

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	91 (1998)
Heft:	2
Artikel:	Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France)
Autor:	Moscariello, Andrea / Pugin, André / Wildi, Walter
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-168417

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: 09.02.2026

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

Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France)¹

ANDREA MOSCARELLO², ANDRÉ PUGIN², WALTER WILDI², CHRISTIAN BECK³, EMMANUEL CHAPRON⁴, MARC DE BATIST⁵, STÉPHANIE GIRARD CLOS², SUSAN IVY OCHS⁶, ANNE-MARIE RACHOUD-SCHNEIDER⁷, CLAUDE SIGNER⁸ & TOM VAN CLAUWENBERGHE⁵

Key words: Limnogeology, glacial geology, high resolution seismics, sedimentology, Lake Geneva, Quaternary, Late Pleistocene

ABSTRACT

At the end of the last glacial cycle, one single moraine ridge has been reported by literature in the alpine Rhône system to indicate a short stop (or a stage) between the Last Glacial Maximum (LGM) near Lyon and the Alps, over a distance of 200 km. The glacier margin deposits of this so-called Laconnex-stage in the Geneva basin have been investigated and are compared here with the sediments in the western part of Lake Geneva, known from geotechnical drilling and high resolution reflection seismic records. The main results of this research are the following:

1. The Laconnex stage and a further stage up valley in the town of Geneva indicate deglaciation in lacustrine environments, in a large lake covering a much wider area at a higher level than the actual Lake Geneva. Late Würmian lake levels linked to the Rhône glacier have been identified at altitudes of 470 m, close to 430 m and 405 m. Little is known about the position and nature of the lake dams.

2. The subbottom of Lake Geneva shows particular sedimentary geometry of the deglaciation. Over sub-glacial tunnel-channels, a sequence of glacial diamicts has been deposited below an ice tongue of a thickness close to the floating equilibrium. Esker deposits are interstratified in the diamicts. Proglacial turbidites with dropped boulders and till layers indicate two short glacial stops and advances at about 12 and 18 km up Geneva, near Coppet and the town of Nyon.

3. The large volume of glacial sediments accumulated in the central part of the basin suggests that the Rhône glacier is affected by a rapid melting under relatively warm and wet climatic conditions, as indicated by palynological evidence and high lake levels. Also, the fading glacier tongue was actively fed with rock debris and water from precipitation and melting in the high areas of the drainage basin. A new ¹⁴C age (18,900 yr. B.P.) indicates early melting of the Rhône glacier system.

RESUME

Selon les données de la littérature, le glacier du Rhône aurait laissé, lors de son retrait vers les Alpes, depuis la position frontale au dernier maximum glaciaire à Lyon, sur une distance de 200 km, les traces d'un seul arrêt, correspondant au Stade de Laconnex, dans la partie occidentale du bassin genevois. Dans ce travail les sédiments de ce stade sont comparés avec ceux de la terminaison du Léman (Rade de Genève et Petit-Lac) étudiés par des sondages géotechniques et des levés par sismique réflexion haute résolution. Les principaux résultats de l'étude sont les suivants:

1. Le Stade de Laconnex et un autre stade situé en ville de Genève, indiquent une déglaciation dans des conditions lacustres, dans un lac dont le niveau se situait au dessus du niveau actuel du Léman qui est de 372.5 m. Les niveaux glaciolacustres identifiés de la fin du Würmien et liés au retrait glaciaire se trouvent à 470 m, proche de 430 m et 405 m. Positions et nature des barrages de ces lacs restent mal connus.

2. Une séquence sédimentaire de déglaciation complète constitue le socle bassement de la Rade de Genève et du Petit-Lac, où des dépôts de tunnels sous-glaciaires sont surmontés de diamictes et de dépôts d'eskers déposés sous une calotte dans des conditions proches du décollement. Des turbidites proglaciaires avec des galets lâchés et comportant des intercalations de diamictes, indiquent des arrêts glaciaires et de brèves réavancées à environ 12 et 18 km en amont de Genève, près de Coppet et de Nyon.

3. De grands volumes de sédiments ont été déposés au centre du bassin pendant la déglaciation dans un climat de réchauffement humide, comme l'indiquent les données palynologiques et les hauts niveaux lacustres. La langue du glacier du Rhône est restée reliée pendant longtemps à son bassin versant alpin, fournisseur de matériel rocheux et d'eau de fonte et de précipitations provenant des régions élevées. Un nouvel âge ¹⁴C mesuré à Genève (18 900 ans B.P.) indique un recul précoce et rapide du glacier du Rhône.

1. Introduction

Au cours du dernier maximum glaciaire, l'extension du glacier du Rhône sur le Plateau suisse, au contact avec la calotte du Jura et dans la vallée du Rhône près de Lyon, a été reconstituée et progressivement précisée par Penk & Brückner (1909),

Aubert (1965), Jäckli (1970), Arn (1984) et Monjuvent & Nicoud (1988). Selon ces derniers auteurs (op. cit.), le joint entre les surfaces des glaces alpines et jurassiennes à hauteur de Genève se serait fait à une altitude d'environ 1200 m, les glaciers

¹ Fonds national suisse de la recherche scientifique, projet n° 2000-042108.94/1

² Institut F.A. Forel, Université de Genève, 10, route de Suisse, CH-1290 Versoix

³ Laboratoire de Géodynamique, Université de Savoie, Savoie-Technolac, F-73376 Le Bourget du Lac

⁴ Université de Lille 1, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, C.N.R.S., U.R.A. 719, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

⁵ Renard Centre de Géologie Marine, Institut de Géologie, Université de Gent, Krijgslaan 281 S.8, B-9000 Gent

⁶ Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern

⁷ Rue Tattes-d'Oie 19, CH-1260 Nyon

⁸ Schlumberger Geco-Prakla, Bjergstedveien 1, P.O. Box 330, N-4001 Stavanger

préalpins rejoignaient le glacier du Rhône au Sud du bassin lémanique entre 1250 m (Blavoux 1988) et 1400 m d'altitude, et la surface du glacier de l'Arve retrouvait celle du glacier du Rhône à environ 1200 m à hauteur du Salève (fig. 1; Monjument & Nicoud 1988).

Pour Arn (1984), pendant le retrait du glacier, à la fin du Würmien, le seul arrêt entre la région lyonnaise et les vallées latérales du Valais, à 200 km en amont, serait à l'origine du Stade de Laconnex (Stade de Montosset, 16 000 à 15 000 ^{14}C B.P.), dans la partie occidentale du bassin genevois (fig. 1). Pour expliquer l'absence d'autres stades en amont de Laconnex, deux thèses permettraient de formuler des scénarios cohérents:

- un retrait rapide du front du glacier, ne laissant que peu de traces sous forme de moraines frontales (Campy et al. 1990),
- une fusion «sur place» de la langue, isolant d'importants culots de glace morte dans le Grand Lac (partie supérieure du Léman, Gallay 1988).

Plusieurs niveaux de terrasses, situés à 55 m, 30 m, 10 m et 3 m au-dessus du niveau actuel du lac, témoignent d'un abaissement par étapes et de fluctuations lacustres de grande amplitude depuis la fin du Würmien (De Saussure 1779–1796, Blanchedet 1843, Morlot 1854, 1866, Favre 1867, 1879, Burri 1981, *cum biblio*). Les terrasses les plus élevées se seraient formées comme terrasses de *kame* en bordure du glacier (Jayet 1953, Chaix 1981, Burri, op. cit.). Les âges déterminés par la méthode de ^{14}C dans la terrasse de 30 m, sont de $13\,090 \pm 160$ ans B.P. (Arn 1984) et de $13\,210 \pm 180$ ans B.P. (Dryas ancien, Gabus et al. 1987). La terrasse de 10 m serait du Dryas récent (op. cit.) et celle de 3 m correspond à une ancienne plage lacustre de l'Holocène (pour une revue voir: Moscariello 1996).

Les données exposées ci-dessus mettent en évidence l'importance de l'extension du lac en dehors des limites actuelles à la fin du dernier âge glaciaire, pour expliquer la répartition des différents faciès sédimentaires observés et des morphologies glaciaires particulières, très émuossées et de ce fait peu caractéristiques, observées dans la partie basse du bassin lémanique.

Cette publication concerne essentiellement la phase terminale du dernier cycle glaciaire, et traite notamment du rôle joué par la présence d'un grand lac dans l'édition morphologique et sédimentaire des paysages du bassin lémanique. La première partie du travail revoit les arguments qui témoignent de l'installation de grands plans d'eau dans la partie extérieure du bassin genevois. La seconde partie se réfère aux résultats d'une étude stratigraphique et sédimentologique de la séquence glaciaire du Petit-Lac (Moscariello 1996). Elle permettra, ensemble avec la troisième partie de la publication, basée sur une nouvelle investigation de la Rade et du Petit-Lac par sismique réflexion, de proposer un nouveau scénario du retrait du glacier du Rhône.

Nous utilisons dans ce texte le terme de diamictite ou diamicton, diamictite dans sa forme cimentée. Une diamictite est un mélange sédimentaire hétérogranulométrique (Flint et

al. 1960, Eyles et al. 1983). Les genèses sont des plus diverses: glissements, coulées boueuses ou cisaillements avec mélange ou fusion à la base du glacier, etc.

En Suisse et en Europe également, les scientifiques de l'étude du domaine glaciaire font mention de Moraine ou de Till pour décrire des sédiments glaci-géniques. Ce terme impliquant une genèse glaciaire, l'étape de la description et de la réflexion sur la genèse effective d'un sédiment n'est pas réalisé. Un terme descriptif comme celui de diamictite s'est imposé comme étant le chaînon manquant pour la description des affleurements d'âge quaternaire. Nous employons le terme till pour les interprétations génétiques (Dreimanis 1989). Le terme de moraine est réservé pour la description géomorphologique et locale d'unités glaciaires composées de tills.

On peut subdiviser les principaux types de tills sur la base d'observations sédimentologiques et glaci-tectoniques (Boulton 1978).

En position supra-glaciaire et frontale:

- *Meltout Till*: sédiment résultant de la fonte de la glace.
- *Flow Till*: sédiment glaciaire resédimenté par processus gravitaire.

En position sous-glaciaire:

- *Lodgement Till*: dépôt sédimentaire basal par accrétion lors de fusion basale et cisaillement.
- *Meltout Till*: sédiments résultant de la fonte de la glace peu active.
- *Waterlain Till* (sensu Dreimanis 1989): diamictite sédimentée dans une cavité sous-glaciaire remplie d'eau.
- *Deformation Till*: couche basale cisaillée par le glacier de matériel déposé antérieurement.

2. Le dernier cycle glaciaire et la déglaciation dans l'axe du bassin genevois: une revue

2.1 Bassin genevois externe à l'Ouest du Stade de Laconnex

A l'Ouest du Stade de Laconnex (fig. 1) la succession stratigraphique des sédiments du Pléistocène établie par Reynaud (1982), et revue par Maystre & Vergain (1992), montre de bas en haut (fig. 2, coupe A, nomenclature selon Maystre et Vergain, op. cit.):

- la *Moraine basale inférieure*, un meltout till discontinu, reposant en contact érosif sur la Molasse. Cette formation témoigne du passage glaciaire qui a modelé pour la dernière fois le relief de la Molasse dans cette partie du bassin;
- les *Marnes à lignite*, formation lacustre et palustre formée, soit pendant un ou des interstadiaires, soit pendant un ou des interglaciaires (Wegmüller et al. 1995);
- l'*Alluvion ancienne*, épaisse formation (40–50 m) de gravières et sables, témoigne de la présence d'un sandur de rivière tressée en avant d'un front glaciaire situé dans le Petit-Lac. Des ciments de calcite au sein de cette formation

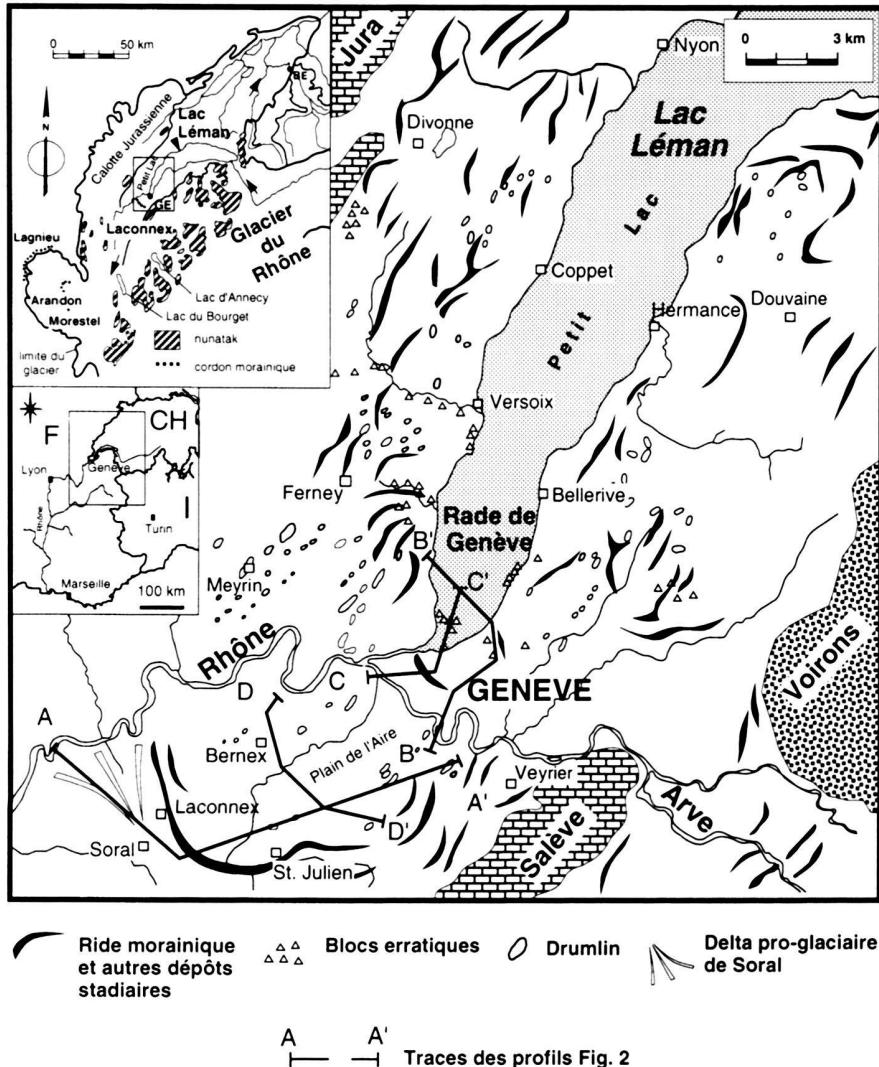


Fig. 1. Extension du glacier du Rhône et de la calotte jurassienne au dernier maximum glaciaire (Monjuvent & Nicoud 1988), carte de localisation et esquisse géologique de la partie occidentale du bassin lémanique et du Petit-Lac (compilée de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000, complétée).

ont donné des âges ^{14}C allant de plus de 35 000 ans B.P. à 25 000 ans B.P.:

- la Moraine *basale intermédiaire* repose par un contact érosif sur l'Alluvion ancienne et marque une avancée glaciaire au-delà de Laconnex;
 - sur le plateau de Soral, le *Complexe glacio-lacustre limono-argileux* constitue le premier dépôt postérieur au retrait glaciaire. A proximité du cordon morainique de Laconnex, une sous-unité inférieure de dépôts limono-sableux turbidi-tiques supporte un ensemble de limons à galets striés et blocs, témoins de la proximité du front glaciaire. Reynaud (1982) donne une analyse détaillée du contenu floristique de cette formation (sondage de Champs Pointus, n° 4129), où des pollens de climat froid et frais fluctuent depuis la base et traduisent vers le haut la progression du glacier depuis le bassin du Léman vers le Stade de Laconnex.

- les digitations du *Complexe morainique supérieur*, correspondant au Stade de Laconnex;
- le *Complexe glacio-lacustre deltaïque* marque le comblement du lac proglaciaire à l'Ouest du Stade de Laconnex, et le *Sandur* fluvio-glaciaire termine la séquence glaciaire sur ce plateau. La surface de la terrasse du Sandur monte de 420 m dans la partie distale au NW à 450 m dans la partie proximale près de Soral. La limite, de nature souvent érosive, entre les dépôts deltaïques (*topsets*) et fluviatiles monte selon la même direction.

Résumé et interprétation: Deux passages glaciaires au moins ont laissé des tills de fond dans la partie extérieure du bassin genevois. Ils sont séparés par des dépôts palustres et fluvia-tilles, probablement interstadiaires. Après le retrait du glacier à la fin du Würmien, un lac occupait la zone du plateau de Soral,

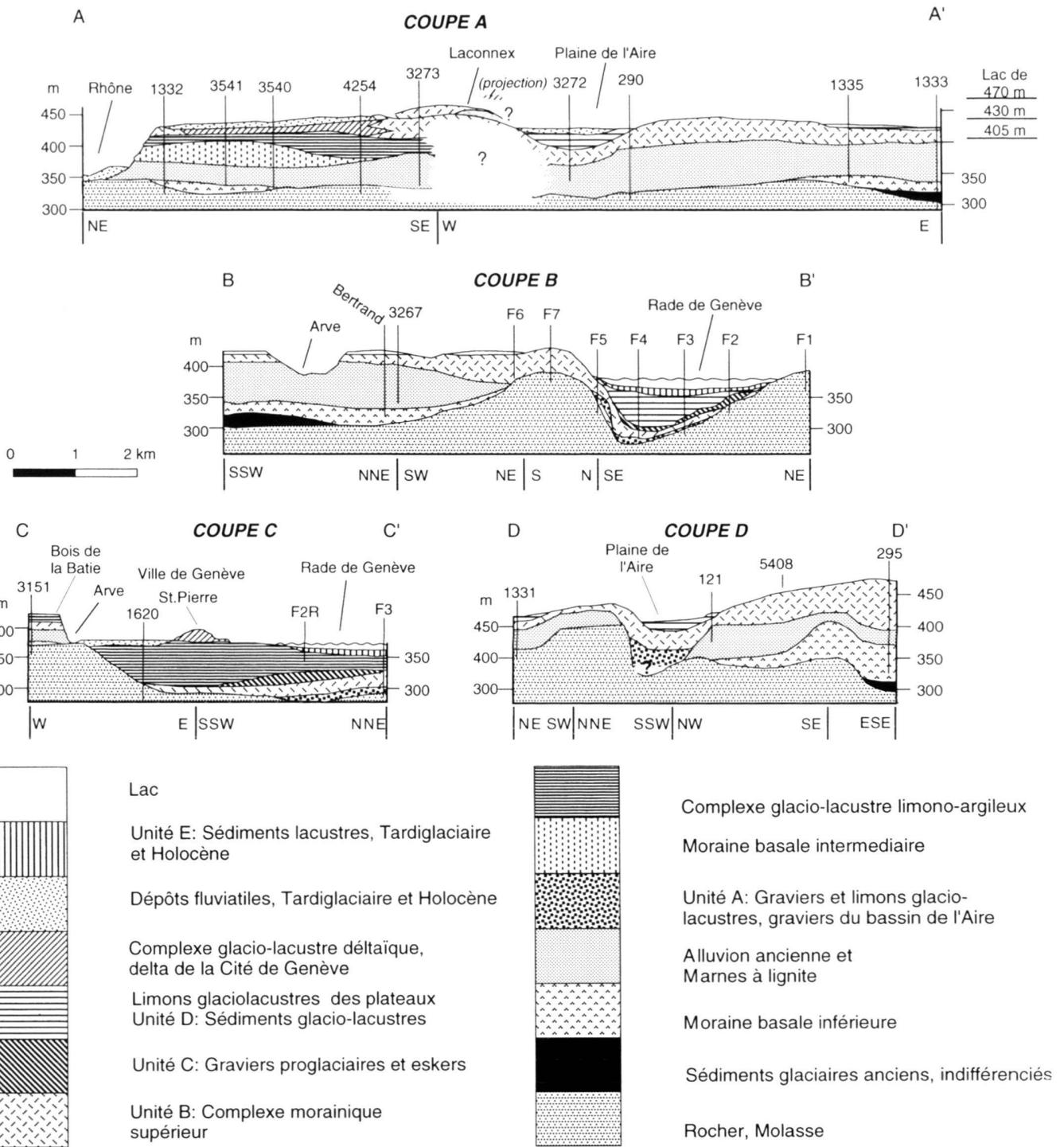


Fig. 2. Coupes géologiques A–D des dépôts quaternaires du bassin genevois (position des coupes voir fig. 1; sondages géologiques: Service Cantonal de Géologie, 36 Bld St-Georges, 1211 Genève 8).

avec un niveau situé d'abord à plus de 430 m, puis s'abaissant à moins de 420 m, avant d'être comblé définitivement par le Complexe glacio-lacustre deltaïque, puis recouvert par les dépôts du torrent glaciaire.

2.2 Stade de Laconnex; le «lac de 470 m»

Ce stade est marqué par une morphologie émuossée formant un barrage de faible relief. Aucun sondage n'a traversé à notre connaissance les terrains de ce relief à la localité type; les seules informations fiables proviennent d'une part du sondage n° 3273, réalisé au centre du village de Soral (fig. 2, coupe A, Reynaud 1982, Amberger 1978) et de fouilles de chantier et d'exploitations de faible profondeur:

- dans le village de Laconnex (coord. 491'440/112'470, 445 m) plus de 1 m de graviers et sables deltaïques sont surmontés par du loess déposé dans un plan d'eau;
- dans l'ancienne carrière de Norcier (coord. 492'950/111'700), une séquence de graviers en stratifications obliques, orientées 250/23, est surmontée d'une diamictite de faible épaisseur (1 m). Ce fait avait été interprété par Reynaud (1982, page 101) comme argument pour une réavancée glaciaire après le dépôt graveleux. De nouvelles observations sédimentologiques de cette séquence indiquent que la diamictite est plutôt à expliquer par une coulée de boue, liée au remaniement de reliefs morainiques accumulés par le glacier en retrait;
- à l'Ouest de la route Soral – Lully, un affleurement dans une ancienne exploitation (coord. 492'625/112'075) permet d'observer des graviers fluviatiles, composés essentiellement de galets de flyschs des Préalpes. Il pourrait s'agir d'un témoin d'une formation antérieure au Stade de Laconnex.

La surface morphologique du Stade de Laconnex se raccorde à l'amont au relief de Certoux-Perly-Plan-les-Ouates constitué par du till («moraine à blocs»).

Interprétation: Nos observations confirment le postulat de Reynaud (1982), d'un dépôt lacustre pour les reliefs de Laconnex. Le Stade de Laconnex peut être considéré comme un complexe glaciaire déposé pendant un arrêt temporaire du glacier du Rhône. Cet arrêt devait être d'une durée suffisante, permettant la formation des reliefs de Laconnex et le comblement du lac proglaciaire. Selon l'altitude des dépôts lacustres, le niveau du lac devait se situer à au moins 470 m. Ce niveau, très temporaire, est par ailleurs attesté par d'autres affleurements connus de longue date dans le bassin genevois, et notamment par les dépôts de sables éoliens déposés en milieu lacustre à Bardonnex (coord. 496'500/111'250), et les graviers deltaïques observés dans les carrières du Salève au Sud de Veyrier (coord. 503'400/112'700). La position du barrage de ce lac, dans la région du Fort de l'Ecluse, ainsi que sa nature (glacier du Jura ou moraine?) restent mal connus (Maystre & Vergain, 1992).

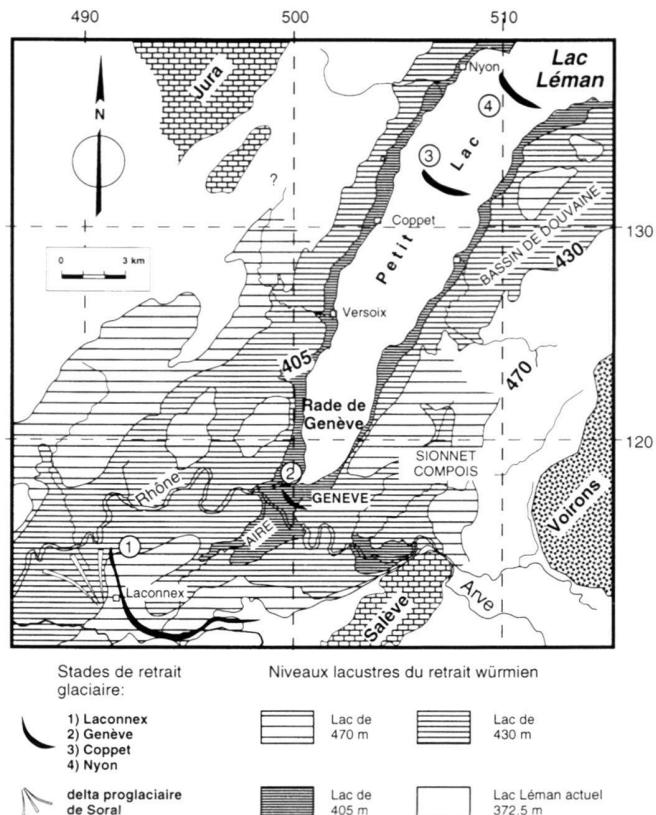


Fig. 3. Extension des lacs de 470 m, 430 m, 405 m et du Léman actuel à 372.5 m; position des stades de retrait dans le bassin genevois et le Petit-Lac et situation du delta proglaciaire de Soral.

2.3 Du Stade de Laconnex à la ville de Genève; le «lac de 430 m»

La séquence stratigraphique en amont de Laconnex montre la fusion entre la Moraine basale intermédiaire et le Complexe morainique supérieur en une seule formation de diamictes, reposant en discordance érosive, soit sur l'Alluvion ancienne, soit sur un terme stratigraphique plus ancien (Amberger 1978, Signer 1996). La séquence stratigraphique liée au dernier retrait glaciaire varie suivant la situation. A cet égard on distingera ici les cas suivants:

a) Bassins glacio-lacustres du retrait glaciaire:

Un certain nombre de bassins glaciaires devenus glacio-lacustres et lacustres se trouvent en amont du Stade de Laconnex avec des altitudes topographiques de 420 m à 430 m; le bassin de l'Aire et celui de Sionnet-Compois sont décrits ici; un autre bassin important est notamment celui de Douvaine (fig. 3).

Bassin de l'Aire: Ce bassin, analysé par Signer (1996) montre une architecture comparable à celle du Petit-Lac (§ 3,

fig. 2, coupes A et D). La nature des premiers terrains recouvrant le rocher est inconnue; dans la coupe D, des graviers (eskers?) font suite vers le haut et sont recouverts par du till et des sédiments glacio-lacustres. Sur les bords de la cuvette (sondage Certoux, n° 3272, Amberger 1978, p. 203–204) l'Alluvion ancienne est préservée et supporte le Complexe morainique supérieur, suivi d'une séquence glacio-lacustre et d'un dépôt fluviatile post glaciaire (fig. 2, coupe A). La surface du bassin se situe actuellement entre 410 et 420 m, le plus souvent sous forme de sols tourbeux.

Bassin de Sionnet-Compois: Les marais de Sionnet-Compois (coord. 507'300/120'300) marquent la position de cette ancienne dépression de la fin du dernier âge glaciaire (Reynaud 1982). Son remplissage est constitué par des sédiments glacio-lacustres et lacustres de limons et de sables. Le spectre pollinique indique d'abord une végétation pionnière dominée par les herbacées; elle est progressivement envahie de buissons (*Juniperus, Betula nana*) et ensuite par des essences de forêt (*Pinus*).

La sédimentation autochtone remplace la sédimentation détritique au Boelling/Alleroed. Elle marque la fin d'importants processus d'érosion superficielle et l'établissement d'une couverture végétale dense et étendue en réponse à l'amélioration climatique (voir aussi Gaillard 1985).

b) Les plateaux

Les plateaux en ville de Genève, de part et d'autre des vallées de l'Arve et du Rhône (plateaux de Champel-Florissant, Bois de la Bâtie, St.-Jean) supportent une couverture de sédiments désignés comme des «formations supra-glaciaires de retrait» (Ruchat 1985). Ils comprennent notamment des limons finement laminés d'origine lacustre, superposés aux diamictes du Complexe morainique supérieur. La limite supérieure de cette formation est cartographiée autour de 420 m.

Résumé et interprétation: Des sédiments lacustres se sont déposés après le retrait glaciaire du Stade de Laconnex jusqu'à une altitude située entre 420 et 430 m. Le niveau du plan d'eau correspondant à ces fonds lacustres devait en conséquence se situer à au moins 430 m; il s'agit du «lac de 55 m» des anciens auteurs (Burri 1981, cum biblio). Par son architecture, le bassin de l'Aire constitue une prolongation du sillon glaciaire du Léman (voir aussi § 3). Certains bassins, comme celui de Sionnet-Compois, ont persisté au cours de l'Holocène en tant que lacs ou étangs.

2.4 Stade de Genève; le «lac de 405 m»

Les nombreuses informations géologiques du sous-sol (forages, excavations) de la colline de la Cité de Genève, située entre le Rhône et la plaine alluviale de l'Arve, ont mis en évidence la nature de ce relief allongé transversalement au lac, de direction NW-SE. Il s'agit d'une accumulation de graviers et sables de structure deltaïque formant des foresets d'orientation variable.

Ces dépôts ont une épaisseur d'environ 20 m (George et al. 1993), avec une surface près de 400 m et reposent sur des limons et argiles glacio-lacustres (60 m environ) et les dépôts glaciaires sous-jacents, qui s'étendent latéralement sous les terrasses du Rhône et de l'Arve (fig. 2, coupe C, sondages Bé-mont et Favon, Amberger 1978, p. 201): Sous une couche de moins de 10 m de graviers, sables et limons fluviatiles (cône de l'Arve) apparaissent, par l'intermédiaire d'un contact érosif, des limons sableux massifs ou mal stratifiés, d'origine glacio-lacustre, superposés soit aux diamictes du Complexe morainique supérieur, soit directement à la Molasse grise (Chattien, Ruchat 1985).

Interprétation: La nature du dépôt de la colline de la Cité de Genève, ainsi que sa morphologie, nous amènent à l'interpréter comme un lobe sédimentaire lacustre à structure deltaïque, formé au front, ou en position légèrement latérale du glacier du Rhône. Il fait partie d'un stade postérieur à celui de Laconnex, situé dans la Rade de Genève (voir § 3) et sur ses bords. Selon la structure du delta, le niveau du lac a dû se situer à environ 400 m, correspondant au «lac de 30 m» des auteurs (Burri 1981, cum biblio).

3. L'enregistrement sédimentaire du dernier cycle glaciaire et de la déglaciation dans la Rade de Genève

Jusqu'à une date récente, la séquence stratigraphique de la terminaison occidentale du Léman n'était connue que par un seul sondage géotechnique (Lombard & Cuenod, 1965). Or, au début des années 1990, trois forages profonds ont été réalisés le long du trajet prévu pour la construction d'un pont routier à travers le Petit-Lac (F2, F3 et F4, fig. 4, Moscariello 1996), avec une profondeur maximale de 88.8 m sous le fond du lac. Trois autres forages situés plus près de la ville (F1R, F2R et F3R), le long d'un tracé éventuel pour la construction d'un tunnel sous la Rade de Genève, ont atteint des profondeurs de 20 m environ, en restant dans les dépôts lacustres et glaciaires. Tous ces forages ont été carottés depuis une plate-forme fixe, avec un système rotatif à sec de 180–105 mm de diamètre. Plusieurs autres forages profonds (F5, F1P et F2P, fig. 4), exécutés sur les deux rives de la Rade, sont utilisés pour des comparaisons stratigraphiques.

Les séquences stratigraphiques étudiées sont caractérisées par une grande variabilité des faciès sédimentaires. En plus, l'analyse pollinique expéditive des 10 m superficiels de sédiments lacustres, a mis en évidence une hétérogénéité chronologique considérable.

La séquence quaternaire du remplissage du bassin du Petit-Lac et de la Rade de Genève a été subdivisée en cinq unités lithostratigraphiques principales (fig. 4, unités A–E, de bas en haut):

Unité A, Graviers et limons glacio-lacustres:

Description: Posée directement sur la Molasse, cette unité, épaisse de 0.5 à 9 m, est formée de pélites à petits lits de sable

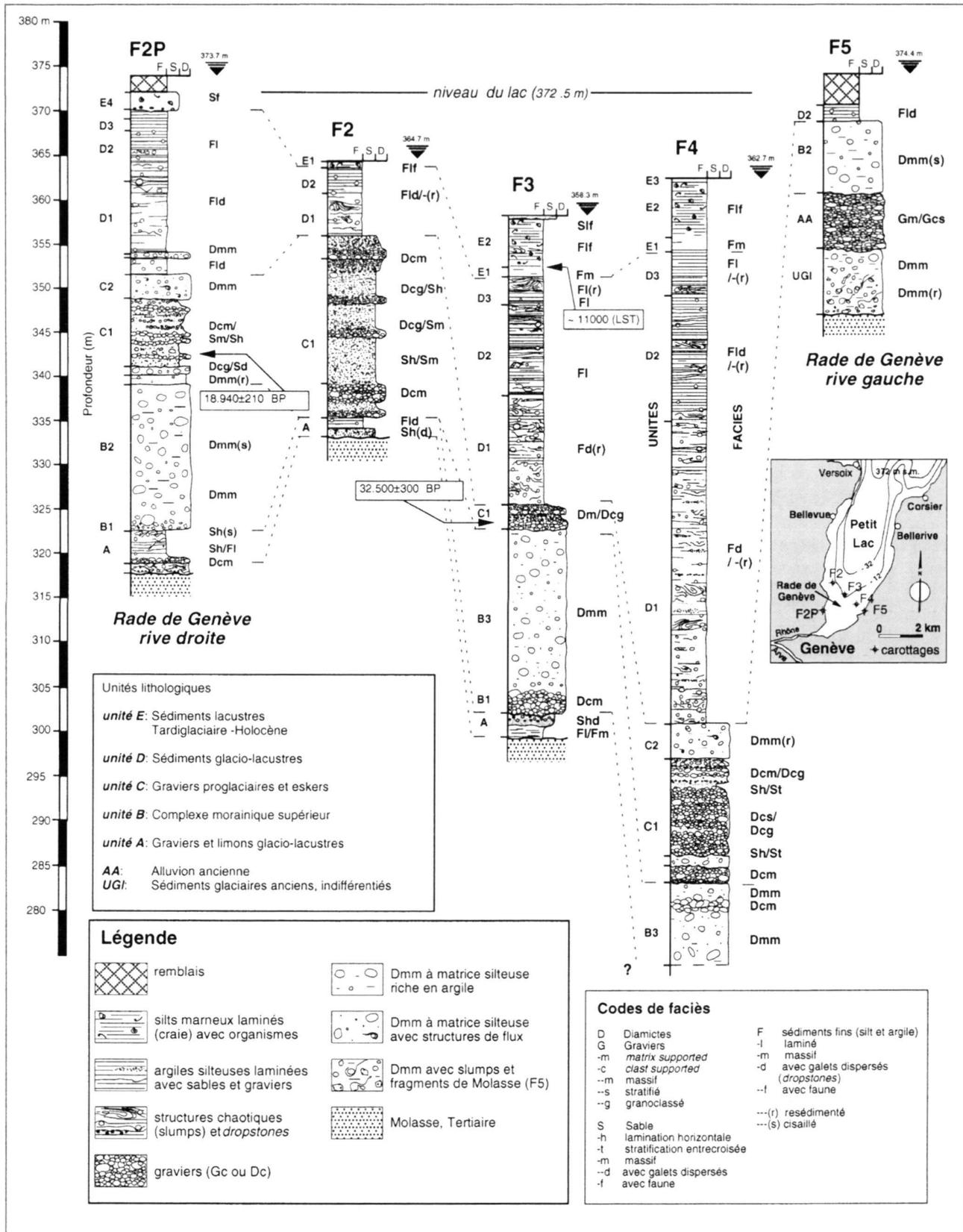


Fig. 4. Résultats stratigraphiques des forages géotechniques effectués dans le Petit-Lac et la Rade de Genève (modifié d'après Moscariello 1996).

granoclassé et de couches de sable à matrice argileuse. Des galets arrondis ou subanguleux de 0.5 à 3 cm de diamètre se trouvent enrichis à la base et dispersés dans l'ensemble de l'unité. La partie supérieure de la formation est fortement déformée par plissement et cisaillement. Les échantillons palynologiques n'ont fourni que quelques pollens de *Pinus*, *Picea* et *Betula*.

Interprétation: Il s'agit de tills de déformation et de turbidites. Ces sédiments sont à relier latéralement à des graviers grossiers sans matrice, décrits par Lombard & Cuénod (1965) dans la partie la plus profonde du lac. Ils pourraient correspondre à un dépôt proglaciaire ou au remplissage d'un ancien tunnel sous-glaciaire, suivant la vallée ensevelie mise en évidence par des investigations géophysiques (Amberger 1978, 1993, Signer 1996), qui s'étend sur plusieurs km vers le Sud-Ouest de Genève. La déformation du sédiment témoigne du passage du glacier.

Unité B, Complexe morainique supérieur

Description: Epaisse de 8 à 21 m, elle consiste en trois types lithologiques différents, à savoir de bas en haut:

- Une diamicte à matrice sablo-limoneuse compacte et à galets anguleux d'un diamètre moyen de 6 cm et d'un diamètre maximum de 90 cm; les galets de grès de flyschs préalpins dominent le spectre. La matrice peut montrer des structures de fluage (sous-unité B1).
- Vers le bord du lac, ces dépôts sont surmontés par ce qu'on appelle localement des «argiles à blocs». Les galets polis sont souvent striés (sous-unité B2).
- Au centre de la cuvette, une diamicte avec une matrice limono-sableuse s'est accumulée (sous-unité B3).

Les galets des deux sous-unités B2 et B3 sont arrondis à subarrondis. Leur pétrographie indique une origine de la partie alpine de la vallée du Rhône. La différence entre les deux sous-unités consiste essentiellement dans la granulométrie de leur matrice.

Interprétation: La sous-unité B1 est un *lodgement till, sensu* Boulton (1978), transporté à la base du glacier depuis la vallée du Rhône à hauteur des Préalpes. La sous-unité B2 correspond à un *lodgement till sensu* Schlüchter (1977), comprenant du matériel lacustre fin, érodé et incorporé au passage du glacier. La sous-unité B3, un *waterlain till sensu* Dreimanis (1979, 1989), a été déposé à la base du glacier dès le début de sa fusion.

Unité C, Graviers proglaciaires et eskers

Description: Une sous-unité inférieure C1, d'une épaisseur de 3 à 20 m, est formée par un mélange de graviers et sables, en couches de 0.5 à 2 m d'épaisseur, montrant dans certains cas des granoclassements normaux ou inverses. Les galets, d'un diamètre maximal de 8 cm (axe b), sont le plus souvent anguleux et striés. Leur composition est en grande partie alpine, mais des galets de marnes et de grès provenant de la Molasse

et des calcaires jurassiens apparaissent également. La matrice comporte plus de 50% de sable et moins de 10% d'argiles.

La sous-unité C2, d'une épaisseur de 4 m au maximum, n'a été observée que dans les carottes F1P, F2P et F4. Elle correspond à une diamicte massive, formée d'une matrice sablo-limoneuse et de galets et blocs arrondis. Dans des lits de galets plus fins (max. 3 cm) apparaissent des granoclassements; des structures de flux peuvent caractériser la matrice de cette unité, composée de plus de 50% de silt, de 10–20% d'argiles et de sable.

Deux datations ^{14}C AMS sur de petits débris de bois trouvés à la base de l'unité C ont donné un âge de $> 32\,500 \pm 300$ B.P. (éch. ETH-15523) et $18\,940 \pm 210$ B.P. (éch. ETH-14524) respectivement.

Interprétation: Les sédiments indiquent des modalités dépositionnelles liées soit à des torrents sous-glaciaires ou supra-glaciaires (sous-unité C1), soit à des écoulements gravitaires. Des processus de resédimentation sous-lacustre de tills supra-glaciaires et intraglaciaires (englaciaires) devaient se produire simultanément. Cette unité correspond aux sédiments accumulés en position proximale dans un lac pro-glaciaire pendant la fonte du glacier. La première datation semble indiquer un remaniement de matière organique fossile; la deuxième date est probablement proche de l'âge du sédiment, même si les débris organiques datés ont également subi un certain transport.

Unité D, Sédiments glacio-lacustres

Description: Il s'agit d'une séquence glacio-lacustre d'une épaisseur de 8 à 54 m.

La sous-unité D1, de 32 m d'épaisseur au maximum dans F4, est constituée de pélites massives ou vaguement laminées, montrant parfois des structures de déformation chaotiques, des slumps ou des galets mous.

La sous-unité D2 atteint 12 m d'épaisseur dans F4. Des alternances décimétriques sont constituées de silts sableux granoclassés, de couleur grise à olive, passant à du silt argileux gris foncé. La base de ces cycles est érosive. Des slumps et des passages décimétriques de sédiments à structure chaotique s'intercalent dans l'unité.

Des galets anguleux ou subanguleux de quartzites, calcaires et autres roches d'un diamètre maximum de 6 cm sont dispersés dans l'ensemble de l'unité, mais surtout dans l'unité D1. Des structures de galets lâchés (*drop stones*) peuvent être observées dans l'unité D2.

Une sous-unité D3 de 2 à 6.5 m d'épaisseur a été observée dans les sondages F2, F3, F4, F2R et F3R. Elle est constituée de laminites de silts sableux (15 à 40%) intercalées dans des pélites et argilites laminées à l'échelle millimétrique (jusqu'à 3 mm) qui peuvent être slumped. Une fine couche de silt jaune (max. 3 mm) peut constituer la base de certains cycles. L'analyse granulométrique démontre une grande variabilité avec 20–50% d'argiles, moins de 18% de sable et du silt.

L'unité D, bien que très pauvre en pollens est attribuée globalement au Dryas ancien inférieur, ou zone Ia (Ammann

& Lotter 1989). Les spectres polliniques reflètent un paysage steppique ouvert, une végétation sans arbres. La recolonisation des sols encore peu évolués débute par l'implantation de steppes riches en espèces pionnières, telles que hélianthèmes et les chénopodiacées principalement: les premiers arbrisseaux tels que le bouleau nain et le genévrier s'y immiscent progressivement. La participation des autres arbres indique des sédiments remaniés issus des dépôts des précédents interstadiaires.

Interprétation: Les sédiments glacio-lacustres inférieurs (sous-unité D1) sont caractérisés par des structures chaotiques liées, soit aux processus gravitaires sur les flanc sous-lacustres, soit à un mouvement du glacier. Ces sédiments ont été accumulés principalement par des courants de turbidité et autres processus gravitaires depuis les *icebergs* et le front glaciaire flottants. Le dépôt d'une épaisse séquence de turbidites distales ainsi que la formation de varves glaciaires (sous-unités D2 et D3) témoigne de la stabilisation du fond du lac due à la disparition définitive du glacier de la cuvette de la Rade. Les sables fins peuvent correspondre, en partie, à du loess.

Unité E, Sédiments lacustres

L'épaisseur de cette dernière unité varie de 0 à 7.5 m (Moscardiello 1995, 1997, Girardclos 1993).

- La sous-unité E1 est constituée de sédiments limoneux fins, souvent sans structures sédimentaires, accumulés dans un milieu de sédimentation à faible énergie dominé par des processus de décantation.
- La sous-unité E2 est formée de rythmites de diatomites et de calcite alternant avec des limons riches en calcite. Les deux unités sont caractérisées par la présence d'organismes (algues, crustacés, mollusques) et de calcite endogène qui dévient de plus en plus abondante vers le haut.
- Des sables bioclastiques à matrice limoneuse définissent la sous-unité E3.
- La sous-unité E4, de sables oolithiques bien triés, repose sur les unités antérieures par un contact discordant.

L'unité E s'étend sur la période allant du Boelling (13000 ans B.P., Tardiglaciaire) au Subatlantique (Actuel). Cette datation, est soutenue par la présence du tuf de Laachen (11000 ans B.P., Bogaard & Schmincke, 1985) dans la partie supérieure de la biozone de l'Alleroed (Moscardiello & Cosca 1997).

4. Etude sismique du dernier cycle glaciaire dans le Petit-Lac, résultats préliminaires

4.1 Recherches antérieures

Selon les résultats de l'étude sismique du Petit-Lac effectuée par Vernet et Horn (1971) et Vernet et al. (1974) au moyen d'une source «boomer», la genèse du bassin serait en partie d'origine tectonique. Son remplissage serait essentiellement de nature glaciaire avec plusieurs faciès morainiques. Quatre unités lithologiques ont été corrélées entre le sondage décrit

dans la Rade de Genève par Lombard et Cuenod (1965) et les profils sismiques (du haut vers le bas, Vernet & Horn 1971, p. 302, 308):

1. les sédiments lacustres crayeux de l'Holocène,
2. les sédiments glacio-lacustres tardi-glaciaires,
3. les sédiments glaciaires (moraines et graviers) et interglaciaires (limons) des glaciations du Würm, de l'interglaciaire Würm-Riss et du glaciaire du Riss,
4. la Molasse grise.

4.2 Méthode d'acquisition et de traitement des données

Dans le cadre d'un projet de recherches concernant l'application de la sismostratigraphie en paléoclimatologie, des méthodes de sismique réflexion ont été testées dans le Petit-Lac en 1996, dans le but d'acquérir une meilleure connaissance des sismofaciès glaciaires et lacustres.

La technique d'enregistrement choisie utilise des sismographes qui digitalisent l'onde acoustique reçue aux hydrophones. Ce type d'enregistrement, par opposition à un système analogique, permet des traitements sismiques, comme la suppression de l'effet bulle du canon à air, une amélioration de la forme du signal avec des filtres dans le domaine des fréquences et des déconvolutions (Sheriff & Geldart, 1995). Pour la reproduction des profils sismiques, l'utilisation de plusieurs tons de gris permet la représentation en amplitude réelle. Aucune amplification digitale n'a été appliquée sur les profils montrés dans les figures 5, 6 et 7 ce qui permet une interprétation qui tient compte de l'énergie de la réflexion, c'est-à-dire de la nature des lithologies rencontrées dans les profils. La migration a amélioré la perception de la répartition géométrique des faciès et de la pente effective des réflecteurs. Cette opération de traitement a été effectuée sur les stations de l'Institut de Géophysique de l'ETH de Zurich. La technique utilisée présente en conséquence des avantages certains en comparaison avec les méthodes analogiques utilisées dans les années 1970 et 1980 (Matter et al. 1971, Vernet & Horn 1971, Vernet et al. 1974, Schoop et Wegener 1983, Finckh et al. 1984).

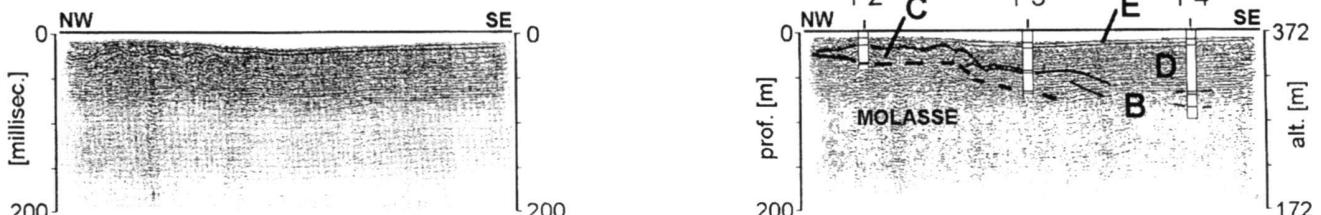
Deux systèmes ont été utilisés pour nos acquisitions sur le Léman:

- 1) Tir avec une source sparker (environ 2000 Hz; le signal est digitalisé avec un enregistreur monotrace. Cette méthode a produit d'excellents résultats dans les lacs d'Annecy et du Bourget avec des pénétrations à plus de 200 mètres (Chapron et al. 1996, Van Rensbergen 1996). Dans le Petit-Lac, une image sismique de bonne qualité est obtenue sur les premiers 60 m de sédiments, au-dessous de cette profondeur, une diamicte avec de nombreux blocs est responsable de la dispersion de l'énergie sismique à haute fréquence.
- 2) Une source canon à air avec une chambre de 5 inch³ produit une énergie centrée sur 200 Hz et qui s'étend jusqu'à 1500 Hz. Une flûte marine de 12 hydrophones espacés de 7 m reliés à un sismographe enregistre les signaux réfléchis. Une sommation en CMP (*Common Mid-Point*) de 6 traces

Profil c



Profil b



Profil a

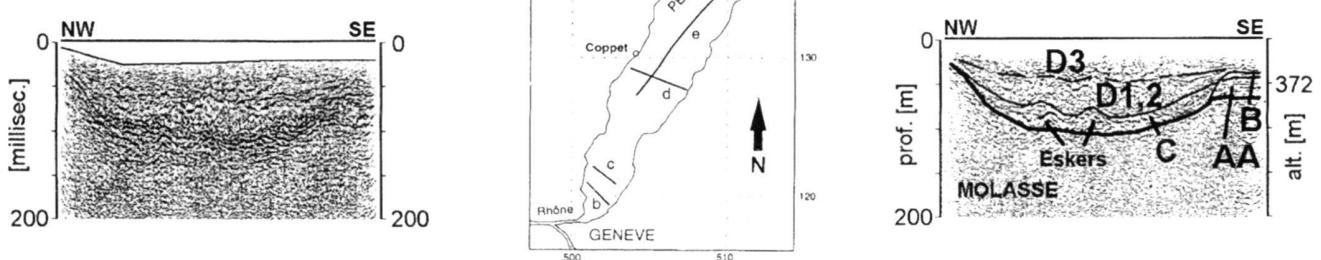


Fig. 5. Profils sismiques transverses du Bassin de l'Aire (profil a) et du Petit-Lac (profils b-c). La situation du profil a est indiquée fig. 1. Sismique réflexion 24 traces; sources: marteau (Bassin de l'Aire) et canon à air 5 inch³ (Rade de Genève et Petit-Lac).

Unités lithologiques:
 Unité E: Sédiments lacustres, Holocène
 Unité D: Sédiments glacio-lacustres
 Unité C: Graviers proglaciaires et eskers
 Unité B: Complexe morainique supérieur
 Unité A: Graviers et limons glacio-lacustres

améliore le signal en éliminant des bruits aléatoires générés, entre autres, par la résonance du bateau et le bruit des vagues. Le déclenchement du canon à air se fait de façon automatisée en fonction de la vitesse du bateau calculée d'après la position DGPS.

La corrélation avec les unités lithologiques A-E définies dans le chapitre 3 peut être réalisée grâce à un profil sismique acquis dans la Rade de Genève et recoupant les forages F2, F3 et F4 (profil b, fig. 5). Les profils sismiques dans la Rade sont cependant d'une qualité inférieure à celle obtenue dans le Petit-Lac. La difficulté provient de la présence d'une faible tranche d'eau et d'un grand contraste d'impédance avec le fond formé de sédiments carbonatés (unité E). L'eau génère également

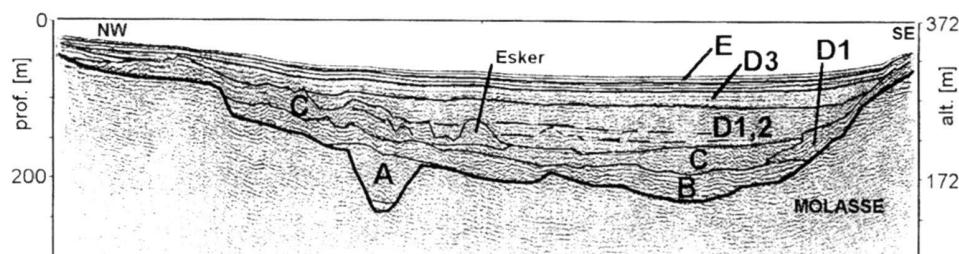
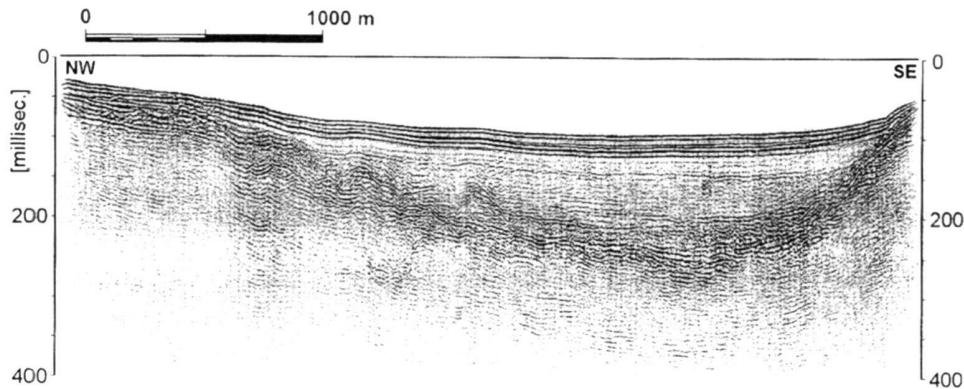
des multiples et des ondes guidées difficiles à éliminer au traitement.

Pour comparaison, le profil de sismique réflexion terrestre du bassin de l'Aire, (profil a, fig. 5) a été acquis par Signer (1996) avec les paramètres suivants: espacement des géophones 5 m, espacement des tirs 5 m, 24 canaux par tir enregistré.

4.3 Analyse des unités sismiques

Les profils tirés avec le sparker sont appropriés pour l'analyse des faciès des unités D et E. Le contenu fréquence des profils acquis au canon à air permet l'analyse des unités A, B, C et D. Le traitement des données sismiques suit une logique du haut vers le bas. La description et l'interprétation des profils sismi-

Profil d



ques ci-dessous suivront néanmoins l'ordre stratigraphique, en accord avec les chapitres précédents.

Pour la conversion en profondeur, nous avons utilisé les vitesses calculées durant le traitement:

UNITÉ SISMIQUE	VITESSE
Eau	1420 m/s
Unité E	1420 m/s–1500 m/s
Unité D	1500 m/s–1700 m/s
Unité C	2000 m/s
Unité B	> 2000 m/s
Unité A	> 2200 m/s
Molasse:	3200 m/s

Rocher, Molasse

Observations: La morphologie de la Molasse est celle d'une auge de taille kilométrique avec des bords escarpés, parfois avec des pentes supérieures à 45 degrés. L'image sismique de l'unité est observée dans le meilleur des cas sur une profondeur de 50 ms; ceci représente la pénétration maximale de l'onde à 200 Hz. Le sismofaciès est caractérisé par des réflexions continues et parallèles qui se terminent en offlap sous les sédiments attribués au Pléistocène.

Calibration: Les sondages F2 et F3 (fig. 4), recoupés par la ligne sismique du profil b (fig. 5) permettent de positionner la

Molasse sous la Rade de Genève. Sa position est en outre assurée dans les profils c et d (fig. 5 et 6) grâce à des affleurements situés sur les bordures du lac.

Unité A: Graviers et limons glacio-lacustres

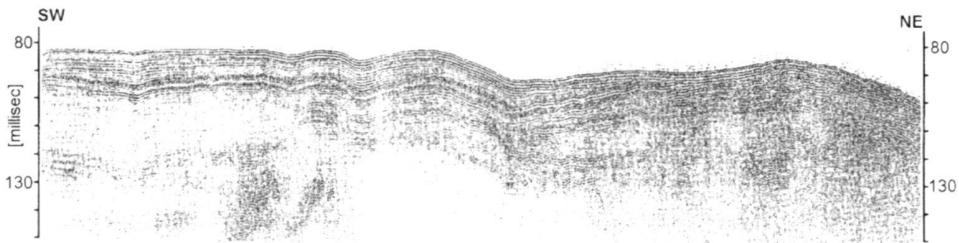
Définition et observations: A l'unité A sont associés dans notre interprétation des profils sismiques, tous les faciès intercalés stratigraphiquement entre la Molasse et l'unité B. Plusieurs faciès sismiques rappelant les unités B à E y sont observés, le plus souvent dans des auges molassiques.

Par corrélation de forages on retrouve l>Alluvion ancienne (unité AA, profil a, fig. 5) dans la Plaine de l'Aire. Cette alluvion repose sur la Molasse par un contact de base érosif. Son toit, surmonté de l'unité B, est également érosif.

Calibration: La position de l'unité A est calibrée par les deux sondages F2 et F3 (fig. 4 et 5). Dans le profil b (fig. 5) l'unité est cependant de trop faible épaisseur pour permettre une analyse des faciès sismiques.

Unité B: Complexe morainique supérieur

Observations: Dans les profils à l'air-gun (fig. 5 et 6), l'unité B est caractérisée par une surface à forte réflectivité. A l'intérieur de la couche, des diffractions hyperboliques provenant de blocs et quelques réflexions discontinues de géométrie irrégulière sont observées.



Profil e

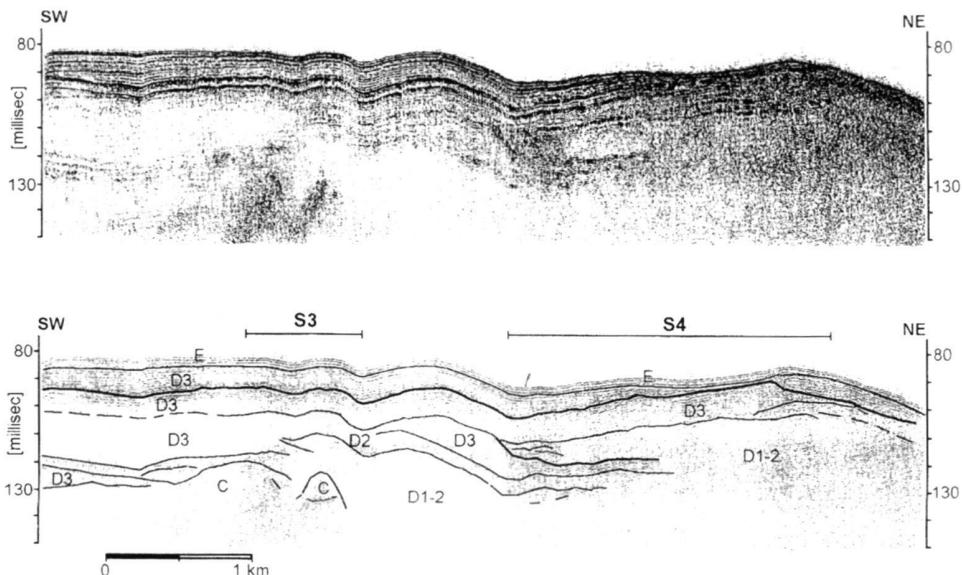


Fig. 7. Profil sparker longitudinal SW-NE du Petit-Lac entre Coppet et Nyon (profil e, situation voir fig. 5): intercalation de diamictes (D1 et D2) des stades de Coppet (S3) et de Nyon (S4) dans les sédiments glacio-lacustres tardi-glaciaires (D3).

En haut: Représentation en gris composés

Au milieu: Enveloppe de l'onde

En bas: Interprétation géologique

Légende lithologique voir fig. 5.

gulière apparaissent. La forte réflexion qui caractérise son toit, permet de postuler sa présence dans l'ensemble des profils a-d (fig. 5 et 6).

Calibration: L'unité B a été traversée par les forages F3 et F4 et saisie en sismique réflexion par le profil b (fig. 5). Les profils sparker (fig. 6 et 7) n'atteignent pas cette unité.

Unité C: Graviers pro-glaciaires et eskers

Observations: La structure générale de cette unité s'observe mal sur les profils sparker; sur les lignes tirées au canon à air, elle se caractérise par des réflecteurs discontinus et ondulés, souvent incurvés vers le haut. La forme générale de cette unité correspond à une structure en dômes cylindriques orientés parallèlement au bassin du Petit-Lac.

Calibration: La position de cette unité est bien attestée dans les sondages F2, F3 et F4; le faciès sismique ressort de la façon la plus évidente dans la région de F2 (profil b, fig. 5). Ce faciès a en outre été reconnu et calibré dans le Lac de Zurich, grâce au sondage ZÜBO (Hü & Kelts 1984).

Unité D: Sédiments glacio-lacustres

Observations: Les trois sous-unités D1-D3 (fig. 4) sont corrélées avec un sismofaciès:

- L'unité D1 correspond à un faciès transparent, comprenant des diffractions induites par la présence de blocs. Certains faciès à faible amplitude observés avec le sparker apparaissent comme transparents avec la méthode du canon à air.
- L'unité D2 correspond à un sismofaciès semi-contINU avec de nombreuses diffractions. Ce faciès est caractéristique de la transition entre les faciès D1 et D3 et n'est généralement que peu épais. L'épaisseur cumulée des faciès D1 et D2 peut atteindre 100 m ou plus (profil d, fig. 6).
- L'unité D3 est caractérisée par des réflecteurs continus de faible à forte amplitude. Dans le profil longitudinal (profil e, fig. 7), elle se présente sous la forme de séquences d'une épaisseur d'une dizaine de mètres. L'amplitude diminue vers le SW, avec des structures en *offlap* observées au sommet des séquences. Dans le profil transverse (profil f, fig. 8), le faciès D3 est préservé sur le bord WNW du bassin.

Une barre sédimentaire D3 située entre 90 et 130 ms décrit des ruptures dans la continuité des réflexions puis disparaît dans le faciès D1 au centre du bassin. La vitesse relativement faible de cette unité (1600 m/s–1700 m/s) permet de penser qu'elle est affectée par une faible compaction.

Calibration: Les unités D1 à D3 sont calibrées par les forages F2, F3 et F4 (fig. 4) traversés par le profil b (fig. 5).

Unité E: Sédiments lacustres, Tardiglaciaire–Holocène

Observations: Le sismofaciès de l'unité E est caractérisé par des réflecteurs très continus et à forte amplitude. Cette unité s'épaissit régulièrement du NE vers le SW dans le profil acquis longitudinalement au bassin du Petit-Lac (profil e, fig. 6), en passant d'environ 1.5 m à 5 m au centre du Petit-Lac à 6 km de distance. Le profil transverse (profil f, fig. 8) montre un fort épaississement du dépôt du centre du lac vers la limite WNW du profil, en passant de 3 m à environ 10 m sur une distance de 300 m. Cet épaississement est le résultat d'un offlap prononcé des réflecteurs.

Calibration: Sur le profil b (fig. 5) l'unité E a été traversée par les sondages F2, F3 et F4 (fig. 4). Elle correspond aux unités E1 à E3 de Moscariello (1996).

4.4 Interprétation géologique des profils sismiques

La série stratigraphique a déjà été décrite et interprétée dans le chapitre 3. En conséquence, on ne mentionnera ici que les éléments complémentaires qui résultent de l'analyse sismique de la Rade de Genève et du Petit Lac.

Molasse: L'unité observée correspond à la Molasse grise. En opposition avec les affirmations de Vernet & Horn (1971), aucun indice de faille n'a pu être décelé. De nombreuses distorsions des réflecteurs dues aux unités qui remplissent le bassin du Petit-Lac laissent présumer la présence de telles failles. Cependant, les offsets verticaux et les pendages apparents disparaissent lors de la conversion en profondeur des profils sismiques.

Unité A: Dans la Rade de Genève l'unité A pourrait être liée à une couche sédimentaire cisaillée à la base du glacier, déposée dans une gorge surcreusée (profils b et c, fig. 5). Cette gorge date d'une période antérieure au dernier cycle glaciaire (ou au Würm?). Dans le Petit-Lac (profil d, fig. 6), ce faciès recouvre une auge. Il apparaît comme très réfléctif, parfois continu, avec des ondulations.

L'altitude de la base des auges remplies par l'unité A peut être inférieure à celle liée au creusement du dernier cycle würmien indiqué par la semelle de l'unité B. Le profil d (fig. 6) montre, à titre d'exemple, un surcreusement de 30 m, pour atteindre la cote de 120 m au-dessus du niveau de la mer.

Unité B: Cette unité forme la base des dépôts du dernier cycle glaciaire dans la Rade de Genève et le Petit-Lac (profils b, c et d, fig. 5 et 6). Le faciès sismique attribué à l'unité B dans le profil d n'est cependant vraisemblablement pas une diamicte

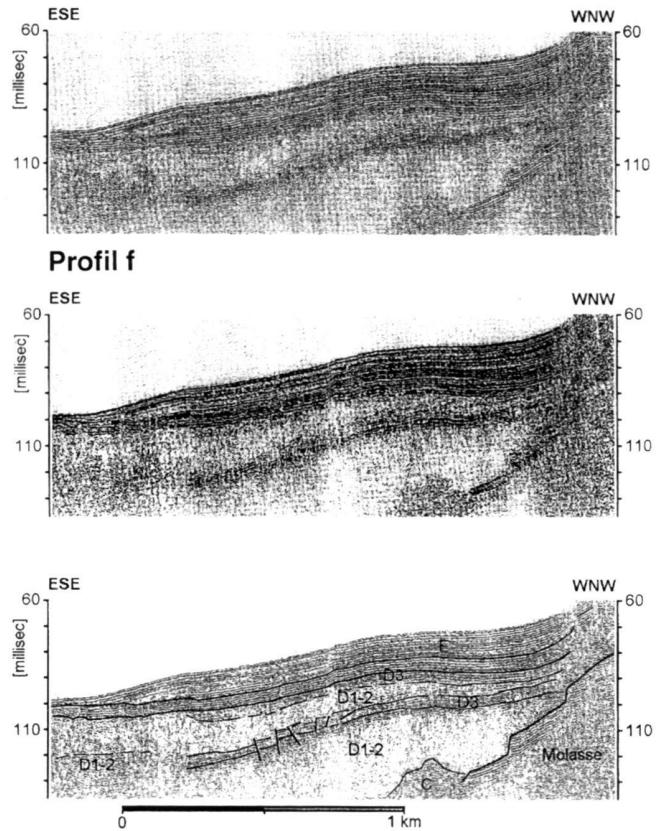


Fig. 8. Profil sparker S-N du bassin central du Petit-Lac vers la côte, à hauteur de Nyon (profil f, situation voir fig. 5). Delta et cône de la Promenthouse forment les sédiments du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Unité E). Une séquence de sédiments glacio-lacustres (D3) s'intercale entre deux diamictes (D1-2). L'unité de diamictes supérieure correspond au stade de Nyon (S4).

En haut: Représentation en gris composites

Au milieu: Enveloppe de l'onde

En bas: Interprétation géologique

Légende lithologique voir fig. 5.

massive comme celle observée dans la Rade (fig. 4). Sa forte réflectivité interne pourrait être due à une alternance de diamictes graveleuses déposées dans des chenaux-tunnels et de diamictes plus fines et compactées. Ce faciès est caractéristique des structures de chenaux-tunnels observés dans des profils terrestres par Pugin et al. (1996). Il s'agit néanmoins d'une hypothèse qui demande à être vérifiée par forage.

Unité C: Les sédiments graveleux de l'unité C observés dans le sondage F2 (fig. 4) ont été déposés dans un environnement à haute énergie. Ces dépôts, accumulés en dômes, sont bien caractéristiques de structures de tunnels sous-glaciaires (Sharpe 1987), d'eskers (Banerjee & Mac Donald 1975, Pugin 1989) ou de paraeskers formés par les eaux expulsées au front glaciaire (Brodzikowski & van Loon 1991, p. 300, Moscariello & Wildi 1994, Van Rensberge 1996). Les structures allongées

s'observent depuis Coppet et peuvent se prolonger au-delà de la Rade de Genève jusqu'à la Plaine de l'Aire (profil a, fig. 5). Les bords escarpés des auges (profils a et d, fig. 5 et 6, plusieurs profils du Petit-Lac qui ne figurent pas dans cette publication) et leur remplissage par les unités B et C rappellent les structures des vallées-tunnel décrites dans le Nord de L'Europe et en Amérique du Nord (Flint 1971). Ce sont Vernet et al. (1974) qui ont mis en avant l'hypothèse de tunnels sous-glaciaires dans le Léman.

Unité D: L'indentation du faciès D1–2 dans le faciès D3 observée dans les profils e et f (fig. 6 et 7) reflète des fluctuations du glacier générant des diamictes par mélange de sédiments glacio-lacustres et de sédiments résiduels de fonte. On peut relier deux zones de réavancements assimilées à des stades glaciaires d'oscillations, à savoir, du plus ancien au plus récent: S3 entre Coppet et Hermance et S4 au large de Nyon (fig. 3). Dans le profil e (fig. 6) l'épaisseur des séquences de dépôt D3 a tendance à diminuer vers le SW, en indiquant ainsi comme source d'apport un front glaciaire située au NE, dans le bassin du Petit-Lac. La faible compaction de l'unité s'explique par un glacier dans un état proche du décollement, ou, par moments, déjà décollé du substrat.

Le profil transverse (profil f, fig. 8) montre une séquence lacustre enfouie sous des diamictes; cette structure est le témoin d'une réavancée du glacier du Rhône de plusieurs centaines de mètres, voire de plus d'un kilomètre, avec remobilisation et homogénéisation du sédiment lacustre. Sur terre, ce stade pourrait être corrélé avec certains cordons morainiques de la région de Douvaine (fig. 1).

Unité E: Dans la Rade de Genève (chapitre 3) l'unité E représente une partie du Tardiglaciaire et l'ensemble des dépôts de l'Holocène (Moscardello 1997). A l'échelle du Petit-Lac plusieurs mécanismes sédimentaires se trouvent à l'origine du dépôt postglaciaire: sédimentation endogène sur les beines et dans la Rade de Genève (profils F2 à F5, fig. 4), courants de turbidité et slumps depuis le bord du lac et systèmes deltaïques (profil f, fig. 8).

5. La déglaciation de la partie occidentale du bassin lémanique: discussion et conclusions

Cycles glaciaires: A sa périphérie, le bassin genevois compte des dépôts d'au moins deux cycles glaciaires (fig. 2). Des témoins de cycles antérieurs pourraient néanmoins être présents dans certains sillons (Wegmüller et al. 1995). Le long de l'axe de la cuvette, du Léman jusqu'à Laconnex, les sédiments d'un seul cycle sont préservés et reposent par un contact érosif sur les termes antérieurs. A l'Ouest de Laconnex, le dernier cycle glaciaire est composé de la Moraine basale intermédiaire et d'une séquence lacustre montrant plusieurs fluctuations climatiques. Il est en conséquence possible que le glacier du Rhône se soit arrêté au dernier cycle glaciaire à hauteur de Laconnex. D'autre part, rien ne permet de croire que le glacier du Rhône ait abandonné le bassin du Petit-Lac au cours du Würmien. Ainsi, la variation du volume de glace lors de l'interstade qui

se serait produite avant 25 000 ans B.P. (Blavoux, 1988) aurait surtout affecté les bordures latérales du glacier.

Niveaux lacustres: Le retrait du glacier du Rhône du bassin genevois s'est fait dans un grand lac, dont le niveau s'abaissait au fur et à mesure, d'environ 470 m à 430 m, puis à 405 m (fig. 3). Le barrage des niveaux de 470 m et 430 m a dû se situer à la terminaison occidentale du bassin genevois, à hauteur du Fort de l'Ecluse; pour le second, le bras du bassin de l'Aire était barré par les reliefs de Laconnex. Le lac de 405 m était limité au bassin du Léman et à la zone de la confluence avec l'Arve. Ce plan d'eau aurait persisté au moins jusqu'au Dryas ancien.

Stades glaciaires: Quatre stades glaciaires s'échelonnent le long de l'axe de la cuvette lémanique jusqu'à hauteur de Nyon (fig. 1):

- 1) le Stade de Laconnex, connu de longue date, et dont le relief émussé s'explique par sa formation en milieu lacustre;
- 2) le Stade de Genève, défini en vieille-ville et dans la Rade de Genève (fig. 9.1, 9.2, 9.4);
- 3) le Stade de Coppet et
- 4) le Stade de Nyon, marqués au centre du sillon du Petit-Lac par des diamictes (unités D1–2) surmontant les premiers sédiments glacio-lacustres laminés (D3, fig. 9.3).

Les stades 2 à 4 correspondent chacun à un réavancement du glacier de plusieurs centaines de mètres à plus d'un kilomètre.

Mode et climat de la déglaciation:

C'est dans la Rade de Genève et dans le Petit-Lac que l'on retrouve le plus facilement le mode et l'histoire de la déglaciation (fig. 9):

- le *waterlain till* de la sous-unité B3 indique le début de la fusion dans des conditions aquatiques, sous un glacier dont l'épaisseur est déjà très diminuée;
- des tunnels sous-glaciaires et éventuellement englaciaires évacuent de grandes masses d'eau artésienne et déposent les graviers et sables des reliefs d'eskers ou de paraeskers à proximité du front glaciaire (unité C, fig. 9, Moscardello & Wildi 1994, Wildi 1997). L'orientation des dômes d'eskers dans la région de Versoix (fig. 1) peut indiquer un échappement latéral des eaux sous-glaciaires vers le Nord;
- le décollement du glacier précède le dépôt de l'unité D. Cette dernière représente les conditions glacio-lacustres d'abord proximales, comportant des intercalations de diamictes et des galets lâchés (*drop stones*), puis des conditions plus distales, avec des sédiments laminés. On peut penser que cette sédimentation se trouve liée au «lac de 405 m».

Les taux sédimentaires élevés et le fonctionnement de tunnels sous-glaciaires indiquent que la langue glaciaire se trouvait pendant longtemps reliée au bassin versant alpin en garantissant ainsi une charge hydraulique suffisante et un apport continu en sédiment. On peut penser qu'une augmentation des précipitations après le dernier maximum glaciaire a pu favoriser

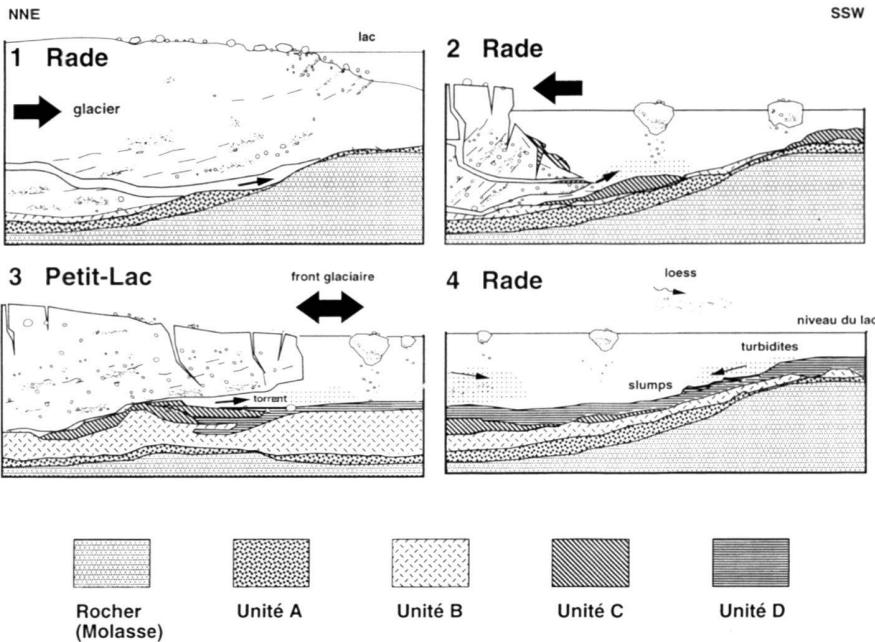


Fig. 9. Modèle sédimentaire de la dernière phase glaciaire dans la Rade de Genève:

Unités lithologiques:

Unité D: Sédiments glacio-lacustres
Unité C: Graviers proglaciaires et eskers
Unité B: Complexe morainique supérieur
Unité A: Graviers et limons glacio-lacustres

- 1) Avancée glaciaire dans la Rade de Genève, dépôt et déformation de l'Unité A (Graviers et limons glacio-lacustres), puis de l'Unité B (Complexe morainique supérieur).
- 2) Retrait glaciaire dans la Rade de Genève, dépôt de l'Unité C (Graviers proglaciaires et eskers).
- 3) Réavancée glaciaire du Stade de Nyon, Petit-Lac.
- 4) Déposition et déformation synsédimentaire (slumping) des sédiments glacio-lacustres dans la Rade de Genève (Unité D).

de telles conditions, accompagnant le réchauffement climatique. Cette hypothèse mérite cependant vérification.

Contraintes chronologiques:

Les unités lithostratigraphiques représentent des intervalles de temps diachrones et discontinus pendant l'histoire glaciaire et postglaciaire du Léman. Dans les dépôts du bassin lémanique, les marqueurs chronologiques sont les suivants (stratigraphiquement de bas en haut):

- l'Alluvion ancienne est cimentée par de la calcite datant de 35 000 ans B.P. à 25 000 ans B.P. Elle est en conséquence antérieure à la dernière phase du Würmien.
- deux datations ^{14}C AMS sur de petits débris de bois trouvés à la base des sédiments fluvio-glaciaires proglaciaires (unité C) ont donné un âge de $> 32500 \pm 300$ et 18940 ± 210 B.P. respectivement. La date la plus récente pourrait indiquer qu'à cette époque, le front du glacier se trouvait près de la Rade de Genève. Une resédimentation bien plus jeune que l'âge d'origine des débris organiques ne peut cependant être exclue.

Concernant la vitesse de dépôt des unités B et C, plusieurs exemples rapportés par Gadd et al. (1973), Price (1973) et Bannerjee & Mac Donald (1975), donnent des rapports moyens du recul de la glace, dans les bassins lacustres, de 250–500 mètres par an. Des valeurs similaires ont été mesurées sur le recul des glaciers de la Patagonie pendant les dernières 50 années (Warren 1994). Si on considère en plus que l'amincissement par ablation d'une glace périphérique stagnante peut atteindre 5–10 mètres par an (Price 1973), il est possible d'argumenter que le

Léman a pu être libéré de glace en quelques siècles. Ces considérations sont cependant relativisées par les données palynologiques de l'unité D. En effet, selon son contenu floristique, la sous-unité D3 comprendrait le Dryas ancien inférieur (entre 14 000 et 12 700 B.P., biozones proposées par Amman & Lotter 1989). A cette époque les glaciers tributaires du Rhône se trouvaient déjà largement en retrait, au niveau des Stades de Stalden et d'Euseigne (Winistorfer 1978). Le niveau du lac est placé à 405 m. s.m. ($13\,090 \pm 160$ B.P., Arn 1984; $13\,210 \pm 180$ B.P. Gabus et al. 1987).

Les processus de resédimentation affectant le fond et les flancs du lac ont pu être importants, tel que l'indique l'épaisseur notable des sédiments glacio-lacustres (sous-unités D1 et D2). Toute estimation d'âge basée sur les taux de sédimentation mesurées sur ces sédiments (Lister, 1984; Monjuvent & Nicoud, 1988) peut donc être largement sur- ou sous-estimée. À partir du Boelling/Alleroed entre 12 700–10 700 B.P., le lac aurait atteint des conditions favorables à la précipitation de calcite endogène et le développement des premiers organismes (dépôt de la sous-unité E1). L'inversion climatique du Dryas récent est bien mis en évidence et peut être placé entre 10 700 et 10 000 B.P. (Ammann & Lotter 1989). Cette biozone marque le passage à l'Holocène (Moscardello 1996).

Remerciements

Les auteurs remercient le Fonds national suisse de la recherche scientifique qui a financé cette recherche. G. Overney et B. Villars ont contribué à la réussite technique de la campagne sismique, A. Green de l'ETHZ nous a permis d'accéder à l'infrastructure de traitement des données et B. Müller (Université de Berne) et M. Burri ont contribué à l'amélioration du manuscrit par leurs critiques.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERGER, G. 1978: Contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique: Résultats de quelques sondages profonds exécutés à Genève. *Elogiae geol. Helv.* 71/1, 193–206.
- AMBERGER, G. 1993: Carte des isohypsides du toit de l'Alluvion ancienne. Service Cantonal de Géologie, Canton de Genève, inédit.
- AMMANN, B. & LOTTER, A.F. 1989: Late-glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas* 18, 109–126.
- ARN, R. 1984: Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. – Thèse Fac. Scie. Univ. Lausanne, 307 p.
- AUBERT, D. 1965: Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Elogiae geol. Helv.* 58/1, 555–578.
- BANERJEE, I. & MAC DONALD, B.C. 1975: Nature of esker sedimentation. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 23, 132–154.
- BLANCHET, R. 1843: Sur les dépôts diluviaux et morainiques du bassin lémanique. *Act. Soc. Helv. Scie. nat.* 28e sess., 74–76.
- BLAVOUX, B. 1988: L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. AFEQ* 2/3, 69–79.
- BOGAARD, V.D.P. & SCHMINCKE, H.-U. 1985: Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1554–1571.
- BOULTON, G.S. 1978: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology* 25, 773–799.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. 1991: Glacigenic sediments. Developments in *Sedimentology* 49, 674 p., Elsevier Amsterdam/Oxford, etc.
- BURRI, M. 1981: Les terrasses lémaniques: géologie. *Arch. suisses d'anthrop. gén.*, Genève 45/2, 107–115.
- CAMPY, M., LAMY AU ROUSSEAU, R. & NICoud, G. 1990: Modalités de la déglaciation würmienne dans le Nord-Ouest des Alpes (Nord Dauphiné, Savoie, Bassin Lémanique). *Geodinamica Acta* 4/4, 211–225.
- CHAIX, L. 1981: Le contenu paléontologique des terrasses du Léman et sa signification. *Arch. suisses d'anthrop. gén.*, Genève 45/2, 123–128.
- CHAPRON, E., VAN RENSBERGEN, P., BECK, C., DE BATIST, M. & PAILLET, A. 1996: Enregistrement d'événements brutaux dans la sédimentation lacustre du Lac du Bourget (Alpes occidentales – Jura méridional). *Quaternaire* 7/2–3, 155–168.
- DE SAUSSURE, H.B. 1779–1796: Voyage dans les Alpes, précédé d'un essai sur l'Histoire naturelle des environs de Genève. 4 vol., Fauche, Neuchâtel.
- DREIMANIS, A. 1979: The problem of waterlain till. In: Ch. Schlüchter (éd.): *Moraines and varves*. A.A. Balkema, Rotterdam, 167–177.
- DREIMANIS, A. 1989: Tills. Their genetic terminology and classification. In: R.P. GOLDWAITH ET C.L. MATSCH (éd.): *Genetic classification of glaciogenic deposits*, 17–83. Balkema, Rotterdam.
- EYLES, N., EYLES, C.H. & MIAILL, A.D. 1983: Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30, 393–410.
- FAVRE, A. 1867: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. 3 vol., Masson, Paris.
- FAVRE, A. 1879: Description géologique du canton de Genève. Cherbuliez, Genève.
- FINKH, P., KELTS, K.R. & LAMBERT, A. 1984: Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 95, 1118–1128.
- FLINT, R.F. 1971: Glacial and Quaternary geology. J. WILEY ed., New York.
- FLINT, R.F., SANDERS, J.E. & RODGERS, J. 1960: Diamictite: A substitute term for symmictite. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 1809–1810.
- GABUS, J.H., LEMDAL, G. & WEIDMANN, M. 1987: Sur l'âge des terrasses lémaniques au Sud-Ouest de Lausanne. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 78, 419–429.
- GADD, N.R., MAC DONALD, B.C. & SHILTS, W.W. 1973: Glacial recession in Southern Quebec. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 71 (47), 19 pp.
- GAILLARD, M.-J. 1985: Late-glacial and Holocene environments of some ancient lakes in the western Swiss Plateau. *Diss. Bot.* 85.
- GALLAY, A. 1988: Les chasseurs de rennes de Veyrier pouvaient-ils contempler le glacier du Rhône? Le grand livre du Salève. Genève, 24–47.
- GEORGE, P. CH., SIEBENTHAL, C., SAUGY, J. & LAMOUSSE, A. 1993: Cathédrale Saint-Pierre, Genève, 1973–1993. Rapport de restauration. Les clefs de Saint Pierre. Roto-Sadag SA, Genève, 160 p.
- GIRARDCLOS, S. 1993: Enregistrement des événements de haute énergie et formation d'ooides dans les sédiments littoraux du Léman (Petit Lac). Dipl. ès Scie. Terre, Univ. Genève, inédit, 95 p.
- HSU, K.J. & KELTS, K.R. 1984: Quaternary geology of Lake Zurich: an interdisciplinary investigation by deep-lake drilling. *Contr. Sedimentology* 13.
- JÄCKLY, H. 1970: Die Schweiz zur letzten Eiszeit. Feuille No. 6 Atlas de la Suisse 1:500 000, Wabern-Berne (Service topograf. fédéral).
- JAYET, A. 1953: Age et origine de la terrasse de 30 m à Gland (canton de Vaud, Suisse). *Arch. Scie. Genève* 6/4, 235–238.
- LISTER, G.S. 1984: Deglaciation of the Lake Zürich area: a model based on the sedimentological record. In: K.J. Hsü & K.R. Kelts: *Quaternary geology of Lake Zurich: an interdisciplinary investigation by deep-lake drilling*. *Contr. Sedimentology* 13, 177–186.
- LOMBARD, A. & CUÉNOD, Y. 1965: Sondages et profils dans la Rade de Genève. *Arch. Sci. phys. nat.* 18, 305–320.
- MATTER, A., SUSSTRUNK, A.E., HINZ, K. & STURM, M. 1971: Ergebnisse reflektionseismischer Untersuchungen im Thunersee. *Elogiae geol. Helv.* 64, 505–520.
- MAYSTRE, D. H. & VERGAIN, J. 1992: Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois: genèse et chronologie. *Elogiae geol. Helv.* 85, 169–194.
- MONJUVENT, G. & NICoud, G. 1988: Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines «internes» à la cuvette lémanique. *Bull. Assoc. Fr. Etude Quat.* 2/3, 129–140.
- MORLOT, A. 1854: Sur les terrasses diluviales du Lac Léman. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 4, 92–93.
- MORLOT, A. 1866: Notes sur la tranchée dans le cône de la Tinière à Villeneuve. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 9, 152–157.
- MOSCARIELLO, A. 1995: Late Pleistocene and Holocene depositional processes in the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland). *Terra Nostra* – abstr. INQUA – XIV congress Berlin 2/95, 194.
- MOSCARIELLO, A. 1996: Quaternary Geology of the Geneva Bay: sedimentary record, palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstruction since the Last Glacial Cycle. *Terre et Environnement*, Univ. Genève 4, 230 p.
- MOSCARIELLO, A. 1997: Lacustrine ooidal sands in Lake Geneva (Switzerland): Sedimentological evidence for high-energy conditions and lake-level rise in the Late Bronze Age. Climatic implications and constraints on the location of lake-dwellings. *Elogiae geol. Helv.* 90/1, 143–150.
- MOSCARIELLO, A. & COSCA, F. 1997: The Upper Laacher See Tephra in Lake Geneva sediments: Paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/2, 175–185.
- MOSCARIELLO, A. & WILDI, W. 1994: Sedimentological features of glacial and late-glacial deposits in the southwestern part of Lake Léman (Geneva roadstead, Switzerland). Abstr. 15th Int. Assoc. Sedimentol., regional meeting Ischia 298–299.
- PENK, A. & BRUCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 3 vol. 1199 p.
- PRICE, R.J. 1973: Glacial and fluvioglacial landforms. Oliver and Boyd, Edinburgh, 242 pp.
- UGIN, A. 1989: Analyse sédimentologique des dépôts du glacier du Rhône sur le Plateau suisse. Thèse Univ. Genève no 2376, 90 p.
- UGIN, A., PULLAN, S.E. & SHARPE, D.R. 1996: Observation of tunnel channels with shallow land-based seismic reflection. *Ann. Glaciology* 22.
- REYNAUD, C. 1982: Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du Bassin genevois. Thèse Univ. Genève, inédit.
- RUCHAT, C. 1985: Carte géologique et géotechnique du Canton de Genève. Service cantonal de géologie, Genève.
- SCHLUCHTER, C. 1977: Grundmoraine versus Schlammoraine – two types of lodgement till in the Alpine Foreland of Switzerland. *Boreas* 6, 181–188.
- SCHOOP, R.W. & WEGENER, H. 1983: Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Bodensee. *Bull. Ver. schweizer. Petroleum-Geol. u. Ing.* 50/118, 41–47.

- SHARPE, D.R. 1987: The stratified nature of drumlins from Victoria Island and southern Ontario, Canada. In: Menzies, J. & ROSE J. (éd): Drumlin Symposium. Balkema Publishers, Rotterdam, 185–214.
- SHERIFF, R.E. & GELDART, L.P. 1995: Exploration seismology, Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 592 p.
- SIGNER, C. 1996: Géométrie sédimentaire des bassins glaciaires péri-alpins (Quaternaire – Suisse): études par sismique réflexion haute résolution. Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève 21, 236 pp.
- VAN RENSBERGEN, P. 1996: Seismic stratigraphic study of the glacial and lacustrine infill of Lakes Annecy and Le Bourget. Universiteit Gent, Belgium, 209 p.
- VERNET, J.-P. & HORN, R. 1971: Etude sédimentologique et structurale de la partie occidentale du Lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue. *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 291–317.
- 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.
- WARREN, C. 1994: Against the grain. *Geographical* 66/9, 26–30.
- WEGMÜLLER, S., AMBERGER, G. & VERNET, J.P. 1995: La formation de Mont-fleury près de Genève: Etude palynologique et sédimentologique d'une séquence du Pléistocène moyen. *Eclogae geol. Helv.* 88/3, 595–614.
- WILDI, W. 1997: Le site naturel de Genève. In: PH. BROILLET (éd.): *La Genève sur l'eau. Les monuments d'art et d'histoire du Canton de Genève*, p. 3–13. Ed. Wiese Bâle.
- WINSTORFER, J. 1978: Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. Thèse Univ. Lausanne.

Manuscrit reçu le 26 juin 1997
Révision acceptée le 1er avril 1998

