

Sédimentation récente sur le delta du Rhône (Lac Léman) à partir de profils de sismique réflexion à haute résolution

Autor(en): **Zingg, Olivier / Tacchini, Gilles / Marillier, François**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **96 (2003)**

Heft [1]: **Lake systems from Ice Age to industrial time**

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-169040>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Sédimentation récente sur le delta du Rhône (Lac Léman) à partir de profils de sismique réflexion à haute résolution

OLIVIER ZINGG^{1,2}, GILLES TACCHINI^{1,3}, FRANÇOIS MARILLIER¹, MAREN SCHEIDHAUER¹ & MILAN BERES^{1,4}

Mots clés : haute résolution, sismique réflexion, Lac Léman, delta du Rhône, levées, Quaternaire, Tauredunum

Key words : high resolution, seismic reflection, Lake Geneva, Rhone delta, levees, Quaternary, TauredunumD.

ABSTRACT

During a 2-D multi-channel seismic reflection survey on Lake Geneva in 1998, approximately 24 km of profiles were recorded with a 48 hydrophone streamer and an airgun to study the internal architecture of the Rhône River delta.

These data made it possible to identify two main lacustrine sedimentary sequences. The upper sequence is interpreted as a prograding delta with a channel-levee system up to 85 m thick and more than 5 km wide. In this sequence three seismofacies were identified corresponding respectively to a zone of channels, a zone of levees and a zone of reworked sediments either due to sub-lacustrine gravity slides (slumps) or to sediment degassing. The lower sequence represents an older deltaic structure. Mapping of the depth to its top indicates that two distinct river arms fed this paleo-delta. The two sedimentary sequences are separated by a strong reflector. It could correspond to a sudden change in sedimentation rate of the Rhône following the 563 AD catastrophic Tauredunum rockslide in the Rhône valley. Using this date, we estimate average sedimentation rates of the upper sequence to 0.4 to 1.8 cm/year.

RESUME

Lors d'une campagne de sismique réflexion multi-trace 2-D en 1998 nous avons enregistré environ 24 km de profils sur le lac Léman à l'aide d'une flûte de 48 hydrophones et d'un canon à air afin d'étudier l'architecture interne du delta du Rhône.

Ces données nous ont permis d'identifier deux séquences sédimentaires lacustres principales. La séquence supérieure est interprétée comme la progradation d'un delta composé d'un système chenal-levée de 85 m d'épaisseur maximale et de plus de 5 km de large. Trois sismofaciès y ont été identifiés, correspondant respectivement aux zones de chenaux, de levées et à une zone de remaniement indiquant soit des glissements gravitaires sous-lacustres (slumps) soit un dégazage des sédiments. La séquence inférieure représente un appareil deltaïque plus ancien. La cartographie de la profondeur de son toit indique que ce paléo-delta était alimenté par deux bras distincts. Les deux séquences sédimentaires sont séparées par un fort réflecteur. Il pourrait correspondre à un changement brutal de régime du Rhône à la suite de l'éboulement catastrophique du Tauredunum dans la vallée du Rhône en 563 apr. J.-C. Cette date nous permet d'estimer des taux moyens de sédimentation de la séquence supérieure entre 0,4 à 1,8 cm/an.

1.- Introduction

Le Rhône contribue pour 80% de l'apport sédimentaire total des cours d'eau se jetant dans le Lac Léman, le plus grand lac périalpin. Ce fleuve forme un delta qui s'étend sur une surface d'environ 15 sur 10 km (Fig. 1) dans le lac. Le delta a fait l'objet de peu d'études et son architecture interne reste largement inconnue, principalement parce que les techniques utilisées jusqu'ici n'étaient pas adaptées pour le sonder en profondeur. Une meilleure connaissance du delta permettrait de mieux comprendre la mise en place, de reconstituer l'évolution du

fleuve et de son delta dans le temps et d'établir des liens avec le régime d'érosion de son bassin versant dans les Alpes.

Nous avons réalisé une étude de sismique réflexion à l'aide de profils 2-D couvrant la plus grande partie du delta. Nos résultats mettent en évidence des phénomènes de sédimentation récente. En particulier, un réflecteur relativement peu profond (moins de 100 m), mais bien marqué, indique qu'un événement majeur, datant probablement du VI^e siècle apr. J.-C., a affecté le Rhône au point d'en modifier brutale-

¹ Institut de Géophysique, Université de Lausanne, Bât. C.P., CH-1015 Lausanne, Suisse

² Adresse actuelle: ProSeis AG, Siedwertstr. 7, CH-8050 Zürich, Suisse

³ Adresse actuelle: Centef, Université de Lausanne, Bât. Provence, CH-1015 Lausanne, Suisse

⁴ Adresse actuelle: Institut F. A. Forel et Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse
Auteur pour la correspondance: Francois.Marillier@ig.unil.ch

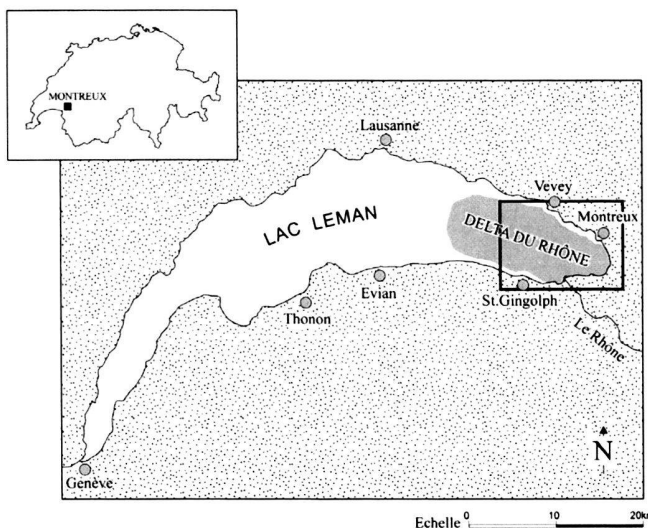


Fig. 1. Situation du delta du Rhône à l'extrémité est du Lac Léman. Le cadre sur le delta indique la position de la figure 2.

ment son régime de sédimentation et sans doute son cours. D'autre part, ce travail illustre, comme d'autres études précédentes, la difficulté d'étudier ce delta en raison de la mauvaise pénétration des ondes sismiques.

2.- Cadre géologique et études antérieures

Le delta du Rhône dans le Léman représente la partie frontale du remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône dans les Alpes. Non loin de l'embouchure du fleuve, le socle de la vallée se trouve à une profondeur pouvant aller jusqu'à plus de 400 m sous le niveau de la mer, ce qui correspond à un remplissage d'environ 800 m (Finckh & Frei 1991; Rosselli et al. 1999). La partie inférieure du remplissage quaternaire a été déposée pendant la glaciation du Würm et peut-être plus tôt dans une moindre mesure (Chapron 1999). Elle comprend des sédiments glaciaires et tardiglaciaires compactés de types morainiques et dont l'épaisseur est estimée de 100 à 150 m dans le grand lac (Vernet et al. 1974). Les formations glacio-lacustres, proglaciaires et périglaciaires, datant de 15 000 à 12 000 ans, correspondent à l'époque où le glacier du Rhône libérait progressivement la cuvette lémanique. Il s'agit de sédiments grossiers (graviers et sables) se déposant sous le glacier ou au voisinage de sa langue et dont l'âge doit varier selon leur position. Viennent ensuite les formations lacustres qui forment une couche de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Vernet et al. 1974). Ces dépôts représentent, et de loin, le plus grand volume du remplissage dans le lac. Ils consistent en une alternance de limon et de sable de granulométrie variable. Ce sont des dépôts de front de delta et du fond du lac

dont la sédimentation fut très rapide. En se basant sur les résultats obtenus dans la plaine du Rhône pour les couches les plus superficielles (Finger & Weidman 1988 ; Finckh & Frei 1991 ; Finckh & Klingele 1991), on peut envisager pour le delta la présence de bottomsets, d'épaisseur probablement faible, et déposés avant les dépôts deltaïques progradants de type fore sets où alternent des niveaux sablo-graveleux et des niveaux limoneux. D'épaisseur pratiquement nulle à l'extrémité du delta, ces derniers peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres à l'embouchure du fleuve.

Le débit moyen du Rhône actuel est de 182 m³/s et on estime son apport sédimentaire dans le Léman de 6 à 7 millions de tonnes/an (Vernet et al. 1984). Le régime du fleuve dépend fortement des saisons : faible en hiver, très variable en raison de fortes crues au printemps et parfois en automne, important en été. Des témoignages historiques indiquent que le fleuve, près de son embouchure dans le lac, s'est longtemps subdivisé en plusieurs bras dont le nombre a changé au cours des derniers siècles (Loizeau 1991). Dans cette région, la côte du lac a avancé en direction du lac d'environ 2 km depuis l'époque romaine (Forel 1892). Bien que ces changements soient partiellement dus à l'intervention humaine (construction de canaux), on peut supposer que le cours du Rhône, au voisinage de son embouchure, a souvent varié au cours de son histoire.

Les études permettant de sonder les sédiments du Léman et du delta du Rhône en profondeur ont principalement fait appel à la sismique. Glangeaud et al. (1964) ont mis en évidence la présence de cinq formations sédimentaires principales dans le lac à l'aide d'un sondeur à vase, alors que Winnock (1965) et Serruya et al. (1967) ont utilisé la sismique mono-trace pour déterminer la profondeur du toit de la molasse. Cependant, ces travaux n'ont pas permis d'avoir des informations sur l'architecture interne du delta. La progradation du delta du Rhône sur la plaine centrale et l'augmentation de l'épaisseur des sédiments en allant vers l'embouchure ont été mis en évidence par Houbolt & Jonker (1968) qui ont également prélevé des carottes. A la suite d'une campagne d'acquisition sismique de grande envergure réalisée à l'aide d'un boomer et d'un sparker, Vernet et al. (1974) ont cartographié les formations principales ainsi que le toit de la molasse sur une grande partie du lac. Toutefois, la faible pénétration de signal dans le delta ne leur a pas permis d'obtenir des réflexions sismiques à l'intérieur de cette structure. Certains de leurs profils ont traversé le canyon sous-lacustre principal du Rhône et montrent que le fond du canyon est plutôt sableux alors que les levées latérales sont constituées de matériaux de granulométrie plus fine. Les études de Loizeau (1991 et 1998) sur la sédimentation récente, notamment à l'aide de l'échosondeur, de la sismique et de l'échantillonnage des sédiments, donnent une bonne idée de la morphologie superficielle du delta et apporte des précisions sur la stratigraphie de subsurface. Cet auteur a également mis en évidence une discontinuité sismique

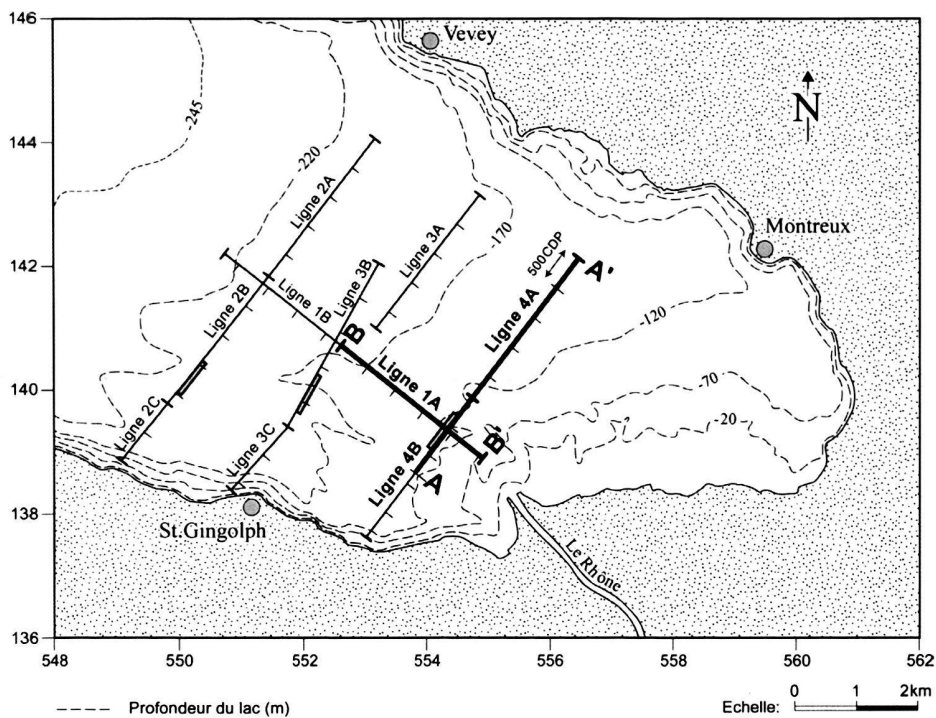


Fig. 2. Position des profils de sismique réflexion sur le delta du Rhône. Les portions des figures 3 et 4 sont indiquées par des traits plus épais. Les parties des profils encadrées sont montrées sur la figure 5.

dans le delta dont nous préciserons la géométrie et l'étendue. Plus récemment, Moscariello et al. (1998), avec des données de sismique réflexion, ont mis en évidence une séquence complète de déglaciation sur le petit lac et près de Genève. Chapron (1999) a esquissé une histoire complète du lac à partir de données de sismique mono-trace qui imagent la colonne sédimentaire lacustre dans la partie occidentale du Léman.

Le remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône, à quelques km de son embouchure, a fait l'objet d'études sismiques dont les résultats sont partiellement transposables au delta (Finger & Weidmann 1987; Finckh & Frei 1991). Les profils montrent une vallée glaciaire typique avec un remplissage sédimentaire dont l'épaisseur dépasse 900 m. Malheureusement, ces données n'ont pas permis d'obtenir beaucoup de détails sur le remplissage de la vallée. Par contre, des profils de sismique réflexion, plus en amont dans la vallée du Rhône dans le cadre du projet Géothermoval (Besson et al. 1992, 1993) ont distingué des sismofaciès caractéristiques qui sont utiles pour l'interprétation des données sur le delta.

3.- Acquisition et traitement des données

Nous avons enregistré en automne 1998 des profils de sismique réflexion multi-trace sur une longueur totale de près de 24 km, trois selon une direction nord-est, approximativement parallèle aux courbes de bathymétrie, et un quatrième, perpen-

diculaire, permettant de faire la liaison entre les profils (Fig. 2). Pour que nos données ne soient pas contaminées par des réflexions multiples sur le fond de l'eau, les régions peu profondes ont été évitées. La source, un canon à air à double chambre (volume de 2 x 0,5 l) permettant de réduire l'effet bulle, a fourni un signal dans une bande de fréquences de 20 à 500 Hz. Le canon était tiré derrière le bateau à une profondeur de 1,5 m et alimenté par de l'air comprimé à une pression de 100 bar. Les signaux étaient captés par une flûte de 48 hydrophones espacés de 2,5 m. L'enregistrement des données a été réalisé avec un sismographe 24 bit (Bison). La position du bateau était déterminée par GPS différentiel avec une précision de l'ordre du mètre. Le degré de couverture est de 10 au maximum, cette valeur pouvant être plus faible en raison d'importantes variations de vitesse du bateau. Une erreur du constructeur ayant provoqué l'immersion de la flûte à une profondeur non constante, les temps d'arrivée des signaux sismiques aux différents hydrophones ont été corrigés. La correction est fonction de la profondeur de la flûte qui a été déterminée d'après la différence de temps entre l'arrivée première et sa réflexion à la surface de l'eau. Le traitement appliqué aux données a suivi un schéma classique comprenant notamment une déconvolution blanche, un filtrage en fréquence entre 140 et 500 Hz et une migration de Kirchhoff.

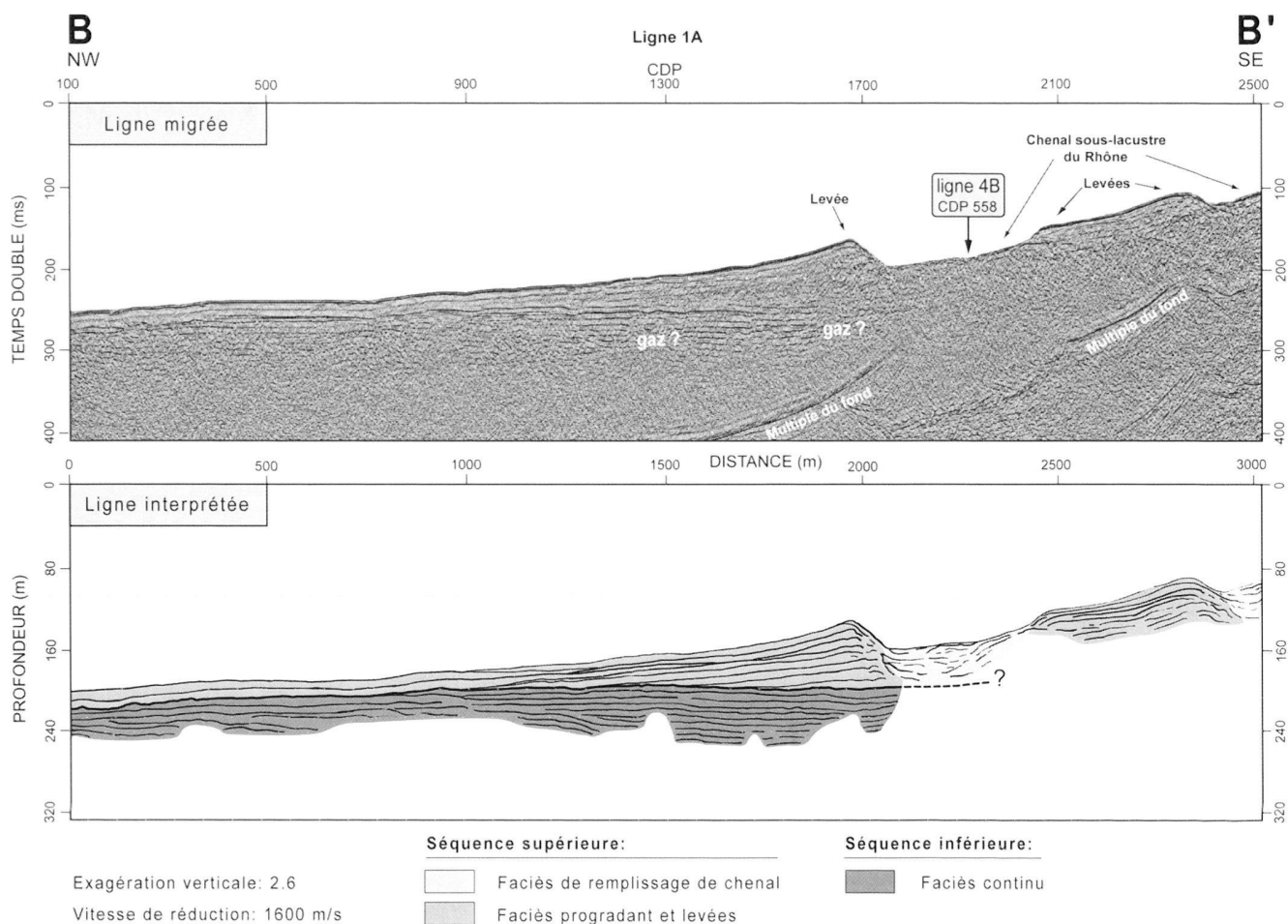


Fig. 3. Profil sismique 1A migré et son interprétation géologique. Cette figure montre les sismofaciès bien contrastés des deux séquences sédimentaires dans la partie supérieure du delta Rhône ainsi que la discordance qui les sépare. Pour la position du profil voir la figure 2.

4. Les sections sismiques et leur interprétation

Nos profils nous ont permis d'identifier deux séquences principales et quatre sismofaciès (Figs. 3 et 4). Alors que les sismofaciès n'apparaissent pas systématiquement sur tous les profils, la discontinuité séparant les deux séquences est présente sur l'ensemble des profils indiquant qu'il s'agit d'un phénomène à l'échelle du delta.

4.1 La séquence supérieure

Celle-ci contient trois faciès sismiques dont les caractéristiques sont les suivantes :

a.- Faciès progradant avec levées

Ce faciès majeur vient recouvrir la séquence inférieure en

downlap et onlap. Il correspond aux levées bordant les chenaux sous-lacustres du Rhône et à leurs prolongements latéraux. Il est assez continu, de haute fréquence et d'assez faible amplitude (voir par exemple la Fig. 3). Ce sismofaciès devient progressivement sourd avec l'éloignement des chenaux. Les levées sont asymétriques et atteignent des hauteurs relativement élevées de 20 à 50 m pour une largeur de canyon de 200 à 300 m. Par comparaison, le canyon sous-marin du Rhône dans le Golfe du Lion est large de 2 à 5 km avec des levées, asymétriques également, de 50 à 75 m de hauteur (Droz & Bellaiche 1985). Il est également intéressant de noter que les pénétrations maximales atteintes sur nos lignes (de l'ordre de 100 m) correspondent aux zones de levée. Ce phénomène avait déjà été constaté par Loizeau (1991). La nature des sédiments en est vraisemblablement la cause (voir plus loin).

D'un point de vue sédimentologique, les dépôts sont

continus sur de grandes distances. Le diamètre moyen des particules diminue avec l'éloignement du chenal et des sondages montrent des levées composées de sable moyen à fin et de silts (Houbolt & Jonker 1968). Les carottes ont révélé dans ces zones une sédimentation bien stratifiée, finement laminée. Loizeau (1991) en déduit un mécanisme dépositionnel par débordements de courants de turbidité des chenaux sur les pentes des levées. Les sédiments des inter-turbidites proviennent des apports réguliers du panache turbide du Rhône. Une sédimentation de ce type explique en effet la succession de réflexions de haute fréquence de ce faciès. De tels dépôts ont souvent été observés sur les levées des vallées sous-marines des éventails profonds et attribués également à des écoulements turbides (Darmuth 1980 ; Normark et al. 1980). Un même mécanisme de dépôt par débordement de courants turbides est invoqué pour expliquer la majeure partie des dépôts lités sur les levées du delta sous-marin du Rhône en Méditerranée (Droz & Bellaïche 1985 ; Migeon et al., 2001).

b.- Faciès de remplissage des chenaux

Le faciès des chenaux sous-lacustres du Rhône est généralement peu réflectif à sourd et provient de l'accumulation des sédiments les plus grossiers. La base de ces édifices est vraisemblablement érosive dans la séquence inférieure, mais cela ne peut pas systématiquement être mis en évidence à cause de l'opacité quasi totale de ce faciès. La configuration est de type chaotique, l'absence de réflecteurs continus et les amplitudes basses suggère une absence de litage. La présence de nombreuses hyperboles de diffractions sur les profils non migrés (non montrés dans cet article) est interprétée comme le résultat de fortes discontinuités internes associées à des sédiments très grossiers (sable, gravier, galets) sur la partie proximale et des éboulements des flancs latéraux raides du ravin. Droz & Bellaïche (1985) interprètent de la même manière la faible réflectivité des chenaux sous-marins du delta du Rhône dans le Golfe du Lion.

Le delta du Rhône est entaillé par un chenal principal et plusieurs chenaux secondaires de taille nettement inférieure. L'épaisseur du système chenal-levée principal, de 85 m au maximum, est plus faible sur le profil le plus éloigné de l'embouchure du Rhône (Fig. 5). D'autre part, la continuité des réflecteurs sous les chenaux augmente avec l'éloignement, ce que nous attribuons au tri croissant des particules en suspension et à la diminution de la granulométrie. Les carottes de Houbolt & Jonker (1968) ont montré que les parties distales du ravin principal sont majoritairement composées de sables moyens à fins. La forte dissymétrie des levées observée sur la figure 5 est probablement due à l'effet combiné de l'action érosive des courants de turbidité dans les méandres des chenaux et à la force de Coriolis. Les systèmes chenaux-levées sur les deltas ont souvent tendance à croître verticalement et c'est ce que l'on observe ici. Aucune donnée ne semble en

effet indiquer qu'il y ait eu migration du Thalweg.

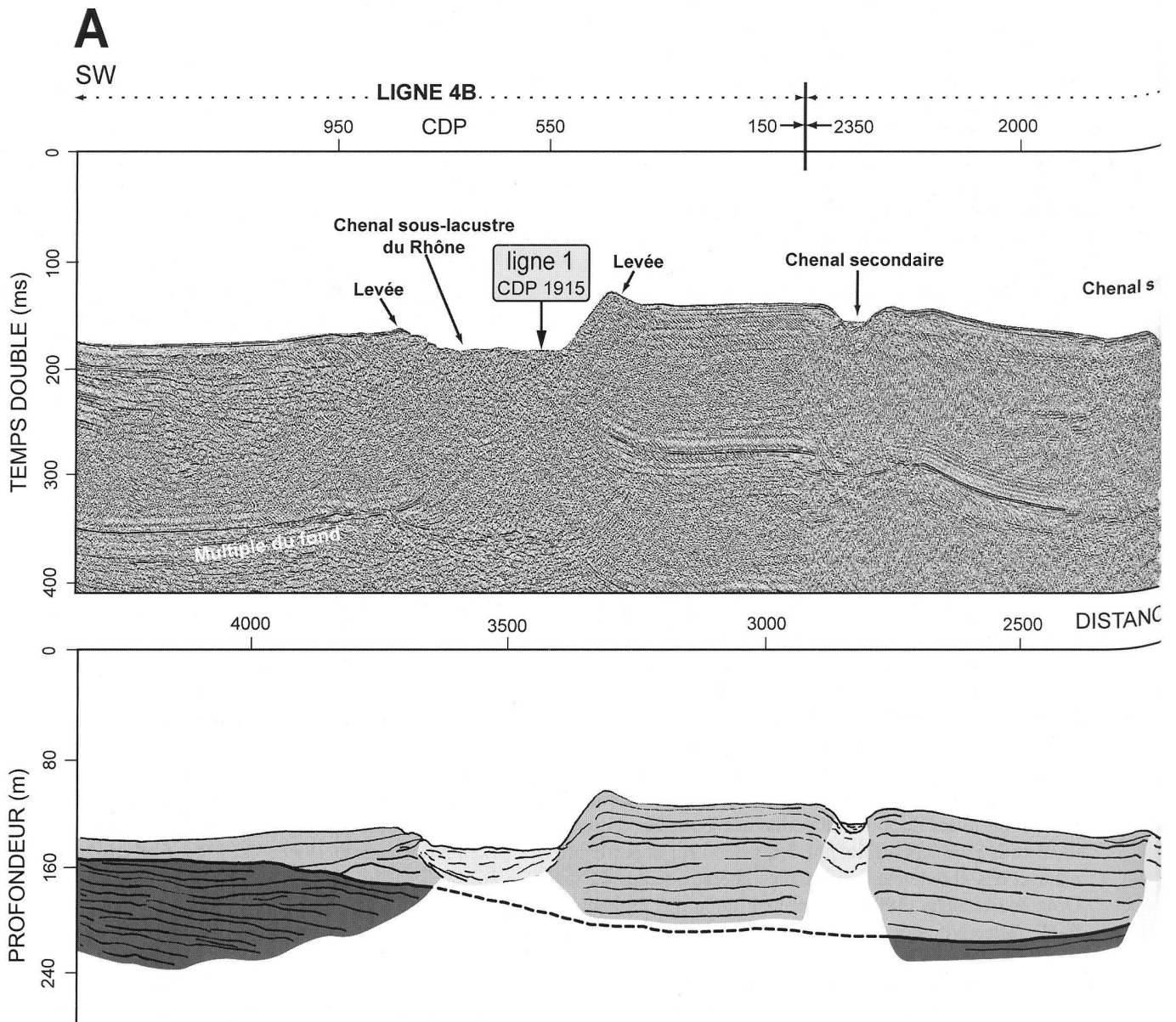
c.- Faciès de slumps

Les réflexions observées sur le profil 4 entre 900 et 1700m, dans la partie supérieure de la séquence, montre un sismo-faciès discontinu (Fig. 4). Les réflecteurs ont une configuration de type hummocky à chaotique. La topographie sous-lacustre de ces zones est accidentée. Une des interprétations possibles de ces réflexions est qu'elles résultent de glissements gravitaires de type slump. Le contact à la base de ces glissements est difficile à déterminer. La nature sédimentaire est identique à celle du faciès progradant du delta. La levée NE du chenal principal à la hauteur de la ligne 3 (Fig. 5, ligne 3b) montre de nombreuses discontinuités internes qui indiquent l'activité de plusieurs petits slumps. De tels mécanismes ont été décrits sur les flancs du delta du Rhône par Vernet et al. (1974) puis Loizeau (1991). Ce dernier a cartographié un grand slump de 2.5 km sur 900 m et 15 m d'épaisseur à l'ouest de Montreux ; sa position géographique correspond au grand slump observé sur le profil 4.

Bien que l'interprétation de slumps soit compatible avec le faciès sismique observé, le déclenchement de tels événements, à l'endroit où on l'observe sur le delta du Rhône, est sujet à caution. En effet, la pente moyenne du fond de l'eau dans cette région est extrêmement faible (de l'ordre de 1 degré) et on peut douter qu'elle soit suffisante pour déclencher des slumps. Il faudrait alors envisager une autre origine pour ce faciès. On peut par exemple invoquer le dégazage des sédiments provoquant une désorganisation des strates et leur affaïssement partiel. La présence de gaz dans les sédiments lacustres des lacs péri-alpins a souvent été observée (voir, par exemple, Chapron 1999). C'est aussi le cas sur plusieurs de nos profils (Fig. 4).

d) Mécanismes de déposition

Trois mécanismes dépositionnels majeurs peuvent être invoqués pour décrire la mise en place de la séquence deltaïque supérieure : a) lors de crues, les ravins sont le siège de courants de turbidité qui débordent parfois sur les levées (sismo-faciès des levées); b) les particules les plus grossières sédimentent rapidement dans la zone de l'embouchure du Rhône. La diminution du courant induit un granoclassement spatial (sismo-faciès des chenaux); c) les particules les plus fines sont emportées par le panache turbide et se déposent de manière régulière et assez continue sur tout l'édifice deltaïque. La conjugaison de ces trois phénomènes a conduit en quelques millénaires à l'édification d'un appareil deltaïque important. Un des traits morphologiques majeurs du delta du Rhône est la présence de profonds ravins dont le principal est flanqué de hautes levées dissymétriques s'estompant à partir d'une profondeur d'eau de 220 à 240 m. Nos lignes sismiques ont permis d'imager principalement les éventails supérieurs à moyens



avec leurs chenaux principaux et secondaires. L'éventail inférieur, situé quelques km en aval, a été décrit par Loizeau (1991). Il se compose principalement d'un grand lobe sableux alimenté par les courants turbides s'écoulant des ravins. Cette morphologie correspond à celle d'un delta alluvial de type Gilbert tel qu'on le trouve dans le domaine lacustre (c.f. par exemple Adams et al., 2001) ou océanique (c.f. par exemple Postma 1990).

4.2 La séquence inférieure

Cette séquence est la plus profonde identifiée sur nos lignes et elle n'est définie que dans les zones où la pénétration est suffisante. Elle montre un faciès sismique assez continu et d'amplitude plus forte que dans la séquence supérieure (Figs. 3 et 4). Les réflecteurs internes ont une configuration sub-parallèle. Ils montrent parfois un certain pendage, comme sur la ligne 4b, CDP 950 et au-delà (Fig. 4). La continuité des horizons est par

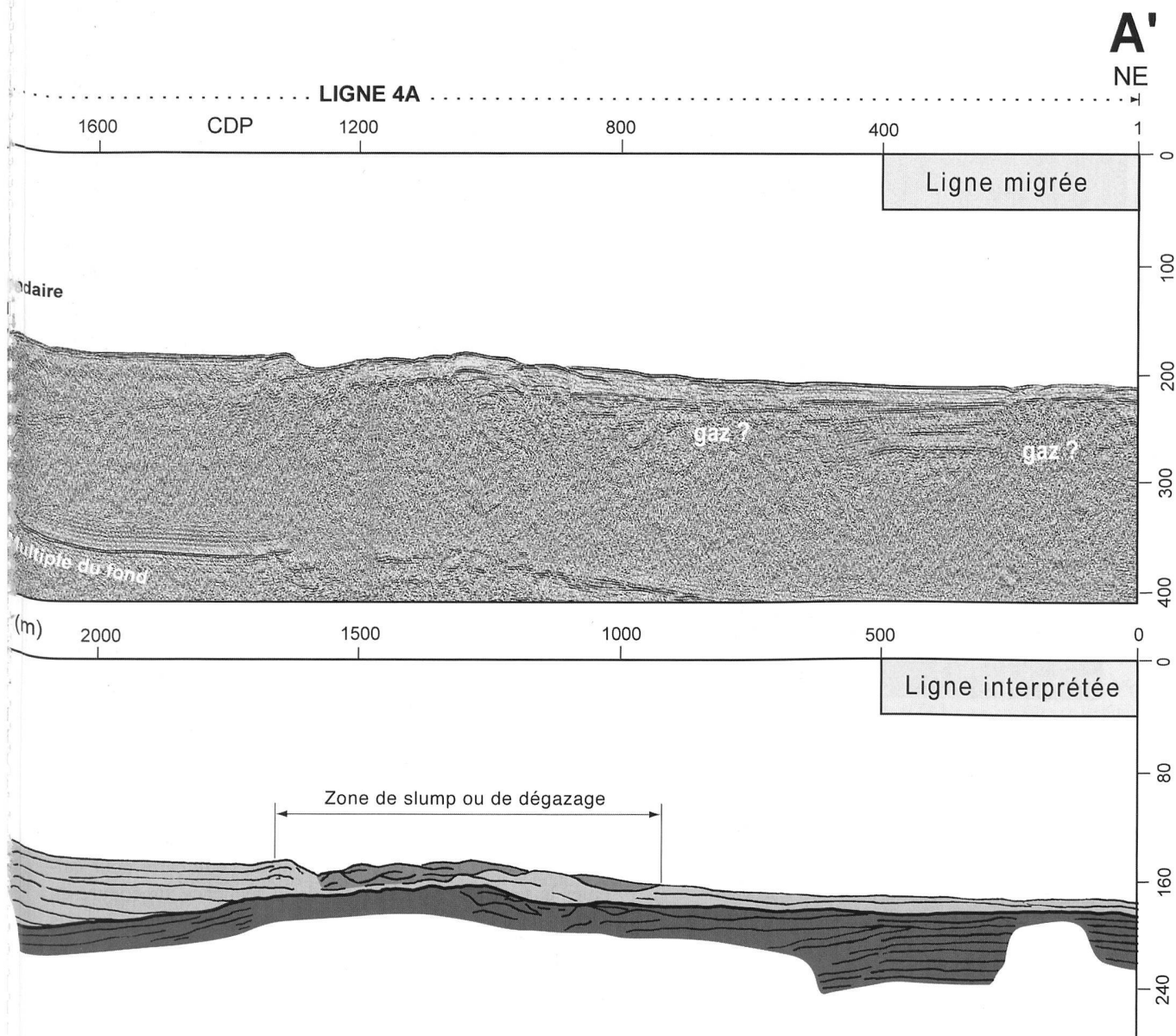


Fig. 4. Profil sismique 4 migré et son interprétation géologique. On remarque sur ce profil les fortes variations d'épaisseur de la séquence supérieure du delta du Rhône. Le sismo-faciès chaotique entre 900 et 1600 m peut être interprété comme résultant de slumps ou, alternativement, comme le résultat d'un dégazage des sédiments. On observe la présence de plusieurs chenaux entaillant la séquence supérieure. Pour la position du profil voir la figure 2.

endroits interrompue par des failles synsédimentaires (pas visibles sur les figures de cet article), toutefois assez rares et probablement dues à de la compaction différentielle. Il est difficile de se faire une idée précise de la nature sédimentaire de cette séquence, celle-ci n'ayant été qu'effleurée par certains carottages profonds (Houbolt & Jonker 1968; Loizeau, 1991). Etant donné la variabilité de la pénétration et l'absence de structures sédimentaires caractéristiques, l'interprétation de la séquence inférieure est délicate. Le faciès généralement con-

tinu des réflecteurs correspond assez bien à une séquence distale d'un appareil deltaïque plus ancien s'étant mis en place alors que l'embouchure principale du Rhône se trouvait plus en amont. Cette interprétation mériterait d'être confortée par des données supplémentaires, mais elle est conforme au fait que la nature des dépôts ne change pas de part et d'autre de l'interface entre les deux séquences et que les réflecteurs immédiatement sous-jacents soient parallèles à l'interface (voir section 4.3).

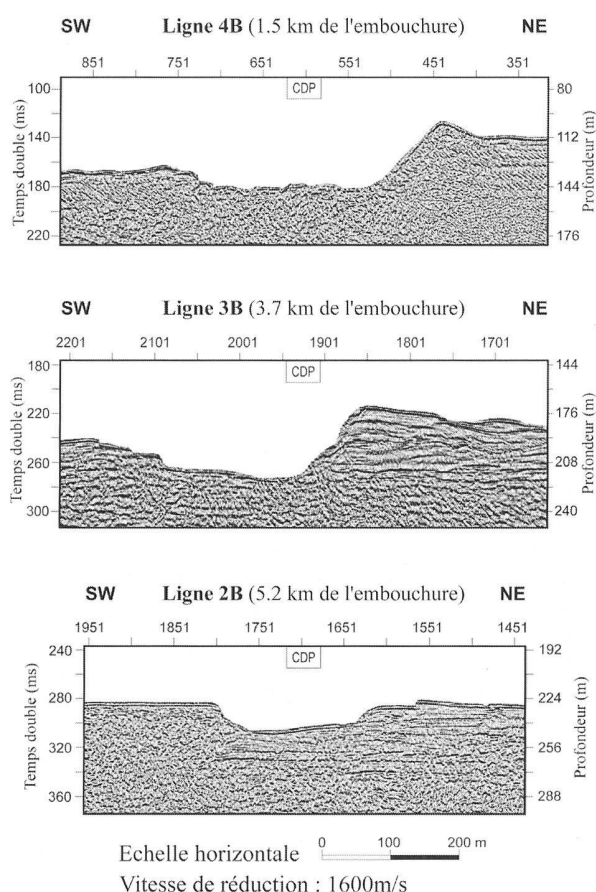


Fig. 5. Evolution du chenal principal du delta du Rhône en fonction de son éloignement par rapport à l'embouchure du fleuve. Avec l'éloignement, on observe la diminution de la dimension du système chenal-levée et l'augmentation de la réflectivité du faciès de chenal, celle-ci étant probablement due à une granulométrie plus fine. Pour la position des profils voir la figure 2.

4.3 L'interface séparant les deux séquences

Sous les chenaux, l'interface des deux séquences n'est généralement pas visible à cause du manque de pénétration. Les chenaux sont parfois érosifs dans la séquence inférieure (voir par exemple la ligne 3b, Fig. 5). Sous les zones de levée, on observe entre les réflecteurs des séquences inférieures et supérieures une discordance angulaire marquée. Ailleurs, les réflecteurs tendent à se paralléliser à l'interface des deux séquences, comme on l'observe par exemple sur la ligne 1A, CDP 1100 à 100 (Fig. 3). L'interface devient donc progressivement concordante.

Sur les sections non migrées (qui ne figurent pas dans cet article), la limite de séquence génère une multitude d'hyperboles de diffraction qui ont disparu après migration. Loizeau (1991) a déjà observé cette discontinuité et l'a appelée

“réflecteur M”. D'après les sondages par carottier Kullenberg, cette interface est constituée, sur une épaisseur de 2 m, d'une série de niveaux de sables et de limons grossiers provenant du Rhône Loizeau (1991). Le dépôt de cet horizon correspond à un régime de haute énergie, intercalé entre deux niveaux sédimentaires identiques de granulométrie plus fine. La palynologie permet de lui donner un âge plus récent que 2000-3000 ans BP. Loizeau (1991) qui a estimé l'âge de la discontinuité à partir de l'extrapolation du taux de sédimentation récent, entre 1943 et 1961, indique une déposition vers 1200 ans BP en accord avec les résultats palynologiques. Cette interface a donc pour origine un événement sédimentaire isochrone important, mais limité dans le temps.

Selon Loizeau (1991), un tel changement de sédimentation peut résulter d'une modification « catastrophique » du bassin versant, tel l'éboulement du Tauredunum, qui eut lieu en 563 apr. J.-C. (Favrod 1993, 1994). Cet événement, dont l'origine et le lieu exact restent mal connus, a fait plusieurs victimes et a déclenché un « tsunami » qui a causé des dégâts jusqu'à Genève, à l'autre extrémité du lac. Son impact sur les sédiments de la vallée du Rhône aurait notamment entraîné la formation de collines d'origine diapirique non loin de l'embouchure du fleuve (Beres et al., 2000).

Nous avons dressé une carte de la profondeur du toit de la séquence inférieure (Fig. 6). Celle-ci révèle une morphologie vallonnée avec une dépression marquée au nord du tracé du chenal sous-lacustre actuel. Ce sillon s'atténue en allant vers le large. L'épaisseur de la séquence supérieure dans la partie la plus profonde du sillon atteint 85 m. Le paléo-sillon sépare deux lobes qui pourraient avoir été constitués par une subdivision en deux bras principaux du Rhône à cette époque. Si nous admettons la date de 563 ap. J.-C. pour notre limite de séquence, nous pouvons nous servir de cette carte pour calculer le taux de sédimentation de la séquence supérieure en différents points du delta. Pour ce calcul, nous n'avons pas tenu compte de la compaction et les taux réels sont évidemment plus élevés. Les taux de sédimentation calculés varient en moyenne de 0,4 à 1,8 cm/an. Ils correspondent aux taux de 0,3 à 2 cm/an mesurés dans le Haut-Lac depuis 1960 (Loizeau 1991). Dans le paléo-sillon, des valeurs particulièrement élevées, jusqu'à 6 cm/an, sont observées. Cette valeur peut s'expliquer soit par la mise place d'une levée sur le paléo-sillon, soit par un apport sédimentaire maximal en raison de la localisation de l'embouchure du Rhône plus au moins dans l'axe du paléo-sillon.

5. Conclusions

Nos profils de sismique multi-traces fournissent une image détaillée de la partie supérieure du delta du Rhône jusqu'à une profondeur maximale d'environ 100 m. Nous

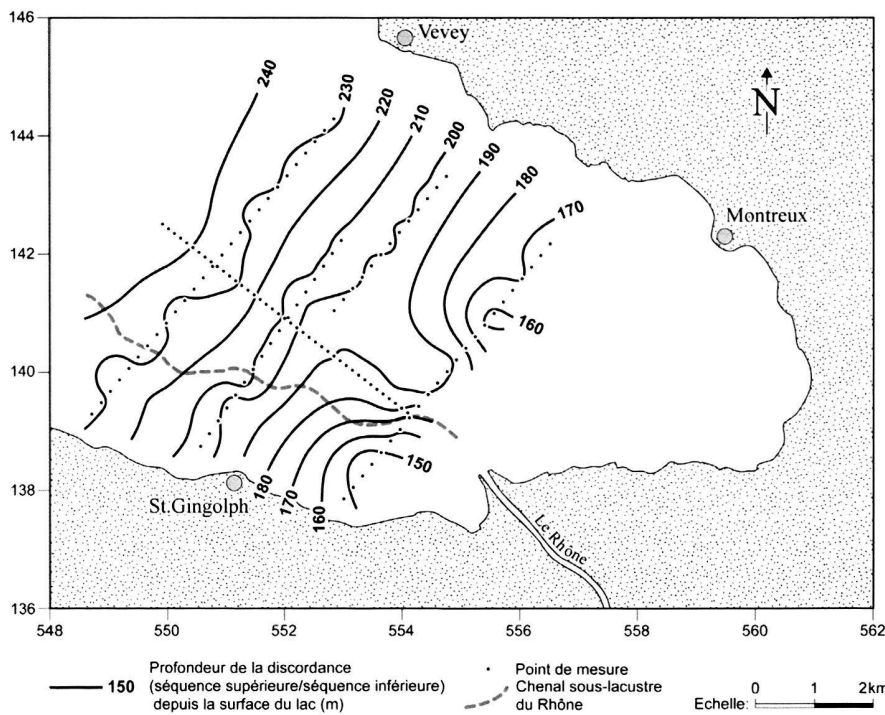


Fig. 6. Carte de la profondeur du toit de la séquence sédimentaire inférieure. La conversion temps-profondeur a été effectuée avec une vitesse moyenne de 1600 m/s. La comparaison avec la bathymétrie du lac (Fig. 2) permet d'estimer l'épaisseur de la séquence supérieure. Au nord du chenal principal actuel, on observe un paléo-sillon séparant deux surélévations à 150 et 160 m.

identifications quatre sismofaciès se répartissant dans deux séquences sédimentaires observées sur l'ensemble du delta. La présence d'un marqueur fort et omniprésent sur le delta à l'interface de ces deux séquences est témoin d'un changement brutal de régime de sédimentation du Rhône, il y a moins de 2000 ans.

Toutefois, nous n'avons fait qu'effleurer le delta dans son ensemble et, pour remonter plus loin dans son histoire, il sera nécessaire d'imager les structures plus profondes encore. De même, certaines structures complexes, comme les levées entourant les chenaux, nécessiteraient d'être étudiées en trois dimensions. Cela exige une instrumentation plus adaptée permettant une plus grande profondeur de pénétration et également l'utilisation de la sismique 3-D comme nous l'avons déjà utilisée sur d'autres objectifs (voir par exemple Beres et al. dans ce même volume).

Remerciements

Les profils sismiques ont été acquis depuis le bateau «La Licorne» de l'Institut Forel piloté par Y. Christinet. Nous remercions la compagnie Sagrave de nous avoir permis d'amarrer le bateau à son port du Bouveret. A. Pugin nous a prêté son programme de tir permettant de déclencher le canon à air. P. Logean, A. Rosselet et R. Wolfgang nous ont fourni une aide précieuse pour la mise en œuvre des instruments sur le bateau et le positionnement par GPS. O. Nigg a participé à la mise en œuvre des instruments sur le bateau. Francis Perret a réalisé la plupart des figures de cet article. Ce travail a bénéficié de discussions avec R. Marchant et J.-L. Loizeau sur l'interprétation des sections sismiques.

Le traitement des données a été effectué à l'aide du logiciel Geovecteur de CGG. A. Matter, J.-L. Loizeau et D. Dupuy ont fait une lecture critique d'une version antérieure de cet article. Cette recherche a été financée par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique, requêtes No. 2100-049710.96, 2000-054505-98/1 et 20-65281.01.

REFERENCES

- ADAMS, E.W., SCHLAGER, W. & ANSELMETTI, F.S. 2001: Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinoforms in seismic data. *Sedimentology* 48, 661-679.
- BERES M., GREEN A. & PUGIN A. 2000: Diapiric origin of the Chessel-Noville hills of the Rhone valley interpreted from georadar mapping. *Environmental & Engineering Geoscience*, VI/2, 141-153.
- BESSON, O., ROUILLER J.-D., FREI W. & MASSON, H. 1992: Campagne de sismique réflexion dans la vallée du Rhône (entre Sion et Martigny, Suisse). *Bull. de Géologie Lausanne* 317, 63 p.
- BESSON, O., MARCHANT R., PUGIN, A. & ROUILLER, J.-D. 1993: Campagne de sismique réflexion dans la vallée du Rhône entre Sion et St. Maurice : perspectives d'exploitation géothermique des dépôts torrentiels sous-glaciaires. *Bull. Centre Hydrogéol. Neuchâtel* 12, 39-58.
- CHAPRON, E. 1999: Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie Alpine, Mém. H.S. 30. Univ. I Grenoble*, 261 p.
- DARMUTH, J.E. 1980: Use of High-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea : a review. *Marine Geol.* 38, 51-75.
- DROZ, L. & BELLAICHE, G. 1985: Rhone deep-sea fan: morphostructure and

- growth pattern. AAPG Bull. 69/1, 460-479.
- FAVROD, J. 1993: La Chronique de Marius d'Avenches (455-581). Coll. Cahiers lausannois d'histoire médiévale n°4. Lausanne: Agostino Paravicini Bagliani, pp. 79-81.
- 1994. Glérolles (VD), une victime du Tauredunum ou des historiens ? Chronozones, 1, 75-80.
- FINCKH, P. & FREI, W. 1991: Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley, part 1 : seismic reflection field work, seismic processing and seismic results of the Roche-Vouvry and Turtmann and Agarn lines. *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 345-357.
- FINCKH, P. & KLINGELE, E. 1991: Seismic Reflection Profiling In The Swiss Rhône Valley, Part 2 : Gravimetric And Geological Interpretation Of The Roche-Vouvry Line. *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 359-368.
- FINGER, W. & WEIDEMANN, M. 1987: Quelques données géologiques nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sierre et le Léman. *Bull. Murithienne* 105, 27-40.
- FOREL, F.-A. 1892: Le Léman. Edition ROUGE, Lausanne, tome 1, 539 p.
- GLANGEAUD, L., LEENHARDT, O. & SERRUYA, C. 1964: Structures enregistrées par le "mud-penetrator" dans les sédiments quaternaires du Leman. *C. R. Acad. Sci (Paris)* 258/19, 4816-4818.
- HOUBOLT, J.J.H.C & JONKER, J.B.M. 1968: Recent sediments in the Eastern part of the lake of Geneva (lac Léman). *Geol. en Mijnb.* 47/2, 131-148.
- LOIZEAU, J.-L. 1991: La sédimentation récente dans le delta du Rhône, Léman : processus et évolution. Thèse n° 2514, Univ. Genève.
- 1998: Les processus de sédimentation récents dans le haut-lac (Léman) d'après la morphologie et l'analyse sédimentologique des dépôts superficiels. *Archs Sci. Genève* 51/1, 13-25.
- MIGEON, S., SAVOYE, B., ZANELLA, E., MULDER, T., FAUGÈRES, J.-C. & WEBER, O. 2001: Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves in the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for transport and deposition and for the mechanism of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geol.* 18, 179-208.
- MOSCARIELLO, A., PUGIN, A., WILDI, W., BECK, C., CHAPRON, E., DE BATHIS M., GIRARD-CLOS, S., IVY OCHS, S., RACHOUD-SCHNEIDER, A.-M., SIGNER, C. & VAN CLAUWENBERGHE, T. 1998: Déglaçiation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae geol. Helv.* 91, 185-201.
- NORMARK, W.R., HEISS, G.R., STOW, D.A.V. & BOWEN, A.L. 1980: Sediment waves on the Monterey fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geol.* 37, 1-18.
- POSTMA, G. 1990: Depositional architecture and facies of river and fan delta a synthesis. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas*. Inter. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 10, 13-27.
- ROSSELLI, A., OLIVIER, R., LOGEAN, P. & DUMONT, B. 1999: Les anomalies gravifiques de la vallée du Rhône entre Villeneuve et Brigue, *Ma Géol. Suisse, Géophysique* 34, 64 p.
- SERRUYA, C., LEENHARDT, O. & LOMBARD, A. 1967: Etudes géophysiques dans le Lac Léman : interprétation géologique. *Arch. Sci. (Genève)* 19/2, 179-196.
- VERNET, J.-P., HORN, R., BADOUX, H. & SCOLARI, G. 1974: Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. *Eclogae geol. Helv.* 67/3, 515-529.
- VERNET, H.-P., DOMINIK, J. & FAVARGER, P.Y. 1984: Texture and sedimentation rates in Lake Geneva. *Environmental Geol.* 5/3, 143-149.
- WINNOCK, E. 1965: Sismique sur le Léman : résultats obtenus avec le Sparke. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing.* 32/82, 39-48.

Communication submitted October 17 - 18, 2001

Manuscript accepted December 9, 2002