

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 19 (1966)
Heft: 2

Artikel: Études géophysiques dans le lac Léman : interprétation géologique
Autor: Serruya, C. / Leenhardt, O. / Lombard, Aug.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739329>

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: 30.03.2025

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

ÉTUDES GÉOPHYSIQUES DANS LE LAC LÉMAN INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE

PAR

C. SERRUYA¹, O. LEENHARDT² et Aug. LOMBARD³

INTRODUCTION

Dans le cadre de l'étude de la sédimentation du Léman, C. Serruya a entrepris d'utiliser les méthodes du sondage sismique continu pour reconnaître la nature des sédiments qui recouvrent le tréfonds rocheux. La collaboration du Laboratoire de Géodynamique de la Sorbonne et du Musée Océanographique de Monaco a permis d'abord une reconnaissance au sondeur de vase (*Mud Penetrator*) début avril 1964. Les services de la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G.) ont été employés pour le sondage sismique continu (*Sparker*) fin avril 1964⁴. Le sondeur de vase de Monaco a été utilisé aussi pendant cette campagne. Le fonctionnement simultané des deux appareils ne présente pas d'inconvénient technique et leurs résultats se complètent bien.

Grâce au Research Committee de la National Geographic Society, le Musée Océanographique de Monaco a disposé ensuite d'un appareillage de sondage sismique continu plus perfectionné et transportable (O. LEENHARDT, 1965); l'étude a été reprise à l'aide du *Boomer* 1000 J et du sondeur de vase en novembre-décembre 1964. Ce sont les résultats de ces trois campagnes que nous présentons ici (fig. 1).

O. Leenhardt, ingénieur géophysicien, a assuré le fonctionnement optimum du matériel dans le milieu lacustre.

O. Leenhardt et C. Serruya ont pourvu à l'organisation matérielle des campagnes et dépouillé les enregistrements.

C. Serruya, géologue, a effectué l'interprétation géologique des données géophysiques.

A. Lombard, professeur à l'Université de Genève, a discuté et complété les hypothèses proposées et a dirigé la rédaction du présent travail.

Les trois campagnes ont duré environ six semaines. Le travail de dépouillement et d'interprétation a occupé plusieurs mois.

¹ Centre de Recherches Géodynamiques, 74, Thonon.

² Musée Océanographique, Monaco.

³ Institut de Géologie de l'Université de Genève.

⁴ Crédit spécial du Centre National de la Recherche Scientifique.

I. APPAREILS ET MÉTHODES

A. LES APPAREILS ET LEUR MISE EN ŒUVRE

Sondeur de vase : 12 kHz, débordé sur le flanc du navire.

Sparker : hydrophone MP-510 et *Sparker* 1000 J, traînés à 70 m derrière le navire, avec enregistreur Alpine à balayage de 250 ms, sans programme.

Boomer : *Boomer* 1000 J, à proximité immédiate du navire, hydrophone HS-MP 4 à 50 m environ derrière le navire avec enregistreur E.G. et G. 254, à balayage variable et programme; filtres: 200-800 Hz.

Navires : successivement le *Moïse* du Centre Géodynamique de Thonon pour le sondeur de vase seul, le *Chablais* de la C.G.N. pour le *Sparker*, un chaland remorqué par une vedette de l'I.N.R.A. pour le *Boomer*.

Vitesse : de 1 à 4 nœuds selon les conditions de bruit et de navigation.

Topographie : à l'estime avec le *Moïse*, avec deux topographes à terre ensuite. La topographie, sans être très précise, est cohérente. Grâce à la Gendarmerie Nationale, des postes AN-GRC 9 ont permis les liaisons topographiques. Les routes effectuées sont reportées sur le plan de position général (fig. 1).

B. MÉTHODES

Les méthodes et les caractères techniques des enregistrements ont été décrits précédemment (P. CROUZET, 1964a et b; O. LEENHARDT, 1964, 1965).

Nous ne ferons que rappeler les principes généraux des méthodes employées et certaines caractéristiques nécessaires à la compréhension de l'analyse des enregistrements.

1. *Sondeur de vase*

a) Principe du fonctionnement: « la décharge d'une capacité dans un circuit contenant une self (bobine) et une capacité (transducteur) fait osciller ce circuit à une fréquence préférentielle. Il s'ensuit que le transducteur, en régime forcé, émet un train d'ondes élastiques. Celles-ci sont réfléchies par les discontinuités physiques du fond et du tréfonds, reçues par le même transducteur, amplifiées et enregistrées » (O. LEENHARDT, 1964).

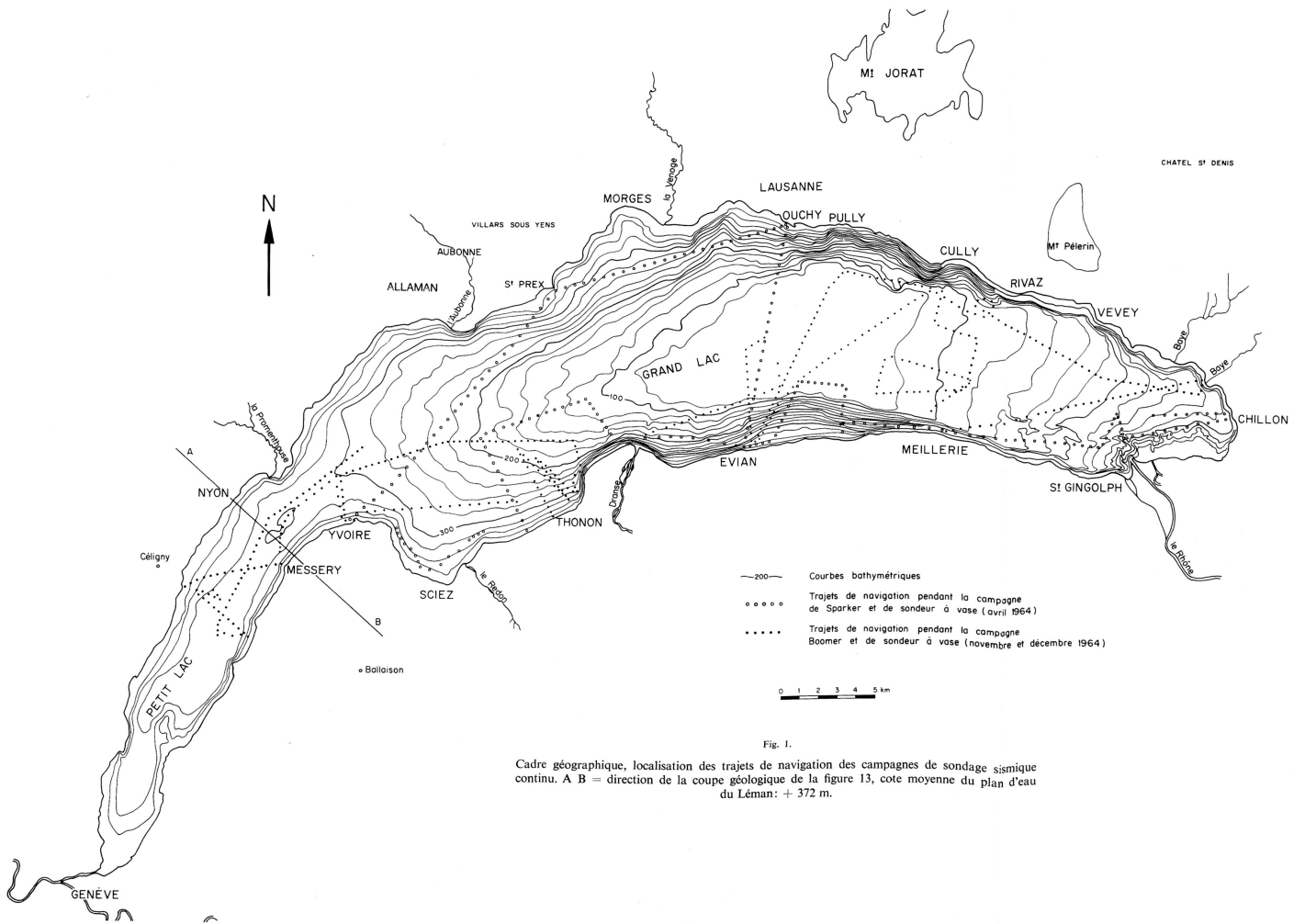


Fig. 1.

Cadre géographique, localisation des trajets de navigation des campagnes de sondage sismique continu. A B = direction de la coupe géologique de la figure 13, cote moyenne du plan d'eau du Léman: + 372 m.

b) Par faible profondeur, les enregistrements sont nets. Lorsque la profondeur d'eau excède 120 m, un fond plat s'inscrit en une ligne irrégulière, avec l'enregistreur 5'' du *Mud Penetrator*; ceci est dû au fait que le moteur synchrone de l'enregistreur 5'' n'est pas contrôlé; il suit les variations faibles, du régime du groupe électrogène. D'autre part, passé 200 m de profondeur, le fond n'apparaît plus. Avec le *Seismic recorder* E.G. et G. 254, qui est réglé, quelques essais ont été faits qui ont permis d'obtenir une image des structures du fond dans les zones les plus profondes.

2. Le sondage sismique continu

a) Principe de fonctionnement:

Sparker: le sparker utilise le bruit d'une étincelle électrique dans l'eau produite sous une tension de 4000 à 10 000 V.

Boomer: « le boomer ne diffère du sparker que par l'émetteur électro-acoustique. Au lieu de provoquer une étincelle électrique, la décharge des capacités est envoyée dans une bobine plate, à spirale de cuivre, contre laquelle est fixé un disque en aluminium. L'effet des forces électro-magnétiques lors de la variation rapide du courant est d'écarter violemment la plaque de la bobine, créant ainsi une impulsion élastique. » (O. LEENHARDT, 1965).

b) Sur les enregistrements, les profondeurs sont transcrites en unités de temps. Ce temps représente la durée du trajet aller et retour de l'onde élastique, de la surface du miroir considéré; il s'inscrit sur l'enregistrement du haut vers le bas.

Dans l'eau, la vitesse de propagation est de 1450 m/s. Dans les vases, les mesures de vitesse dans deux carottes effectuées au Bureau d'Etudes Océanographiques à la Marine Nationale par J. Merle (communication orale) à l'aide d'un célérimètre Bockel sont:

- pour la vase lacustre: $V = 1450$ m/s
- pour la vase glaciaire: $V = 1650$ m/s.

Nous proposons:

- $V = 1500$ m/s dans les vases superficielles (V)
- $V = 1700$ m/s dans les vases profondes (S)
- $V = 2200$ m/s dans la couche supramolassique (C).

La C.G.G. transposant des mesures faites à terre a utilisé:

- $V = 1500$ m/s dans l'eau
- $V = 2500$ m/s dans le recouvrement.

Ces valeurs sont arbitraires. Elles introduisent une erreur par excès sur les valeurs des profondeurs exprimées en mètre du rapport P. Crouzet et des isobathes publiées par C. Serruya. Nous retiendrons la valeur de 2500 m/s dans la moraine.

Les valeurs des vitesses exprimées ci-dessus sont données à titre d'illustration ; mais en dehors des mesures que nous n'avons pu effectuer que sur des carottes de 5 m, elles ne reposent que sur des compilations. C'est à cause de l'imprécision de nos connaissances actuelles sur la vitesse de propagation des ondes élastiques dans les vases que nous avons préféré exprimer nos résultats en temps (c'est-à-dire en durée de parcours de l'onde élastique), au lieu de les convertir en épaisseur. Par suite de l'inégalité d'épaisseur des formations de vitesses différentes, la topographie ainsi dessinée est légèrement déformée (fig. 2).

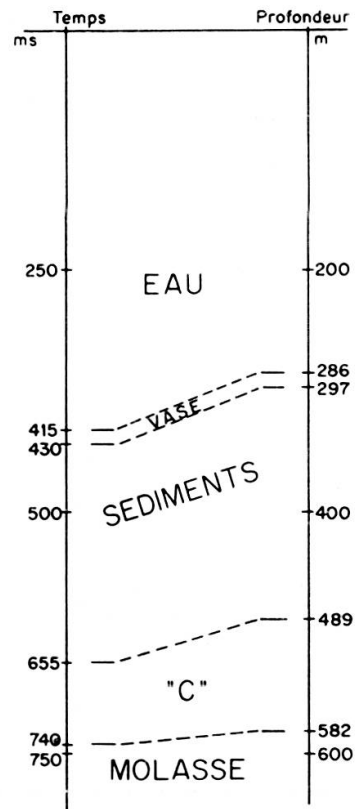


Fig. 2.

Coupe temps-profondeur pour les différentes formations, ms = milliseconde.

II. ANALYSE DES ENREGISTREMENTS

A. SONDEUR DE VASE

Différents types de vases sont rencontrés. Ils ont été décrits antérieurement par L. GLANGEAUD, O. LEENHARDT et C. SERRUYA (1964). Des enregistrements complémentaires effectués ensuite en précisent la classification (modifiée).

1. *Vase rubanée*

Elle apparaît sur l'enregistrement sous forme de strates régulières et parallèles, successivement blanches et foncées. La finesse de résolution est d'environ 15 cm; les strates observées ne correspondent donc pas aux microvarves de taille millimétrique. Etant donné la méthode employée, nous pouvons seulement dire que ces couches alternées correspondent à des variations de densité du sédiment qui se répètent un certain nombre de fois.

Ce type peut présenter deux aspects différents:

— vase rubanée reposant directement sur un réflecteur puissant (moraine ou molasse). L'épaisseur varie de 1 à 10 m (fig. 3).

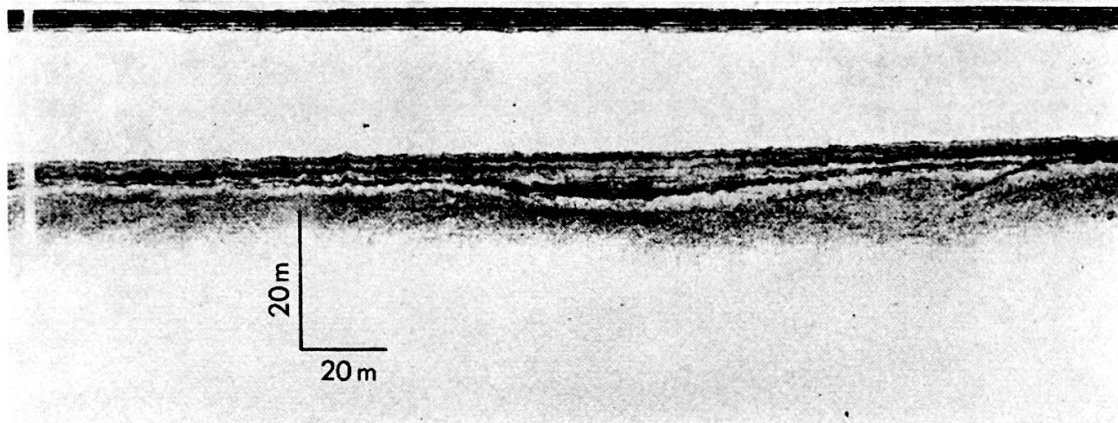


Fig. 3.

Vase rubanée reposant sur un réflecteur. Coupe enregistrée au large d'Yvoire sur le trajet Saint-Prex-Yvoire, profondeur de l'eau: 90 m. Le réflecteur est ici de nature morainique.

— vase rubanée dont on n'atteint pas la base par suite de l'épaisseur plus grande du dépôt (fig. 4).

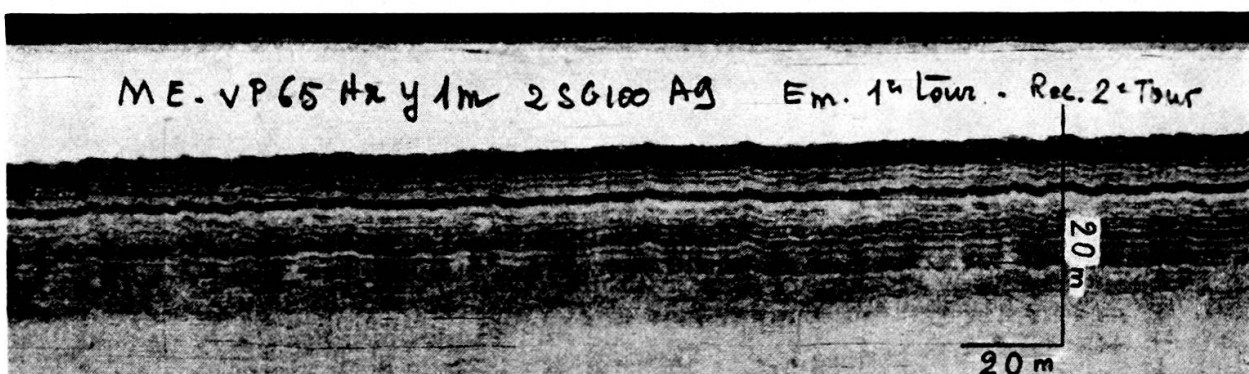


Fig. 4.

Vase rubanée où la base n'est pas atteinte. Coupe enregistrée dans le Petit-Lac à l'ouest d'Yvoire par 60 m de fond.

Les vases rubanées, comme d'ailleurs les vases à structures en pagodes décrites plus bas, épousent la forme du tréfonds sur lequel elles reposent. Ce tréfonds présente une pente générale et des ondulations locales. La pente du tréfonds peut dépasser 10 pour cent. On peut admettre que la vase se dépose en strates parallèles sur de telles pentes.

Lorsque des strates parallèles et inclinées recourent la topographie légèrement inclinée du fond, avec par rapport à celui-ci des pentes de 0,5 à 1 pour cent, il est permis de penser que ces vases ont subi des déformations (fig. 5).

2. Vases à structures « en pagodes »

En certains endroits des enregistrements, apparaissent des figures de déformation du litage (fig. 6).

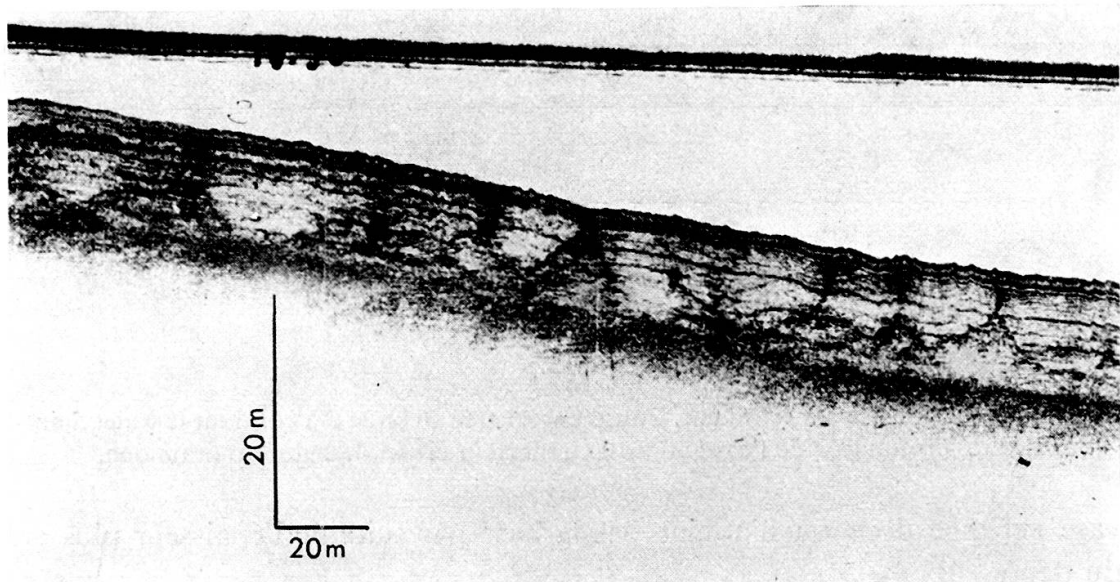


Fig. 6.

Structures « en pagodes ». Coupe enregistrée au large de Saint-Prex sur le trajet Saint-Prex-Yvoire, profondeur de l'eau 80 m.

Description:

Ces figures apparaissent dans une vase rubanée, par renforcement de la teinte, révélant une forme en toit de pagode qui n'interrompt pas nécessairement la stratification de la vase. Nous proposons de les appeler structures « en pagodes ». Ces figures atteignent 10 à 15 m de hauteur. Elles se répètent avec une périodicité de l'ordre de 20 m. Les flancs des pagodes présentent en général une légère concavité vers le haut.

Des variations existent néanmoins suivant les différentes régions du lac.

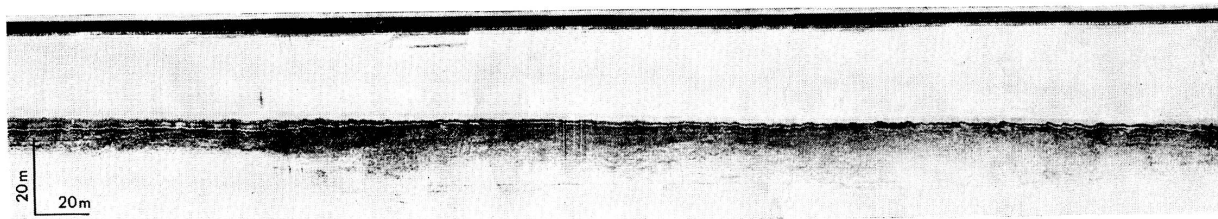


Fig. 5.

Réfecteur recoupant la topographie sous-lacustre. Coupe enregistrée dans le Petit-Lac entre Yvoire et Nyon par 70 m de fond.

Conditions bathymétriques:

Les structures en pagodes n'apparaissent qu'entre 30 et 160 m de profondeur. Cependant la limite inférieure est mal établie pour les raisons techniques décrites plus haut.

Conditions de pente:

Les structures en pagodes n'apparaissent que sur les pentes supérieures à 3 pour cent. On en trouve sur les pentes allant jusqu'à 25 pour cent.

Conditions sédimentologiques:

3 m de vase rubanée au moins sont nécessaires pour l'apparition des pagodes.

Age:

Les structures en pagodes n'apparaissent pas en général, sur les enregistrements *boomer*. Elles ne peuvent pas être dues à des artefacts d'appareillage ni à des interférences dues à la pente. De récents carottages permettent de rattacher ces structures à des sédiments d'âge préboréal.

Remarque:

Dans l'impossibilité de prendre plusieurs carottes sur une même structure (repérage trop imprécis du bateau et surtout du point d'impact du carottier) aucune corrélation n'apparaît pour l'instant avec les résultats sédimentologiques.

Interprétation:

A la suite de la première campagne, nous avons cru (L. GLANGEAUD, O. LEENHARDT et C. SERRUYA, 1964) pouvoir expliquer ces structures par des phénomènes périglaciaires. Elles ne semblent cependant pas pouvoir être interprétées comme des fentes de gel. Le professeur J. Dylick¹, consulté par lettre, écrit à ce sujet.

« L'existence des fentes me semble plutôt douteuse parce que les couches ne sont pas rompues et elles semblent traverser tranquillement les fentes apparentes.

» Même dans les pays beaucoup plus continentaux que la région du lac Léman, comme par exemple la Pologne ou la Hongrie, la plus grande profondeur des fentes en coin pléistocènes ne dépasse pas 4 ou 5 m. Dans le cas de votre section, la profondeur des fentes serait de 12 m. »

3. Zones sans pénétration

Dans certaines conditions l'enregistreur n'indique que le fond. Ce sont les zones où la densité est assez élevée pour absorber toute l'énergie émise: vase compacte ou sable.

a) Placages de terrasses deltaïques:

¹ Instytut Geograficzny Uniwersytetu Łódzkiego.

Près de l'embouchure de quelques rivières (ex. : le Redon), la topographie montre un plateau entre 6 et 8 m, puis une rupture de pente accusée jusqu'à 15-16 m rejoignant, après inflexion, la pente normale du fond. La pénétration est faible ou nulle. Devant le Redon, nous avons carotté du sable. Dans ce cas la composition détritique du dépôt forme un écran. Une étude récente montre avec précision la topographie de cette zone côtière : la rupture de pente paraît générale (P. MERCIER, L. PUSZTASZERI, J.-P. VERNET, 1965).

A l'embouchure de la Promenthouse, cette topographie se complète par des réflecteurs continus en amont et en aval de la rupture de pente sous laquelle ils sont masqués; ceux-ci sont discordants par rapport au plateau mais deviennent parallèles

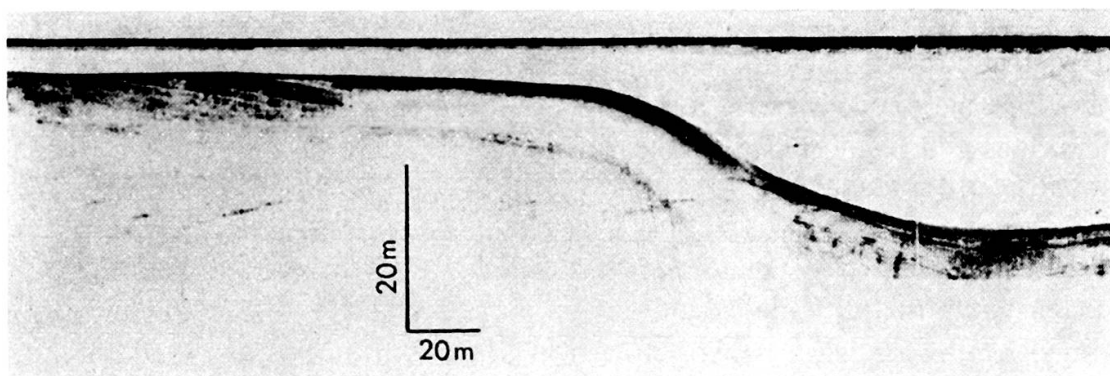


Fig. 7.

Terrasse deltaïque sous-lacustre de la Promenthouse (Petit-Lac). Profondeur de l'eau dans la partie horizontale de l'enregistrement: 7 m.

au fond vers le large (fig. 7). Cette disposition rappelle, à une échelle, plus réduite la « knee line » de l'accumulation sédimentaire en bordure du plateau, décrite par Edgerton et Leenhardt au large de Monaco.

b) Moraines:

Au nord d'Yvoire, on sait depuis F.-A. FOREL (1892) que le fond est constitué par la moraine affleurante. Cette formation n'est pas pénétrée à cause de sa granulométrie trop grossière et hétérogène.

Sur les flancs de la barre d'Yvoire, la vase est déposée en biseau (voir fig. 3).

c) Cônes de déjection (Dranse):

Là encore aucune pénétration n'est observée à cause de la nature caillouteuse du delta.

B. SONDAGE SISMIQUE CONTINU

Nous observons quatre horizons principaux.

1. Horizon M

C'est le plus profond. Il présente une surface irrégulière, largement ondulée,

souvent avec une surface en marches d'escalier. Cet horizon est caractéristique entre Ouchy et Saint-Prex. Le même aspect est observé entre Evian et Cully, bien

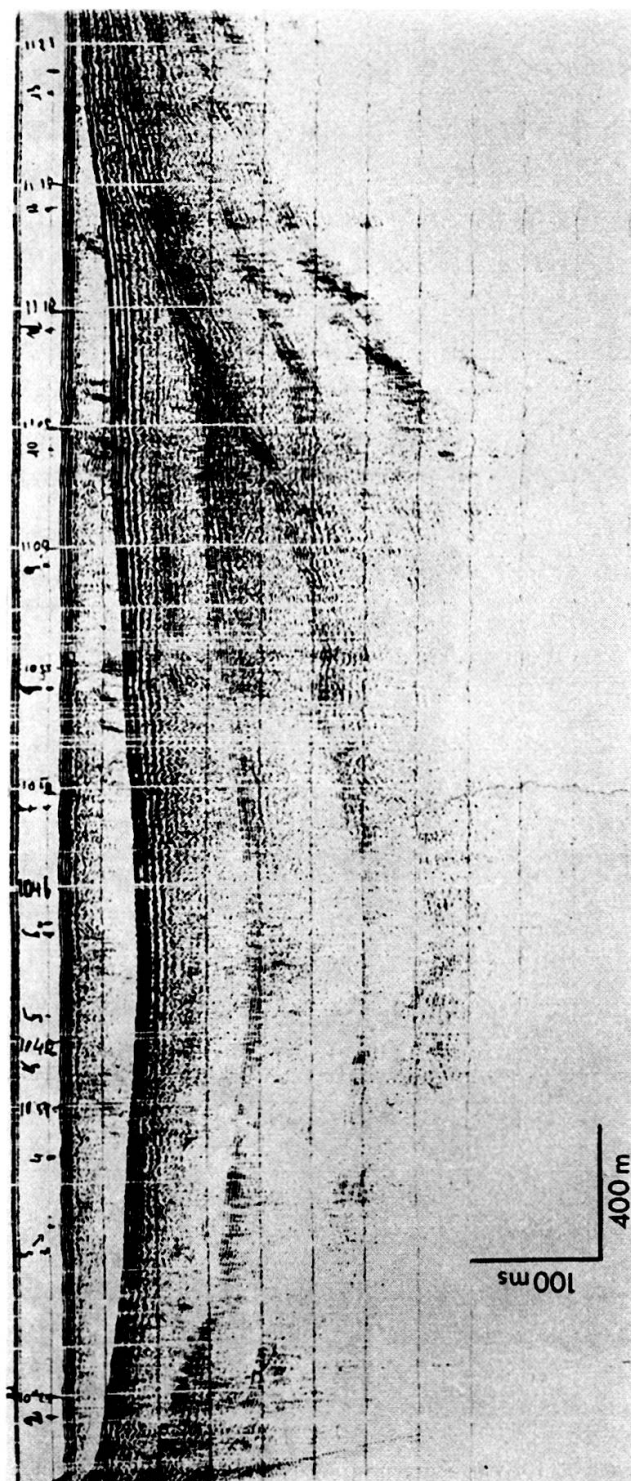


Fig. 8.

Coupe transversale du Petit-Lac, enregistrée sur le trajet allant de Messery au sud de Céligny.
Profondeur maximum de l'eau: 65 m; ms = milliseconde.

que sur la partie médiane de ce trajet, l'horizon M soit peu clair par suite de la trop grande vitesse de navigation. Sur cette coupe, la profondeur maximale est de 700 ms.

Comme la molasse affleure sur la rive suisse entre Lausanne et Saint-Prex, nous lui avons identifié l'horizon M. La molasse constitue donc le tréfonds du Grand-Lac entre les lignes Yvoire-Saint-Prex et Meillerie-Rivaz. Elle affleure aussi sur les rives du Petit-Lac.

Sa profondeur maximale est de l'ordre de 360 ms à l'Est de la Promenthouse.

Sur la ligne Saint-Prex-Yvoire se trouve un col à 300 ms qui déprime la zone de l'anticlinal d'Yvoire, visible sur le trajet Yvoire-baie de Sciez. Dans le Grand-Lac la molasse forme un fossé, d'abord large et peu profond, orienté SW-NE de Sciez au large de Thonon puis WSW-ENE jusqu'au sud de Pully tournant à la direction W-E jusqu'à la ligne Meillerie-Rivaz. Là, à sa plus grande profondeur, la molasse se perd, sous un recouvrement opaque. C. Serruya a décrit cette topographie comme « une grande vallée qui semble prendre sa source dans la baie de Sciez, « qui reçoit du nord et de l'ouest des affluents et coule vers l'est ».

Cette vallée est dissymétrique, le thalweg est toujours plus proche de la rive sud du lac. Mais alors qu'à Thonon le flanc français est plus abrupt que le flanc suisse, celui-ci devient pratiquement faillé devant Cully. Vers l'est, le fond de la vallée est dédoublé par la présence d'une dépression affluente marquée sur 5 km dans la direction d'Ouchy (fig. 9).

Quelle est l'origine du recouvrement opaque qui masque la partie est de cette vallée ? Il n'a pas une limite tranchée. Sur la rive française cette limite est celle du charriage. Très près de la rive suisse, devant Chillon, des réflecteurs apparaissent à nouveau (fig. 10). Ce recouvrement dans sa partie discontinue, paraît provenir d'éléments très absorbants (organiques et peut être même sous forme gazeuse) recouverts d'une couche de sédiments d'environ 15 m¹ d'épaisseur sous le fond.

Dans le Petit-Lac, la pente générale de la molasse est aussi W-E; on ne doit plus parler de vallée, mais de synclinal dissymétrique dont le fond présente des contre-pentes, au versant français plus abrupt et faillé.

Concluons (fig. 11):

a) Si la grande vallée a eu, à une époque donnée, un exutoire vers l'est, il ne nous est pas possible de préciser sa position.

b) La limite sous-lacustre du charriage est tout à fait nette sous la rive française. Plus au nord, cette limite est masquée par le recouvrement opaque signalé plus haut.

c) Si, suivant M. LUGEON (1897), le Rhône a coulé vers le lac de Neuchâtel par Lausanne, ce fleuve a pu emprunter la dépression SE-NW existant au nord de Meillerie, en direction d'Ouchy. Cette dépression ne se prolonge pas à l'ouest de la ligne Evian-Lausanne. Il serait donc nécessaire d'admettre d'importantes déformations différentielles postérieures de part et d'autre de cette ligne.

¹ Les épaisseurs de vases indiquées en mètres sont calculées avec $V = 1500$ m/s.

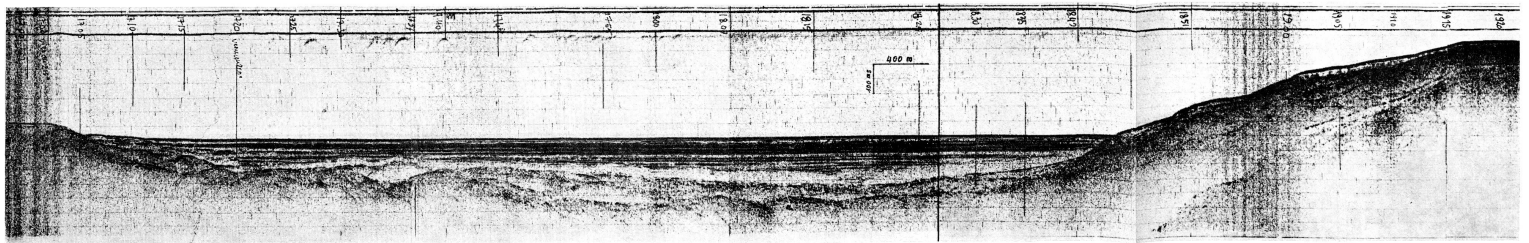


Fig. 9.

Coupe transversale du Grand-Lac, enregistrée entre Pully et Evian.
 Profondeur maximum de l'eau: 310 m; ms = milliseconde.

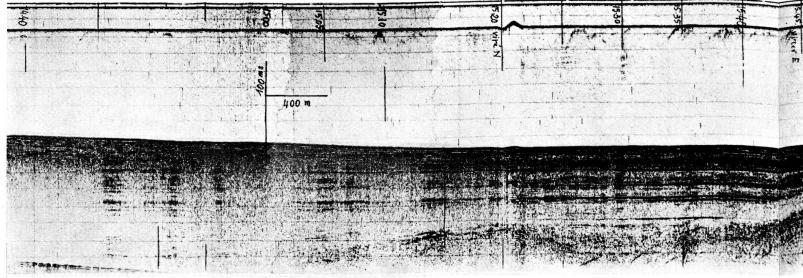


Fig. 10.

Recouvrement opaque de la partie orientale du lac. Coupe enregistrée au large de Meillerie.
 Profondeur de l'eau: 280 m environ; ms = milliseconde.

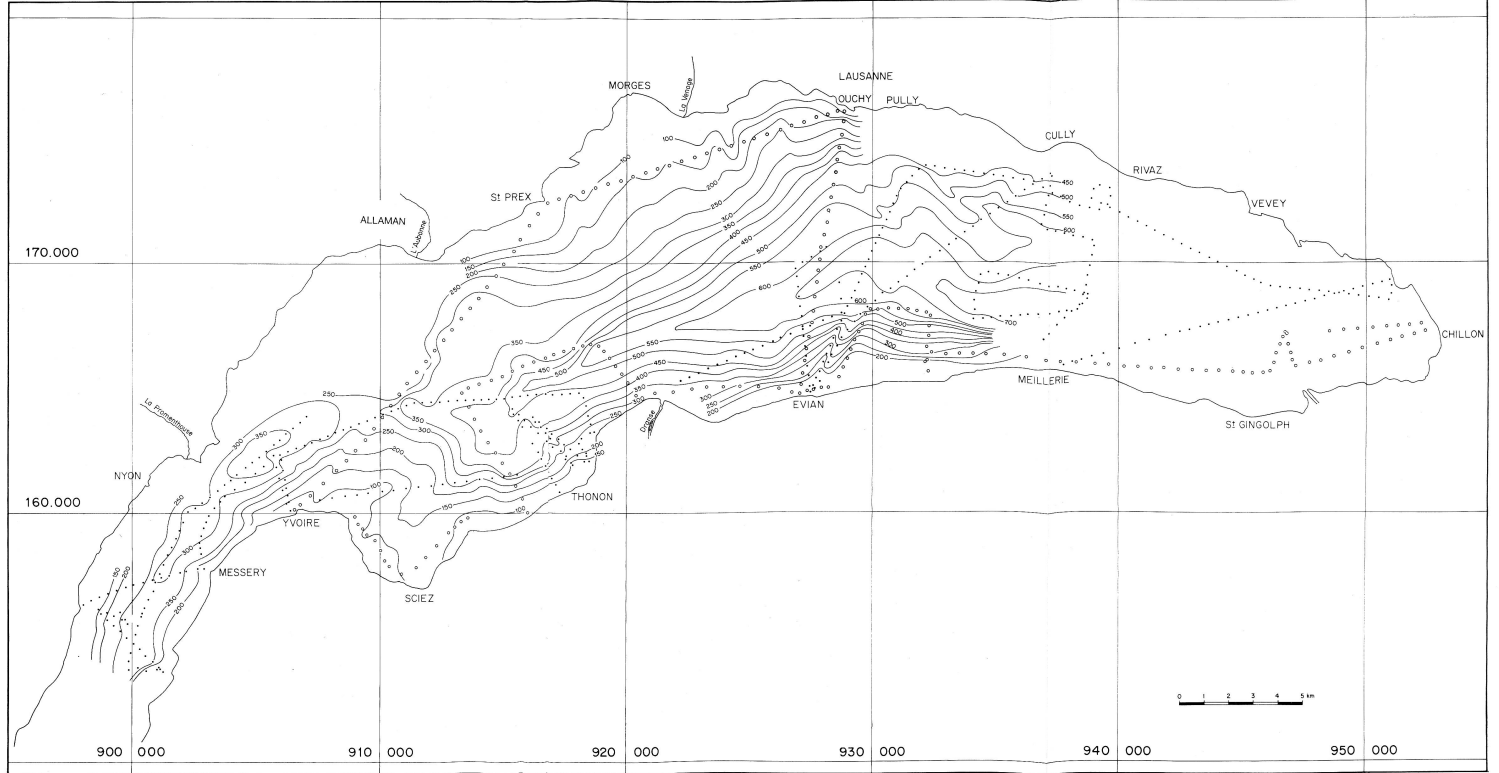


Fig. 11.

Carte des isochrones du toit de la molasse. Les courbes sont exprimées en millisecondes, les points

d) M. LUGEON (1897), E. JOUKOWSKY (1920) et E. GAGNEBIN (1937) ont supposé que le Petit-Lac était dû à l'ennoiement d'une vallée affluente de l'Arve qui, par érosion régressive, aurait capturé le réseau hydrographique existant à l'est d'Yvoire. La morphologie observée ne confirme pas cette hypothèse. En particulier, autour du col, la pente de la surface de la molasse est nulle vers l'ouest et marquée vers l'est.

2. Horizon C

Dans le centre du Grand-Lac l'horizon C couvre les parties déprimées de la molasse. Il se termine en biseau sur les flancs du bassin et contre la dorsale médiane profonde (voir fig. 9). Son épaisseur est inférieure à 100 ms.

L'extension de ce niveau vers l'ouest est incertaine. Sa nature géologique n'est pas identifiée.

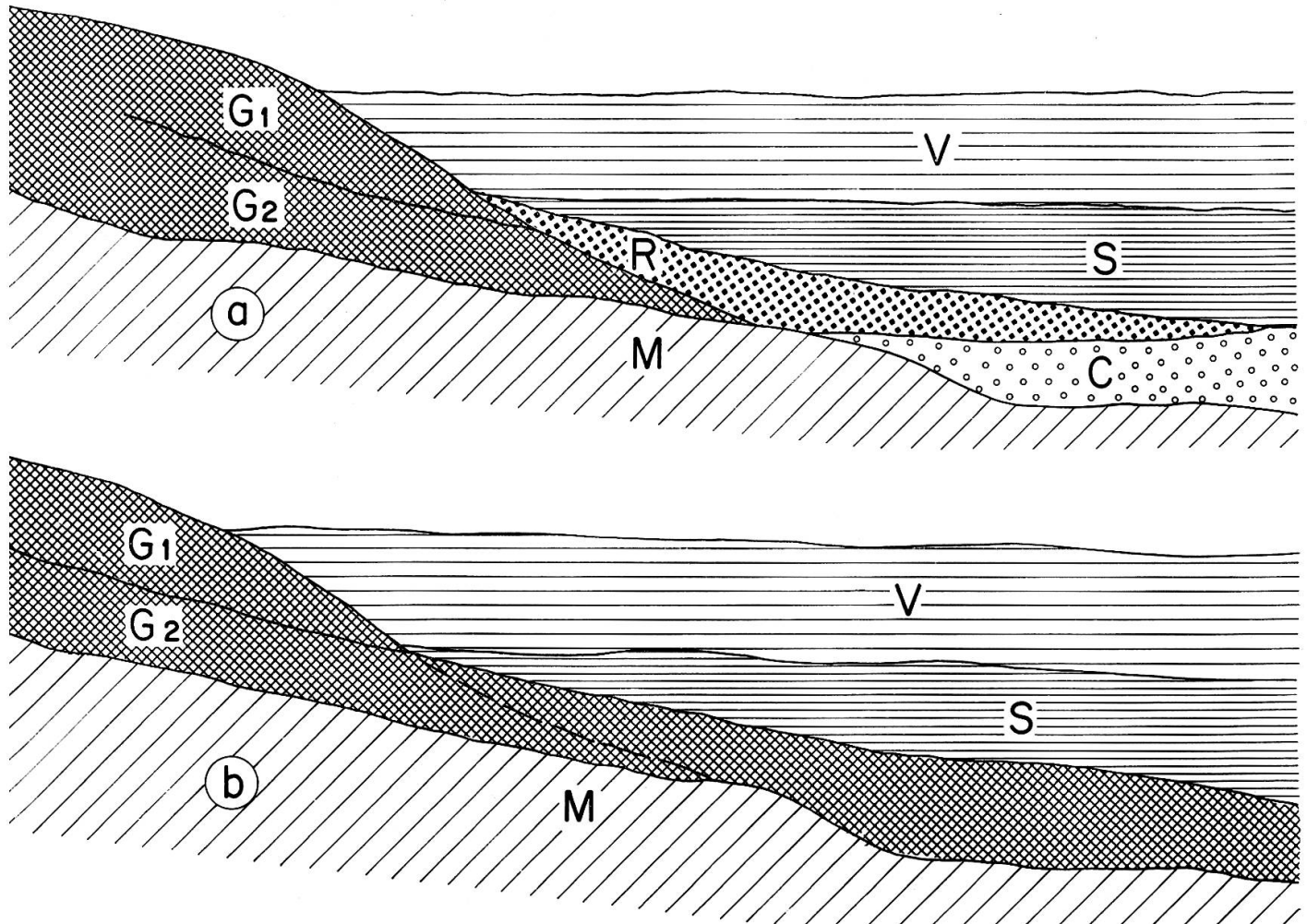


Fig. 12.

Deux interprétations possibles de la zone de passage entre la grande plaine centrale et le versant sud du lac. Légende dans le texte.

3. Horizon G

Sur les flancs du lac, apparaissent un ou plusieurs réflecteurs présentant les caractères suivants:

- ils ne s'observent que sur les pentes dans le Grand-Lac, mais s'étendent aussi sur le fond du Petit-Lac;
- ils ne forment pas des couches continues;
- de nombreuses diffractions s'observent, dans la masse, à partir du toit du réflecteur;
- dans le Petit-Lac, leur épaisseur dépasse 200 ms; dans la partie occidentale du Grand-Lac, elle peut atteindre 150 ms; au large d'Evian elle ne dépasse qu'exceptionnellement 100 ms. Sur la rive nord du Grand-Lac, cette formation n'existe qu'en lambeaux peu épais.

Ces caractères particulièrement nets devant Yvoire, permettent d'identifier ce réflecteur: la moraine.

Le passage de la plaine profonde au versant français pose un délicat problème d'interprétation sismique présentant deux solutions (fig. 12).

a) L'horizon C se termine en biseau vers la côte; il est toujours non identifié. Un coin aplati de sédiments anciens le surmonte. Les deux niveaux de moraines G^1 et G^2 se terminent en biseau vers le large.

b) La molasse constitue l'horizon profond. L'horizon C et la moraine profonde G^2 sont en continuité. L'horizon C est donc constitué de moraines. Dans ce cas, l'horizon R pourrait être un artefact; il devrait alors se présenter comme une hyperbole de réflexion sur le coin du biseau de moraine G^2 . Ce peut-être aussi une limite entre deux formations morainiques, analogues à celle existant entre G^1 et G^2 . Cette interprétation paraît plus vraisemblable.

En conséquence, tous les sédiments S et V remplissant la plaine sont post-glaciaires. Une telle masse sédimentaire déposée pendant une durée aussi courte peut se concevoir si on assimile cette formation à la « moraine supérieure » des auteurs (A. JAYET, 1964 et A. LOMBARD, 1965) qui l'interprètent comme le lessivage de la moraine würmienne.

Un choix entre l'une et l'autre de ces interprétations influe sensiblement sur la géologie quaternaire du lac, mais ne change pas l'image que nous présentons de l'évolution géologique antérieure.

4. *Sédiments supra-morainiques*

Le sondeur de vase a permis d'étudier la partie superficielle des sédiments. L'apport des émetteurs électro-acoustiques se limite à montrer la grande épaisseur de ceux-là, en particulier sur les coupes orientales.

L'identification certaine de la moraine n'est pas possible avec l'aide unique des enregistrements; lorsque celle-ci est constituée de matériel fin, elle peut être confondue avec les sédiments superficiels. Donc nous ne pouvons indiquer l'épaisseur de sédiments de remplissage avec certitude que dans la plaine centrale.

a) Grand-Lac:

Sur les flancs ces dépôts sont généralement peu épais. Ils dépassent rarement 20 m sur le flanc sud, 30 m sur le flanc nord. Dans la partie centrale du Grand-Lac, les sédiments empâtent la topographie sous-jacente: le fond est plat. L'épaisseur moyenne augmente d'ouest en est de 75 m au nord d'Evian jusqu'à 150 m au nord de Meillerie. Deux séries de réflecteurs sont visibles. La plus profonde est peu nettement inscrite, assez continue, nettement incurvée sur les bords, amortissant les formes du relief sous jacent. La séquence supérieure est plus nette, plus riche en réflecteurs, très continue, horizontale, se terminant au contact des terrains plus anciens de la pente avec une légère courbure.

La seule coupe en long effectuée confirme les données des coupes transversales et montre une solution de continuité entre le sédiment des flancs et les empilements de la plaine.

Il résulte de ces faits que le mode de dépôt des sédiments semble être différent sur les flancs et sur le fond plat.

Sur le flanc sud, jusqu'à la profondeur de 50 m, on trouve en général peu de sédiments actuels, le fond est constitué par du Préboréal (C. SERRUYA et J. SAUVAGE, 1966). En s'éloignant vers le large, l'épaisseur de vase actuelle croît. Cette sédimentation vaseuse, d'origine biochimique prédominante, suggère et rappelle une chute de neige. L'absence de vase actuelle près des côtes peut s'expliquer par la faible tranche d'eau nourricière de plancton. Il est probable que les courants de retour des vents dominants du nord rendent plus difficile le dépôt de cette vase actuelle de faible densité (1,2 en moyenne) sans qu'ils puissent éroder le Préboréal ou le Dryas de densité 1,9 environ.

Dans les zones à sédimentation détritique plus forte, les déséquilibres de pente provoquent des glissements en masse dont on connaît de nombreux exemples contemporains ou historiques.

La plaine joue le rôle de « piège à sédiment » (J. BOURCART et C. FRANCIS-BŒUF, 1942), que ceux-ci soient d'origine biochimique, qu'ils résultent de glissements de pente ou qu'ils proviennent de coulées denses nées dans les zones d'apport. Cette hypothèse rendrait compte de manière satisfaisante de la séquence supérieure très fournie en réflecteurs. Le Rhône reste évidemment la source principale des apports soit sous forme de sables déposés dans le Haut-Lac, soit sous forme de suspensions fines flottées assez loin; les matières organiques y sont présentes.

b) Petit-Lac:

L'épaisseur des sédiments varie entre 10 et 20 m; elle dépasse exceptionnellement 30 m par place. Les beaux sondages mentionnés par E. Joukowsky et J. B. Buffle en indiquent la stratigraphie exacte. La sédimentation paraît être intégralement post-Würm, indiquant l'âge de la mise en eau du Petit-Lac.

III. INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE (fig. 13)

L'origine du lac Léman et les causes de sa morphologie si particulière ont depuis longtemps intrigué les géologues, et plusieurs thèses se sont affrontées; l'une d'elles prêtait une origine glaciaire au Léman (E. GAGNEBIN, 1937).

Pour d'autres auteurs au contraire (F.-A. FOREL, 1892 et A. LOMBARD, 1939) l'origine tectonique du Léman ne fait aucun doute.

Notre travail confirme cette dernière théorie: la formation du lac Léman est liée à l'histoire tectonique de la région et partant à l'orogénèse alpine, au charriage des nappes préalpines et à la surrection du Jura.

A la lumière des structures que le sondage sismique continu a mis en évidence, nous essaierons de reconstituer l'évolution tectonique et paléogéographique de la région, en complétant et développant un travail antérieur (C. SERRUYA, O. LEENHARDT et L. GLANGEAUD, 1964).

Nous ne reviendrons pas sur les nombreux travaux des géologues alpins qui ont peu à peu dégagé la succession des événements très importants ayant bouleversé la région alpine pendant l'Oligocène.

Leurs conclusions conduisent, en ce qui concernent la région lémanique, à un modèle d'évolution structurale qui confirme tout à fait les idées émises par A. Lombard dès 1939.

Dans la région lémanique, trois domaines se sont peu à peu individualisés au cours de l'Oligocène.

1. Le domaine jurassien qui, dès le Stampien, est le siège de mouvements. Il en résulte des plis déjà faillés tel le faisceau oligocène et la faille de Pontarlier (D. AUBERT, 1945 et 1959, L. GLANGEAUD, 1949); l'ossature jurassienne est en formation.

2. Le sillon périalpin qui, dès l'Oligocène, est en voie d'affaissement permanent. Ce n'est pas faire preuve d'imagination que de mettre cette subsidence en relation avec les mouvements alpins et l'arrivée progressive des nappes.

3. Entre les deux domaines jurassien et périalpin se situe une région intermédiaire limitée par la faille de la Côte à l'ouest, par une ligne de direction SW-NE au sud: c'est le domaine de l'Avant-Jura.

La limite de cette troisième région avec le domaine alpin et périalpin est un accident très ancien intéressant aussi la rive sud du lac. Des recherches effectuées entre Saint-Didier et le Petit-Lac ont montré que:

— l'Aquitainen, absent de la région d'Yvoire-Messery comme du Genevois, atteint plus de 700 m au sud de Ballaison;

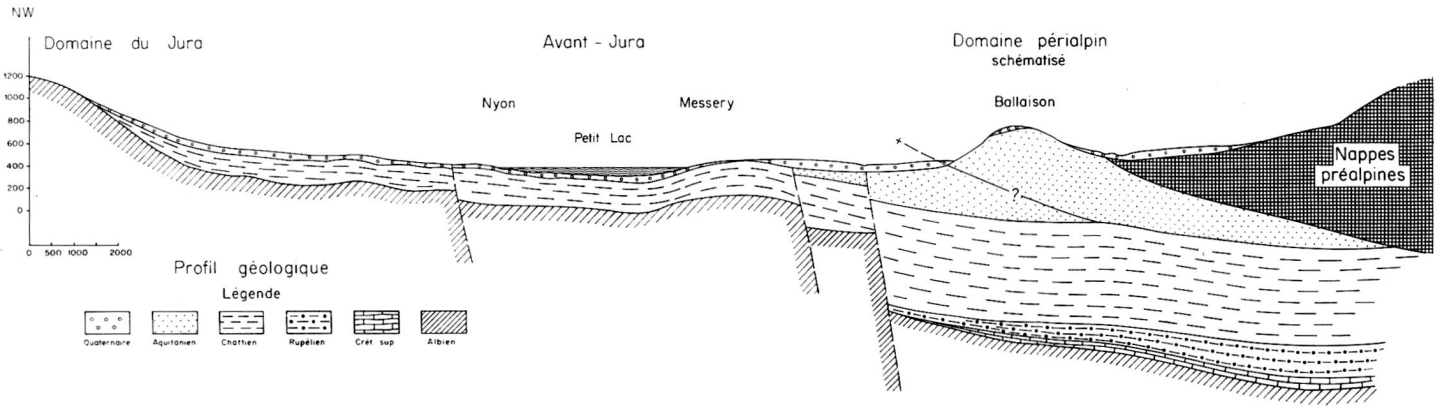


Fig. 13.

Coupe géologique schématique suivant la direction A B de la figure 1.

- le Chattien inférieur ne dépasse pas 240 m vers le Petit-Lac, mais est représenté par plus de 700 m de marnes et de grès à Ballaison;
- les formations tertiaires reposent sur l'Albien dans la première localité et sur le Crétacé supérieur dans la deuxième.

On est donc fondé à admettre que, très tôt, entre le domaine autochtone bordant les Préalpes et le domaine jurassien, s'est individualisée une région qui, sans être génétiquement liée au Jura, a eu une évolution structurale dirigée par le Jura proche. La direction des structures de cette zone a été moulée sur celles du Jura.

La limite orientale de cette région « Avant-Jura »-Petit-Lac est donnée par la pente structurale de la surface de la molasse, pente qui correspond au flanc est de l'anticlinal reconnu au large d'Yvoire et de direction Yvoire-Allaman. La limite entre les deux lacs était jusqu'ici basée sur la morphologie du glaciaire sous lacustre. Il faut désormais considérer que la limite Petit-Lac-Grand-Lac est donnée par le toit de la molasse. Elle se situe suivant l'axe Yvoire-Allaman de l'anticlinal, déprimé dans sa partie centrale.

Evolution post-mise en place des Préalpes :

A partir du Burdigalien, probablement, les nappes sont en place; la mer atteint Lausanne d'une part et Bellegarde de l'autre.

Les reliefs de la future cuvette lémanique sont drainés par des rivières qui descendent vers le rivage. L'axe d'érosion que nous voyons manifestement inscrit dans la molasse date-t-il de cette époque ?

De nouveaux mouvements rehaussent les reliefs alpins: la molasse subalpine chevauche la molasse autochtone et « le Haut-Jorat résulte ainsi d'un bombement, d'une ascension des masses comprimées du front » (A. BERSIER, 1939).

Nous trouvons la trace de ce front anticlinal de A. Bersier dans le lac sous forme d'un bombement allant d'Evian à Cully et nous constatons qu'à son niveau notre « vallée lémanique » a été déviée vers le nord.

La mise en place des massifs cristallins a accentué le basculement vers le nord des lignes topographiques. Le front des nappes a alors joué le rôle de coin pesant sur la région lémanique et tendant à l'abaisser.

Au Pontien, le Jura est le siège de mouvements importants qui vont transformer le glaciaire faiblement orienté vers la plaine suisse en une chaîne complexe.

La « vallée prélemanique » s'est formée après le bombement anticlinal Evian-Cully puisqu'elle est déviée par cet accident. Or, ce dernier est rapporté par A. Bersier à un âge Burdigalien ou juste post-Burdigalien. Il est donc probable que la vallée prélemanique a commencé à être érodée dans la molasse après le Burdigalien, à une époque où cependant le Jorat était encore peu élevé.

Nous ne savons pas quel était le sens de drainage de cette vallée, mais étant donné la permanence des caractères structuraux des différents ensembles depuis

l'Oligocène, il est peu probable que le drainage ait eu lieu vers l'ouest, domaine en voie de surrection ainsi que l'a démontré E. PARÉJAS (1938) il est plus vraisemblable de penser que cette vallée a coulé initialement vers l'est rejoignant la vallée du Rhône alors reliée au réseau du Nord.

Cependant la région au large de Meillerie, zone axiale des médianes, s'approfondissait continuellement sous l'effet de surcharge isostatique des Préalpes. A partir du moment où la subsidence fut assez active pour abaisser le fond molassique sous la cote du seuil de Châtel-Saint-Denis, cette dernière vallée devint suspendue. Les eaux du Rhône formèrent un lac dans la vallée lémanique. Il s'approfondit sans cesse et joua le rôle de niveau de base en capturant peu à peu toutes les rivières voisines et devint également un « piège à sédiments ».

En manière de conclusion, on peut concevoir que l'évolution de la cuvette lémanique se résume alors en trois phases :

1. Phase Venoge (A. LOMBARD, 1939) qui représenterait un drainage anténappe dont nous n'avons pas de vestiges.

2. Phase Broye: un grand collecteur épousant l'arc chablaisien, responsable de notre axe d'érosion prélemanique allait rejoindre la vallée du Rhône vers l'est du lac et le fleuve résultant de cette confluence rejoignait par la dépression de Châtel-Saint-Denis le réseau du Rhin comme le font encore les axes de drainage des Préalpes romandes.

Il n'est pas exclu que cette nouvelle phase d'érosion ait brouillé les traces du drainage antérieur. L'entaille de cette vallée prélemanique est postérieure à la mise en place des nappes, mais antérieure au soulèvement du Jorat.

3. Phase fort de l'Ecluse: l'enfoncement maximum de la vallée prélemanique se situe sur la ligne de poussée majeure des Préalpes, et sous l'effet de surcharge exercée par celles-ci (H. BADOUX, 1962). Des mouvements tardifs élèvent la zone du Jorat-Pèlerin et rendent inaccessible l'exutoire NE de la Broye. Ces mouvements inverses se poursuivent, approfondissent la dépression lémanique, qui se transforme rapidement en lac. Le drainage vers l'ouest s'est établi parce qu'alors le seuil de l'anticlinal d'Yvoire s'est trouvé plus bas que le seuil de la Broye. Dès ce moment, le Rhône s'achemine vers le SW, le défilé du fort de l'Ecluse retrouvant probablement un très ancien exutoire (Y. ARIKAN, 1964).

C'est sur ce paysage lacustre que se sont avancés les glaciers. Nous ne savons rien sur l'histoire des premières glaciations. Les informations sont à nouveau valables à partir de l'interglaciaire Riss-Würm dont on connaît de nombreux témoins dans la région de Genève.

Les éléments dont nous disposons pour l'interprétation de l'évolution quaternaire du lac sont encore insuffisants.

Deux interprétations différentes mentionnées page 190 peuvent être données.

Rappelons-les brièvement :

1. Dans le fond de la cuvette lémanique l'horizon C est une moraine rissienne ou würmienne et tout le remplissage est post-glaciaire, provenant du lavage des moraines côtières.

2. Cet horizon C n'est pas de la moraine et les sédiments au fond du lac peuvent alors être beaucoup plus anciens.

Les carottages que nous effectuons ne dépassant pas 10 m, il est pour le moment impossible de se faire une idée de la nature et de l'âge des sédiments profonds ainsi que de l'horizon C.

BIBLIOGRAPHIE

- ARIKAN, Y. 1964. Etude géologique de la chaîne du Grand Credo-Vuache (Ain, Haute-Savoie. France). *Thèse Univ. Genève*, n° 1358. Birkhäuser, Bâle.
- AUBERT, D. 1945. Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Bull. Labo. Géol. Lausanne*, n° 83.
- 1959. Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 12, fasc. 4, n° 16.
- BADOUX, H. 1962. Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Ecl. Geol. Helv.*, vo. 55, n° 1.
- BERSIER, A. 1939. Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, n° 63.
- BOCKEL, M. 1962. Projet d'une étude des propriétés acoustiques du fond de la mer in *Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale*. C.N.R.S., pp. 59-62, Paris, 83^e coll.
- BOURCART, J. et C. FRANCIS-BŒUF, 1942. *La vase*. Hermann, Paris.
- CROUZET, P. 1964a. Etude géophysique par méthode sismique dans les eaux du lac Léman. C.G.G. *Rapport manuscrit*.
- 1964b. Nouveaux procédés de sismique marine: le sparker et la gaz exploder. *Bull. Asso. Franc. Techn. Pétrole*, pp. 659-670.
- EDGERTON, H. E. and O. LEENHARDT, 1966. The « knee » in the continental shelf off Monaco. *Science Magazine* (sous presse).
- FOREL, F.-A. 1892. *Le Léman*. F. Rouge, Lausanne.
- GAGNEBIN, E. 1937. Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Lab. Géol. Lausanne Univ.*, n° 58.
- GLANGEAUD, L. 1946. Les nouvelles théories sur la formation du Jura. *Bull. Sci. Hist. nat.*, Doubs, n° 52.
- 1949. Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^e série, t. XIX, pp. 669-688.
- 1951. Les problèmes du Jura. Réunion extraordinaire dans le Jura franco-suisse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e série, t. 1, fasc. 9.
- O. LEENHARDT et C. SERRUYA, 1964. Structures enregistrées par le mud-penetrator dans les sédiments quaternaires du Léman. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 258, pp. 4816-4818.
- JAYET, A. 1964. Notice explicative de la feuille 1281 Coppet de l'Atlas géologique de la Suisse au 1/25 000^e.
- JOUKOWSKY, E. 1920. La formation du Petit-Lac. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 37 (2).
- 1927. La formation du Léman. *Géol. Mag.*, LXIV, pp. 97-101.
- et J. P. BUFFLE, 1938. Etude sur la partie occidentale du lac de Genève. *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 41.

- LEENHARDT, O. 1964. Le Mud- penetrator. *Bull. Inst. océanogr. Monaco*, n° 1303, 44 p.
- 1965. Le sondage sismique continu. *Rev. Géogr. Phys.*, VII, 4, pp. 285-294.
- et P. CROUZET, 1965. Essais comparés du boomer et du sparker. Rapport *Musée océanogr. Monaco*, OL/046 (Rapport manuscrit).
- LOMBARD, Aug. 1939. Influences tectoniques sur le modelé du bassin du Léman. *Bull. Ass. Géogr. Français*, n° 123.
- 1939. La géologie des Voirons. *Mém. Soc. Helv. Sc. nat.*, 74.
- et R. DE HALLER, 1964. Trois sondages dans la dépression de la Seymaz. *Arch. Sc. Genève*, 17, 3, pp. 354-356.
- 1965. Notice explicative de la feuille 1301 Genève de l'Atlas géologique de la Suisse au 1/25 000^e.
- LUGEON, M. 1897. Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 33.
- et E. GAGNEBIN, 1941. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, n° 72.
- MERCIER, P., L. PUSZTASZERI et J.-P. VERNET, 1965. Morphologie sous lacustre au large de Saint-Prex. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, n° 318, vol. 69.
- PARÉJAS, E. 1938. Essai sur la Géographie ancienne de la région de Genève. *Istanbul Univ. Fen. Fakul. mecmuasi*, t. 3, fasc. 2.
- SERRUYA, C., O. LEENHARDT et L. GLANGEAUD, 1964. Structures et évolution post-oligocène de la région du lac Léman (France et Suisse). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1752-1755.
- 1965. Quelques données nouvelles sur la structure profonde du lac Léman. *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, fasc. 1.
- et J. SAUVAGE, 1966. Stratigraphie tardi- et post-glaciaire des sédiments du lac Léman. *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 24, série D, p. 2397.

Cartes géologiques utilisées

- Feuille de Genève 1/25 000^e: Aug. LOMBARD et Ed. PARÉJAS, 1965. Notice explicative Aug. LOMBARD, 1965.
- Feuille de Coppet 1/25 000^e: A. JAYET, 1964. Notice explicative, 1964.
- Feuille de Montreux 1/25 000^e: H. BADOUX, 1965. Notice explicative, 1965.
- Feuille de Thonon 1/50 000^e: H. BADOUX. Notice explicative, 1965.
- Feuille d'Annecy 1/80 000^e, 2^e édition: L. MORET.
- Feuille de Thonon 1/80 000^e: E. GAGNEBIN, 1940.

Manuscrit reçu le 5 août 1966.