

Les tremblements de terre du Valais et la structure profonde de la Suisse

Autor(en): **Mercier, P.-A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **66 (1954-1957)**

Heft 287

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-274713>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les tremblements de terre du Valais et la structure profonde de la Suisse

PAR

P.-A. MERCIER

(Séance du 30 juin 1954)

Depuis 1946, le Valais a attiré sur lui l'attention des observateurs, d'abord par les deux grands tremblements de terre des 25 janvier et 30 mai 1946, puis par les nombreuses répliques, ressenties en Valais et dans les cantons voisins. L'année 1954 marque un regain d'activité sismique, avec deux secousses atteignant presque l'importance de celles de 1946 (19 mai et 29 juillet 1954).

Il ne faut pas en conclure que la séismicité de nos Alpes soit un phénomène récent ou exceptionnel. Les chroniques anciennes relatent de très nombreuses secousses, dont certaines ont dépassé l'intensité des paroxysmes de 1946, en particulier à Brigue en 1755 et à Viège en 1855 (MONTANDON, 1942).

La localisation de la plupart des foyers d'ébranlements récents dans la partie nord du Valais central, entre Sierre et Sion, montre que c'est actuellement là que les forces orogéniques sont les plus actives, ou du moins qu'elles rencontrent le plus de résistance. Il s'agit probablement du soubassement cristallin des Hautes Alpes calcaires et de son contact avec les nappes qui le recouvrent. On observe une migration du foyer principal au cours des années, de Brigue à Viège, puis à Sierre et Sion. Depuis 1946, il semble que le déplacement vers l'ouest continue, mais l'étude des grandes secousses de 1954 n'a pas encore été assez poussée pour que l'on puisse mesurer ce déplacement.

Les répliques forment comme un essaim entourant plus ou moins le foyer principal, se déplaçant avec lui et se dispersant sans ordre apparent autour de lui.

Les paroxysmes de 1946 ont été enregistrés dans un grand nombre de stations sismologiques du continent. Ils ont pu de ce fait être étudiés à l'échelle européenne, et divers auteurs y ont déjà consacré des publications intéressantes (СТОУКО, 1946 ; REICH, 1947). Les nombreuses répliques de ces séismes (plus

de 500 en 1946 seulement) n'avaient encore été étudiées que très partiellement, soit par WANNER (1948, 1950), soit par OULIANOFF (1948).

Le but du travail qui est résumé ici est de rechercher les renseignements géologiques que l'on peut tirer de la documentation considérable que représentent les observations de l'ensemble des secousses de la région valaisanne.

Les documents examinés sont soit les résultats des enquêtes macroséismiques, permettant de déterminer la région épicertrale où l'ébranlement fut le plus fort, soit les enregistrements microséismiques réalisés dans les quatre observatoires suisses, et pour quelques cas privilégiés, dans la région épicertrale. Ces enregistrements permettent de déterminer au dixième de seconde près l'instant d'arrivée des diverses ondes, et parfois de différencier plusieurs arrivées d'ondes longitudinales *Primae* que l'on abrège par P, et d'ondes transversales *Secundae* que l'on abrège par S.

Ces dédoublements sont dus au fait que, soit les ondes P, soit les ondes S, peuvent utiliser des cheminements différents pour se rendre du foyer à l'observatoire. La majeure partie de l'énergie se propage dans la couche granitique profonde ; c'est la voie normale prévue dans toutes les tables de calculs. Nous l'appelons cheminement 2, donnant les ondes P_2 et S_2 .

Une partie de l'énergie sismique descend plus profondément, jusqu'à une couche dont les constantes élastiques permettent une propagation plus rapide. Si la distance à parcourir est assez grande, la vitesse de transmission plus élevée permet à l'onde d'arriver à l'observatoire avant l'onde granitique 2. C'est pour cette raison que je lui ai donné l'indice 1 (P_1, S_1).

Une troisième fraction de l'énergie emprunte les couches sédimentaires sur une partie du trajet, et arrive de ce fait après l'onde granitique. Je lui ai attribué l'indice 3 (P_3, S_3). Mais ces arrivées ne se marquent nettement sur les séismogrammes que si elles ont une énergie suffisamment grande par rapport à celle de l'onde granitique. Je n'ai pu les identifier que sur des enregistrements effectués à Neuchâtel. M. WANNER en a observé à Zurich, provenant de tremblements de terre des Grisons. Je n'ai par contre pas pu identifier d'onde 1 à Neuchâtel, car cet observatoire est trop près du Valais pour que l'onde profonde puisse devancer l'onde granitique. Je n'ai donc trouvé au maximum que quatre arrivées d'ondes à chaque observatoire, correspondant à Neuchâtel à P_2, P_3, S_2, S_3 , et pour les trois autres stations de Bâle, Zurich et Coire à P_1, P_2, S_1, S_2 . L'interprétation de ces quatre impétus ou émergio

est relativement aisée lorsque les quatre sont nettement enregistrés, mais lorsque un ou deux sont douteux ou manquent, l'identification devient incertaine, si l'on ne recourt à des critères de contrôles.

Pour vérifier que chaque paire de P et de S observée correspond bien à deux ondes ayant suivi le même cheminement, j'ai calculé pour chacune l'heure origine (H_0). Il se trouve que ce calcul est indépendant des vitesses de propagation des ondes, ainsi que des distances parcourues, lorsqu'on le fait à partir de la différence des temps de parcours S-P. L'heure origine, qui marque l'instant où s'est produit le choc ou la rupture au foyer du séisme, devrait être trouvée la même à partir de toutes les paires P et S, arrivant à tous les observatoires. Les imperfections des enregistrements et, probablement, les inhomogénéités du sol diminuent la rigueur théorique de ce calcul, mais lui laissent une bonne valeur de contrôle, la dispersion anormalement grande des H_0 calculées indiquant des erreurs d'identification. Parfois ces erreurs ont pu être corrigées avec certitude ; sinon les observations incriminées ont été rejetées.

Pour déterminer à quel cheminement correspond chaque paire identifiée, j'ai supposé que dans chaque cas l'onde principale, arrivant avec le maximum d'énergie à l'observatoire, est l'onde granitique. J'ai calculé les distances épacentrales d'après les différences des temps d'arrivées des ondes P et S et reporté ces distances sous forme d'arc de cercle sur une carte au 1 : 300 000. Les triangles ou quadrilatères curvilignes ainsi obtenus déterminent l'épicentre de chaque séisme, avec une précision qui est fonction de leurs dimensions. Ne sachant pas quelle vitesse adopter pour la transmission de cette onde principale, j'ai effectué les calculs et dessins pour des vitesses proposées par divers auteurs, et j'ai comparé les épacentres ainsi déterminés aux épacentres connus macroséismiquement, ou déterminés par des observations dans la région épacentrale.

Trente-six séismes ont permis ce contrôle et ont montré que les phases principales observées à Coire correspondent parfaitement à des ondes granitiques se propageant selon les vitesses adoptées par MOHOROVICIC (1925). Ces vitesses donnent des distances trop grandes d'environ 2 % pour les observations faites à Zurich et à Bâle. A Neuchâtel les tables de MOHOROVICIC donnent, pour l'onde principale, des distances trop grandes d'environ 8 %. Ce désaccord, et d'autres raisons qui sont exposées plus loin, montrent que l'onde arrivant à Neuchâtel avec

TABLEAU I

Distances épacentrales *réelles* et calculées

d'après les tables de Mohorovicic (1925) pour les séismes d'épicentres connus, présentant deux arrivées d'ondes nettes à Neuchâtel					
Observatoires de Trains d'ondes	Neuchâtel		Bâle	Zurich	Coire
	P ₂ S ₂	P ₃ S ₃	P ₂ S ₂	P ₂ S ₂	P ₂ S ₂
<i>Dates et épicentre</i>					
<i>Sion</i>					
	90		146	156	179
1931 avril 23 12 h. 06	87	95	—	166	188
1931 août 8 1 h. 58	81	82	—	156	201
<i>Wildhorn</i>					
	78		132	145	174
1937 nov. 15 2 h. 47	85	93	135	139	159
1938 oct. 21 3 h. 16	83	92	141	147	167
1945 nov. 10 7 h. 40	94	99	130	141	157
<i>Crans 3</i>					
	87		136	142	165
1946 févr. 10 9 h. 11	78	92	131	138	159
<i>Louèche-les-Bains</i>					
	85		128	130	154
1947 juill. 16 5 h. 15	83	88	133	148	—
<i>Randogne</i>					
	87		137	143	165
1947 juill. 28 2 h. 18	84	96	138	143	—
1948 nov. 6 19 h. 34	80	92	137	144	154
<i>Montana-Lenk</i>					
	75		125	135	165
1949 oct. 5 16 h. 54	77	88	136	155	—
<i>Montana</i>					
	87		138	144	167
1948 nov. 29 16 h. 27	88	99	135	145	159
1951 juin 20 1 h. 24	79	96	138	146	176
1952 mai 9 8 h. 02	87	95	143	154	176
Erreur moyenne (valeur algébrique)					
	—0,5 %	+9,6 %	+1,7 %	+2,8 %	—0,9 %

le maximum d'énergie est trop lente pour être interprétée comme une onde granitique, que celle-ci doit arriver avant. 13 des 36 cas utilisés présentant un dédoublement net à Neuchâtel, j'ai essayé d'interpréter l'onde plus faible, arrivant la première comme une onde granitique. Le tableau I donne le résultat très concluant de cet essai. Il suffit à montrer le bien-fondé de l'interprétation en apparence illogique que je propose, en mettant en parallèle l'onde arrivant la première à Neuchâtel avec les ondes 2 des autres stations. Un autre argument décisif pour cette interprétation est fourni par le calcul du temps de parcours qu'aurait une onde arrivant à Neuchâtel par le cheminement 1, qui est déterminé plus loin comme un passage par la couche intermédiaire des séismologues. Cette onde théorique arrive une demi à une seconde plus tard que l'onde granitique ; son inscription se perd dans celle de cette dernière, qui est plus intense. Un troisième argument réside dans la comparaison des enregistrements de Neuchâtel avec ceux des autres observatoires suisses : les phases dédoublées y sont séparées par des intervalles de temps plus longs et les amplitudes y sont moins différentes.

En effectuant les mêmes calculs avec des hypothèses de vitesses de transmission proposées par d'autres auteurs, on arrive à des distances en général trop grandes, donnant des erreurs moyennes plus fortes que celles obtenues par les tables de MOHOROVICIC. Le tableau II permet de comparer les résultats obtenus en calculant les séismes du tableau I au moyen des tables qui donnent les meilleurs résultats.

TABLEAU II

Erreurs moyennes obtenues en calculant les séismes du tableau I					
d'après les hypothèses de vitesses de :	pour les ondes arrivant aux observatoires				
	Neuchâtel		Bâle	Zurich	Coire
	P ₂ S ₂	P ₃ S ₃	P ₂ S ₂	P ₂ S ₂	P ₂ S ₂
Mohorovicic (1925)	-0,5 %	9,6 %	1,7 %	2,8 %	-0,9 %
Caloi (1939)	-1,3 %	9,4 %	3,3 %	4,4 %	0,9 %
Joliat (1931)	5,4 %	16,2 %	8,3 %	9,5 %	5,9 %
Jeffreys (1937)	7,0 %	18,6 %	8,4 %	9,7 %	5,5 %

Les vitesses proposées par CALOI (1939) pour l'Italie du Nord sont presque analogues à celles trouvées par MOHOROVICIC. Les tables de JOLIAT (1931) et de JEFFREYS (1937) sont basées sur des vitesses trop fortes pour notre pays.

Ce tableau II justifie le choix fait en basant mes calculs sur les tables de MOHOROVICIC. Il montre d'autre part que le choix des ondes arrivant les premières comme ondes 2 à Neuchâtel ne dépend pas des tables utilisées, mais que pour chacune d'elles, la même conclusion s'impose.

Les ondes P_1 et S_1 ont nettement les caractères d'ondes ayant cheminé dans des couches plus profondes que la zone granitique. J'ai tenté de les assimiler aux ondes plus rapides observées par MOHOROVICIC, et les ai interprétées comme passant au-dessous du socle continental, dans le Sima. Comme dans tous les calculs analogues, la profondeur des foyers d'ébranlements intervient fortement, favorisant l'onde passant par la couche profonde. Cette profondeur a été calculée pour quelques cas par WANNER (1950) sur la base d'enregistrements effectués en 1946 dans la région épacentrale. Elle est connue avec certitude pour les deux explosions des dépôts de munitions du Blausee (19 décembre 1947). 6 des cas déterminés par WANNER présentent des ondes P_1 ou S_1 suffisamment nettes pour permettre un calcul de la profondeur hypocentrale. Les tables de MOHOROVICIC donnent par interpolations des profondeurs variant entre 43 et 47 km, alors que WANNER situe les foyers correspondants entre 2 et 6 km. Les explosions du Blausee donnent des résultats tout aussi discordants : L'interprétation des dédoublements observés comme étant dus au passage d'une partie de l'énergie dans le Sima nécessite des foyers profonds de 46 et 48 km. Sans dévoiler de secret militaire, on peut affirmer que les dépôts de munitions ne se trouvaient pas à une telle profondeur, et conclure des 8 cas examinés que les ondes P_1 et S_1 observées à Bâle, Zurich et Coire ne correspondent pas aux ondes rapides étudiées par MOHOROVICIC.

D'autres auteurs ont étudié des ondes plus rapides que les ondes cheminant dans le socle granitique. Mais aucune des tables de propagation des ondes que j'ai examinées ne correspond bien à nos P_1 et S_1 . Ce fait s'explique par la structure particulière de notre pays, parce que notre continent s'épaissit sous les Alpes, et que les couches rocheuses qui le forment ne sont pas horizontales. J'ai donc dû renoncer à employer des tables de propagation toutes faites et effectuer les calculs moi-même.

Constatant que parmi toutes les tables de propagations examinées, ce sont celles correspondant à la couche intermédiaire qui donnent les résultats s'approchant le plus des P_1 et S_1 observées, j'ai admis que ces ondes étaient dues à cette couche, pour laquelle la vitesse des ondes P est environ de

7,0 km/seconde. J'ai négligé l'augmentation graduelle de la vitesse avec la profondeur, car les profondeurs envisagées sont faibles, et l'erreur que cette simplification entraîne est certainement inférieure à celle qui provient des incertitudes subsistant quant à la forme exacte de la limite des couches intermédiaire et granitique.

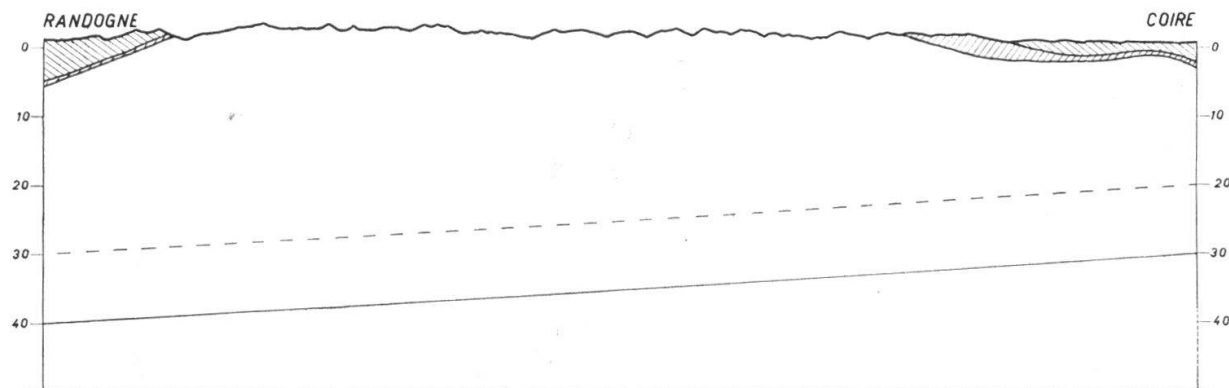
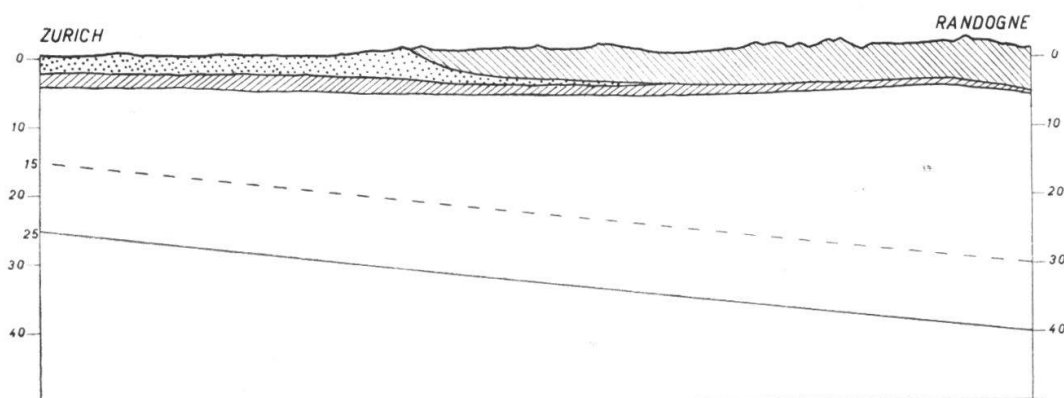
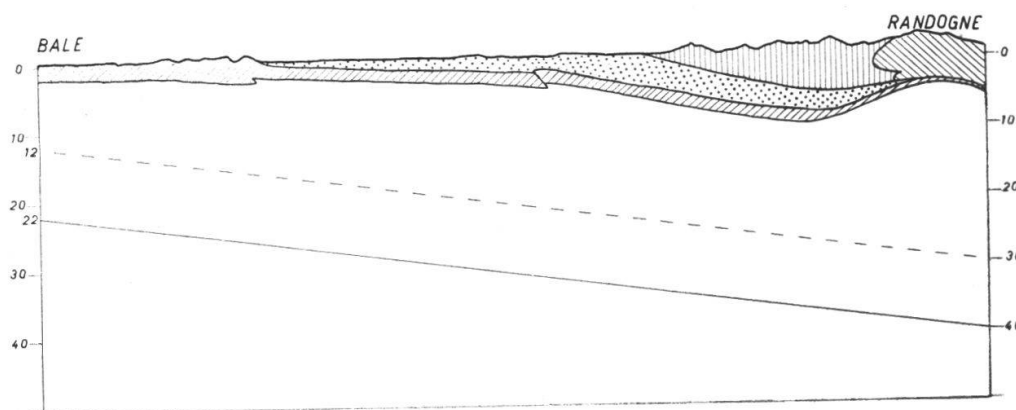
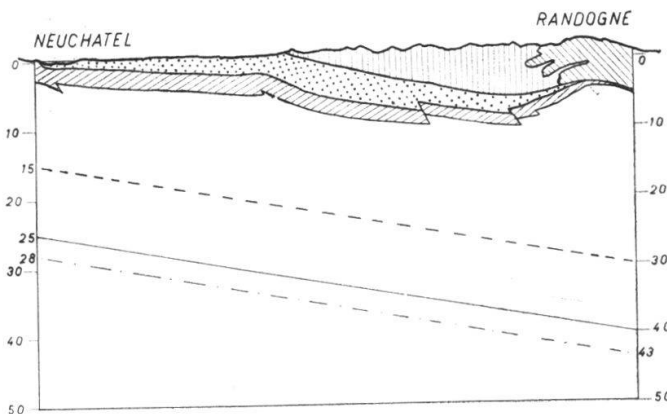
A défaut de données précises, cette limite est supposée rectiligne et parallèle à la base du continent, c'est-à-dire à la limite Sial-Sima. J'ai adopté pour épaisseur du socle continental sous les observatoires suisses, et sous le Valais central, des valeurs déduites par interpolation des profils publiés par SALONEN (1932), basés sur les mesures gravimétriques de NIETHAMMER.

Ensuite j'ai cherché par tâtonnements quelle épaisseur attribuer à la couche intermédiaire ainsi définie pour que les ondes qui y passent arrivent aux observatoires avec des avances sur les ondes granitiques directes égales aux avances observées entre les P_1 et les P_2 . Ce calcul n'a pu être fait pour des cas particuliers, car aucun de ceux dont la profondeur du foyer est connue ne montre un dédoublement net aux quatre stations d'enregistrements.

Les avances moyennes des ondes P_1 sur les ondes P_2 pour chaque observatoire, ont été établies en tenant compte du plus grand nombre de valeurs possible, ce qui donne les moyennes suivantes : Bâle 1,2 sec., Zurich 1,4 sec., Coire 2,1 sec.

D'après ces valeurs j'ai calculé l'épaisseur à donner à la couche intermédiaire, pour des profondeurs successives du foyer de 0, 5, 10 et 15 km. Les calculs donnent respectivement 14, 12, 9 et 6 km. En prenant une profondeur moyenne des foyers de 7,5 km, on obtient une couche de 10 km. C'est la valeur qui semble la plus probable et qui a été reportée sur les coupes (fig. 1). J'ai choisi comme origine des coupes le village de Randogne, qui est le centre moyen des tremblements de terre utilisés. Les couches sédimentaires ont été dessinées en s'inspirant des coupes de divers auteurs et en choisissant celles qui leur donnent le plus d'importance. Malgré cela, leur épaisseur semble bien faible par rapport à la masse du granit, et l'on comprend que l'énergie qu'elles peuvent amener aux observatoires soit en général insuffisante pour faire ressortir les P_3 et S_3 , alors que l'agitation des P_2 et S_2 n'est pas encore calmée.

La couche intermédiaire a aussi été représentée sur la coupe aboutissant à Neuchâtel, quoique l'on n'ait pas d'indication à son sujet dans cette direction. Un niveau plus pro-



- Base du Sial d'après SALONEN.
- - - - - Limite supérieure probable de la couche intermédiaire.
- · - · - Miroir provoquant les $P_3 S_3$ à Neuchâtel.

fond a été figuré en traits-points sur cette même coupe ; il représente approximativement un miroir donnant par réflexion les ondes P_3 et S_3 . Mais cette explication ne peut rendre compte de la grande énergie de ces ondes. Il faut donc accepter la seule autre interprétation possible, savoir que ces ondes ont partiellement cheminé dans les terrains sédimentaires, probablement depuis le centre des Préalpes, si avec ROTHÉ (1948) on donne aux terrains sédimentaires une vitesse de transmission moyenne de 4,4 km/seconde pour les ondes P.

J'ai essayé de tirer parti des pentes et des azimuts d'émergence des ondes à leur arrivée aux observatoires. Ces angles sont faciles à calculer, les quatre observatoires suisses étant dotés de séismographes enregistrant simultanément 2 composantes horizontales perpendiculaires entre elles et la composante verticale. On peut ainsi reconstituer les mouvements relatifs du sol par rapport à la masse inerte du séismographe. Les ondes P vibrant longitudinalement, les impétus P indiquent par leurs 3 composantes les directions de propagation des ondes séismiques. Les 2 composantes horizontales donnent l'azimut d'arrivée de l'onde, d'où l'on peut déduire la position du foyer (GUYOT, 1937) en connaissant la distance parcourue par les ondes, facile à estimer d'après la différence des temps d'arrivée des ondes P et S. Ce calcul est fait dans les observatoires aussi souvent que possible, pour situer en première approximation les régions ébranlées. Pour estimer la précision que ce procédé donne dans des cas de séismes peu importants comme la grande majorité de ceux du Valais, j'ai comparé les azimuts d'arrivées calculés dans les observatoires aux azimuts théoriques déduits des positions des épicentres, soit connus macro-séismiquement, soit situés d'après les méthodes de calcul exposées dans les pages précédentes.

J'espérais que cette comparaison entre les azimuts d'arrivées observés et les azimuts théoriques mettrait en évidence des anomalies de transmission des ondes. Mais, comme on le verra plus bas, les observations sont trop peu nombreuses et trop imprécises pour permettre des conclusions.

Voici les résultats de cette comparaison pour l'observatoire de Neuchâtel (qui fournit le plus de données) :

Dans 3 cas, il y a accord à un degré près. Dans 10 cas les azimuts déduits des enregistrements sont plus grands que les azimuts théoriques, et dans 21 cas ils sont plus petits. Les écarts positifs ont une valeur moyenne de 8° et les négatifs de 11° . La dispersion des résultats semble normale dans l'ensemble et la précision moyenne peut être fixée à plus ou moins

10°. Cette précision est naturellement variable suivant l'amplitude et la netteté des enregistrements, mais 10° correspondent bien à la marge d'erreur normale prévue dans le dépouillement des séismogrammes. Or, à une distance de 100 km, une erreur de 10° correspond à un déplacement de 17 km. Cette large marge d'erreur a fait rejeter l'emploi des azimuts d'arrivée des ondes pour la détermination des épicentres.

Les azimuts 60° et 240° recueillent des ondes qui devraient arriver sous des angles plus petits. Ils représentent approximativement la direction des plis du Jura à Neuchâtel... mais il est difficile de conclure qu'il s'agit d'un cas de réfraction des ondes dans le plan horizontal, lorsqu'on ne possède que 6 observations.

Les 8 cas se présentant sous un azimut de 160° devraient aussi arriver sous des angles légèrement plus petits, mais les différences sont bien faibles et j'hésite à leur attribuer une signification tectonique.

Les autres directions d'arrivées à Neuchâtel ne présentent pas d'anomalies remarquables.

D'après CALOI (1934) la profondeur hypocentrale peut être calculée en utilisant la résultante des composantes horizontales et la composante verticale, mais les résultats obtenus sont encore moins précis que les résultats précédents, les phénomènes de réfraction jouant un très grand rôle, soit au passage d'une couche à une autre, soit simplement en fonction de la profondeur de transmission. Nous n'avons de ce fait pas pu tirer de résultat de cette méthode.

En résumé, les résultats positifs de cette étude sont d'une part le choix des vitesses proposées par MOHOROVICIC, correspondant le mieux à la transmission des ondes dans le socle granitique de notre pays, d'autre part l'identification d'ondes, soit plus rapides, ayant passé dans la couche intermédiaire sous-jacente au granit, soit plus lentes, utilisant partiellement les terrains sédimentaires.

L'étude systématique des cas présentant ces ondes particulières, qui devra être poursuivie et étendue à l'ensemble des séismes d'origine suisse, et peut-être même à des séismes d'origine plus lointaine, permettra de préciser les grands traits de la structure profonde de notre pays, que cette première étude n'a pu qu'esquisser.

BIBLIOGRAPHIE

- CALOI, P., 1934. — Calcolo delle profondità ipocentrali in funzione della distanza epicentrale e dell'angolo d'emergenza delle onde P. *La Ricerca Scient.*, 5, n° 3-4.
- 1939. — Tempi di tragitto per terremoti ad origine vicina. *La Ric. Scient.*, 10, n° 5, pp. 388-397.
- GUYOT, E., 1937. — L'étude des séismogrammes. *Bull. Soc. Neuch. S. N.*, 62, pp. 157-184.
- JEFFREYS, H., 1937. — Table for the near Earthquake Pulses. Newport.
- JOLIAT, J.-S., 1931. — Tentative Tables of Travel Times for Near Earthquakes. St-Louis Univ.
- MOHOROVICIC, A., 1925. — (Table de), *Publications du Bur. centr. séismol. U. G. G. I.*, Série A (travaux scient.), fasc. 3.
- MONTANDON, F., 1942. — Les séismes de forte intensité en Suisse. *Revue p. l'étude des calamités*, 5, n° 18-19, 1942; 6, n° 20, 1943.
- OULIANOFF, N., 1948. — Analyse séismique des noyaux basiques des massifs granitiques Mont-Blanc - Vosges et Aar - Forêt Noire. *Bull. SVSN*, 64, pp. 117-131 et *Bull. Labor. Géol. Min. Géoph.*, n° 91, Lausanne, 15 p.
- REICH, H., 1947. — Seismische Probleme im Alpenvorland. *Verhdlg. geol. Bundesanst. Oesterr.*, n° 1-3, pp. 55-56.
- ROTHÉ, J.-P., 1948. — Comptes rendus des séances de la 8^e Conférence Oslo 17-18.8.1948. *Assoc. de séismol. UGGI cr*, n° 9.
- SALONEN, E., 1932. — Ueber die Erdkrustendicke und isostatische Kompensation in den schweizer Alpen. — *Ann. Ac. sc. Fennicae*, Ser. A, 37.
- STOYKO, N., HURBLAIN, G., MAYNARD, A., BIDAULT DE L'ISLE, G., 1946. — Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Astr.* 60, pp. 26-28.
- WANNER, E., 1948. — Ueber den Tiefgang der Alpenfaltung. *Eclogae*, 41, n° 1, pp. 125-134.
- WANNER, E., GRÜTTER, M., 1950. — Etude sur les répliques du tremblement de terre du Valais de 1946-1950. *Bull. de la Murithienne*, Fasc. LXVII, pp. 23-42.
-