

**Zeitschrift:** Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles  
**Herausgeber:** Société Vaudoise des Sciences Naturelles  
**Band:** 64 (1948-1950)  
**Heft:** 272

**Artikel:** Analyse séismique des noyaux basiques des massifs granitiques Mont-Blanc-Vosges et Aar-Forêt Noire  
**Autor:** Oulianoff, Nicolas  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-273961>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 21.12.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

**Analyse séismique des noyaux basiques  
des massifs granitiques  
Mont-Blanc - Vosges et Aar - Forêt Noire**

PAR

*Nicolas OULIANOFF*

(Séance du 30 juin 1948)

En 1947, j'ai publié quelques résultats de mes études entreprises en relation avec le séisme du 25 janvier 1946 qui avait affecté le Valais, en Suisse.

Une enquête détaillée dans de nombreuses localités, ainsi que des recherches sur le terrain, ont été encore complétées par l'analyse de plusieurs séismogrammes des répliques du choc principal, séismogrammes enregistrés par les stations de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire.

Parmi les conclusions exposées dans mon précédent travail (1) je relève ici, en particulier, les suivantes :

1. La région épiscopentrale avait été fixée avec beaucoup de précision, de sorte que les distances entre l'épicentre et les quatre stations séismographiques sont connues à un ou deux kilomètres près (voir fig. 1).

2. L'hypocentre se trouvait à une profondeur de quelque 5 à 10 kilomètres.

3. Les séismogrammes de toutes les stations avaient enregistré diverses vibrations séismiques. En utilisant la nomenclature de WIECHERT (2) j'ai désigné, dans mon travail cité plus haut, par les symboles  $P_3$ ,  $P_2$  et  $S_2$ , les ondes nettement identifiables sur chacun des enregistrements faits dans de bonnes conditions. En considérant les amplitudes, on est bien forcé d'admettre que  $P_2$  et  $S_2$  sont, sur les séismogrammes, les débuts des vibrations déterminées par les ondes primaires de même que par les ondes secondaires qui ont traversé la partie supérieure de la croûte terrestre. Ce sont les ondes que E. ROTHÉ (3, note infrapaginale à la p. 6) appelle uniformes, « par opposition à celles qui sur leur trajet subissent des réfractions ».

D'après la notation de MOHOROVICIC (4) ces ondes seraient  $\bar{P}$  et  $\bar{S}$  ou encore  $P_g$  et  $S_g$ , si l'on utilise la nomenclature de JEFFREYS (5).

Alors, le premier impetus  $P_3$ , pourrait être la manifestation d'une onde longitudinale qui aurait subi, sur son trajet, des réfractions, ayant passé, partiellement, par le Sima. Ce  $P_3$  serait alors  $P_n$ , d'après les nomenclatures courantes.

Essayons de contrôler cette hypothèse relative aux ondes  $P_3$  ( $P_n$  ?) de nos séismogrammes.

Supposons que la profondeur de l'hypocentre n'est pas grande. Admettons connues les vitesses de propagation dans le Sima et dans la partie supérieure du Sial. Nous pourrions alors calculer l'épaisseur du Sial, la différence des temps d'arrivée au séismographe des ondes  $P_n$  et  $P_g$  étant connue.

En partie, ces données ne sont qu'approximatives. Les petites distances entre le foyer et les séismographes autorisent d'admettre que les rayons séismiques restent rectilignes dans chacun des milieux qu'ils traversent.

La position de l'épicentre étant établie avec une assez grande précision (1), de ce fait les distances entre l'épicentre et les stations d'enregistrement nous sont aussi connues. D'autre part, les arguments que j'ai développés par ailleurs (1) donnent suffisamment de raisons de considérer que l'hypocentre se trouve à une profondeur approximative de 10 km. Cette faible profondeur du foyer permet de négliger la différence entre les distances : hypocentre-séismographe et épicentre-séismographe. De même, les quelques insignifiantes différences d'altitude des stations de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire n'entrent pas en ligne de compte.

En tenant compte de ces données, de la différence des temps correspondant à  $P_g$  et à  $S_g$ , lue sur les séismogrammes et du rapport  $V_{P_g} : V_{S_g} = 1,67$  (6), j'ai calculé les vitesses apparentes  $V_{P_g}$ , dans la zone dite granitique, pour chacune des quatre directions. Elles s'expriment par les chiffres suivants correspondant aux directions de :

Neuchâtel	5,78 km/sec
Bâle	5,60 km/sec
Zurich	5,02 km/sec
Coire	5,20 km/sec

J'ai désigné ces vitesses comme apparentes. En effet, la couche dite granitique est le plus souvent recouverte de roches sédimentaires, dont l'épaisseur peut être évaluée, dans notre cas, à quelque 3 ou 5 km. Cette couverture sédimentaire ne

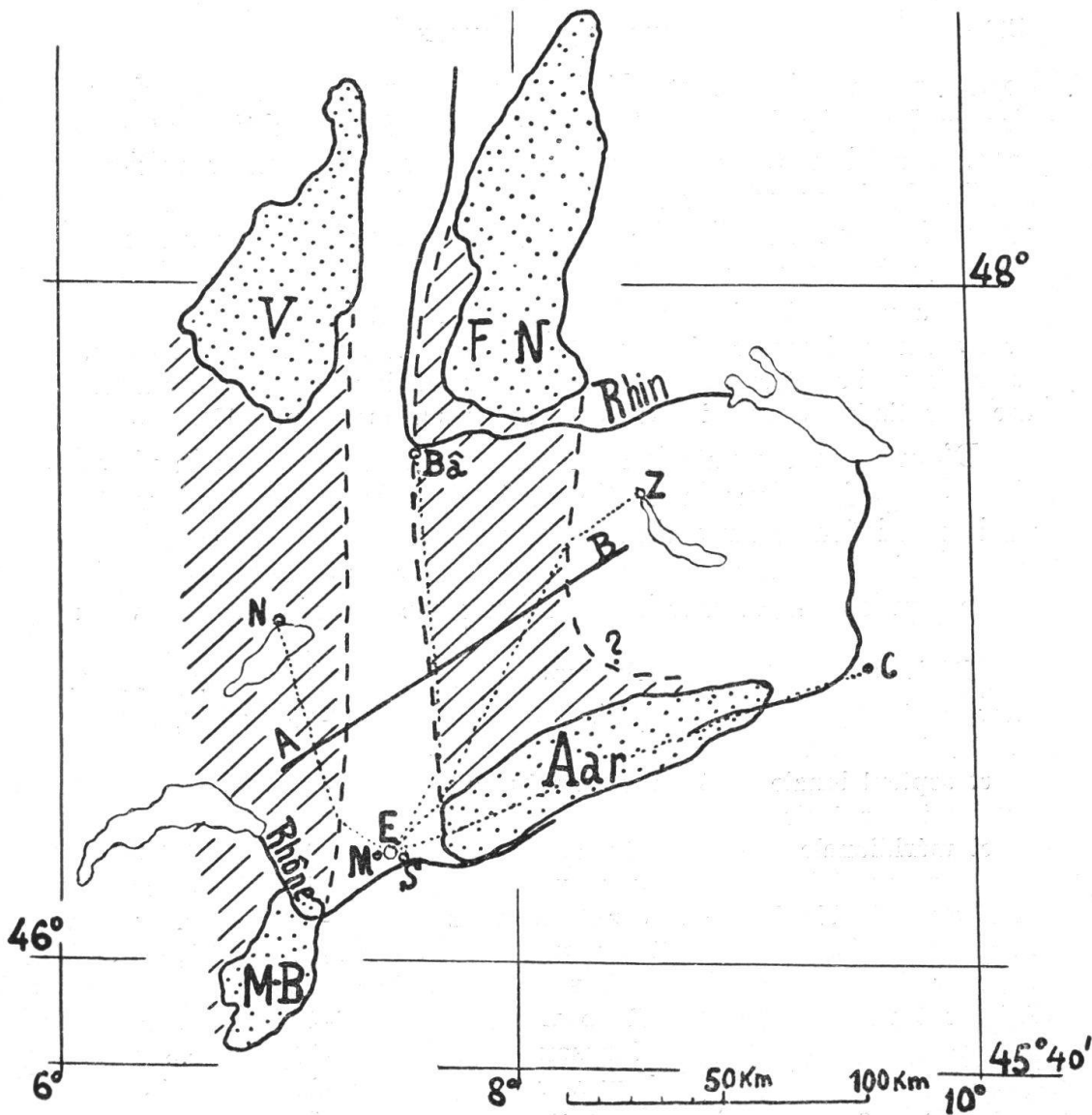


FIG. 1. — Carte de la région suisse à laquelle se rapporte l'étude du séisme du 25 janvier 1946. *E* = épicentre, *S* = Sierre, *M* = Montana, *N* = Neuchâtel, *Bâ* = Bâle, *Z* = Zurich, *C* = Coire, *M.-B.* = massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, *Aar* = massifs de l'Aar et de Gastern, *V* = massif des Vosges, *F.N.* = massif de la Forêt Noire, *A-B* = trace du profil représenté sur la fig. 6.

Les surfaces recouvertes de *pointillé serré* correspondent aux quatre massifs granitiques affleurant à la surface de la terre.

La *hachure* indique approximativement les zones de liaison entre les quatre massifs granitiques. A la surface, elles sont invisibles, étant recouvertes par les formations du Secondaire, du Tertiaire et du Quaternaire.

Les lignes en *pointillé fin* représentent (schématiquement) le chemin des rayons sismiques entre le foyer du séisme et les stations sismographiques respectives de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire.

reste pas sans influencer légèrement la moyenne de la vitesse des ondes sismiques. D'autre part, il faut tenir compte de la composition et de la structure de la couche dite granitique.

K.-E. BULLEN, dans son excellent traité de séismologie, paru récemment (14), s'exprime ainsi au sujet de la structure de la croûte terrestre :

« It appears, that in several regions of the Earth at least there are below the sedimentary layers (wich may have a total thickness up to a few kilometres) a limited number of layers whose bondaries are essentially concentric with the outer surface » (p. 162).

D'après les constatations faites par divers auteurs, la vitesse de propagation dans la partie supérieure de la croûte terrestre varie considérablement d'une région à une autre. Le « Handbook of Physical Constants » (7) cite les vitesses suivantes qui correspondent à la partie supérieure de la croûte terrestre :

Régions	Auteurs	Profondeurs en km	Vitesse des ondes primaires en km/sec
New England	LEET	0-16	6,13
Californie centrale et septentrionale	BYERLY et WILSON	1-13	5,6
Californie centrale et méridionale	BYERLY	0-9	5,61
Californie méridionale	GUTENBERG	0-14	5,55
Allemagne du Nord	BROCKAMP et WOELCKEN	0-8	6,0
Allemagne du Sud	GUTENBERG	0-30	5,6
Balkans	LEE	1-13	5,5
Asie centrale	ROZOWA	0-20	5,54
Japon	HODGSON	0-16	6,3
Japon	MATUZAWA	0-20	5-5,5
Nouvelle Zélande	BULLEN	0-9	5,0

D'après une toute récente étude (21) la vitesse de propagation dans la couche dite granitique du massif de la Forêt-Noire serait de 5,63 km/sec.

JEFFREYS a calculé la moyenne pour la planète entière : il obtient 5,57 km/sec comme vitesse des ondes primaires dans la couche entre la surface de la terre et le niveau situé à 15 km de profondeur. Cependant, ce sont justement les variations des valeurs enregistrées qui nous intéressent tout particulièrement. Elles proviennent de la grande complexité de la couche dite granitique. Et cette complexité elle-même est causée par l'intervention des mouvements tectoniques. C'est le cas des régions que j'ai caractérisées comme complexes à *tectoniques superposées avec des lignes directrices croisées* (15). Souvent, dans ces complexes, on constate encore la manifestation de ce que j'ai dénommé *tectonique rajeunie* (16).

Nous pouvons admettre que, dans les grandes profondeurs,

les plans de séparation des diverses zones sont parallèles à la surface horizontale. Mais au fur et à mesure que nous nous approchons de la surface de la terre la position de ces zones successives diffère de plus en plus de l'horizontalité et leur composition devient plus complexe. Dans la partie supérieure de la croûte terrestre, les plans de séparation des diverses formations sont souvent en position verticale. Cela résulte des efforts orogéniques qui ont autrefois affecté les aires correspondantes de la croûte terrestre et ont créé aussi les zones des « racines de montagnes » (17).

BULLEN, dans son livre cité plus haut dit également que « the allowance is not made for possible significant departures from horizontal layering » (14, p. 195).

Nous sommes trop habitués à voir, dans nombre de publications, des profils qui représentent la croûte terrestre, composée par la superposition des diverses couches horizontales parallèles à la surface idéale de la terre.

Dans ces conditions, les profils qui pivotent autour de l'épicentre sont considérés comme parfaitement identiques. Aussi, l'axe qui passe par l'épicentre et par l'hypocentre pourrait être désigné comme un axe de symétrie d'ordre infini. Mais de pareilles régions ne sont que des abstractions par lesquelles on cherche à simplifier la géométrie réelle, afin de rendre plus simple la représentation mathématique des phénomènes naturels.

Il existe, bien certainement, des régions qui sont caractérisées par la position parfaitement horizontale de toute une série de formations jeunes. Cependant, les sondages mécaniques effectués dans ces régions révèlent presque partout que les roches du soubassement, souvent métamorphiques, ont été antérieurement plissées et que leurs couches se trouvent, dans beaucoup de cas, en position verticale ou fortement inclinée. On conçoit facilement que toute cette structure géologique du soubassement ancien, caractérisée par l'existence des plis de schistes cristallins pincés entre les masses de roches granitiques, réagit sur les rayons séismiques, qui, réfractés, changent de direction dans le *plan horizontal*. Ainsi, le profil qui contient un rayon séismique reliant l'hypocentre avec le séismographe donné se trouve dans deux ou plusieurs plans verticaux.

Revenons à la nature du premier impetus enregistré par les séismogrammes.

Vu les données mentionnées plus haut, les calculs par la méthode graphique peuvent être d'une précision suffisante.

En effet, si l'on se reporte à la fig. 2, on voit sans difficulté les éléments qui composent l'équation fondamentale.

Le rayon séismique doit passer par deux milieux d'élasticité

différente. Sur la fig. 2, ces deux milieux sont désignés par le « Sial » (couche supérieure) et le « Sima » (soubassement). L'élasticité du Sima est plus grande que celle du Sial. Par conséquent, les rayons séismiques qui pénètrent du Sial dans le Sima, se rapprochent, dans la zone inférieure, du plan de séparation des deux milieux. Au cas où l'hypocentre (Hy) se trouve dans la couche du Sial, le séismographe situé en N recevra, si la distance EN n'est pas trop petite, deux chocs successifs des ondes primaires : l'un produit par le rayon qui cheminera uniquement dans le Sial (Hy N), l'autre déterminé par le rayon qui fera un détour pour utiliser le milieu du Sima, sur une partie de son parcours (Hy KLN).

Le temps que le premier rayon exige pour sa propagation, s'exprime par

$$\frac{\text{Hy N}}{V_{\text{Sial}}}$$

Le temps correspondant au second rayon s'exprime par

$$\frac{\text{Hy K}}{V_{\text{Sial}}} + \frac{\text{KL}}{V_{\text{Sima}}} + \frac{\text{LN}}{V_{\text{Sial}}}$$

Alors l'équation du temps se présentera sous la forme suivante :

$$T_{P_{\text{Sial}}} - T_{P_{\text{Sima}}} = \frac{\text{Hy N}}{V_{\text{Sial}}} - \frac{\text{Hy K}}{V_{\text{Sial}}} - \frac{\text{KL}}{V_{\text{Sima}}} - \frac{\text{LN}}{V_{\text{Sial}}} \dots (1),$$

où  $P_{\text{Sial}}$  et  $P_{\text{Sima}}$  sont les enregistrements sur le séismogramme des premiers chocs des ondes correspondantes.

$V_{\text{Sial}}$  étant plus petit que  $V_{\text{Sima}}$ , le rapport  $\frac{V_{\text{Sial}}}{V_{\text{Sima}}}$  détermine la valeur limite du *sinus* de l'angle d'incidence permettant au tronçon KL de rester parallèle à la surface qui sépare les deux milieux. Si ces deux vitesses de propagation sont connues, on pourra aussi trouver cet angle d'incidence ( $\alpha$ ).

Désignons par  $h$  l'épaisseur de la couche supérieure (Sial).

La longueur Hy K s'exprime alors par  $\frac{h - \text{Hy E}}{\cos \alpha}$ .

La longueur de NL aura pour expression  $\frac{h}{\cos \alpha}$ .

Quant au tronçon KL, sa longueur s'exprimera par la formule suivante :

$$[\text{NE} - h \text{tg } \alpha - (h - \text{Hy E}) \text{tg } \alpha]$$

Enfin, la distance Hy N sera représentée ainsi :

$$\sqrt{\text{NE}^2 + \text{Hy E}^2}$$

En introduisant toutes ces expressions dans l'équation (1), nous aurons :

$$T_{p_{\text{Sial}}} - T_{p_{\text{Sima}}} = \frac{\sqrt{NE^2 + Hy E^2}}{V_{\text{Sial}}} - \frac{h - Hy E}{\cos \alpha \cdot V_{\text{Sial}}} - \frac{NE - htg \alpha - (h - Hy E) tg \alpha}{V_{\text{Sima}}} - \frac{h}{\cos \alpha \cdot V_{\text{Sial}}} \dots (2)$$

Le calcul graphique fait à l'échelle où 1 mm représente 1 km, permet de lire les longueurs à 0,5 km près. La construction de l'angle  $\alpha$  se fait à 0°25 près, ce qui introduit une incertitude de 0,5 km pour une distance de 100 km.

Mais ces différences éventuelles sont complètement noyées dans l'imprécision qui provient de ce que la vitesse de propagation des ondes séismiques dans la couche inférieure nous reste pratiquement inconnue et que nous ne pouvons lui attribuer qu'une valeur très approximative.

Après avoir construit les angles  $Hy KL$  et  $NLK$ , nous prolongeons les lignes  $Hy K$  et  $NL$  jusqu'à leur point de rencontre  $D$ .

Appelons  $CA$  la surface de séparation entre le  $Sial$  et le  $Sima$  et désignons par  $X$  la ligne  $DA$ . Nous aurons alors l'équation du temps suivante :

$$T_{p_{\text{Sial}}} - T_{p_{\text{Sima}}} = \frac{Hy N}{V_{\text{Sial}}} - \frac{Hy D - X}{V_{\text{Sial}}} - \frac{AC}{V_{\text{Sima}}} - \frac{ND - X}{V_{\text{Sial}}} \dots (3)$$

Or, l'angle  $ADC$  étant égal à  $2\alpha$ ,

$$AC = 2X \cdot \sin \alpha,$$

et l'équation (3) prend sa forme définitive :

$$T_{p_{\text{Sial}}} - T_{p_{\text{Sima}}} = \frac{1}{V_{\text{Sial}}} (Hy N - Hy D - ND) + \frac{2X}{V_{\text{Sial}}} - \frac{2X \sin \alpha}{V_{\text{Sima}}} \dots (4)$$

La résolution de cette équation (4) nous donne la valeur de  $X$  et par suite celle de  $h$ .

Appliquons au profil de l'épicentre-Neuchâtel la méthode graphique de calcul (voir fig. 2).

La vitesse des ondes longitudinales dans la partie supérieure du  $Sima$  est égale, en moyenne, à 8 km/sec (7,18, 21).

La vitesse des ondes longitudinales qui correspond au profil de l'épicentre-Neuchâtel et à la couche dite granitique, est égale à 5,78 km/sec (voir plus haut).

Nous retenons le chiffre de 10 km pour la profondeur de l'hypocentre.



Le retard de  $P_g$  par rapport au premier impetus enregistré sur les séismogrammes de Neuchâtel s'exprime par 2,6 sec. Si nous supposons que ce premier impetus provient d'une onde dont la trajectoire comprend un tronçon situé dans la zone du Sima, cela nous permet de calculer l'épaisseur du Sial, ce dernier étant supposé pétrographiquement homogène.

En utilisant ces données numériques nous obtenons 12 km pour l'épaisseur du Sial, suivant le profil de Neuchâtel (voir fig. 2). Toutefois, ce chiffre ne peut être admis comme valable,

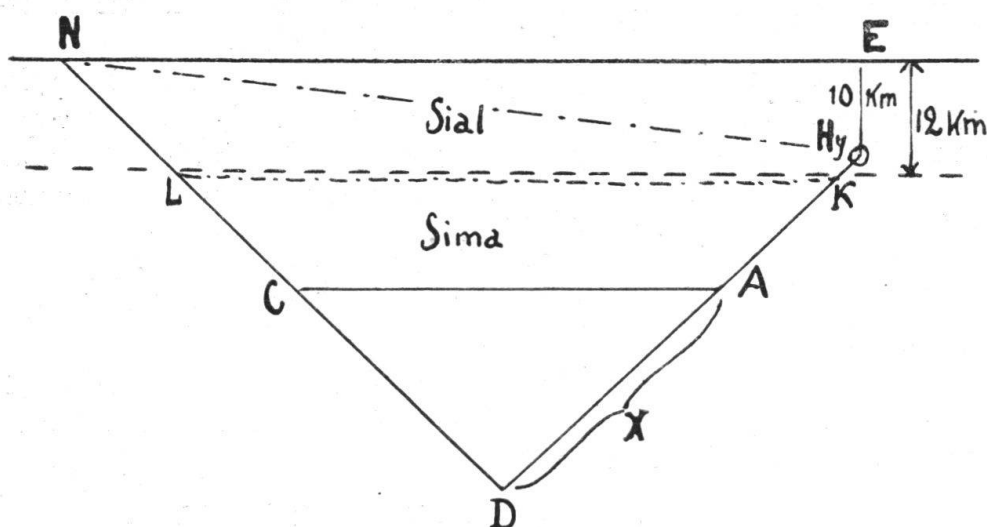


FIG. 2. — Construction qui permet de déterminer l'épaisseur du Sial suivant le profil de Neuchâtel, dans l'hypothèse que le Sial est homogène, que  $V_{Pg} = 5,78$  km/sec est valable dans toute sa masse, que  $V_{Sima} = 8$  km/sec et que la surface de séparation entre le Sial et le Sima est horizontale.

$E$  = épicentre,  $Hy$  = hypocentre,  $N$  = Neuchâtel.  $Hy D$ ,  $DN$ ,  $AC$  et  $X$  sont les lignes de construction. Les angles  $Hy-A-C$  et  $A-C-N$  dépendent des vitesses de 5,78 km/sec et de 8 km/sec.  $Hy-N$  = rayon séismique direct entre l'hypocentre et le séismographe ( $N$ ) se trouvant entièrement dans la zone granitique.  $Hy-K-L-N$  = rayon séismique réfracté, le tronçon  $K-L$  se trouvant dans le Sima. L'épaisseur du Sial qui résulte de cette construction est égale à 12 km.

car il est en contradiction évidente avec les résultats des mesures gravimétriques effectuées en Suisse sous la direction de MESSERSCHMID et NIETHAMMER (Commission géodésique de la Soc. Helv. Sc. Nat.).

HEISKANEN (8) et ensuite SALONEN (9) se basant sur les résultats de MESSERSCHMID et de NIETHAMMER ont calculé l'épaisseur du Sial sous les Alpes. Elle varie, d'après ces auteurs, entre 41 km sous les Alpes proprement dites et 25 km sous

l'avant-pays (voir fig. 5). On se décide indubitablement en faveur de la gravimétrie, devant ce désaccord entre les résultats des calculs séismiques et les estimations gravimétriques. Ainsi, nous arrivons à la conclusion que le premier impetus des séismogrammes ne peut être attribué à l'oscillation passée par le Sima.

Depuis que MOHOROVICIC (4) a découvert la possibilité de séparer le Sial du Sima, au moyen de l'analyse séismique, les recherches dans ce domaine ont été activement poursuivies par divers auteurs. CONRAD (19), JEFFREYS (10, 11), GUTENBERG (12), BYERLY (13) et d'autres encore ont établi l'existence d'une nouvelle couche, appelée couche intermédiaire et située entre la zone dite granitique et le Sima. Dans certains cas favorables au déchiffrement des séismogrammes, le fractionnement de la croûte terrestre en zones individualisées peut être poussé encore plus loin, comme l'a montré JEFFREYS.

« There are four intermediate layers between the granitic and lower layers... The notations  $P^*$  and  $S^*$  have been applied to waves in the upper two of these layers,  $P_Q$  to the next and  $P_x$  and  $S_x$  to the lowest, while  $P_n$  is probably the wave in the true lower layer, and the corresponding  $S_n$  has not been traced in near earthquakes » (11).

Les séismogrammes des répliques du tremblement de terre du 25 janvier 1946 ne permettent d'individualiser nettement, dans l'épaisseur de la croûte terrestre, que deux zones.

Chaque séismogramme commence par un impetus de très faible amplitude, rapidement suivi par une oscillation dont l'amplitude est sensiblement plus importante (voir fig. 3). Quelques secondes plus tard, viennent des ondes à amplitudes plus puissantes, les ondes secondaires. Les deux premières



FIG. 3. — Agrandissement d'une partie de l'enregistrement, par un séismographe de Zurich, de la composante verticale de la réplique du 24 février 1946.

phases appartiennent aux ondes qui se sont propagées : les unes ( $P_g$ ) dans l'enveloppe « granitique » et les autres ( $P^*$ ) dans la zone sous-jacente, zone dite intermédiaire.

Les moyennes suivantes des décalages entre les temps (T) d'arrivée des  $P^*$  et  $P_g$ , ont été constatées sur les séismogrammes des répliques enregistrées par les quatre stations suisses :

<i>Stations :</i>	<i>Distance épicentre-station :</i>	$TP_g - TP^*$
Neuchâtel	86,4 km	2,6 sec.
Bâle	135,7 km	1,3 sec.
Zurich	142,6 km	1,6 sec.
Coire	166,5 km	2,2 sec.

Nous avons déterminé ces moyennes en nous basant sur les mesures d'une série de séismogrammes. Les variations des résultats individuels s'expriment ainsi :

Neuchâtel (7 séismogrammes) :	2,6 sec; 2,6; 2,5; 2,7; 2,8; 2,6; 2,63.
Bâle (8 séismogrammes) :	1,4 sec; 1,2; 1,4; 1,4; 1,23; 1,2; 1,5; 1,4.
Zurich (3 séismogrammes) :	1,58 sec; 1,67; 1,62.
Coire (5 séismogrammes) :	2,1 sec; 2,3; 2,15; 2,2; 2,2.

Elles proviennent d'erreurs éventuelles de lecture des séismogrammes, ainsi que d'une certaine migration de l'hypocentre. Afin de réduire au minimum l'influence de ce dernier facteur, la sélection des séismogrammes a été faite en tenant compte des témoignages des effets macroséismiques lors des répliques correspondantes.

On voit, que le décalage entre les temps d'arrivée des phases  $P^*$  et  $P_g$  n'augmente pas avec la distance, ce qui serait normal dans le cas d'une structure homogène de la croûte terrestre (20). Cette anomalie ne peut s'expliquer autrement que par les variations de la profondeur à laquelle commence la zone intermédiaire, suivant chacune des quatre directions (22).

J'ai fait deux séries de calculs graphiques (voir fig. 2) en partant des deux hypothèses suivantes :

1. Les limites entre les différentes zones de la croûte terrestre sont considérées comme étant parfaitement horizontales.

2. Dans le second cas, il est tenu compte du gauchissement, sous les Alpes, de la limite entre le Sima et le Sial.

L'hypocentre est considéré se trouvant à une profondeur de 10 km, et la vitesse de propagation, dans la zone intermédiaire, est supposée égale à 7,5 km/sec.

Voici les résultats correspondant au premier cas (voir fig. 4).

## L'épaisseur de la zone dite granitique serait

dans la direction de Neuchâtel	9 km
dans la direction de Bâle	28 km
dans la direction de Zurich	31,5 km
dans la direction de Coire	39,5 km

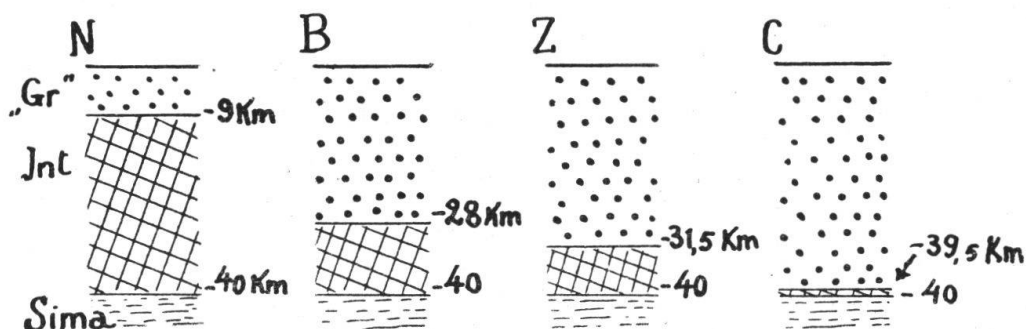


FIG. 4. — Epaisseurs des couches, granitique et intermédiaire, calculées pour les quatre profils, en supposant que le Sima se trouve partout à la profondeur de 40 km.

N = Neuchâtel, B = Bâle, Z = Zurich, C = Coire. «Gr» = couche dite granitique. Int = couche intermédiaire.

Dans le second cas, je considère avec SALONEN (9) que sous les Alpes l'épaisseur du Sial serait, en moyenne, de 40 km, tandis que sous l'avant-pays elle se réduirait à 25 km (voir la ligne KL sur la fig. 5). La limite entre la couche intermédiaire et la zone dite granitique serait parallèle à la surface du contact entre le Sial et le Sima.

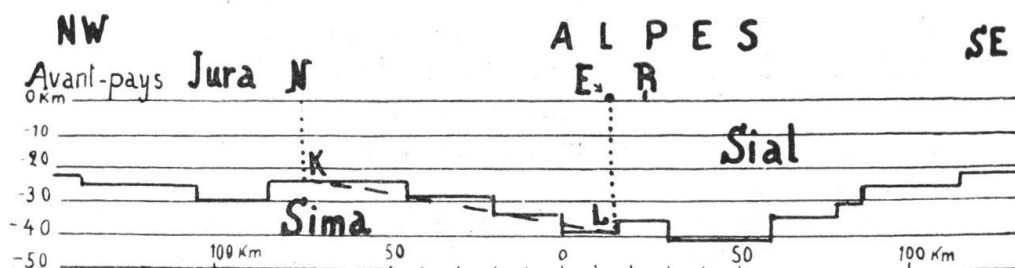


FIG. 5. — Profil gravimétrique à travers les zones des Alpes, du Jura et de l'avant-pays, d'après SALONEN (9).

Ce profil se confond presque exactement avec le profil épicentre-Neuchâtel. Le relief topographique y est supprimé. N = Neuchâtel, E = épicentre, R = Rhône. La ligne K-L représente le contact entre le Sial et le Sima généralisé d'après le dessin plus détaillé de SALONEN.

Alors, l'épaisseur de la zone dite granitique s'exprimerait par les valeurs extrêmes suivantes :

<i>Direction de</i>	<i>Épaisseur de la zone dite granitique</i>	
	Région épacentrale	Région voisine de la station sismographique
Neuchâtel	16,5 km	2 km
Bâle	37 km	23,5 km
Zurich	38,5 km	23,5 km

Le profil de Coire ne figure pas dans ce tableau. Vu certaines particularités tectoniques propres à cette direction, j'y reviendrai plus bas.

Rappelons qu'au point de vue pétrographique, la zone intermédiaire serait composée de roches appartenant aux familles des diorites et des gabbros, roches basiques à plagioclases.

La direction de Neuchâtel se distingue par l'existence d'un noyau puissant constitué par ces roches. La couverture formée de roches granitiques et de schistes cristallins y est relativement faible.

Le profil qui passe par Bâle comprend des formations granitiques plus puissantes que celui passant par Neuchâtel. Mais en le comparant avec le profil de Zurich, on constate que le dorsal Aar-Forêt Noire possède lui aussi, dans sa partie occidentale, un noyau de roches basiques situé, toutefois, à une profondeur plus considérable que ce n'est le cas pour le dorsal reliant les massifs du Mont-Blanc et des Vosges.

Les valeurs numériques exposées ci-dessus ne représentent que des moyennes de chacun des trois profils, pris séparément. Or, tous les profils passent par le même épacentre et l'on voit qu'il surgit, pour la région épacentrale, une incompatibilité de ces résultats. Il est évident, que l'analyse sismique, même combinée avec l'étude tectonique, ne nous permet pas de dessiner, dans tous les détails, les formes des diverses zones, mais seulement de déterminer quelques-unes des particularités d'ordre général concernant la structure des parties profondes de la croûte terrestre.

En nous écartant de la région épacentrale, nous diminuons progressivement l'influence du désaccord entre les résultats obtenus par les calculs, et nous pouvons construire alors le profil géologique qui correspondrait le mieux aux conditions sismiques de la région donnée.

La fig. 6 présente un essai de cette nature. La ligne AB sur la carte (fig. 1) situe la trace du profil.

On pourrait objecter que tous ces calculs ne sont pas absolument certains, car la célérité des ondes longitudinales dans la

zone intermédiaire ne nous est pas exactement connue. En admettant, pour cette vitesse, 7 km/sec ou 7,8 km/sec (17) au lieu de 7,5 km/sec, nous verrons se transformer les valeurs absolues de l'épaisseur de la couche granitique. Mais les rapports respectifs des épaisseurs qui correspondent aux quatre profils en question resteront les mêmes. Or, c'est justement la *comparaison* des caractères de chaque profil qui permet d'établir le style de la structure des grandes profondeurs particulière à la région donnée.

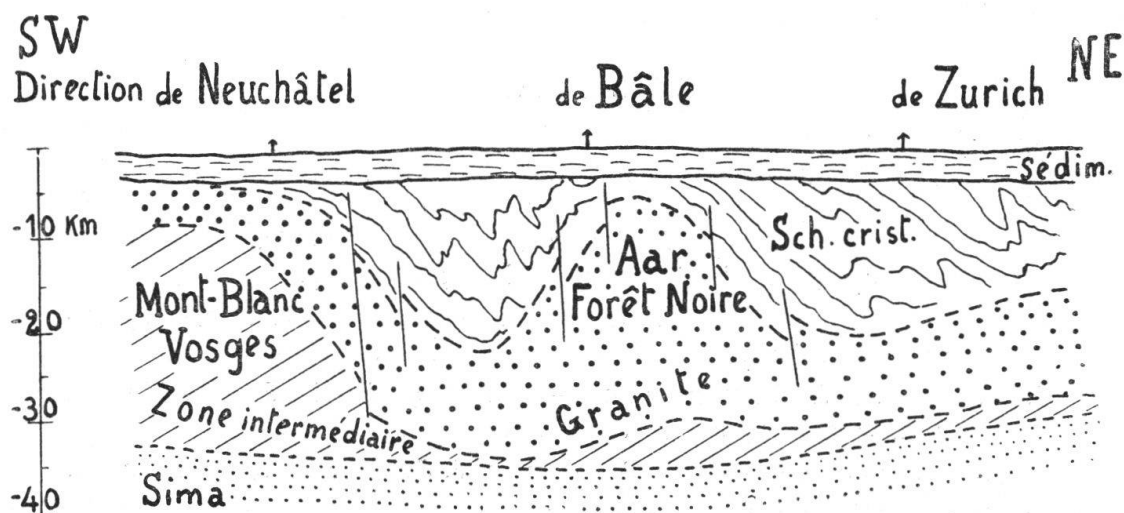


FIG. 6. — Profil géologique structural. Sa situation est indiquée par la ligne A-B sur la carte (fig. 1). L'échelle est la même pour les profondeurs et pour les distances sur la surface de la terre.

Revenons à la direction de Coire. Les conditions de la limite entre le Sima et le Sial calculées par SALONEN (9) ne sont pas les mêmes que celles pour les trois directions précédentes. Si dans la région épiscopentrale, l'épaisseur du Sial est estimée à environ 40 km, elle tombe à 30 km pour la région de Coire.

Calculées graphiquement, pour la direction de Coire, les épaisseurs correspondantes de la couche granitique seraient de 37 km dans la région épiscopentrale et de 27 km dans celle de Coire.

L'interprétation du cas de Coire doit tenir compte des particularités tectoniques propres à ce profil (1). De puissantes cassures alpines ont déterminé l'amoncellement de lames de granite dont l'orientation concorde presque exactement avec la direction de l'épicentre-Coire. Ces lames, en position presque verticale, ont refoulé dans la profondeur les roches basiques

de la zone intermédiaire. De cette disposition résulterait l'épaississement de la zone des roches effectivement granitiques.

Les calculs basés sur les inscriptions du séismographe de Coire confirment pleinement les prévisions tectoniques relatives à la structure des grandes profondeurs de la croûte terrestre de cette importante région de l'édifice alpin qu'est le massif de l'Aar.

### BIBLIOGRAPHIE

1. N. OULIANOFF. — Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes. *Bull. Soc. vaud. Sc. Nat.*, vol. 63, 1947 et *Bull. des labor. de géol. minér., géophys. et du musée géol. de l'Université de Lausanne*. N° 85, 1947.
2. E. WIECHERT. — Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. *Zeitsch. f. Geophys.* V, 1929.
3. Tables de A. MOHOROVICIC. — *Union géol. et géophys. intern. Travaux scient.*, série A, fasc. N° 3, 1925.
4. A. MOHOROVICIC. — Das Beben vom 8. October 1908. *Jahrbuch d. Meteorol. Observ. Zagreb*, 1909.
5. H. JEFFREYS. — Vorschlag einer neuen Nomenklatur für Nahebebendiagramme. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. Bd. 40, 1933.
6. A. de QUERVAIN. — Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visper-Erdbeben auf Grund der Aufstellung des transportablen Seismographen Quervain-Piccard im Epizentralgebiet. *Jahresber. 1924 des Erdbebendienstes der schweizer. meteorolog. Centralanstalt*.
7. Handbook of physical constants. — *Geol. Soc. of America. Sp. pap.* N° 36, 1942.
8. W. HEISKANEN. — Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. *Veröff. d. fin. geod. Instit.* N° 4, 1924.
9. E. SALONEN. — Ueber die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen. *Annales Acad. Sc. fen. Ser. A. t. XXXVII*, 1933.
10. H. JEFFREYS. — On near Earthquakes. *Monthly Notices of Royal Astron. Soc., Geophys. suppl.* 1, 1926, London.
11. H. JEFFREYS. — A Rediscussion of some near Earthquakes. *Monthly Not. of. R. A. S., Geophys. suppl.* Vol. 3, N° 3, 1933.
12. B. GUTENBERG. — Travel time curves at small distances and wave velocities in Southern California. *Gerlands Beitr. z. Geophys.* vol. 35, 1932.

13. P. BYERLY. — Near Earthquakes in Central California. *Bull. Seism. S. Am.* V. 20, 1939.
  14. K.-E. BULLEN. — An introduction to the theory of seismology. Cambridge, 1947.
  15. N. OULIANOFF. — Superposition des tectoniques successives. *Bull. Soc. vaud. Sc. Nat.* vol. 29, 1937, p. 429, Lausanne.
  16. N. OULIANOFF. — Massif hercynien du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *Guide géol. Suisse*, 1934, Fasc. II, p. 121.
  17. B. GUTENBERG. — Seismological evidence for roots of mountains. *Bull. geol. Soc. America*, Vol. 54, 1943, p. 473.
  18. CH. CHARLIER. — Deuxième Rapport sur l'explosion d'Heligoland. *Publ. du service séism. et gravim. de l'Observ. royal de Belgique*, à Uccle, Série « S », N° 3, 1947.
  19. V. CONRAD. — Laufzeitkurven des Tanernbebens vom 28 November 1923. *Mitteil. d. Erdbebenkomm.*, N. F. N. 59, Wien.
  20. B. BROCKAMP. — Seismische Beobachtungen bei Steinbruchspren- gungen. *Zeitschr. f. Geophysik*. VII, 1931.
  21. J.-P. ROTHÉ, E. PETERSCHMITT et P. STAHL. — Les ondes séismiques des explosions d'Haslach (Forêt-Noire). *C. R. Ac. Sc. Paris*. T. 227 (1948), p. 354.
  22. N. OULIANOFF. — Les séismes et les noyaux de roches basiques dans les massifs centraux alpins. *C. R. Ac. Sc. Paris*. T. 226 (1948), p. 2168.
-