Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Band: 63 (1945-1948)

Heft: 268

Artikel: Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes

Autor: Oulianoff, N.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-273580

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

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

Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes

PAR

N. OULIANOFF

(Séances du 20 février et du 23 octobre 1946)

---

1. *Introduction.*

Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 a suscité un intérêt général et cela, en premier lieu, à cause des dégâts qu'il a produits. D'autre part et vu que le dernier grand tremblement de terre dans les Alpes suisses avait eu lieu il y a presque un siècle (1855, Viège), il était tout naturel de chercher à scruter la structure profonde du sous-sol suisse,

Pour cette raison, au lendemain même du tremblement de terre, j'ai dépêché quelques-uns de mes élèves (MM. Ch. André, G. Blant, R. Dégaillier, B. Rebord, A. de Spengler) sur le terrain afin de récolter des observations aussi nombreuses que possible. En outre, M. V. Gross avait aimablement pris sur lui de visiter quelques-unes des localités présentant un intérêt particulier. Il fallait faire cette enquête sans tarder, avant que les dégâts n'en fussent effacés.

De plus, j'ai reçu une série de lettres décrivant cet événement. Je relève, en particulier, les lettres de Mme Vallette-Bouët et de M. Charles Giroud, chanoine régulier du Grand-St-Bernard, et les communications de quelques amis à Orsières et à Sembrancher.

Pour plusieurs localités, les observations des enquêteurs se superposent, visitées qu'elles furent par deux ou trois personnes. Ainsi se contrôlent mutuellement les résultats obtenus. J'attire aussi l'attention sur le choix des enquêteurs : tous ont reçu une formation de géologue. Afin que l'estimation de l'importance des dégâts soit moins subjective, les observateurs avaient pour mission de visiter plusieurs localités. La comparaison des effets observés leur a permis de faire, avec plus de précision, le classement des intensités d'après l'échelle internationale.

Le 20 février 1946, j'ai communiqué à la Société vaudoise des Sciences naturelles les premiers résultats de cette enquête.

Entre temps, M. le Dr E. WANNER, chef du Service séismologique de la Station centrale suisse de météorologie, a procédé à des recherches, à l'aide d'un séismographe portatif, dans la région la plus atteinte par le séisme. Il a obtenu ainsi de nombreuses inscriptions de répliques. Il a entrepris également une enquête auprès des autorités de chaque commune éprouvée par le tremblement de terre. Enfin, il a réuni une importante collection de séismogrammes des stations suisses et de nombreuses stations situées dans les pays voisins. Tous ceux qui s'intéressent à ce dernier grand tremblement de terre en Suisse attendent avec impatience la publication de la monographie de M. Wanner, qui y présente une vaste documentation accompagnée de minutieuses analyses.

En attendant, je décidai de compléter les conclusions que j'avais annoncées le 20 février, par une recherche basée sur la lecture des séismogrammes enregistrés par les stations suisses, pour quelques-unes des répliques du choc principal. Mon intérêt pour ces investigations est justifié du fait que j'ai été, en Suisse, le premier géologue à entreprendre l'étude de la structure du soubassement profond des Alpes et à démontrer que la tectonique de ce soubassement est caractérisée par les lignes directrices qui se distinguent nettement de celles du plissement alpin (1, 2, 3, 4). Me basant sur les observations faites dans les massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de l'Aar, j'avais émis, récemment, quelques hypothèses qui ne pouvaient se démontrer par des observations directes. Seules les méthodes géophysiques pouvaient apporter des preuves pour ou contre ces hypothèses. L'analyse géologique des effets du tremblement de terre du 25 janvier 1946 en est une.

2. *Situation de l'épicentre.*

On sait que pour les tremblements de terre proches des stations séismiques, la détermination de l'épicentre et de l'hypocentre est chose compliquée et peu sûre. Plus tard j'aurai l'occasion de revenir sur cette question. C'est par l'analyse de l'importance des dégâts et par l'établissement des vecteurs déduits des déplacements de divers objets que l'on arrive à situer l'épicentre [1]. Il est bien entendu que le nombre des loca-

[1] Dans la suite, j'utiliserai de préférence, l'expression d'épirégion, pour la raison qu'il ne s'agit pas là d'un point mathématique, mais d'une surface souvent assez vaste, secouée au même degré dans tous ses points.

lités visitées doit être assez considérable, si l'on veut cerner la région épicentrale d'aussi près que possible.

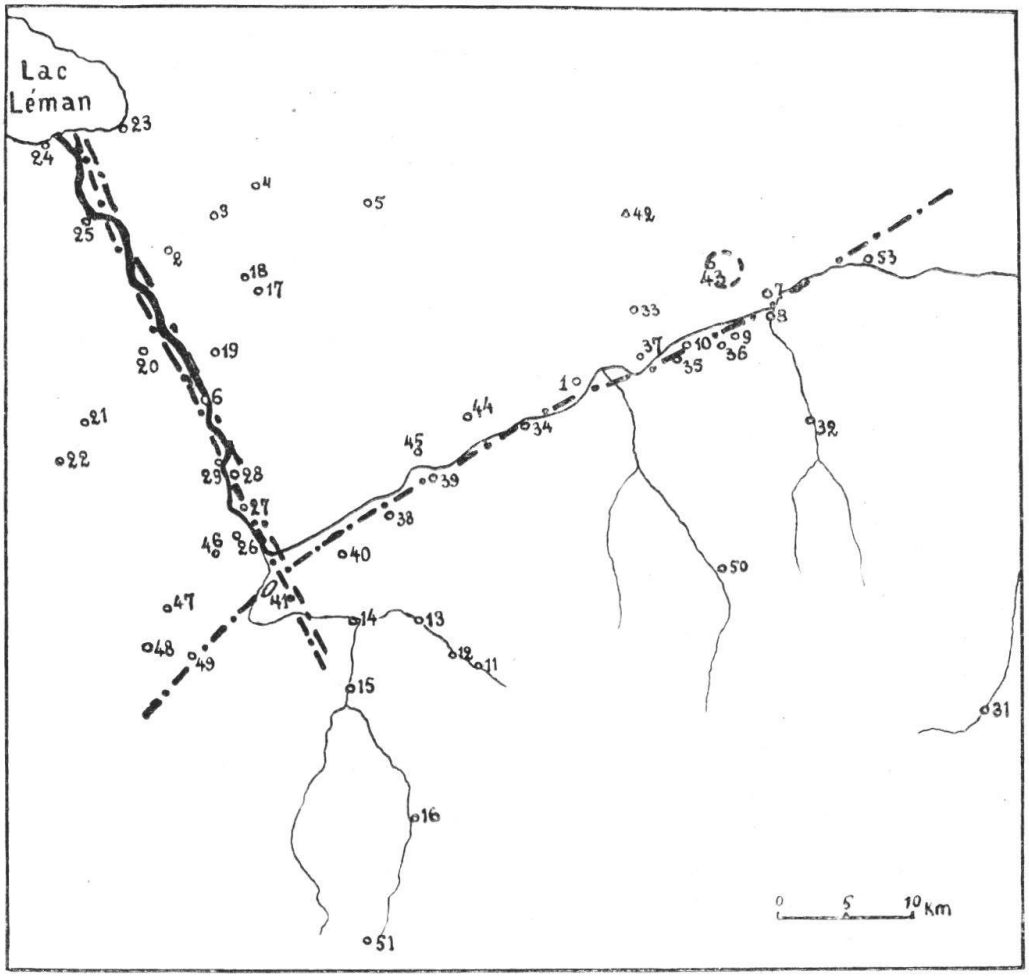

FIG. 1. — Carte indiquant les localités mentionnées dans l'enquête. Les chiffres correspondent à ceux qui accompagnent, dans le texte, le nom des localités. Les traits en pointillé indiquent les deux failles dans la vallée du Rhône : la première — entre Souste (N° 53) et Martigny (N° 41), la seconde — entre Martigny (N° 41) et le lac Léman. Le cercle en pointillé autour du point N° 43 (Montana) situe approximativement la région épicentrale.

Voici la liste des localités pour lesquelles nous possédons les résultats de notre enquête (les N°N° entre parenthèses correspondent aux indications sur la fig. 1) :

Sion (1), Aigle (2), Leysin (3), Sépey (4), Les Diablerets (5), St-Maurice (6), Sierre (7), Chippis (8), Chalais (9), Granges (10), Lourtier (11), Champsec (12), Châble (13), Sembrancher (14), Orsières (15), Bourg-Saint-Pierre (16), Villars (17), Chesières (18), Bex (19), Monthey (20), Val d'Illiez (21), Champéry (22), Villeneuve (23), Le Bou-

veret (24), Vouvry (25), Vernayaz (26), Dorénaz (27), Collonges (28), Evionnaz (29), Brigue (30), Zermatt (31), Vissoie (32), Ayent (33), Aproz (34), Grône (35), Rechy (36), St-Léonard (37), Saxon (38), Riddes (39), Charrat (40), Martigny (41), Col du Rawyl (42), Montana (43), Ardon (44), Leytron (45), Salvan (46), Finhaut (47), Le Châtelard (48), Le Trient (49), Evolène (50), Grand - St - Bernard (51), Viège (52), Souste (53), Conthey (54), Saillon (55), Massongex (56), Collombey (57), Muraz (58), Vionnaz (59), St-Gingolph (60).

Les observations récoltées sont de nature très variable. Je n'en citerai ici que quelques-unes pour servir d'exemples :

Aigle : « Dans une cave, seules les bouteilles alignées Nord-Sud tombent vers le Sud ». « Dans une maison se trouvent deux balanciers: l'un, oscillant Est-Ouest, est arrêté, tandis que l'autre, oscillant Nord-Sud, continue ses oscillations ». « 400 ou 450 cheminées ont été détruites ou décapitées ».

Leysin : « Point de destructions ».

Grand-St-Bernard : « Au premier étage de l'Hospice aucune secousse n'a été ressentie. Mais au deuxième étage on a bien senti le tremblement de terre ».

Sion : « Les couvreurs et les fumistes indiquent que presque toutes les cheminées sont tombées dans la direction des Alpes bernoises ».

Evolène : « Déplacement d'objets sur les tables, déplacement de meubles dans quelques chalets. Quelques cas de décollement de planchers ou de plafonds s'expliquent par le fait que les constructions correspondantes sont situées sur le sol alluvionnaire sujet aux tassements ».

Grône : « La mine n'a eu aucun dégât ».

Villars-Chesières : « Une quinzaine de cheminées abattues ».

Montana : « Une cheminée fissurée horizontalement, à sa base même, a été soumise au mouvement de rotation et de translation ».

Je ne puis donner ici, faute de place, tous les détails de ces intéressantes relations.

Les objets tombés dans les maisons, de même que les cheminées abattues peuvent être considérés comme une sorte de séismographes primitifs indiquant, très approximativement, la direction de la composante horizontale des ondes séismiques. L'inconvénient de ces «séismographes» réside dans le fait que leurs «inscriptions» sont trop éphémères. On ne garde pas les objets sur l'emplacement même de leur chute jusqu'à ce qu'un enquêteur vienne en faire la constatation. Ce dernier est donc obligé d'enregistrer les récits qui restituent, de mémoire, les détails du phénomène. On sait combien est grande, dans

ces témoignages, la proportion de l'imprécis et de faux involontaires. Les «inscriptions» par les cheminées abattues subissent le sort des objets tombés. Seulement, le nettoyage de ces traces laissées par un tremblement de terre se fait moins rapidement. Le jour suivant, voire même quelques jours après le choc séismique, l'enquêteur pourra encore faire des observations personnelles. On comprendra sans plus que l'enquêteur doive trier sur place les cas examinés. Toit plat, toit incliné, orientation du toit, position de la cheminée sur le toit — toutes ces conditions sont à examiner avant d'enregistrer, comme valable, le témoignage d'une cheminée abattue. Quelques croquis pris sur place par les enquêteurs sont reproduits ici (fig. 2), afin de donner une idée de cet aspect de la documentation.

En dépouillant les résultats de l'enquête on est rapidement arrivé à cette première conclusion :

La région épicentrale se trouve entre Sierre et Montana.

Ce résultat dérive, tout d'abord, de l'examen des intensités des dégâts constatés dans les diverses localités. Exprimées en degrés de l'échelle internationale qui comprend 12 degrés et représente une modification de l'ancienne échelle à 10 degrés dite échelle Forel-Rossi, ces intensités peuvent être portées sur une carte. En reliant les points marqués par les mêmes chiffres, on obtiendra des courbes isoséistes.

La carte des isoséistes correspondant au tremblement de terre du 25 janvier 1946 sera donnée par E. Wanner dans sa monographie.

La direction des chocs déterminée par l'examen du déplacement des divers objets ne peut être que très approximative. Mais lorsque les observations sont nombreuses, elles permettent de mieux préciser l'épirégion. Dans le cas présent, celle-ci se trouve dans les environs de Montana. En effet, à Montana même, les déplacements d'objets et les destructions (cheminées, murs) font admettre que les chocs arrivaient presque verticalement. Les cas où les objets se déplaçaient en pivotant autour d'un axe vertical parlent aussi en faveur de cette conclusion.

L'éboulement au Rawylhorn, qui eut lieu à la suite de la réplique du 30 mai 1946, est un cas particulier. Je renvoie au travail de M. I. Mariétan (15) tous ceux qui s'intéressent à la description détaillée de la catastrophe du vallon de Luchet, situé au pied du Rawylhorn, à 10,5 km. au NW de Sierre. Ils y trouveront aussi quatre belles photographies (fig.

3, 4, 5 et 6) sur lesquelles on voit les parois du Rawylhorn, avant et après l'éboulement.

On a pensé, immédiatement après cet éboulement, que la région du Rawyl pouvait présenter l'épicentre du tremblement de terre.

Les observations, sur le terrain, n'ont pas confirmé cette supposition. Mais j'ai pu cependant constater que cet éboule-

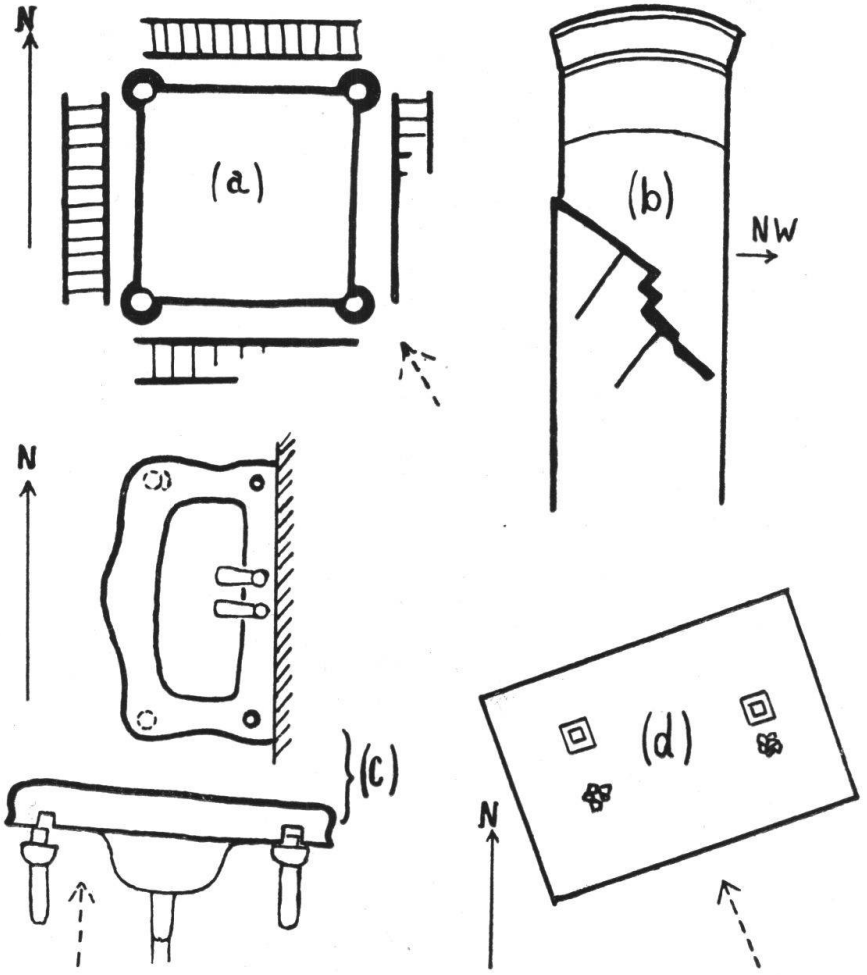

FIG. 2. — (a) = Balustrade au sommet de la tour de l'église catholique d'Aigle. Sur les faces sud et est, la balustrade a été détruite en s'écroulant au dehors.

(b) = Fissure sur la cheminée de la parqueterie (30 m de hauteur).

(c) = Lavabo soulevé par un choc vertical dans un hôtel à Montana.

(d) = Deux cheminées d'une maison à Bex. Elles sont partiellement démolies et leurs débris sont tombés dans la direction Sud-Est. Les flèches en pointillé représentent la direction présumée du choc séismique.

ment, dans son ensemble, fonctionnait comme une sorte de séismographe. Lors du plissement alpin, le massif du Rawylhorn fut coupé par tout un réseau de puissantes diaclases (cassures) verticales, et parallèles entre elles. Quelques-unes de ces cassures figurent sur la carte des Hautes Alpes calcaires de M. Lugeon (16). Leur orientation principale est NE-SW. C'est aussi la direction des plis alpins, de même que celle de l'axe du vallon de Luchet. Les tranches rocheuses qui appartiennent au massif du Rawylhorn et forment le versant gauche du vallon de Luchet n'ont pas d'appui du côté sud-est. Lorsque le choc séismique déplaça, vers le Nord-Ouest, la base de la tranche la plus exposée, cette dernière, perdant son équilibre, s'écroula dans le sens contraire, c'est-à-dire au Sud-Est.

Par conséquent, l'éboulement du Rawylhorn a confirmé, une fois de plus, le résultat déjà obtenu précédemment : la région épicentrale se trouve bien au Sud-Est du Rawylhorn, dans la direction de Montana et Sierre.

3. *Amortissement des ondes séismiques par deux zones de failles.*

L'analyse de l'ampleur des destructions produites par le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et de la distribution, sur la carte, des localités caractérisées par le même degré d'intensité a permis de faire la constatation suivante.

Les localités situées au NW de la vallée du Rhône, entre Souste-Loèche et Martigny, ont été sensiblement plus éprouvées par le séisme en question que celles situées au SE. La même différence, avec un contraste encore plus prononcé, se retrouve sur le tronçon du Rhône entre Martigny et Villeneuve. Les localités situées à l'Est de l'axe de cette vallée ont considérablement souffert du séisme, tandis que celles de la rive gauche sont restées à peu près intactes.

A quoi tient cette inégalité des effets produits par le tremblement de terre dans des localités de la rive droite et de la rive gauche du Rhône ? Il est clair qu'elle résulte des obstacles qui ont amorti les ondes séismiques dans leur propagation vers le Sud et vers l'Ouest.

On sait, depuis longtemps, que la vallée du Rhône, entre Loèche et Martigny, est creusée suivant une importante zone tectonique qui se continue par les cols de la Forclaz et de Balme dans la direction de Chamonix, et plus loin encore. Cette « zone de Chamonix » comprend des failles ainsi que des synclinaux complexes de roches sédimentaires fortement

pincées entre les masses du cristallin et représente un élément important de l'édifice alpin. Il est indubitable qu'en raison de sa composition, cette zone de faible élasticité a joué le rôle d'un écran amortisseur des ondes séismiques dans leur propagation vers le Sud.

Sur le tronçon Martigny-Villeneuve le phénomène est sensiblement pareil. Là aussi des failles importantes sont largement représentées, mais il ne s'agit plus d'une zone de synclinaux.

E. Peterhans (5), dans son travail sur le Lias des « Préalpes médianes », parle d'un décrochement considérable qui aurait produit une dissymétrie entre la rive droite et la rive gauche de la vallée du Rhône, entre Villeneuve et St-Maurice. Plus récemment, M. Lugeon et E. Gagnebin (6) ont repris l'idée d'un accident tectonique le long de la vallée du Rhône en aval de St-Maurice, idée qui avait été déjà exprimée par M. Lugeon, en 1896, dans son mémoire sur la Brèche du Chablais (7) et où il admettait l'existence d'un dorsal cristallin, le long de la vallée du Rhône.

Dans une publication parue en 1934 nous avons démontré, P. Corbin et moi-même (8) l'existence d'un accident tectonique, notamment d'une série de failles qui affectent la chaîne des Aiguilles Rouges entre Martigny et St-Maurice. Ce phénomène est analogue à celui que l'on constate entre Les Houches et Servoz et à celui, plus à l'Ouest encore, situé entre Sallanche et Cluses. Dans tous ces cas de brusques changements d'orientation des vallées du Rhône et de l'Arve, les observations sur le terrain nous ont permis de constater l'existence de nombreuses failles orientées approximativement au Nord-Ouest.

C'est la zone faillée Martigny-Villeneuve qui a retenu une proportion considérable de l'énergie des ondes séismiques dans leur propagation de l'Est à l'Ouest.

Quant à la ville de Martigny, l'effet du tremblement de terre y a été à peu près nul, ce qui s'explique par le fait de sa situation dans un angle mort, à l'abri de deux zones de failles.

4. *Profondeur du foyer.*

Le calcul de la profondeur du foyer est une opération des plus délicates. On trouve dans la littérature de nombreuses discussions à ce sujet et le désaccord n'est pas rare entre les divers auteurs.

Les trois composantes enregistrées par le séismographe permettent de reconstruire la direction du vecteur qui représente le rayon séismique. Mais cette direction ne correspond qu'au dernier tronçon du chemin parcouru par la vibration séismique. En réalité, le rayon séismique subit une réfraction à chaque contact de deux formations géologiques caractérisées par des coefficients d'élasticité inégaux. La figure 3 donne, schématiquement, une image de ce changement de direction. On comprend que, pour un foyer qui se trouve à une profondeur de quelque 10 km, les calculs basés sur la lecture des séismogrammes donneraient une profondeur de 50 à 60 km. Car on obtient le foyer par l'intersection du vecteur, calculé à l'aide de séismogrammes, avec la normale passant par l'épicentre. Quel critère permettrait alors à un séismologiste de corriger cette construction ? Dans beaucoup de cas, il n'y en a aucun, parce que pour calculer la correction il faudrait connaître en détail la structure géologique ainsi que les coefficients d'élasticité de chacune des formations que le rayon séismique a eu à traverser. Toutefois certaines conditions géologiques permettent, sans difficulté, de faire valoir leur influence particulière. C'est justement le cas du tremblement de terre du 25 janvier 1946.

Nous avons déjà vu plus haut que ce séisme a apporté une preuve remarquable de l'existence d'une zone faillée le long de la vallée du Rhône, entre Martigny et Villeneuve. Cet écran a amorti les ondes séismiques dans leur propagation de l'Est à l'Ouest.

Cette même zone faillée nous fait comprendre pourquoi le foyer du séisme que nous examinons ne pouvait se trouver qu'à une profondeur relativement faible. La fig. 3 représente deux cas hypothétiques : le foyer à une profondeur de 60 km, le foyer à une profondeur de 10 km. On comprend facilement que les ondes séismiques parties d'un foyer situé à —60 km ne seront nullement gênées ni dans la direction de Bex, ni dans celle de Monthey par la zone faillée de la vallée du Rhône. Par contre, si le foyer se trouve à la profondeur de 5-10 km, l'onde séismique qui se dirige vers Monthey est obligée de traverser le rideau de la zone faillée.

D'après I. Mariétan (15), le chef du service séismologique à Zurich, M. E. Wanner, a pu, dans la période du 28 janvier au 12 février, déterminer la situation des hypocentres des répliques. Pour cela il a utilisé un séismographe transportable. Cartographiquement ces hypocentres se groupent dans la région immédiate de Montana-Sierre. Quant à la profondeur,

elle varie, dans la plupart des cas, entre 4300 m et 7600 m. Ce résultat, plus précis que ne l'était notre estimation, confirme cette dernière : la région hypocentrale se trouve à une profondeur moyenne de 5 à 10 kilomètres.

5. *Vitesse de propagation des ondes séismiques.*

Voici comment B. Gutenberg (10) résume, en 1929, nos connaissances de la structure de la croûte terrestre basées sur l'examen des séismogrammes enregistrés par les stations situées à proximité des foyers (conditions de l'Europe) :

a) Eine Deckschicht von variabler Dicke, (il estime son épaisseur à 1-3 km), die mehr oder minder durch geologische Untersuchungen erforscht ist.

b) Eine Schicht, in welcher Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen zwischen 5,4 km/sec und 6,1 km/sec festgestellt wurden. Die Dickenberechnungen ergeben Werte von etwa 10 bis 30 km. Das Maximum der Dicke scheint etwa unter den Alpen zu liegen, was auch aus Gründen der Isostasie zu erwarten ist.

c) Eine Schicht, die in Europa bis etwa 45 km. Tiefe reicht. Die Longitudinalwellen pflanzen sich in ihr mit Geschwindigkeiten von 6 1/4 bis 6 3/4 km/sec fort.

d) Unterhalb der Grenze in etwa 45 km Tiefe beträgt die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen überall fest 8,0 km/sec, die der Transversalwellen 4,4 bis 4,5 km/sec.

H. Jeffreys (17) en se basant sur l'analyse de différents tremblements de terre en Angleterre donne un tableau qui se distingue par certains détails, de celui de Gutenberg. Il introduit un plus grand nombre de subdivisions dans la structure de la croûte terrestre.

Toutefois, nos connaissances dans ce domaine ne sont encore qu'à leur début. Voir encore Gutenberg (28) et Zeet (27).

La contribution la plus importante, après les travaux de Mohorovicic et de Jeffreys, sans oublier ceux de A. de Quervain, nous a été donnée par Wiechert et son école de Göttingue. Wiechert avait profité des tremblements de terre artificiels produits par de forts coups de mines dans les carrières. Les séismographes des stations fixes (Göttingue, Iena) ainsi que les séismographes portatifs avaient été mis au service de ces expériences (13, 14, 29).

Lors des études de l'école de Göttingue, les points de départ et d'arrivée des ondes séismiques étaient parfaitement connus. Ainsi les vitesses pouvaient être calculées avec une grande précision. Dans le cas qui nous occupe, seul le mo-

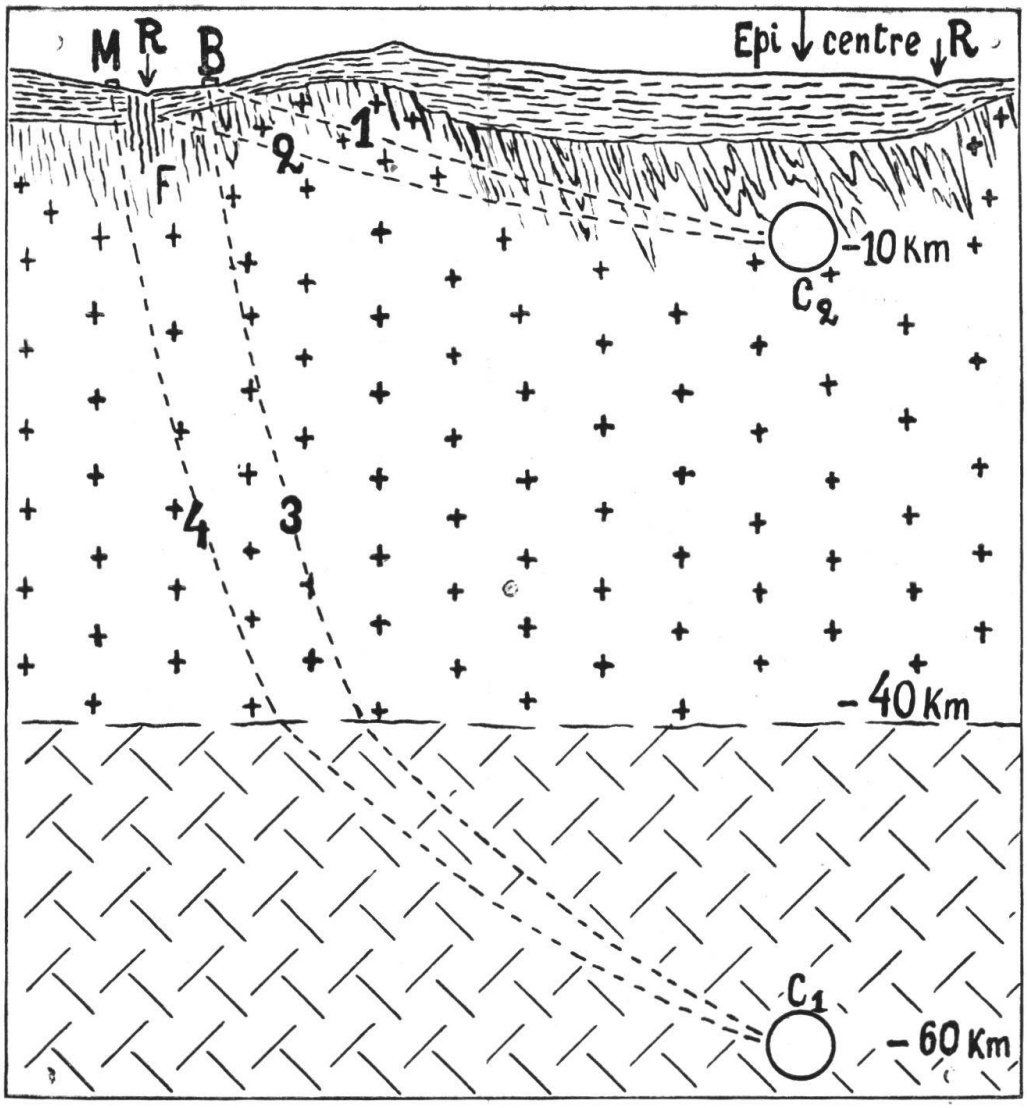

FIG. 3. — Profil géologique entre Monthey (N° 20 sur la fig. 1), Bex (N° 19) et Souste-Loèche (N° 53). Le Rhône (R) est coupé, par ce profil, en deux points. Une flèche situe l'épicentre, tandis que les cercles C_1 et C_2 correspondent aux positions hypothétiques du foyer du tremblement de terre : C_1 = à la profondeur de 60 km., C_2 = à celle de 10 km. Les rayons séismiques 3 et 4 auraient atteint Monthey et Bex dans des conditions sensiblement identiques. Mais entre les rayons 1 et 2 existe une différence évidente. Tandis que le rayon 1 parvient à Bex sans inconvénient, le rayon 2, dans la direction de Monthey, rencontre un rideau représenté par une faille complexe (F) qui sert de puissant amortisseur. Le profil indique schématiquement quatre zones à composition pétrographique différente : 1) zone supérieure (hachure interrompue, horizontale) comprenant le matériel alpin ; 2) zone sous-jacente de schistes cristallins et de synclinaux carbonifères pincés dans le cristallin ; 3) zone de roches granitiques indiquée par de petites croix. Ce granite pénètre aussi dans les schistes cristallins ; 4) zone de roches basiques (hachure croisée).

ment de l'arrivée des ondes séismiques était enregistré par le séismogramme. Par contre le moment du départ du choc ainsi que l'emplacement exact du foyer d'où partaient les secousses restaient inconnus. Le déchiffrement des séismogrammes permet de constater que chacune des répliques enregistrées est exprimée par plus d'une phase. Cette analyse n'est pas toujours aisée. La phase la plus expressive est celle que WIECHERT désigne par P_2. Il s'agit d'ondes longitudinales qui se propagent dans la zone du cristallin, substratum des roches calcaires, argileuses et marneuses.

Je n'emploie ici ni la notation de Mohorovicic ($\overline{P}$), ni celle de JEFFREYS (P_g), car ces géophysiciens tranchent trop catégoriquement sur la question de la nature pétrographique des zones parcourues par les rayons séismiques correspondants. En effet, JEFFREYS (18, p. 109) s'exprime ainsi au sujet du signe «g» :

« The letter «*g*» suggests that the waves travel in the granitic layer, the existence of which was recognized as geologically probable by SUESS, and it has appeared from work in the Geophysical Laboratory at Washington that the properties of granite are consistent with the observed velocities of the waves ».

Et plus loin encore :

« With regard to the suggestion of the Pasadena workers to use such a notation as $P_{5,8}$, I think a quantitative suffix would be in danger of misinterpretation. Thus P_g near the Alps seems to have a velocity of about 5,7 km/sec, falling to about 5,5 km/sec in the plains, though there are other possible interpretations of the data ».

Je préfère la notation plus sommaire et, en même temps, plus souple que WIECHERT emploie en exposant les résultats des observations sur les tremblements de terre artificiels. Il désigne :

par P_2 les ondes longitudinales, « die den grössten Teil ihres Weges durch das «Grundgebirge» zurückgelegt haben ;

par P_3 les ondes longitudinales, « die mit höherer Geschwindigkeit als P_2 durch eine Schicht unter dem «Grundgebirge» laufen » ;

par P_1 les ondes « die nur durch das Deckgebirge laufen ».

En appliquant cette notation aux Alpes, nous arrivons à donner les définitions suivantes aux signes P_1, P_2 et P_3.

1) P_1 se rapporte aux ondes qui ne traversent, pour atteindre la station d'enregistrement, que la couverture formée par le matériel alpin, c'est-à-dire par toute la série des roches sédimentaires, du Trias au Tertiaire supérieur.

Quelle peut être l'épaisseur de ces formations au Nord de la ligne Martigny-Sierre ?

Nous avons vu plus haut que GUTENBERG l'estime, d'une façon très générale, à 1-3 km.

D'après les coupes tectoniques à travers la Suisse, dressées et dessinées par PETER CHRIST (19), la plus grande épaisseur des roches sédimentaires, se trouve sur la ligne jalonnée par la Tour d'Aï (8 km), le Vanil Noir (7,5 km) ; Gurnigelbad (6,5 km), le Rigi (9 km).

Mais, dans le fascicule I du Guide géologique, E. BAUMBERGER (20) donne deux profils passant par les mêmes points que ceux mentionnés plus hauts, et ses estimations de l'épaisseur du matériel alpin diffèrent sensiblement de l'interprétation de P. CHRIST. Ainsi, sous le Sempachersee, l'épaisseur du matériel alpin est, d'après P. CHRIST, de 5,5 km tandis que sur la coupe de E. BAUMBERGER elle ne dépasse pas 3,5 km. De même, nous trouverons de fortes différences entre les profils d'E. ARGAND (21) et ceux de R. STAUB (22). Ainsi l'épaisseur du sédimentaire sous Lausanne est de 3 km d'après E. ARGAND, tandis que R. STAUB l'estime à 5 km.

Ces exemples ont pour but de montrer que l'estimation purement géologique des grandes épaisseurs ne suffit pas.

Ce qui importe davantage, c'est la nature pétrographique des roches sédimentaires. Le matériel alpin représente un complexe de roches, dans lequel une forte proportion revient aux formations marneuses, aux schistes argileux et aux grès souvent peu cimentés (Flysch, molasse). Aussi la vitesse de la propagation des ondes séismiques dans ce complexe ne peut être que très faible (de l'ordre de 1000-3000 m/sec).

D'après WIECHERT (13), les vitesses dans les couches des roches sédimentaires varient entre 1,67 km/sec et 3,56 km/sec. A. KREIS a déterminé expérimentalement que la vitesse de propagation des ondes P dans la molasse suisse est d'environ 2,6 à 3,0 km/sec (WANNER, 25).

Donc, pour les distances supérieures à 80 km., les ondes de la phase P_1 ne pourront se manifester, sur les séismogrammes, qu'après l'inscription des ondes secondaires qui passent par des zones plus profondes, zones de roches cristallines. D'autre part, à cause de la faible élasticité de la masse principale du matériel alpin, l'amortissement de l'énergie transmise par ces couches est considérable. Par conséquent, dans les conditions géologiques des Alpes, les amplitudes de ces ondes ne peuvent être que fort peu prononcées.

2) P_2, de même que S_2 se rapportent aux ondes (primaires et secondaires) qui utilisent le soubassement cristallin, sur le tronçon *ab* (voir fig. 4). Dans les conditions géologiques de la région jalonnée par Montana-Sierre, Neuchâtel, Bâle, Zurich et Coire, le soubassement cristallin est formé d'un complexe de schistes cristallins (gneiss, mica-schistes, amphibolites, calcaires anciens) et de roches ignées (granite, microgranite, pegmatite, syénite, diorite, gabbro) dans lequel se trouvent être pincés des synclinaux de formations carbonifères (schistes ardoisiers, schistes gréseux et grès très compacts). La structure de ce soubassement cristallin n'est nullement désordonnée. Au point de vue séismique, il est nettement anisotrope.

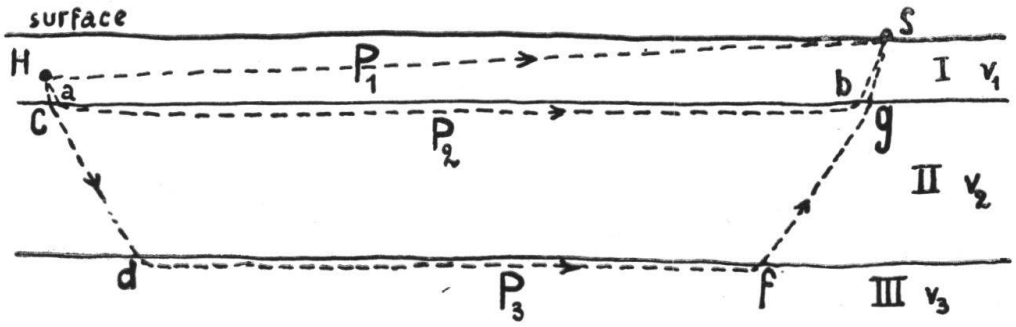

Fig. 4. — H = foyer du tremblement de terre. S = séismographe. Vitesse de propagation des ondes séismiques primaires : V_1 = dans la couche I, V_2 = dans la couche II, V_3 = dans la couche III. Trajectoires des ondes séismiques : HS = donnant la phase P_1, H a b S = donnant la phase P_2 et H c d f g S = donnant la phase P_3. Les valeurs des vitesses doivent satisfaire à la condition suivante : $V_1 < V_2 < V_3$.

En effet, les schistes cristallins sont presque tous des paraschistes. Avant le Carbonifère déjà, ces sédiments avaient passé par une période de violent plissement, accompagné de la mise en place, dans les zones anticlinales, de puissantes masses granitiques. Les émissaires de ces dernières (filons de microgranite, d'aplite, de pegmatite) pénétrant dans les roches sédimentaires encaissantes, y produisaient des effets d'endo- et d'exomorphisme. Des facteurs d'un rayon d'action plus considérable (pression, chaleur) réalisèrent le métamorphisme régional — recristallisation quasi totale des sédiments antécarbonifères — et leur transformation en schistes cristallins.

Sans nous arrêter aux détails, bien qu'ils soient importants pour la tectonique locale, disons tout de suite que la distribution

du matériel igné et des paraschistes révèle l'existence de deux larges zones anticlinales qui possèdent, chacune, un dorsal granitique (massif du Mont-Blanc et massif de l'Aar). Une vaste zone synclinale sépare ces deux régimes granitiques. Les axes de ces trois éléments tectoniques ont une orientation générale nord-sud.

A la veille du Trias, lors du plissement hercynien, et, plus tard, pendant l'orogénèse alpine, les raisons de l'anisotropie séismique du soubassement cristallin s'étaient encore accentuées. En effet, ce soubassement cristallin participait aux orogénèses hercynienne et alpine. Mais, au lieu d'être plissé, il se cassait en lames, sous l'influence des pressions orogéniques. Ces lames glissaient les unes sur les autres et, aux surfaces de leur frottement réciproque, les roches s'écrasaient. L'orientation de la plupart de ces zones d'écrasement est la même que celle des plis visibles dans le matériel alpin, c'est-à-dire approximativement NE-SW.

En résumé, le milieu II (voir fig. 4) composé de paraschistes et de granite, est loin d'être homogène. Ainsi, la vitesse de la propagation des rayons séismiques varie avec la direction de ces rayons.

3. La phase P_3, par laquelle débutent les séismogrammes examinés, se rapporte aux ondes qui empruntent un chemin encore plus détourné que celui de la phase P_2. Sur la fig. 4, leur chemin entre le foyer (H) et le séismographe (S) est représenté par la ligne brisée H c d f g S. La phase P_3 étant plus rapide que la phase P_2, le tronçon d f, parcouru par le rayon séismique, doit se trouver dans le milieu III, à élasticité plus élevée que le milieu II. Il ne s'agit donc plus du soubassement cristallin composé de parachistes et de granite. Le milieu III est caractérisé, pétrographiquement, par des roches plus basiques : diorites, gabbros, péridotites, et dans lesquelles les ondes séismiques se propagent avec une vitesse plus grande que dans le complexe granitique (milieu II).

6. *Vitesses apparentes dans les directions respectives de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire.*

Revenons à l'analyse des séismogrammes.

L'arrivée des ondes secondaires, ou transversales, phase S_2 et surtout phase S_3, est souvent discernable sur les séismogrammes sans trop de difficulté. Par conséquent, on peut mesurer, jusqu'à un dixième de seconde près, le retard des ondes transversales, par rapport aux ondes longitudinales de la même phase.

On obtient le rapport des vitesses de ces deux sortes d'ondes (longitudinales et transversales) par un calcul dont voici le résultat :

V_L (onde longitudinale) : V_T (onde transversale) = 1,73.

Mais on sait, que si le calcul est fait inversement, c'est-à-dire en partant des vitesses des ondes longitudinales et des ondes transversales observées directement sur le terrain, ce rapport est susceptible de s'écarter quelque peu du nombre théorique, qui est de 1,73. Cet écart ressort des propriétés physiques de chaque espèce de roches ou de leurs complexes.

Pour ne pas entreprendre ici ces calculs par trop incertains, j'utiliserai, dans la suite, le coefficient 1,73. Toutefois, j'ai tenu compte d'un travail de A. DE QUERVAIN, paru en 1926 (21, 22) et se rapportant au tremblement de terre de Viège enregistré simultanément par un appareil portatif et par le séismographe de Zurich. Jusqu'à présent c'est, à ma connaissance, le seul cas en Suisse de détermination directe, par des observations sur le terrain, du rapport entre les vitesses des ondes longitudinales et des ondes transversales. A. DE QUERVAIN a trouvé que ce rapport s'exprime par 1,67. Si l'on utilise, pour les calculs des vitesses le coefficient de A. DE QUERVAIN, on obtient des résultats qui diffèrent légèrement de ceux trouvés avec le coefficient 1,73.

La troisième valeur utilisée pour le calcul des vitesses est la distance entre la station de réception et le foyer. Nous avons déjà vu plus haut que la profondeur du foyer doit être admise comme relativement faible, 5 à 10 km au plus. Dans ces conditions on peut remplacer la distance entre le foyer et le séismographe par la distance entre l'épicentre et le séismographe. C'est à la même conclusion, du reste, que sont arrivés les expérimentateurs de l'école de Göttingue. Et GUTENBERG (10) résume ses considérations de la façon suivante :

« Handelt es sich um sehr kleine Entfernungen (bis 300 km), so kann man in erster Annäherung die Erdbebenstrahlen als Geraden, die Geschwindigkeit der Wellen als konstant und die Erdoberfläche als eben annehmen ».

Comme nous ne connaissons pas l'épicentre mais seulement l'épirégion, on peut se demander si la mesure de la distance ne serait pas compromise par cette incertitude. En réalité il n'en est rien. Les divers points que nous pourrions prendre pour l'épicentre dans la région de Montana-Sierre se trouvent à des distances presque égales de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire, avec des différences ne dépassant guère un kilomè-

tre. Cette différence s'exprime par 1 % à 1,5 % pour la plus courte distance, celle de Neuchâtel. Pour les distances plus grandes l'écart diminue encore.

Tenant compte de toutes les considérations exposées plus haut, j'ai calculé, sur la base de quelques séismogrammes, qui permettaient une bonne lecture, la vitesse apparente des ondes longitudinales de la phase P_2, c'est-à-dire des ondes qui se sont propagées principalement par le substratum cristallin granitique.

Les résultats sont donnés dans les deux colonnes du tableau ci-dessous. Dans la première colonne figurent les valeurs de la vitesse obtenues en utilisant le rapport $V_L : V_T = 1,73$. La seconde colonne correspond au rapport $V_L : V_T = 1,67$.

Station	Distance jusqu'à l'épicentre (Montana-Sierre)	Vitesse des ondes primaires (phase P_2)	
		Si $V_L : V_T = 1,73$	Si $V_L : V_T = 1,67$
Neuchâtel (moyenne de 3 séismogrammes)	88 km	6,30 km/sec	5,78 km/sec
Bâle (moyenne de 9 séismogrammes)	137 km	6,10 km/sec	5,60 km/sec
Zurich (moyenne de 4 séismogrammes)	144 km	5,46 km/sec	5,02 km/sec
Coire (moyenne de 5 séismogrammes)	167 km	5,67 km/sec	5,20 km/sec

7. *Structure géologique et vitesse de propagation des ondes de la phase* P_2.

La différence des résultats des deux dernières colonnes (par exemple : 6,30 km/sec et 5,78 km/sec pour Neuchâtel) ne présente pas, dans notre cas, une grande importance. L'un comme l'autre, ces chiffres caractérisent un milieu dont l'élasticité correspond à celle des roches granitiques. Ce qui frappe particulièrement si l'on compare les chiffres qui se trouvent dans la même colonne, c'est la différence entre les vitesses correspondant à chacune des quatre stations.

On peut conclure des expériences de Wiechert, de même que de celles de A. de Quervain (26), que plus les stations sont éloignées de l'épicentre, plus grandes sont les vitesses

apparentes qui les caractérisent. Cela est tout naturel, puisque avec l'augmentation de la distance entre le foyer et le séismographe les rayons séismiques pénètrent dans des profondeurs où la matière se distingue par un accroissement d'élasticité. Or, dans notre cas, cette relation est inverse. Des trois stations (Neuchâtel, Bâle et Zurich), la plus rapprochée de l'épirégion, Neuchâtel, est caractérisée par la plus grande vitesse, et la station la plus éloignée, Zurich, par la moindre. Ainsi l'influence de l'hétérogénéité de la matière et de la structure géologique domine celle de la distance.

On ne peut expliquer la grande vitesse de la propagation des ondes séismiques, dans la direction de Neuchâtel, qu'en admettant qu'elles cheminent dans un milieu d'élasticité correspondant à celle des granites. Par conséquent, un massif granitique doit se trouver dans la direction de Neuchâtel, sous une faible épaisseur de roche sédimentaire. Nous connaissons déjà, affleurant à la surface, la masse granitique du Mont-Blanc qui forme, dans les schistes cristallins, un noyau anticlinal dont l'axe est orienté Nord-Sud. Quelque 150 km au Nord du massif du Mont-Blanc se trouve le massif des Vosges. La ville de Neuchâtel est située à mi-chemin entre ces deux massifs granitiques affleurant à la surface. Le fait que les ondes séismiques de la phase P_2 se propagent avec une grande vitesse entre l'épicentre et la station de Neuchâtel, prouve qu'il existe, sur leur parcours, un dorsal granitique. Il sera juste d'en conclure que le massif granitique se prolonge encore au Nord de Neuchâtel. Le Mont-Blanc, ainsi que Neuchâtel et les Vosges sont les trois jalons qui situent ce dorsal et indiquent son orientation (voir fig. 5).

Voyons maintenant les conditions séismiques dans la direction de Bâle. Malgré la distance sensiblement augmentée, 137 km entre Montana et Bâle contre 88 km pour la direction de Neuchâtel, la vitesse apparente moyenne, sur le tronçon Montana-Bâle, tombe à 6,10 km/sec. Cependant, elle est encore relativement grande et indique que les rayons séismiques rencontrent, sur leur parcours entre Montana et Bâle, un milieu d'une élasticité comparable à celle du granite. Interprété géologiquement, ce résultat nous oblige à admettre qu'il n'y a pas de rupture de continuité entre le massif cristallin de l'Aar et celui de la Forêt Noire. Ce second dorsal granitique représente le bord oriental de la dépression visible, au Sud, entre les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar, et au Nord, entre ceux des Vosges et de la Forêt Noire. Cette dépression déterminée par l'orogénèse

hercynienne (plissement antétriasique) a été encore accentuée lors du plissement alpin.

La comparaison des vitesses des ondes séismiques dans la direction de Zurich et de Coire est également très instructive au point de vue géologique. Les distances entre ces deux stations

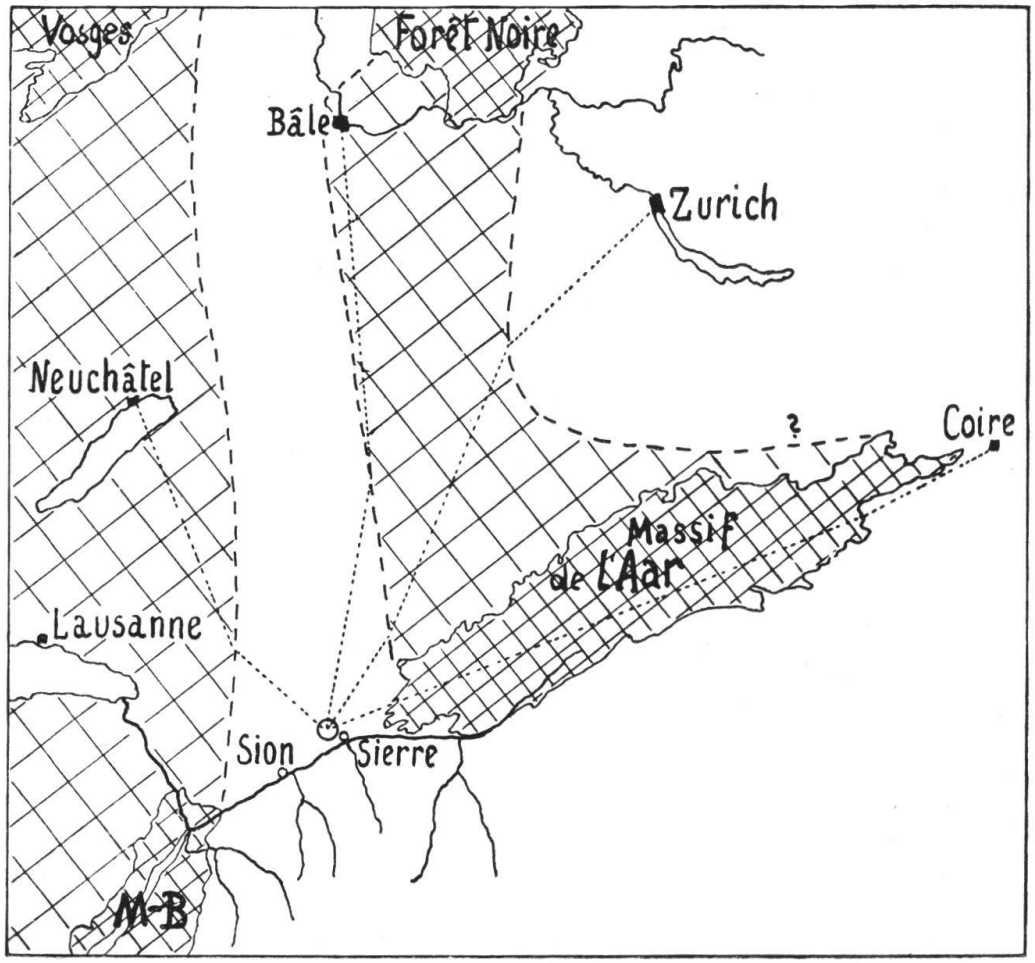

FIG. 5. — Carte représentant la position de l'épicentre (au N-W de Sierre) et de quatre stations séismographiques : Neuchâtel, Bâle, Zurich et Coire. La hachure croisée serrée fait ressortir quatre massifs granitiques qui affleurent à la surface de la terre. Ce sont les massifs de l'Aar, du Mont-Blanc, des Vosges et de la Forêt Noire. La hachure croisée, mais deux fois plus espacée, indique la position des masses granitiques masquées par le matériel alpin. Elles forment deux zones anticlinales (Mont-Blanc - Vosges et Forêt Noire - Aar), entre lesquelles se trouve une zone synclinale (en blanc, sur la carte) qui représente le prolongement de la dépression de Sion-Sierre dans la direction de la fosse rhénane.

Les lignes au pointillé fin représentent (schématiquement) les rayons séismiques partant de l'épicentre aux stations séismographiques de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire.

et l'épirégion ne diffèrent pas sensiblement : 144 km pour Zurich et 167 km pour Coire. Or, l'écart entre les deux vitesses correspondantes est considérable : 5,46 km/sec. pour Zurich et 5,67 km/sec. pour Coire.

Cette différence indique que la nature pétrographique et la structure des masse rocheuses ne sont pas les mêmes sur les deux tronçons en question. S'il n'y avait que des schistes sur le parcours des rayons séismiques entre Montana et Zurich, la vitesse de leur propagation aurait été plus petite encore que celle constatée en réalité. Il est donc incontestable que ces rayons traversent le dorsal granitique qui s'étend entre la Forêt Noire et le massif de l'Aar.

Toutefois, on est obligé de supposer que, sur le parcours Montana-Zurich, la largeur du dorsal est plus étroite que sur la ligne Montana-Coire, où le granite accuse une forte extension. Cette dernière observation explique l'augmentation de la vitesse des ondes séismiques de la phase P_2 sur leur parcours entre Montana et Coire.

La comparaison des vitesses de propagation des ondes séismiques dans la direction de Neuchâtel et dans celle de Coire pose également une question importante.

Pourquoi la vitesse moyenne de propagation dans la direction de Coire est-elle plus faible que dans la direction de Neuchâtel ?

Les granites du massif du Mont-Blanc et de l'Aar ont fait leur apparition à la surface de la terre lors du plissement alpin. Mais, comme nous l'avons déjà dit plus haut, la portion cristalline des masses mises en mouvement par cette pression orogénique ne pouvant se plisser, a été cassée en lames à orientation NE. Dans certaines zones, ces cassures ont été particulièrement développées. La zone de Chamonix en est l'exemple le plus frappant. Par conséquent, les granites du Mont-Blanc et de l'Aar, dans leur ensemble, ne sont plus isotropes. Or, les expériences au laboratoire et sur le terrain ont montré que dans les roches à structure anisotrope la transmission des ondes séismiques se fait plus lentement suivant les plans de schistosité que dans le sens perpendiculaire.

Voici les chiffres qui se rapportent au gneiss de Pelham, en Amérique (28). La vitesse de propagation, dans le sens perpendiculaire à sa schistosité, est égale à 3,6 km/sec et dans le sens parallèle, elle n'est que de 3,1 km/sec.

Les ondes séismiques dirigées vers Neuchâtel traversent le massif du Mont-Blanc presque perpendiculairement aux plans d'écrasement. En plus, la zone d'écrasement elle-même n'a qu'une largeur de quelques kilomètres. Au NW de la zone de

Chamonix l'écrasement alpin du soubassement granitique s'atténue rapidement. Par contre, dans la direction de Coire les rayons séismiques suivent approximativement la direction des plans d'écrasement, et cela sur tout leur parcours. Il est donc normal que les masses rocheuses présentent une élasticité plus grande dans la direction de Neuchâtel que dans celle de Coire.

8. *Direction de la composante horizontale du rayon séismique.*

Nous avons déjà vu combien le phénomène de réfraction complique la recherche de l'hypocentre. Le rayon séismique subit, dans son parcours, diverses réfractions qui le font dévier de la ligne droite qui relie l'hypocentre au séismographe.

Mais cette déviation ne s'exprime pas seulement dans le plan vertical. Certaines structures déterminent le même effet dans le plan horizontal. On conçoit donc que toute structure géologique caractérisée par l'alternance des synclinaux et des anticlinaux fait dévier les rayons séismiques dans le plan horizontal. C'est particulièrement le cas d'anticlinaux à noyaux de granite, flanqués de schistes cristallins ou de roches sédimentaires. Le rayon séismique en passant du noyau anticlinal à la région synclinale subira une déviation conformément aux exigences de ce qu'on appelle l'« optique séismique ».

Le séismographe n'enregistre que le dernier tronçon de la composante horizontale du rayon séismique. Il est évident qu'elle ne passe par l'épicentre que si le terrain est composé de couches parfaitement horizontales. Dans tous les autres cas, le rayon séismique manifestera une déviation latérale plus ou moins prononcée. Donc, si l'on constate une tendance déterminée de cette déviation pour plusieurs des répliques examinées, on est en droit de conclure qu'il existe un facteur permanent qui produit cet effet.

Le calcul des directions dans le plan horizontal se complique par le fait de l'incertitude des mesures des amplitudes. On est obligé de faire un tri parmi les séismogrammes pour ne choisir que les meilleures inscriptions. J'ai procédé au calcul de la direction de la composante horizontale pour quelques répliques enregistrées aux stations de Bâle et de Zurich. Les résultats, quoique approximatifs, méritent d'être signalés.

D'après les séismogrammes de Bâle, les chocs séismiques sembleraient parvenir à la station comme d'un foyer situé à l'Est de Montana.

Le même phénomène vu de Zurich produit l'impression que la région épicentrale se trouve sensiblement au Nord de sa vraie position.

On pourrait objecter que les répliques ne partent pas toutes du même foyer. Il est vrai que dans certains cas l'épicentre des répliques se déplacent considérablement. Quant aux répliques du tremblement de terre du 25 janvier 1946, il faut plutôt admettre que la région épicentrale reste assez constante. En effet, les descriptions données par les habitants des différentes localités, sur les effets produits par les répliques, permettent de localiser leurs épicentres à peu près au même endroit que l'épicentre du choc principal.

Voici comment s'expliquent ces déviations, si l'on tient compte de la structure géologique esquissée plus haut. La figure 5 montre que le rayon séismique, parti de Montana dans la direction de Bâle, est obligé de passer par la zone des schistes cristallins et du Carbonifère avant de pénétrer dans la zone granitique Aar - Forêt Noire. La vitesse de propagation étant plus grande dans cette seconde formation, le rayon subira une réfraction au contact du régime synclinal et du noyau anticlinal. L'orientation du second tronçon du rayon séismique détermine le déplacement imaginaire, vers l'Est, de la région épicentrale.

La même fig. 5 explique la marche hypothétique du rayon qui atteint la station de Zurich en partant de Montana. On y voit l'effet de deux réfractions.

9. *Sources. Lacs.*

La réaction du tremblement de terre sur les sources devrait former un chapitre spécial. On peut espérer que cette question sera traitée par E. Wanner. E. Gagnebin se propose de consacrer à la source sulfureuse de Lavey une étude spéciale. On y trouvera une description détaillée de l'effet produit par le tremblement de terre du 25 janvier sur cette source.

Cependant, ni le cas de Lavey ni ceux des sources de St-Léonard ou des sources de Loèche-les-Bains n'apportent de nouveaux arguments à l'étude de la tectonique profonde. En effet, aucune des sources qui, après le tremblement de terre, ont commencé à fonctionner anormalement, n'a été caractérisée par un changement notable de température ou de composition chimique. Ainsi, les causes des réactions constatées sont à rechercher tout près de la surface.

Je renvoie au travail de P.-L. Mercanton (24) tous ceux qui s'intéressent aux effets produits sur les lacs suisses par le tremblement de terre du 25 janvier 1946.

Bibliographie.

1. OULIANOFF, N. — Le massif de l'Arpille et ses abords. *Matériaux pour la carte géol. de la Suisse,* nouv. série, livraison 54, Berne 1924.
2. OULIANOFF, N. — Superposition des tectoniques successives. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.* (Lausanne), vol. 59, 1937, p. 429.
3. OULIANOFF, N. — Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. « Guide géol. de la Suisse », publié par la Soc. géol. suisse, 1934, fasc. II, p. 121.
4. OULIANOFF, N. — Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables. *Bull. de la Soc. vaud. des Sc. nat.*, vol. 62, 1943 et *Bull. des lab. de géol., minéral., géophys. et du Musée géol. de Lausanne,* N° 77, 1943.
5. PETERHANS, E. — Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des « Préalpes médianes » entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. de la Soc. helv. des Sc. nat.,* vol. LXII, 1926.
6. LUGEON, M. et GAGNEBIN, E. — Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, N° 47, vol. 7, 1941 et *Bull. des lab. de géol., min., géophys. et du Musée géol. de Lausanne,* N° 72, 1941.
7. LUGEON, M. — La région de la Brèche du Chablais (Haute Savoie). *Bull. Serv. carte géol. France,* t. VII, N° 49, 1896.
8. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. — La photographie aérienne au service de la géologie. *C. R. Acad. Sc.*, t. 199, 1934, p. 431.
9. WANNER, E. — Ueber die Mächtigkeit der Molassenschicht. *Vierteljahresschrift der Naturforsch. Gesellschaft Zürich,* Bd. LXXIX (1934), S. 241.
10. GUTENBERG, E. — Handbuch der Geophysik, Bd. IV (1932), S. 66.
11. ARGAND, E. — Profils accompagnant la carte spéciale N° 64. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse,* nouv. série, livr. XXVII, planche II, 1911.
12. STAUB, R. — Der Bau der Alpen. *Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz,* N. F. Lief. 52 (1926), Spezialkarte N° 105, Blatt 2.
13. WIECHERT, E. — Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. *Zeitsch. f. Geophysik,* V. Jahrgang (1929), S. 159.
14. BROCKAMP, B. und WÖLCKEN, K. — Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. *Zeitsch. f. Geophysik,* V. Jahrgang (1929), S. 163.
15. MARIÉTAN, I. — Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Bull. de la Murithienne,* Sion, 1946, p. 72.
16. LUGEON, M. — Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, au 1 : 50 000. *Mat. pour la carte géol. de la Suisse,* nouv. série, livr. XXX. Carte spéciale N° 60, Berne, 1910.
17. JEFFREYS, H. — On Near Earthquakes. *Monthly Notices of Royal Astron. Soc., Geophys. Supplement* 1 (1926), London.

18. JEFFREYS, H. — Vorschlag einer neuen Nomenklatur für Nahebebendiagramme. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. 40 (1933), p. 96.
19. CHRIST, P. — Planche II dans le fasc. I du « Guide géologique de la Suisse », publié par la Soc. géol. suisse, 1934.
20. BAUMBERGER, E. — Planche VI dans le fasc. I du « Guide géol. de la Suisse », publ. par la Soc. géol. suisse, 1934.
21. DE QUERVAIN, A. — Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visper-Erdbeben auf Grund der Aufstellung des transportablen Seismographen Quervain-Piccard im Epizentralgebiet. *Jahresbericht* 1924 *des Erdbebendienstes der schweizer. meteorologischen Centralanstalt*, S. 23.
22. DE QUERVAIN, A. — Ein Beispiel zur experimentellen Seismologie. *Gerlands Beiträge z. Geophysik*, vol. 15 (1926), p. 317.
23. WANNER, E. — Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. *Eclog. geol. Helvetiae*, vol. 38 (1945), S. 151.
24. MERCANTON, P.-L. — Le sisme du 25 janvier 1946 : son effet sur les lacs suisses. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 63, N° 267, 1946, p. 321.
25. IDE, JOHN-M. — Comparison of statically and dynamically determined Young's modulus of rocks. *Proc. of the Nat. Acad. of Sc.*, vol. 22, N. 2, 1936, p. 81.
26. DE QUERVAIN, A. — Beitrag zur experimentellen Bestimmung der Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in den obersten Schichten. *Jahresber.* 1921 *des Erdbebendienstes der Schweiz. Meteorol. C. A.*, vol. 58.
27. ZEET, Z.-D. — Seismological data on surface layers in New England. *Bull. of the seismological Society of America*, vol. 26 (1936), p. 129.
28. GUTENBERG, B. — Travel time curves at small distances and wave veloeities in Southern California. Gerlands Beiträge z. Geophysik, vol. 35 (1932), p. 6.
29. BROCKAMP, B. — Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. *Zeitsch. f. Geophysik*. VII. Jahrgang (1931), S. 295.