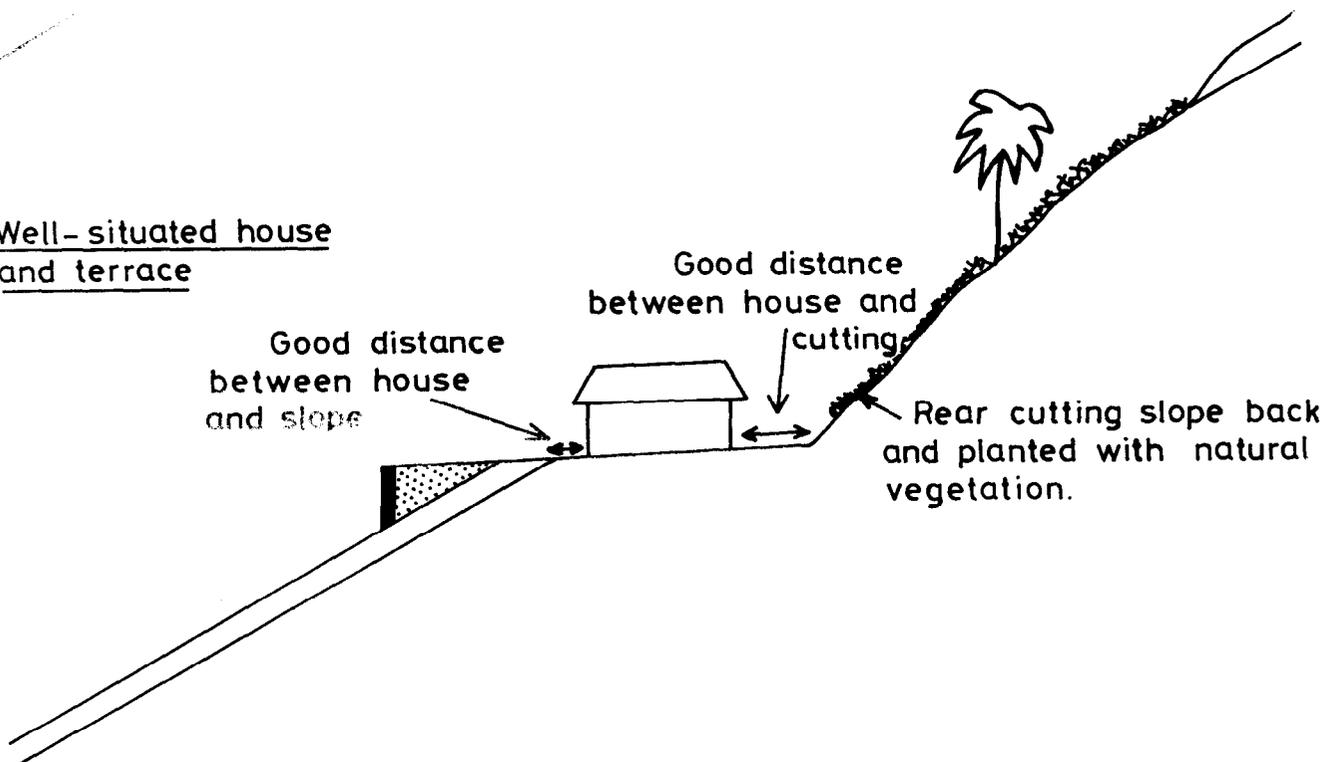


Figure 64 : - Causes of house damage where badly sited and suggestions for future house construction in areas of loosely consolidated soil.