

Etude du tremblement de Terre de Taltal (Chili 1966) à partir des ondes sismiques de longue période

par

Anne DESCHAMPS

Hélène LYON-CAEN, Raul MADARIAGA

Laboratoire d'Etude Géophysique de Structures Profondes,
associé au C.N.R.S. N° 195
Institut de Physique du Globe
Université Pierre et Marie Curie
75 230 Paris Cedex 05

Département des Sciences de la Terre
Université Paris VII
75 221 Paris Cedex 05

RESUME. – Nous étudions le séisme superficiel de la zone de subduction Pérou-Chili, du 28 décembre 1966 (Taltal - Chili). Le séisme correspond à un glissement entre les deux plaques en présence, le long d'un plan de faille à faible pendage ($\delta = 41^\circ$), d'azimut $\phi = 70^\circ$, mais avec une importante composante de décrochement ($\lambda = 150^\circ$). La source est relativement simple, de durée 13 s et le moment voisin de $M_0 = 4.10^{27}$ dyne-cm ; la chute de contrainte déterminée est 73 bars, tandis que le glissement moyen à la source est de 2.4 m. Une recherche historique des séismes de magnitude voisine à $M_s = 7.5$ montre qu'ils ont des temps de récurrence proches de 30 ans. Ceci indiquerait que Taltal n'appartient pas à la grande lacune sismique du Nord du Chili, inactive depuis les gros séismes destructeurs de 1868 et 1877.

ABSTRACT. – We study the December 28, 1966 earthquake near Taltal in Northern Chile. This earthquake is the largest one in Chile since the large 1960 events. It has a typical shallow under-thrust ($\delta = 41^\circ$) mechanism related to the subduction of the Nazca plate under south America. The source time function for this event is relatively simple, with two closely separated impulses, and the total duration of the source process is estimated as 13 s. Seismic moment is found with a precision of a factor of two ; from surface waves we find : $M_0 = 4.5.10^{27}$ dyne-cm, while body waves yield $3.4.10^{27}$ dyne-cm. We estimated the stress drop assuming an approximately circular crack model, this yields 73 bars. Another estimate based on the approximately rectangular aftershock zone determined by Pitt and Ellis (1968) yields 112 bars. Average slip is estimated as 2.4 m. A historical search for earthquakes in this region indicates a recurrence time of 30 years for earthquakes of this magnitude ($M_s \sim 7.5$). Thus the Taltal area may not belong to the large seismic gap of Northern Chile which has been inactive since the 1868-1877 disastrous couple of earthquakes.

Introduction

La zone de subduction du Pérou-Chili, longue de quelque 4000 km, est une des sources les plus actives de tremblements de Terre. Sa sismicité est le sujet d'une vive controverse ; un groupe d'auteurs propose une structure segmentée, avec des sections à très faible pendage du plan de Bénihoff (10°) au Pérou central et au Chili centre nord (Stauder, 1973, 1975 ; Barazangi and Isacks, 1976, 1979). D'autres préfèrent un modèle traditionnel à pendage de 30° uniforme du Nord au Sud (Sacks, 1977 ; Snoko, Sacks and James, 1979). La solution de cette controverse aura d'importantes conséquences pour l'étude de l'origine du volcanisme quaternaire du Pérou-Chili, de l'origine de l'altiplano, de la double couche de Bénihoff, de l'origine des séismes intermédiaires, etc. . .

Un choix entre les deux modèles proposés s'avère difficile, ceci étant dû au très faible nombre d'études précises de sismicité et mécanisme au foyer. Notre but est d'étudier systématiquement les gros et moyens séismes de la région afin de mieux préciser leur mécanisme au foyer, moment sismique, paramètres focaux (durée, chute de contrainte, etc. . .), hypocentres, distribution de répliques, et placer ces résultats dans le cadre des discussions sur la structure de la plaque plongeante de Nazca. C'est une étude de longue haleine puisque très peu de gros séismes de cette région ont été étudiés : celui du Chili de mai 1960 (Kanamori et Stewart, 1979), ceux de Lima, Pérou, en octobre 1966, mai 1970 et octobre 1974 (Abe, 1972 ; Dewey et Spence, 1980).

On présente ici une étude du plus gros séisme Chilien depuis ceux de mai 1960. Il s'agit du séisme de Taltal,

au Nord du Chili, au Sud d'une des lacunes sismiques les plus importantes du Pacifique (Kelleher, Sykes et Oliver, 1973). C'est un séisme qui, malgré sa forte magnitude ($M_s = 7.5$) montre une source relativement simple. Nous étudions en détail les ondes de surface et de volume observées dans les stations de longue période du réseau WWSSN et déterminons les paramètres à la source du séisme par comparaison avec des sismogrammes synthétiques.

Localisation et mécanisme à la source

Un gros séisme de magnitude $M_s = 7.5$ a eu lieu le 28 décembre 1966 sur la côte de la région désertique au Nord du Chili. La détermination épicentrale de l'I.S.C. donne l'hypocentre suivant : $25^{\circ}.5S$, $70^{\circ}.7W$ et $h = 23$ km, ce qui place le séisme à une trentaine de kilomètres au large du village de Taltal, petit port dans le désert d'Atacama, où une intensité maximale de VIII a été estimée (voir Fig. 1). Le séisme et sa relation possible avec la géologie locale ont été discutés par Arabasz (1968) et Lemke, Dobrovolny, Alvarez et Ortiz (1968) qui donnent des précisions supplémentaires sur les dégâts qu'il a provoqués. Il a suscité un certain intérêt parce qu'il se trouvait sur la zone immergée de la grande faille transformante d'Atacama que l'on pensait alors active. La distribution des répliques et la solution des plans de faille montrent qu'il s'agit bien d'un séisme de chevauchement au contact entre la plaque plongeante de Nazca et celle de l'Amérique du Sud. Il est maintenant bien établi que la faille d'Atacama n'est plus active (Arabasz, 1968). Un réseau d'intervention a été installé dans la zone épicentrale par Pitt et Ellis (1968), qui ont déterminé la zone de répliques que nous représentons dans la figure 1. Le séisme se trouve au Sud d'une des plus importantes lacunes sismiques ("seismic gaps") : celle du Nord du Chili-Sud Pérou où les derniers gros séismes datent de 1868 et 1877 (Kelleher, 1972). Il est intéressant de déterminer si ce séisme a eu effectivement lieu sur la lacune, ou s'il appartient à une région séparée. La sismicité historique, que nous discuterons, nous amène à considérer la deuxième alternative comme la plus plausible. Le séisme se trouve dans la limite entre la région Nord du Chili, à plongement normal du plan de Bénéoff, et la région du Chili central où la plaque possède un pendage assez faible. Cette limite coïncide aussi avec l'intersection entre la ride asismique, ou zone d'élévations, de Sala-y-Gomez et la fosse du Pérou-Chili. Les cartes de sismicité publiées par Stauder (1973) et Hanus et Vanek (1978) montrent que cette intersection affecte de façon assez importante la sismicité de la plaque plongeante. Par exemple, il n'y a pas de séismes plus profonds que 100 kilomètres entre $26^{\circ}N$ et $28^{\circ}N$, tandis que dans les régions voisines, au Nord et au Sud, la sismicité s'étend jusqu'à 300 km.

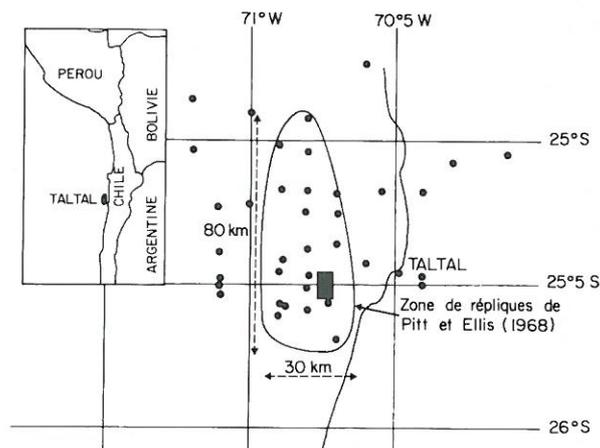


Fig. 1

Localisation de l'épicentre du séisme de Taltal du 28 décembre 1966 et ses répliques. Les points indiquent celles listées dans le catalogue de l'I.S.C. La zone des répliques de Pitt et Ellis (1968) a été déterminée par ces auteurs à partir d'observations faites avec un réseau d'intervention en janvier 1977.

Une détermination du mécanisme au foyer à partir des premières impulsions d'ondes P de longue période a été réalisé par Stauder (1973). Il trouve un plan presque Nord-Sud bien contraint, plongeant à 73° . Le deuxième plan est très mal déterminé par ses ondes P et il a essayé d'utiliser la polarisation des ondes S afin de mieux le préciser. La solution ainsi

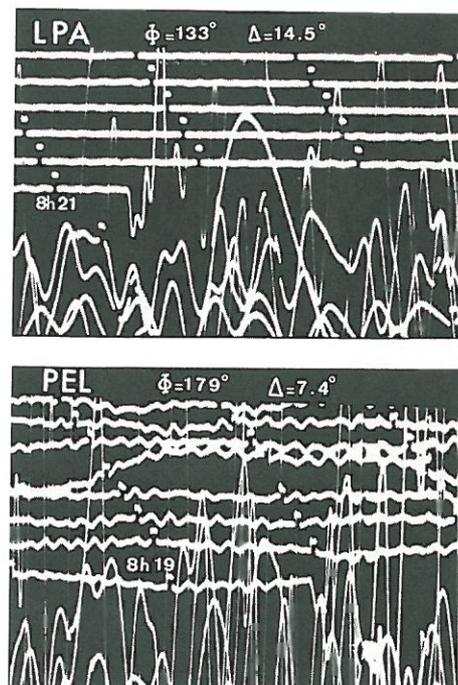


Fig. 2

Ondes P observées à PEL et LPA. Composante verticale sur des appareils WWSSN longue période avec une amplification de 1500.

obtenue est incompatible avec les polarités des ondes P aux stations LPA et PEL qui enregistrent des dilata-tions très claires mais de faible amplitude. Ces observa-tions, reproduites dans la figure 2, indiquent que ces stations sont proches du deuxième plan nodal. Il y a quelque difficulté à préciser leurs angles d'émergence car il s'agit d'ondes P_n et la structure sud-américaine est mal connue. Nous avons utilisé finalement un modèle avec une croûte normale à 33 km d'épaisseur. En tenant compte de toutes les observations de premiers mouvements de P de longue période nous obtenons les plans nodaux de la figure 3. Le plan proche de la verticale est défini par l'azimut $\phi = 183^\circ \pm 2^\circ$ et le pendage $\delta = 75^\circ \pm 1$. Le deuxième plan est mal contraint : il peut varier entre ($\phi = 70^\circ$, $\delta = 41^\circ$) et ($\phi = 84^\circ$, $\delta = 62^\circ$), en supposant que les angles d'émergence de LPA et PEL sont corrects. Si l'on tient compte de possibles erreurs dans le modèle de Terre la marge de variation peut être élargie. N'ayant pas d'autres données de P à notre disposition nous avons essayé de mieux préciser le deuxième plan en utilisant des ondes de surface.

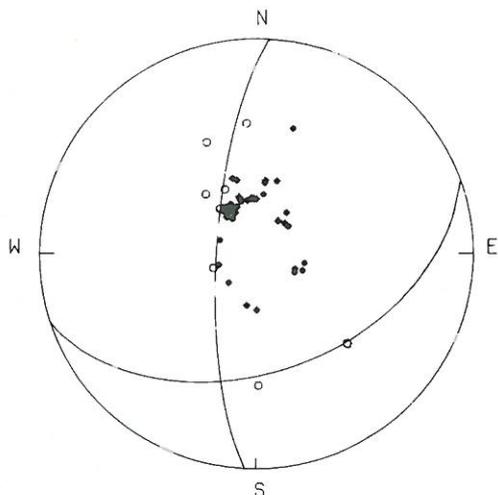


Fig. 3

Projection de la sphère focale inférieure des sens d'arrivée de l'onde P aux stations WWSSN. Les plans nodaux tracés correspondent à ceux déterminés par l'ensemble des données (ondes de volume et ondes de surface) ; on considère que le plan de faille est le plan pour lequel $\delta = 41^\circ$, $\phi = 70^\circ$, $\lambda = 150^\circ$.

Analyse des ondes de surface

Nous utilisons les méthodes développées par Kanamori et Cipar (1974) et Kanamori et Stewart (1976) et reprises dans Deschamps *et al.* (1980).

Nous travaillons sur les enregistrements longues périodes du réseau WWSSN ; les sismogrammes sont dépouillés et numérisés entre les vitesses de 3.6 et 4 km/s

sur la composante verticale pour les ondes de Rayleigh et de 4.1 et 4.6 km/s sur la composante la plus transversale pour les ondes de Love. Ces données sont ensuite traitées par un filtre passe-bas avec une fréquence de coupure de 0.017 Hz.

Pour pouvoir comparer les différents enregistrements et tracer un diagramme de rayonnement autour de la source, ceux-là sont ramenés à une station fictive située à 90° de l'épicentre. Les paramètres utilisés pour cette propagation sont ceux d'un modèle moyen de Terre : 1066B (Gilbert and Dziewonski, 1975) pour les vitesses de phases, SL8 pour les atténuations (Anderson et Hart, 1978).

Les sismogrammes synthétiques correspondants sont ensuite calculés par superposition de modes propres fondamentaux jusqu'à 70 s. Nous utilisons le même modèle de Terre que pour la propagation. La magnitude de ce séisme est suffisante pour utiliser les trains d'ordre 2 ou 3. Les courtes périodes y sont réduites par l'atténuation ce qui rend plus facile le filtrage pour obtenir les longues périodes dont la propagation est bien représentée par le modèle de Terre moyen.

Nous utilisons des stations à des distances épicentrales entre 60° et 120° pour que la propagation à appliquer ne soit pas trop importante et qu'il n'y ait pas superposition de 2 trains successifs.

Après dépouillement et filtrage nous obtenons des trains d'ondes directement comparables avec des sismogrammes synthétiques. Dans la figure 4 nous comparons

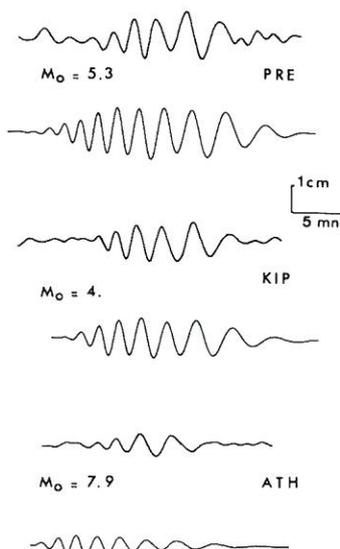


Fig. 4

Comparaison de sismogrammes synthétiques et observés pour les ondes de Bayleigh (R_2) à PRE ($\Delta = 9615$ km, $\phi = 117^\circ$), KIP ($\Delta = 10758$ km, $\phi = 290.5^\circ$), ATH ($\Delta = 12061$ km, $\phi = 56.3^\circ$). M_0 est le moment en unité 10^{27} dyne-cm, pour lequel le sismogramme synthétique est calculé. Amplitude sur un appareil WWSSN d'amplification 1500.

des sismogrammes synthétiques d'ondes de Rayleigh avec les observations et dans la figure 5 la même comparaison est faite pour les ondes de Love. Pour chaque station nous portons sur cette figure le moment sismique M_0 en unités de 10^{27} dyne-cm déterminé par ajustement direct des amplitudes. Dans les sismogrammes d'ondes de Love on peut observer le premier harmonique qui a des vitesses de groupe légèrement supérieures à celles du mode fondamental ; cet harmonique n'a pas été incorporé lors du calcul des sismogrammes synthétiques.

Pour déterminer des diagrammes de rayonnement des ondes de surface il est nécessaire de les égaliser à 90° . Dans la figure 6 nous présentons les amplitudes crête-à-crête maximales observées en fonction de l'azimut de la station. Dans la même figure nous montrons des diagrammes théoriques de rayonnement des ondes de surface, calculés pour un plan nodal fixe ($\phi = 183^\circ$, $\delta = 75^\circ$) en faisant varier le vecteur glissement sur ce plan ($\lambda = 50^\circ$, 58° , et 70°). La position des lobes des ondes de Rayleigh est assez peu sensible à l'orientation du plan de faille de faible pendage, c'est donc au diagramme de radiation des ondes de Love que nous devrions donner le plus de poids. Par ajustement des amplitudes observées, en faisant varier les paramètres du deuxième plan nodal, nous obtenons pour celui-ci :

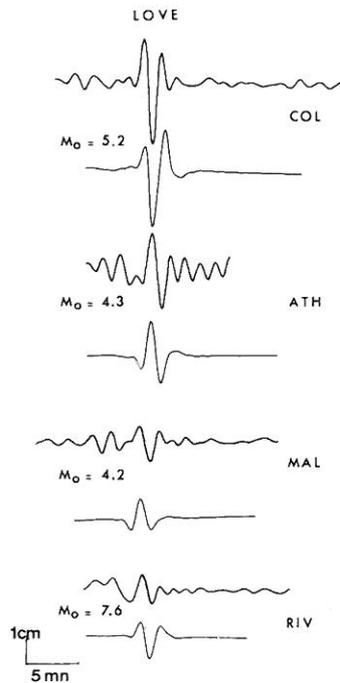


Fig. 5

Comparaison de sismogrammes observés et synthétiques pour les ondes de Love (G_2) à COL ($\Delta = 11978$ km, $\phi = 334.3^\circ$), ATH ($\Delta = 12061$ km, $\phi = 56.3^\circ$), MAL ($\Delta = 9779$ km, $\phi = 47.7^\circ$), RIV ($\Delta = 12074$ km, $\phi = 215.8^\circ$). M_0 et amplitudes comme dans la figure 4.

$\phi = 70^\circ$ et $\delta = 41^\circ$. L'angle de glissement sur ce plan est donc $\lambda = 150^\circ$, ce qui indique une importante composante de décrochement pour ce séisme. La précision obtenue pour la détermination du deuxième plan est assez mauvaise (Fig. 6), car les amplitudes observées pour les ondes de Love sont assez dispersées. En considérant le premier plan fixe nous estimons que l'erreur sur le deuxième plan est de 5° en azimut. L'erreur sur le plongement qui en découle est de 4° . La profondeur du foyer est un paramètre qui, pour des séismes superficiels comme celui-ci, joue essentiellement sur le rapport entre les amplitudes d'ondes de Love et de Rayleigh ; mais ce rapport peut-être biaisé par le modèle global utilisé dans le calcul des sismogrammes synthétiques. Nous vérifions ainsi que la profondeur déterminée par l'I.S.C. $h = 23$ km est compatible avec les observations.

Dans la figure 7 nous représentons un assemblage de sismogrammes observés et égalisés pour différents azi-

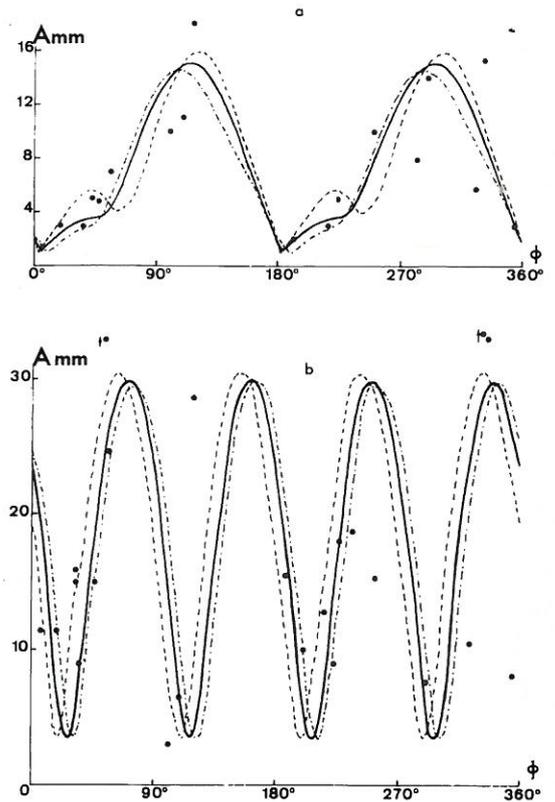


Fig. 6

Diagrammes de rayonnement théorique pour les ondes de Rayleigh (a) et les ondes de Love (b). Les trois courbes tracées correspondent respectivement aux trois angles de glissement : $\lambda = 50^\circ$ (---), $\lambda = 58^\circ$ (—), $\lambda = 70^\circ$ (-.-.-) sur le plan nodal bien déterminé ($\phi = 183^\circ$, $\delta = 75^\circ$). Les points portés sont les valeurs crête-à-crête mesurées sur les sismogrammes égalisés pour un appareil WSSN d'amplification 1500.

mutés et de sismogrammes synthétiques correspondants. On peut remarquer de faibles variations de vitesse de groupe pour les différentes stations. Le rapport des amplitudes des ondes observées et synthétiques donne un moment sismique moyen $M_0 = 4.5 \times 10^{27}$ dyne-cm. La dispersion des valeurs est plus grande pour les ondes de Love, plus impulsives et donc plus sensibles aux variations de structure sur le trajet entre l'épicentre et la station. Il y a aussi probablement des effets d'interférence entre le premier harmonique et le mode fondamental de Love. L'utilisation d'un point source donne des sismogrammes synthétiques assez satisfaisants et il ne paraît pas nécessaire d'introduire une faille finie, puisqu'il n'y a pas de directivité sur les enregistrements.

Etude des ondes de volume

Le séisme a une magnitude d'ondes de volume $m_b = 6.5$ et une magnitude d'ondes de surface $M_s = 7.5$, cette dernière valeur paraît mieux caractériser l'importance de ce séisme. La faible magnitude m_b pourrait être due à la complexité de la source au début de la rupture que nous mettrons en évidence à partir des impulsions des ondes P . Les ondes de volume pour des séismes de $M_s = 7.5$ se trouvent assez souvent saturées sauf dans les stations à faible amplification : c'est le cas pour le séisme de Taltal. Nous n'avons pu obtenir des ondes P que sur 9 stations du réseau mondial WWSSN. Les ondes P sont isolées, dépouillées et ramenées à la même amplification nominale sur toutes les traces pour toutes les stations. Aucun traitement n'est fait sur ces données afin d'éviter des problèmes liés à la définition de la ligne de zéro sur les enregistrements. Ceux-là rendent très difficile, par exemple, l'obtention des impulsions réelles par déconvolution de la réponse du sismographe. Dans le processus de dépouillement il est important de déceler des erreurs de polarité des stations ou de l'amplification inscrite sur les sismogrammes. Ceci peut assez souvent être corrigé par comparaison avec des stations voisines ou avec les autres composantes du sismogramme. C'est ainsi que nous avons trouvé que l'amplification indiquée sur l'enregistrement de la station SPA, qui est de 375, est très probablement erronée. Par comparaison avec SBA, une autre station antarctique nous trouvons une amplification de 750.

La figure 8 montre les enregistrements que nous avons pu récupérer, une partie de ces enregistrements correspond à des stations près du plan nodal de fort pendage (COR, WEL, RAR) ; un autre groupe (SBA et SPA) est formé par les stations antarctiques à faible amplification. Finalement les stations SJG, GEO, PDA et BUL sont loin des plans nodaux des ondes P . Les ondes P montrent une forte variation d'amplitude avec des impulsions plus importantes pour les stations plus éloignées des plans de faille proposés dans la figure 3. La station de Bulawayo (BUL) montre une amplitude assez faible,

nous avons vérifié qu'il ne s'agit pas d'une erreur de l'amplification nominale en comparant les enregistrements de BUL avec ceux de PRE et WIN, les stations WWSSN voisines. Le moment sismique apparent pour ce groupe de stations sud-africaines paraît plus faible que pour les autres stations ; il pourrait s'agir d'un effet de directivité que nous ne pouvons pas étudier en détail par manque de données. Les ondes P sont, pour la plupart, relativement simples et très similaires les unes aux autres. Elles ont une caractéristique commune : le second pic positif est plus important que le premier (environ 3 fois). On pourrait penser à une deuxième impulsion (ou séisme double). En fait il s'agit d'ondes sP réfléchies à la surface.

Pour modéliser les ondes P observées nous utilisons la théorie de rais à partir d'une dislocation (double couple) ponctuelle. Cette technique a été décrite par Helmberger et Langston (1975), Kanamori et Stewart (1976) et, dans la version que nous utilisons ici, par Deschamps *et al.* (1980). Vu le faible nombre de stations à notre disposition nous utilisons un modèle très simplifié de la fonction source, indépendante de la direction de radiation. Nous prenons en compte les ondes P directes et les rais réfléchis $p\bar{P}$ et sP . Le trajet de ces rais dans le voisinage de la source est calculé pour un demi-espace homogène ; ce modèle est certes très limité mais la structure dans la région du séisme n'a pas été étudiée. Malgré les insuffisances évidentes de ce modèle de la région hypocentrale, nous arrivons à modéliser assez correctement les observations. Dans la figure 9 nous montrons un exemple de construction d'un sismogramme synthétique par superposition des trois ondes : la P directe et les phases réfléchies $p\bar{P}$ et sP .

La détermination de la fonction source se fait en comparant les sismogrammes synthétiques aux observés. La longueur totale t_s , ou durée, du signal est bien déterminée et ne varie guère entre les différentes stations. On observe dans la plupart des stations une deuxième impulsion très claire qui arrive entre 6 et 7 secondes après la première impulsion. Celle-ci est toujours dans le même sens que l'impulsion initiale et ne peut pas être expliquée par simple réflexion. Nous sommes ainsi amenés à définir une fonction source double que nous montrons dans la figure 10. Nous avons remarqué une variation faible, mais systématique, du temps d'arrivée de la deuxième impulsion par rapport à la première ; nous ne disposons malheureusement pas d'assez de données pour procéder à une localisation relative de cette deuxième source. Afin d'illustrer la sensibilité des observations à la variation de divers paramètres à la source nous montrons dans la figure 11 plusieurs essais de modélisation des ondes P .

Par des essais successifs nous arrivons à la fonction source de la figure 10a. Des sismogrammes synthétiques ont été ensuite calculés pour chaque station et ils sont montrés, avec les observations, dans la figure 8. En faisant le rapport entre les amplitudes calculées et ob-

Tableau 1

Station	Azimut ($^{\circ}$)	Distance ($^{\circ}$)	Angle de radiation i_h ($^{\circ}$)	Moment sismique M_0 (10^{27} dyne-cm)
SPA	180.00	64.5	26.5	3.3
SBA	190.82	71.46	24.	3.7
WEL	223.13	89.83	18.	4.
COR	325.40	84.95	19.3	2.8
RAR	251.05	80.27	21.	3.7
CEO	354.50	64.67	26.5	4.8
SJG	6.32	43.83	32.8	2.9
PDA	35.27	76.06	22.4	3.1
BUL	112.05	89.37	18.3	1.7

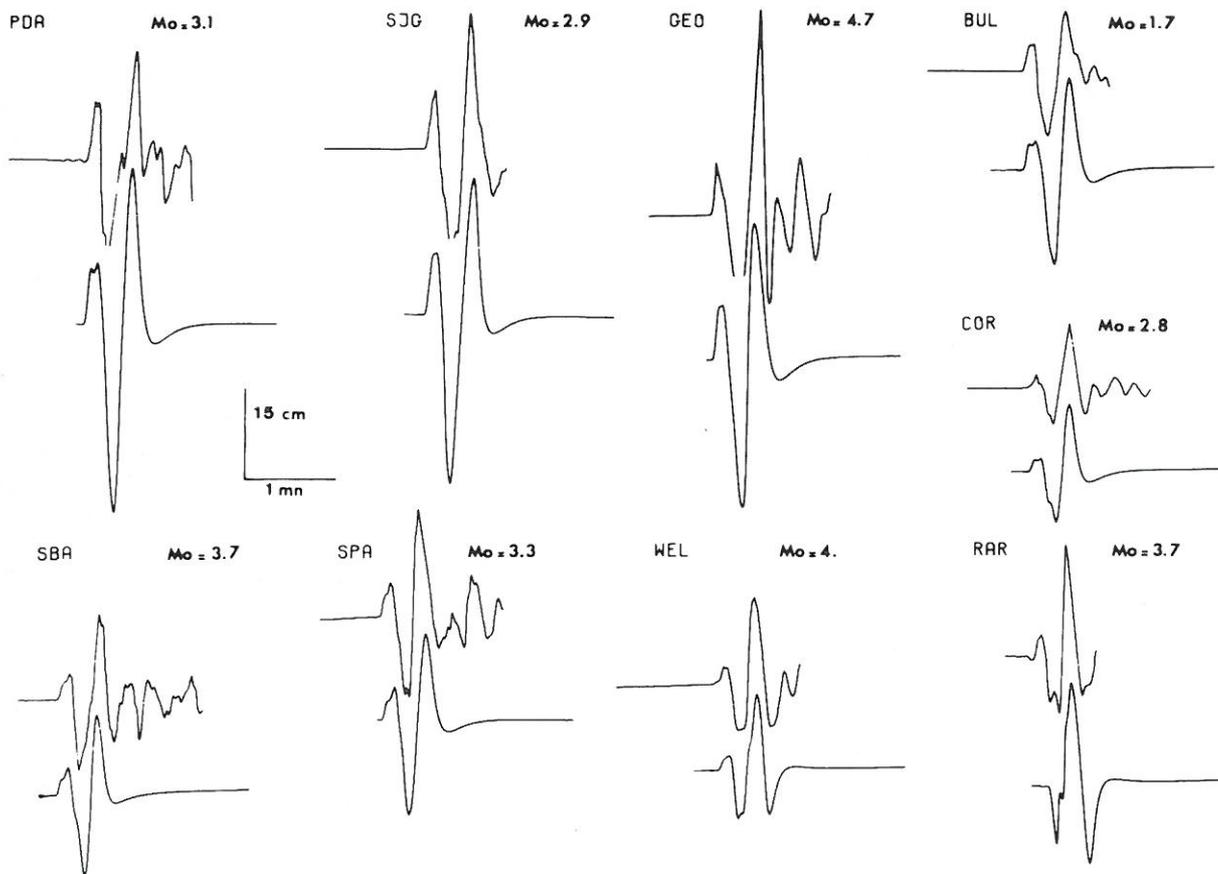


Fig. 8

Ondes P du séisme de Taltal du 28 décembre 1966. La trace du dessus est l'onde P dépouillée, la trace du dessous, l'onde P calculée avec le moment M_0 (en unité 10^{27} dyne-cm) pour le mécanisme de la figure 3, la fonction source de la figure 10a, et les paramètres du tableau 1 ; amplitude comme dans les figures précédentes.

servées nous déterminons le moment sismique apparent pour chaque station. La valeur moyenne de ces moments sismiques est de $M_0 = 3.4 \times 10^{27}$ dyne-cm, qui est très proche de celle obtenue par les ondes de surface (4.5×10^{27} dyne-cm). Le moment sismique varie d'un facteur inférieur à 2 entre les différentes stations ;

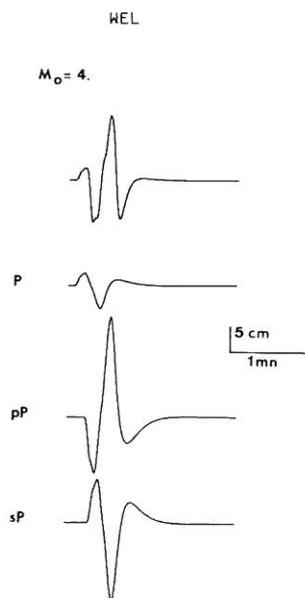


Fig. 9

Construction de l'onde P à WEL ($\Delta = 9989$ km, $\phi = 223^\circ.1$) par superposition des ondes P , pP , sP .

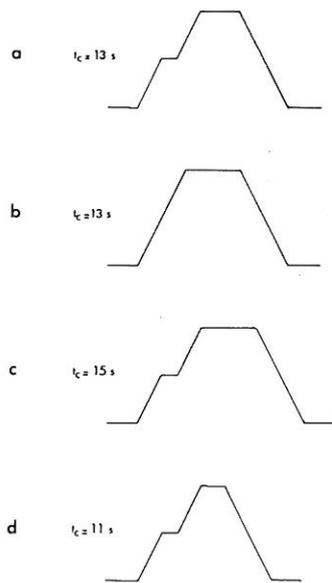


Fig. 10

Les différentes fonctions source utilisées pour la construction des ondes P . La solution adoptée est la fonction représentée en a .

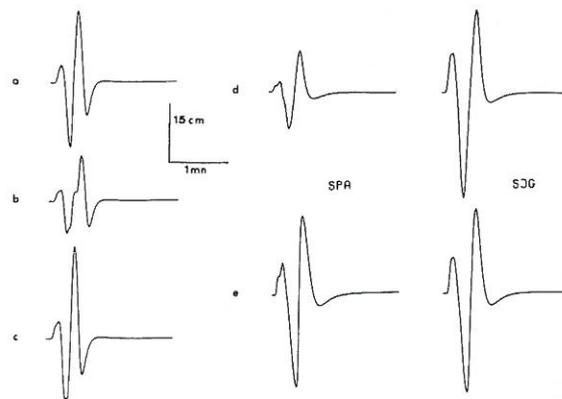


Fig. 11

Différents essais de modélisation des ondes P

a, b, c) ondes P à WEL pour le mécanisme de figure 3 en utilisant différentes fonctions source (fig. 10 b, c, d).

d, e) variation du signal obtenu pour les stations SPA et SJC en faisant varier l'azimut du plan de faille :

d : $\delta = 24^\circ$, $\phi = 45^\circ$, $\lambda = 124^\circ$

e : $\delta = 52^\circ$, $\phi = 80^\circ$, $\lambda = 154^\circ$

cette variation est tout à fait normale étant données les nombreuses approximations utilisées dans la construction des synthétiques : Terre latéralement homogène, source ponctuelle, réponse instrumentale calculée à partir des constantes reportées sur les enregistrements, etc. . .

Paramètres à la source

L'étude des ondes de surface à très longue période nous a donné un moment sismique $M_0 = 4.5 \times 10^{27}$ dyne-cm, tandis que par les ondes de volume nous avons obtenu $M_0 = 3.4 \times 10^{27}$ dyne-cm. Ces deux valeurs du moment sont beaucoup plus proches que celles qui ont été observées pour d'autres séismes similaires étudiés dans la littérature (Lay et Kanamori, 1980). Dans notre cas et vu les variations entre les stations, nous ne croyons pas que ce soient des différences significatives. Nous prendrons comme valeur moyenne du moment sismique : $M_0 = 4.0 \times 10^{27}$ dyne-cm.

On peut maintenant calculer la dislocation moyenne, connaissant la surface du plan de faille et la rigidité. On suppose que le plan de faille est le plan nodal à plus faible pendage ($\phi = 70^\circ$, $\delta = 41^\circ$). Ce choix est dicté par la distribution de répliques répandues sur une large zone en surface et parce que ce séisme a provoqué un faible tsunami enregistré le long de la côte chilienne (Lemke *et al.*, 1968 ; Abe, 1979). La surface de faille peut être calculée à partir de la localisation de répliques du séisme (Fig. 1) obtenue par Pitt et Ellis (1968). On trouve ainsi :

$$S = 2400 \text{ km}^2$$

et avec $\mu = 7.0 \times 10$ dyne-cm, qui est la rigidité du manteau supérieur dans le modèle 1066B, on obtient :

$$D_0 = M_0/\mu S = 2.4 \text{ m}$$

valeur sur laquelle il y a une grande incertitude due à l'estimation de S . On peut vérifier la cohérence des résultats en remarquant que t_c , la durée de l'impulsion, est très approximativement (Madariaga, 1976) :

$$t_c = 2r/\beta$$

où r est le rayon moyen de la source si on suppose qu'elle est circulaire. Pour $\beta = 4.5$ km/s et $t_c = 13$ s, on obtient :

$$r = 30 \text{ km}$$

ce qui est cohérent avec les dimensions de la source plus ou moins rectangulaire déterminée à partir des répliques (80×30 km). On peut finalement faire une estimation grossière de la chute de contrainte à partir de la relation :

$$\Delta\sigma = C \mu D_0/W$$

où W est la demi largeur de la source (Madariaga, 1977). Dans notre cas $W = 15$ km et on obtient, avec des valeurs de μ et D_0 obtenues auparavant, et un facteur de forme $C \approx 1$:

$$\Delta\sigma = 112 \text{ bars}$$

Cette chute de contrainte est plus importante que celles reportées par Kanamori et Anderson (1975) pour d'autres séismes interplaques. Si, au contraire, on utilisait la valeur $r = 30$ km, estimée à partir de t_c , et un modèle de faille circulaire ($C = 1.3$), on obtiendrait :

$$\Delta\sigma = 73 \text{ bars}$$

ce qui est plus proche des valeurs fréquemment invoquées pour la chute de contrainte.

Il est intéressant de remarquer que le modèle de source obtenu est très simple et que la durée de l'impulsion des ondes P est en bon accord avec les dimensions de la source. Une vérification supplémentaire de cette simplicité provient de la concordance entre les moments déterminés à partir des ondes de surface et de volume. Comme il a été discuté par Lay et Kanamori (1980), ceci est rarement le cas car assez fréquemment la zone effective de rayonnement des ondes de volume est plus petite que celle des ondes de surface (de plus longue période). Le séisme de Taltal serait une rupture rapide et relativement uniforme du plan de faille. La petite impulsion initiale du modèle de la figure 10a est la seule complexité que nous trouvons pour ce séisme.

Discussion

Le séisme de Taltal est le plus important qui ait eu lieu au Chili depuis celui de 1960. Il n'a pas produit de grands dégâts à cause de sa localisation à côté du grand désert d'Atacama, région presque inhabitée. Il se trouve dans la limite entre les régions C et D de Barazangi et Isacks (1977) ; la région C , au Nord, étant caractérisée par la présence de volcans actifs et d'un plan de Bénéioff "normal" à 30° de pendage. La région D , au Sud, ne possède pas de volcans actifs et le plan de Bénéioff fait un angle de 11° avec l'horizontale. Il se trouve aussi sur la zone de rencontre entre la ride asismique de Sala-y-Gomez et la fosse du Pérou-Chili. Il a été démontré, dans d'autres cas de subduction d'une ride asismique, que la sismicité et les mécanismes au foyer s'y trouvent souvent modifiés (Pascal *et al.*, 1978 ; Chung et Kanamori, 1979). Dans le cas de Sala-y-Gomez, Hanus et Vanek (1978) ont montré que la sismicité intermédiaire entre 25°S et 27°S présente une importante lacune : les séismes plus profonds s'y trouvent à 100 km, au lieu de 300 km comme dans les régions avoisinantes. Cette lacune de sismicité intermédiaire est probablement liée à la résistance à la subduction opposée par la plaque de Nazca au niveau de la ride asismique ; celle-ci ayant une densité plus faible que la plaque océanique normale. Nous n'avons pas décelé de particularités dans le mécanisme au foyer de cette région, mais ceci pourrait être une conséquence du faible nombre de déterminations de plans de faille disponibles. Le séisme de Taltal possède un mécanisme de chevauchement typique des zones de subduction, mais il y a aussi une composante assez importante de décrochement senestre. Nous considérons que le plan de faille est celui ayant le plus faible pendage ($\delta = 42^\circ$), c'est la seule façon d'expliquer le petit tsunami engendré par ce séisme (Lemke *et al.*, 1968 ; Abe, 1979). Il ne s'agit donc pas d'un séisme de décrochement transversal à la fosse, comme il a été observé dans la rencontre entre la ride d'Entrecasteaux et la fosse des Nouvelles Hébrides (Pascal *et al.*, 1978).

Ce séisme présente aussi un intérêt pour l'étude des lacunes sismiques en Amérique du Sud (Kelleher, 1972 ; Kelleher *et al.*, 1973). Les régions au Nord et au Sud de Taltal ont subi de gros séismes historiques en 1877 et 1922, respectivement ; mais il est clair, d'après les études de Montessus et Ballore (1916) et Lomnitz (1970), que les zones focales de ces deux séismes ne s'étendaient pas jusqu'à Taltal. La région Nord, celle du séisme de 1877, est considérée comme une des plus importantes lacunes ("gap") sismiques du Pacifique (Kelleher *et al.*, 1973). Taltal a subi plusieurs séismes importants ($M > 7$) depuis 1877 : en 1887 d'après Montessus et Ballore (1916) et en 1909, 1925, 1936, 1942 et 1956, d'après le catalogue de Duda (1965). Des isoséistes recompilées par Grève (manuscrit, Université du Chili, 1957) indiquent que les séismes du 8 juin 1909 et du 13 juillet 1936 sont très similaires à celui de 1966. On peut

donc estimer que leur temps de récurrence est de 30 ans en moyenne. Si on suppose que le glissement moyen $D_0 = 2.4$ m, que nous avons obtenu pour 1966, est similaire à celui des séismes précédents, on obtient un taux de glissement entre les plaques sud-américaine et de Nazca de 8.0 cm/an, ce qui coïncide parfaitement avec le taux déterminé par Minster, Jordan, Molnar et Haines (1974) à partir de la tectonique des plaques. Taltal ne ferait donc pas partie de la lacune sismique du Nord du Chili, comme cela avait déjà été proposé par Kelleher (1972) qui utilisait des arguments basés strictement sur la sismicité. Il faudrait donc admettre deux modes de glissement sismiques dans la zone de subduction du Pérou-Chili ; dans la plus grande partie du Chili de très gros séismes avec des périodes de récurrence supérieures à un siècle, et, localement, comme à Taltal, des séismes de magnitude autour de 7.5 beaucoup plus fréquents. Ceci est très probablement lié à la subduction de la ride asismique de Sala-y-Gomez. Des séismes de cette magnitude et fréquence caractérisent aussi la région au Sud de Lima lieu de rencontre de la ride de Nazca et de la fosse du Pérou.

Remerciements

Ce travail a été financé par l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique dans le cadre de l'ATP Géodynamique.

Nous remercions le Dr. Wiggins de nous avoir permis d'utiliser son programme de calcul des modes normaux d'oscillation de la Terre.

Manuscrit reçu le 22.2.80
après révision, le 17.4.80

Bibliographie

- Arabasz W.J., "Geologic structure of the Taltal area, Northern Chile, in relation to the earthquake of December 28, 1966". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 835-842, 1968.
- Abe K., "Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes". *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 367-379, 1972.
- Abe K., "Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from Tsunami data". *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568, 1979.
- Anderson D.L. and R.S. Hart, "Attenuation models of the Earth". *Phys. Earth Planet. Interiors*, 16, 289-306, 1978.
- Barazangui M. and B.L. Isacks, "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America". *Geology*, 4, 686-692, 1976.
- Barazangui M. and B.L. Isacks, "Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from the spatial distribution of earthquakes". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 57, 537-555, 1979.
- Chung W.Y. and H. Kanamori, "Subduction process of a fracture-zone and aseismic ridges - focal mechanism and source characteristics of the New-Hebrides earthquake of January 19, 1969 and some related events". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 54, 221-240, 1978.
- Deschamps A., H. Lyon-Caen et R. Madariaga, "Mise au point des méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques de longue période". *Ann. de Géophys. Ce numéro*, 1980.
- Dewey J. and W. Spence, "Seismic Gaps and Source zones of recent large earthquakes in Coastal Peru". *Pageoph.*, 117, 1148-1171, 1980.
- Duda S.J., "Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt". *Tectonophysics*, 2, 409, 1965.
- Gilbert F. and A.M. Dziewonski, "An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra". *Phil. Trans. R. Soc. London.*, 278, 187-269, 1975.
- Hanus V. et J. Vanek, "Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca plate". *Tectonophysics*, 44, 65-77, 1978.
- Helmberger D.V. and C.A. Langston, "A procedure for modeling shallow dislocation sources". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 42, 117-130, 1975.
- Kanamori H. and J.J. Cipar, "Focal processes of the Great Chilean earthquake. May 22, 1960". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 128-136, 1974.
- Kanamori H. et G. Stewart, "Mode of strain release along the Gibbs fracture zone, mid-Atlantic ridge". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 11, 312-332, 1976.
- Kanamori H. and G.S. Stewart, "A slow earthquake". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 18, 167-175, 1979.
- Kanamori H. et D.L. Anderson, "Amplitude of the earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source". *J. Geophys. Res.*, 80, 1075-1080, 1975.
- Kelleher J.A., "Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions". *J. Geophys. Res.*, 77, 2087-2103, 1972.
- Kelleher J., L. Sykes and J. Oliver, "Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean". *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585, 1973.
- Lay T. and H. Kanamori, "Earthquake doublets in the Salomon Islands". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 283-304, 1980.
- Lemke R.W., E. Dobrovolny, L.S. Alvarez and F.O. Ortiz, "Geologic and related effects of the Taltal earthquake, Chile, of December 28, 1966". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 851-859, 1968.
- Lomnitz C., "Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955". *Geol. Rundsch.*, 59, 938, 1970.
- Madariaga R., "Dynamics of an expanding circular fault". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 163-182, 1976.
- Madariaga R., "Implications of stress-drop models of earthquakes for the inversion of stress-drop from seismic observations". *Pageoph.*, 115, 301-316, 1977.
- Minster J.B., T.H. Jordan, P. Molnar, E. Haines, "Numerical modelling of instantaneous plate tectonics". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 36, 541-576, 1974.

- Montessus de Ballore F., "Historia sismica de los Andes Meridionales". Ed. Barcelona, Santiago, Chile, 1916.
- Pascal G., B.L. Isacks, M. Barazangui and J. Dubois, "Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc". *J. Geophys. Res.*, 83, 4957-4873, 1978.
- Sacks I.S., "Inter-relashionships between volcanism, seismicity and anelasticity in Western South America". *Tectonophysics*, 33, 131-139, 1977.
- Snoke A., S. Sacks and D. James, "Subduction beneath western America : evidence from converted phases". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 59, 219-225, 1979.
- Stauder W., "Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with Relation to subduction of the oceanic plate". *J. Geophys. Res.*, 78, 5033-5061, 1973.
- Stauder W., "Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity". *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1064, 1975.

