Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère : une analyse sédimentologique

Autor(en): **Pugin, André**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band(Jahr): **82(1989)**

Heft 1

Erstellt am: **2-Apr-2013**

Persistenter Link: http://dx.doi.org/10.5169/seals-166378

Nutzungsbedingungen

Mit dem Zugriff auf den vorliegenden Inhalt gelten die Nutzungsbedingungen als akzeptiert. Die angebotenen Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre, Forschung und für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und unter deren Einhaltung weitergegeben werden. Die Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern ist nur mit vorheriger schriftlicher Genehmigung des Konsortiums der Schweizer Hochschulbibliotheken möglich. Die Rechte für diese und andere Nutzungsarten der Inhalte liegen beim Herausgeber bzw. beim Verlag.

SEALS

Ein Dienst des *Konsortiums der Schweizer Hochschulbibliotheken*
c/o ETH-Bibliothek, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz
retro@seals.ch
http://retro.seals.ch

Eclogae geol. Helv. 82/1: 285–324 (1989)

0012-9402/89/010285–40 $ 1.50 + 0.20/0
© 1989 Birkhäuser Verlag, Basel

Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère: une analyse sédimentologique[1])

Par André Pugin[2])

RÉSUMÉ

Pendant le Würm, la région de Gruyères est située au front des Préalpes romandes, au point de rencontre des glaciers de la Sarine et du Rhône. Durant l'ultime phase de cette dernière glaciation, les deux glaciers ont complètement érodé les anciens sédiments et contribué à surcreuser deux petits bassins dans le rocher qui ont été comblés ensuite par des sédiments glaciolacustres. Le comblement a eu lieu en deux phases:

— dépôts de diamictes ou de turbidites dans les eaux stagnantes ou en mouvements au-dessous du glacier,
— dépôts d'eskers, de cônes, de deltas périglaciaires et de sédiments intraglaciaires décantés dans un volume d'eau au bord du glacier. Les sédiments glaciaires sont recouverts d'argiles, de marnes et de craies lacustres déposées en climat tempéré. Le modèle sédimentaire proposé voudrait souligner la complexité et les variations possibles des faciès rencontrés dans les bassins alpins surcreusés.

ABSTRACT

This study is concerned with glaciolacustrine sedimentation at the front of the Western Swiss Alpes, at the former meeting point of the subsidiary Sarine glacier and the ice stream of the Rhône glacier. During the last glaciation (Late Würmian), these two glaciers eroded into pre existing glacial sediments and excavated two overdeepened basins in the bedrock. The infill of these basins by glaciolacustrine sediments occurred in two phases. First, diamicts and turbidites were deposited in stagnant or flowing water conditions under the glacier. Flood events are induced by jökulhlaups. This episode was followed by eskers depositions of glaciolacustrine and glaciofluvial outwash, delta deposits, alluvial fans and intraglacial moraines in a proglacial lake basin. The glacial sediments are overlain by clay, marl and chalk deposited in a temperate climate. The Quaternary sedimentary succession is a record of rapid climatic change: in 10 000 years, the climate evolved from polar to temperate.

1. Introduction

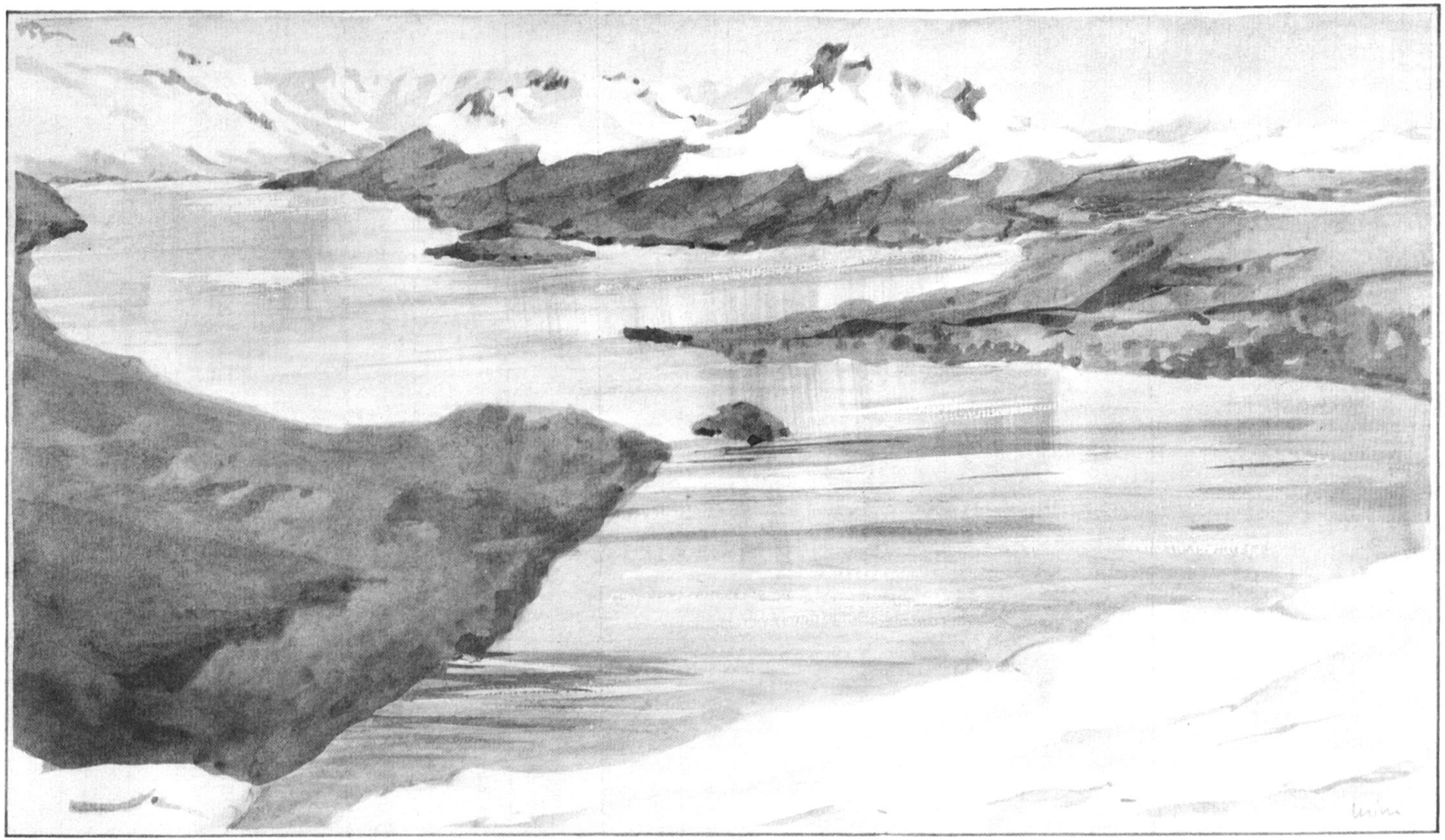
La région de Gruyères est située au front chevauchant des Préalpes romandes. Elle est drainée par la Sarine qui s'écoule du S vers le N, à travers les Préalpes et la Molasse subalpine jusqu'au Plateau molassique. L'altitude du fond de la vallée va de 640 à 780 m, tandis que celle du fond rocheux, surcreusé par l'action des glaciers, varie de 400 à 780 m (Pugin 1988).

Il y a environ 23 000 ans, durant le maximum de la dernière phase de glaciation du Würm, le glacier de la Sarine coulait dans cette vallée du S vers le N. Dans la région de

---

[1]) Recherche commencée à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et achevée au Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève.

[2]) Département de Géologie et de Paléontologie, Rue des Maraîchers 13, CH-1211 Genève 4.



A

Fig. 1. Evolution paléogéographique de la région de Bulle; vue vers le sud. Aquarelles de Mireille Mercanton, Lausanne. A. Au maximum de la glaciation du Würm. B. Présence de lacs proglaciaires, il y a environ 18 000 ans B.P. C. La fin de la glaciation, il y a 15 000 ans B.P., un lac recouvrait le fond de la vallée.



B



C

CODE	FACIES
G-	gravier
Gms	supporté par une matrice sans structure
Gm	massif ou mal stratifié
Gt	stratifié en auges
Gp	stratifié en plans obliques
Gg	avec granoclassement normal
Gi	avec granoclassement inverse
S-	sable
Sm	massif
Sh	laminé horizontalement
Ss	remplissant des chenaux
Sr	avec des rides de courants
St	stratifié en auges
Sp	stratifié en plans obliques
Sg	avec granoclassement normal
Si	avec granoclassement inverse
S-e	de genèse éolienne
S-c	montrant des stratifications cycliques
F-	boue
Fm	massive
Fl	laminée
Fmc	massive, crayeuse
Fc	craies lacustres
C	matière organique; gyttja, débris de bois
D-	diamicte
Dmm	massive, dont les clastes sont supportés par une matrice
Dcm	massive, dont les clastes se touchent
D-s	stratifiée
D--g	granoclassée
--d	avec galets lâchés
--(s)	cisaillé
T-	turbidite sableuse
Ta,b, c,d,e	avec faciès de la séquence de Bouma

SYMBOLE	SIGNIFICATION
	niveau concordant
	base effondrée
	base érosive
	direction de courants

Tableau 1: Codes des lithofaciès et des symboles employés dans les figures (Eyles et al. 1984, 1987).

Bulle, son flux était dévié par le glacier du Rhône qui s'écoulait, sur le Plateau suisse, du SW vers le NE (HANTKE 1983), (fig. 1, A). L'épaisseur maximum de la glace variait entre 500 et 700 m dans l'axe de la vallée (JÄCKLI 1962).

A la fin de la dernière glaciation, malgré l'existence de récurrences (GILLIERON 1873), le glacier de la Sarine, de par sa masse plus restreinte, a fondu plus rapidement que le galcier du Rhône. Des vallums morainiques dans la région du Bry démontrent que le glacier du Rhône a barré la vallée de la Sarine, créant ainsi un bassin glaciolacustre proglaciaire dans cette vallée (fig. 1, B).

Des datations au ^{14}C[3]) et des investigations palynologiques dans la tourbière d'Echarlens (SCHMIDT 1985) indiquent que le glacier a fondu bien avant 13 500 ans avant nos jours. En ce temps-là, le bassin de Bulle était recouvert par un lac, lequel était barré par les moraines du Rhône et par des seuils constitués par le fond rocheux molassique (fig. 1, C). L'érosion par la Sarine effluente a abaissé le niveau du lac jusqu'à la vidange complète du bassin, il y a environ 3000 ans. Actuellement le lac de la Gruyère est un lac artificiel dont le barrage a été construit dans le canyon d'érosion de la Sarine.

L'histoire de la déglaciation dans la région de Bulle est retracée ici par une étude lithostratigraphique et cartographique permettant la reconstitution des conditions et milieux de dépôts au cours du remplissage des bassins créés par le creusement glaciaire. Ce genre d'étude a déjà été effectué avec succès par CAMPY (1985) dans des dépôts glaciolacustres distaux de la vallées de l'Ain, en France. Pour la nomenclature des lithofaciès (Tab. 1) on suivra EYLES et al. (1984). Dans le texte, le terme de diamicte décrit un mélange hétérogène de blocs avec une matrice plus fine tandis que le terme de «till» est employé pour donner la genèse d'un mélange sédimentaire cisaillé au-dessous du glacier.

Dans la région étudiée (fig. 2), au S du Bulle, le sous-bassement rocheux est constitué de calcaires et de marnes des Préalpes et au N de Bulle, de marnes, grès et conglomérats de la Molasse. La séquence quaternaire est subdivisé en trois unités. A: sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres antérieurs au dernier maximum würmien; B: sédiments lacustres sous-glaciaires et pro-glaciaires; C: sédiments lacustres tardi- et post-glaciaires.

2. Historique des études concernant les dépôts quaternaires du bassin de Bulle

EBEL, en 1808, a émis l'hypothèse de l'existence d'un ancien lac dans la région de la Gruyère entre Pont-la-Ville et Broc. Selon cet auteur, sa disparition serait due soit au comblement par des alluvions, soit au creusement de son barrage naturel par l'effluent.

C'est à GILLIERON (1873, 1885) que nous devons la première description géologique cohérente du bassin de Bulle. En 1873, il affirme que la sédimentation du «glaciaire informe» (moraine) et du «glaciaire stratifié» (argiles, limons, sables et graviers) en terrasses glaciaires est «intime» et que ces unités se sont déposées lors du seul cycle

[3]) Les datations absolues relatées dans ce travail ont été effectuées par Mme T. Riesen, ^{14}C Labor, Physikalisches Institut, Universität Bern.

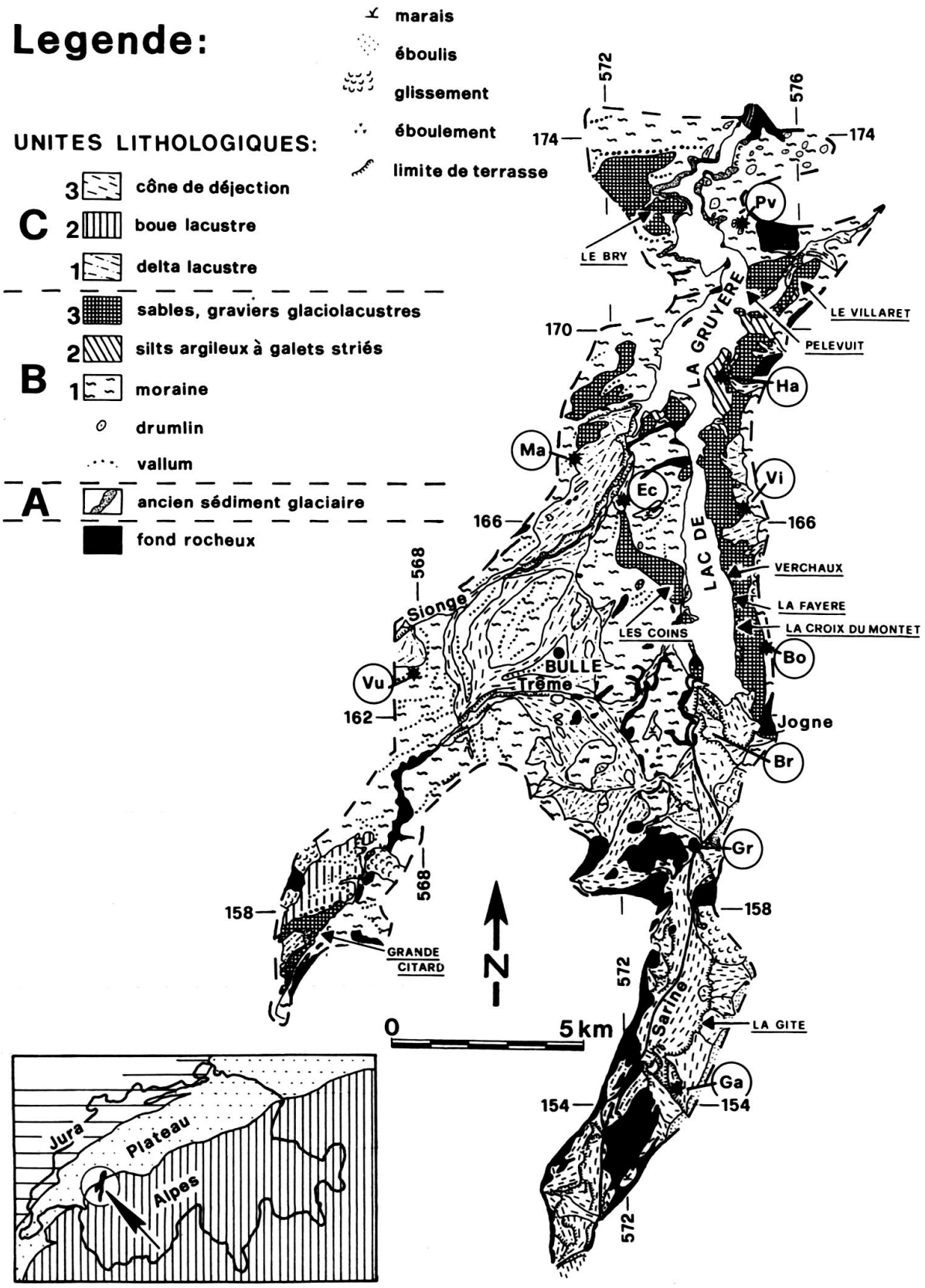


Fig. 2. Carte et stratigraphie du Quaternaire de la région de Bulle; Bo: Botterens; Br: Broc; Ec: Echarlens; Ga: Grandvillard; Gr: Gruyères; Ha: Hauteville; Ma: Marsens; Pv: Pont-la-Ville; Vi: Villarvolard; Vu: Vuadens.

glaciaire du Würm. Selon cet auteur, le glacier du Rhône, qui occupait alternativement la région bulloise avec le glacier de la Sarine, a fait fonction de barrage dans le bassin gruyérien. Il est encore possible d'interpréter un de ses croquis d'une gravière dans la terrasse de Broc comme un delta du type Gilbert. La complexité des relations géométriques entre le «glaciaire informe» et «stratifié» est précisée par Gillieron (1885, p. 244) en ces termes: «il serait peu prudent de regarder partout la première assise stratifiée venue comme formant une ligne de démarcation entre deux grandes époques glaciaires». Il a ainsi reconnu que l'établissement d'un lien entre la lithostratigraphie et la chronostratigraphie se révèle problématique dans ces sédiments glaciaires.

Dans la même lignée de pensée, Nussbaum (1906) subdivise le glaciaire stratifié en moraine limoneuse stratifiée et en graviers, et il montre que la dernière langue active du glacier de la Sarine dans le bassin bullois s'étendait jusqu'à Corbières.

Aeberhardt (1908) s'oppose aux idées de Nussbaum en corrélant les terrasses du Seeland avec celles de la région gruyérienne sans pouvoir donner de preuve. Il avance l'hypothèse de l'existence de sédiments déposés lors des deux glaciations du Riss et du Würm.

Au NW de Pont-la-Ville, Mornod (1947, 1949) démontre pour la première fois l'existence indéniable de sédiments lacustres plus anciens que ceux déposés lors de la dernière glaciation. Toutefois les formations corrélées dans diverses coupes le long de la Sarine correspondent à des milieux de dépôts très différents et possèdent des géométries complexes. Ces faits que nous allons développer plus loin montrent que des corrélations purement lithologiques peuvent, par erreur, avoir lieu entre des niveaux d'aspect identiques mais hétérochrônes. L'étude de ces anciens sédiments de la Sarine a été reprise par Dorthe (1962) puis par Van der Meer (1982) sans qu'une interprétation fondamentalement nouvelle soit apportée.

3. Analyse stratigraphique et sédimentologique des affleurements clefs

Dans le présent chapitre seront décrites les relations entre les unités lithologiques ainsi que leurs caractéristiques sédimentologiques. Une part importante de cette analyse sera consacrée aux sables et graviers glaciolacustres (B3).

3.1 La Terrasse glaciaire de Botterens à Villarbeney, rive droite de la Sarine

3.1.1 Les Verchaux: coupe de référence de l'unité B

Description:

Cette section (fig. 3), déjà décrite par Mornod (1947, 1949), est située dans la niche d'arrachement d'un glissement, au bord de la pseudo-terrasse dont la topographie, irrégulière et bosselée, indique une formation intime au glacier.

La base de la série, qui affleure à 500 m plus au S, débute avec une diamicte compactée contenant des galets et des blocs striés et sub-arrondis (B1), provenant du glacier du Rhône; les blocs et galets sont supportés par une matrice argilo-limoneuse sans structure. Aux Verchaux, l'unité suivante (B2) constitue le premier niveau bien affleurant. Elle est formée de limons et de sables argileux sans structure ou présentant des laminations ou des rides asymétriques de courant. Des diapires d'une hauteur de 10 à 40 m ou plus ont été observés dans les gravières en exploitation ou dans les affleurements naturels (fig. 4, planche 1, photo a).

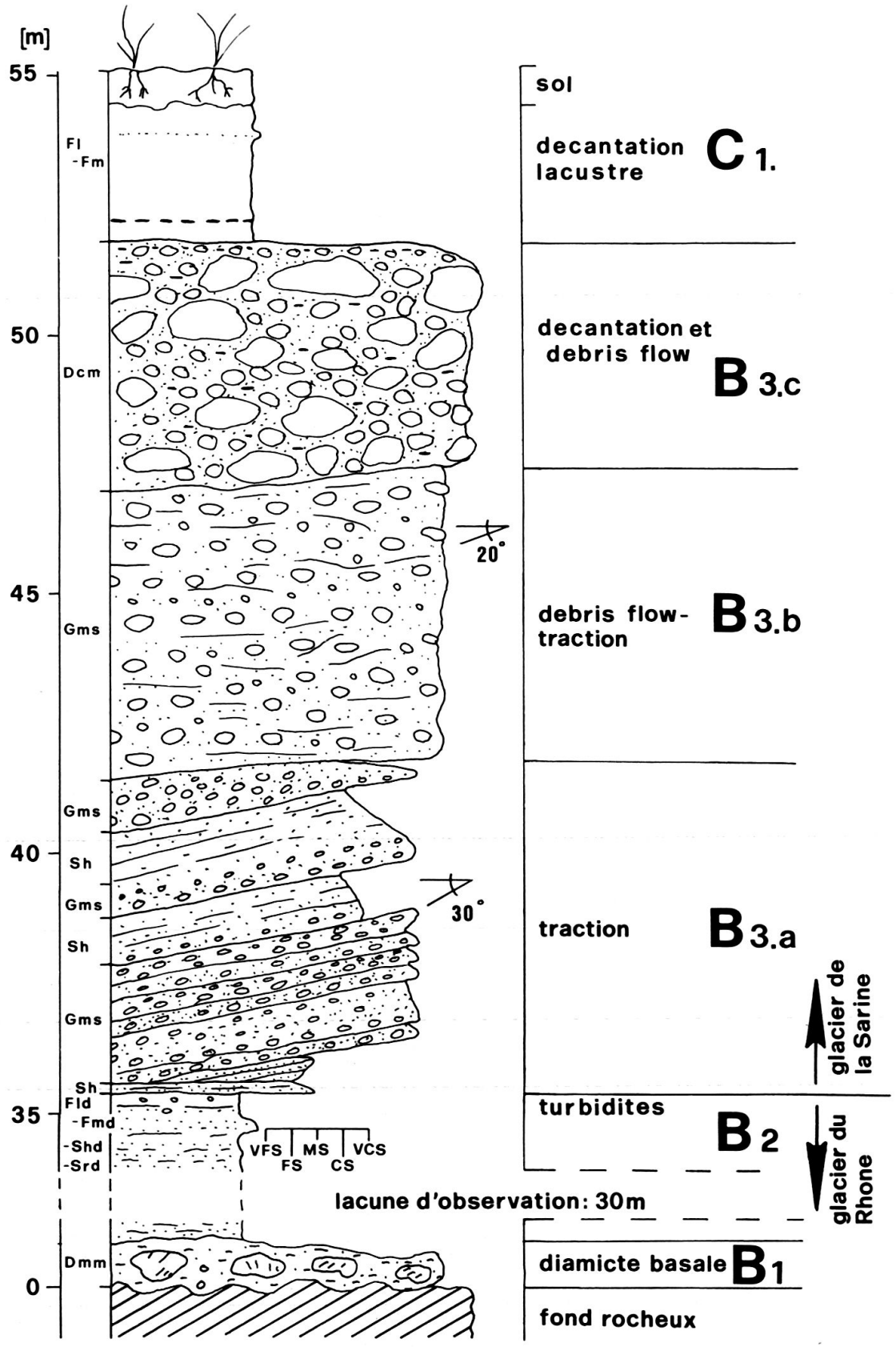


Fig. 3. Les Verchaux: séquence quaternaire montrant un cycle unique de la déglaciation, du fond rocheux aux boues lacustres; l'unité A n'est pas connue dans ce secteur (574.300/164.630, alt. 700 m).

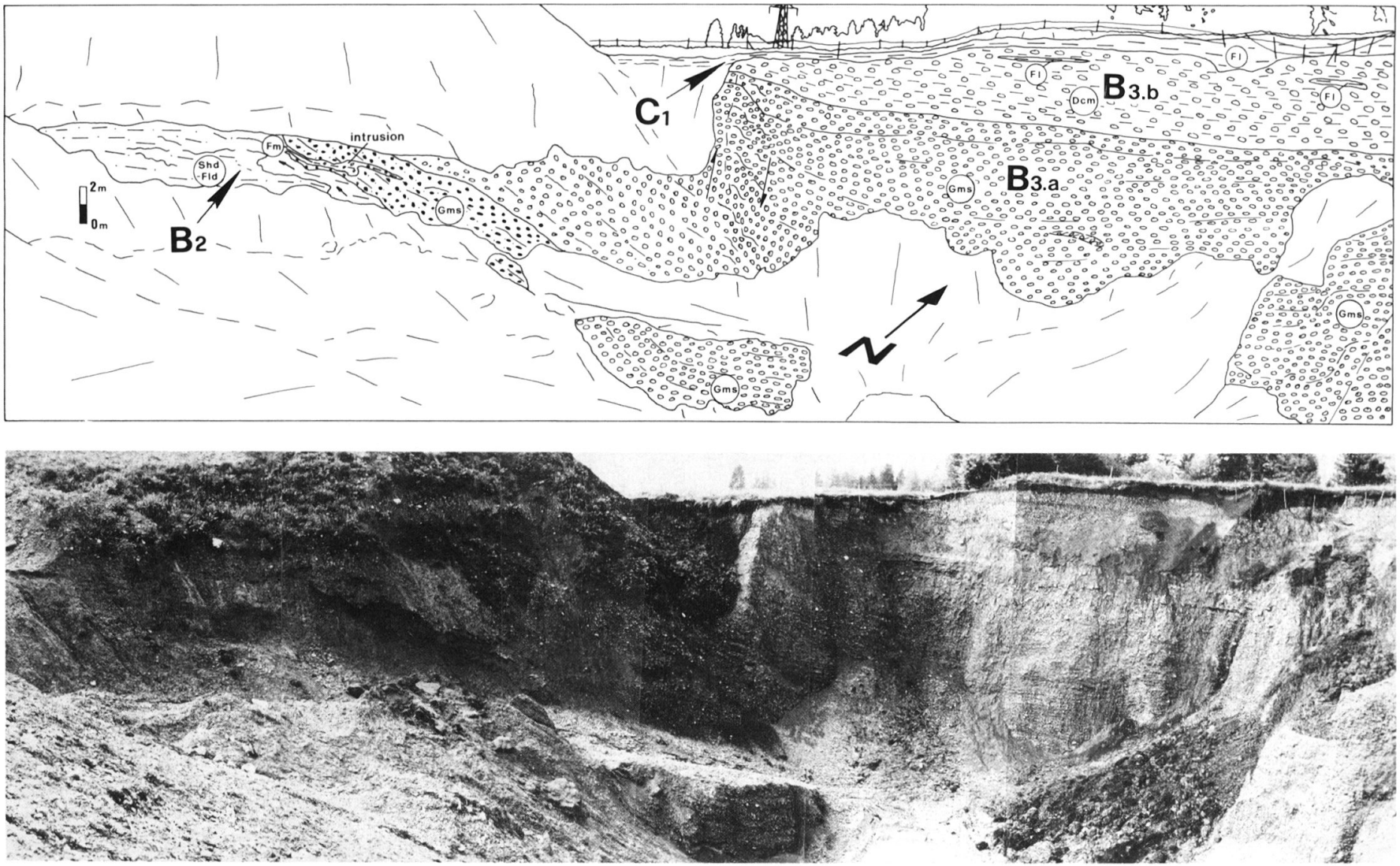


Fig. 4. Les Verchaux; limons argileux avec galets lâchés en intrusions diapiriques dans les sédiments graveleux (574.550/164.850, alt. 730 m).

Dans la coupe, l'unité B3 se subdivise en trois sous-unités:

— B3.a: en contact non érosif sur B2, ce sont des sables et des graviers sableux dont le diamètre maximal des galets est de 7 cm. Les stratifications sont obliques avec un pendage des strates de l'ordre de 30°. Les couches de 0,1 à 1 m d'épaisseur sont normalement ou inversément granoclassées. On y observe des plis induits par des cisaillements horizontaux (planche 2, photo b). Cette sous-unité passe graduellement à la suivante sans niveau érosif apparant.

— B3.b: ce dépôt est caractérisé par un gravier à galets dont la taille maximale est de 15 cm; les galets sont supportés par une matrice sableuse non triée (planche 1, photo b). Les angles du dépôt varient de 0° à 20° et l'épaisseur de ce niveau varie de 5 à 30 m ou plus.

— B3.c: une diamicte à texture jointive surmonte les unités B3.a et B3.b. Les blocs en nombre important proviennent du bassin versant de la Sarine et atteignent une taille maximale de 60 cm; une mince pellicule d'argile entoure parfois les galets. Des sédiments argileux stratifiés peuvent être interstratifiés dans la diamicte (fig. 4). Des structures de plis synsédimentaires, «slumps», montrent des glissements dans le sens de la pente. Ce dernier niveau B3.c se trouve sur toute la terrasse ainsi qu'en discordance sur les niveaux inférieurs, sur les bords de la terrasse.

La séquence se termine par des argiles qui contiennent de petits niveaux charbonneux et quelques traces de racines qui seraient associées à la présence de paléosols peu développés; ces paléosols sont soulignés tous les 2 à 3 cm par de fines laminations qui sont probablement d'origine alguaire.

Interprétation:

La diamicte (B1) qui repose directement sur la roche en place est interprétée comme un «lodgement till» (au sens de Boulton 1978). Ce faciès est le résultat d'un mélange produit dans la zone de cisaillements à la base du glacier du Rhône. Sur cette diamicte basale reposent directement des limons parfois remobilisés en diapires (voir chapitre 3.1.2). Notons que la présence de diapires est l'indication d'une sous-compaction de ce sédiment. On peut donc en conclure que ce niveau B2 précède de peu le dépôt des niveaux B3.a et B3.b.

Avec des bancs de graviers granoclassés, le niveau B3.a présente les caractéristiques d'un dépôt par traction ou par suspension avec des courants de turbidités de grande densité (Lowe 1982). Des fluctuations importantes de ces courants sont responsables de telles structures granoclassées. Les cisaillements horizontaux affectant ce niveau seraient le témoin de la proximité immédiate de la glace.

Le niveau de graviers chaotiques B3.b est interprété comme un dépôt en «debris-flow» qui a eu lieu lors d'une ou de plusieurs crues. De tels lits de graviers épais parfois de 30 m, déposés lors d'un seul événement, ont été décrites par Eyles et al. (1987) dans des milieux lacustres proglaciaires dans les Rocheuses. Aux Etats-Unis (North-Dakota), des sédiments chaotiques similaires aux nôtres ont été interprétées comme des crachées sous-glaciaires transportées par des courants de crues d'une vitesse maximale de 12 m/s (Lord & Kehew 1987).

En raison de l'origine locale du matériel constituant le niveau de diamicte B3.c, celui-ci est interprété comme une moraine déposée lors de la dernière avancée du glacier de la Sarine (Gilleron 1873). Cette diamicte n'est présente qu'en amont des vallums frontaux de cette récurrence sarinienne, c'est-à-dire en amont de Corbières.

Ce réavancement des glaces peut être expliqué de deux façons qui ne s'excluent pas mutuellement:

— le niveau élevé de l'eau supporte le glacier et abaisse la force de frottement à la base de celui-ci, ce qui aurait pour effet d'accélérer la vitesse des glaciers locaux et de diminuer leur effet abrasif.

— un refroidissement climatique ou des précipitations neigeuses importantes peuvent être également la cause du réavancement glaciaire.

La succession stratigraphique observée aux Verchaux peut être expliquée comme suit: au maximum würmien, les 600 m de glace du glacier du Rhône recouvrant la région érodent le fond rocheux et laissent un «lodgement till» (B1). Durant la fonte du glacier, l'importante circulation de l'eau induit un dépôt de turbidites (B2) sous le glacier; ces turbidites peuvent être expliquées par le fait que le glacier se déconnecte de son substratum par flottement dans un volume d'eau en circulation. Le niveau de graviers turbiditiques B3.a indiquerait des courants importants au-dessous du glacier. Les graviers du niveau B3.b sont vraisemblablement liés à la récurrence du glacier de la Sarine dans un milieu glaciolacustre ou sous-glaciaire; le diamicte supérieure B3.c a été formée par ce dernier glacier.

La présence d'un seul «lodgement till» (B1) dans la séquence glaciaire ainsi que les milieux de dépôts sous-glaciaires des niveaux B2 et B3.a prouvent que cette succesion est attribuable à la seule dernière glaciation. Les niveaux B3.b et B3.c sont quand à eux liés à la récurrence tardive du glacier de la Sarine. Les glaciers ayant totalement disparus de la région il y a environ 13 500 ans (Schmidt 1985), la séquence sédimentaire glaciaire se serait déposée entre 23 000 ans B.P. et 13 500 ans B.P.

Une situation de déglaciation analogue est décrite par Shaw (1987) au Canada: la présence de plusieurs diamictes de natures différentes dans une série glaciaire sédimentaire n'est donc pas forcément le résultat de plusieurs époques glaciaires.

3.1.2 La Fayère: coupe détaillée de l'unité B2

Description:

A 600 m en amont des Verchaux, deux niches d'arrachement montrent une section complète dans l'unité des limons et sables argileux (B2). La première section (574,420/164,400, alt. 680 m, fig. 5) commence par des limons argileux à galets lâchés (jusqu'à 30 cm de diamètre) en bancs de 2 à 10 cm. Ces bancs sont, soit sans structure, soit avec des laminations et granoclassements ou des rides des courants de faible amplitude. Ce sédiment montre, sur 3 m, une progression de l'ampleur du cisaillement et du plissement pour aboutir finalement à un mélange sans structure. Puis, sur 3 m, des galets et des blocs striés sont progressivement incorporés à ce limon argileux; le faciès qui en résulte est une diamicte dont les éléments sont supportés par une matrice fine sans structure (Dmm). Latéralement vers le S, cette diamicte disparaît sur 100 m.

Font suite vers le haut des dépôts gravitaires sableux, sous forme de turbidites (T), puis viennent des dépôts de sables graveleux dont les galets ont un diamètre maximal de 3 cm. Un gravier, dont lers galets sont le plus souvent supportés par une matrice sableuse est normalement granoclassé (faciès R3 de Lowe 1982); les granoclassements inverses sont par contre plus rares. Quelques imbrications de galets ont pu être observées. Des blocs striés de 30 cm de diamètre sont fréquents. La base des niveaux graveleux est parfois faiblement érosive. Certains niveaux graveleux peuvent être observés latéralement sur environ 50 m sans variation d'épaisseur importante. La pente du dépôt est inférieure à 3%.

Des limons argileux, sur 6 m, présentent des granoclassements et des laminations identiques au premier faciès décrit dans la coupe. Au-dessus de ces limons, le faciès devient plus sableux. Des chenaux, 3 à 6 m de large et 1 à 1,5 m de profond, sont remplis par des dépôts de turbidites dont la stratification est soit horizontale, soit suivant la courbure convexe du chenal.

Moins accessible, la seconde niche d'arrachement est située à 50 m au S de la première niche. Des sables turbiditiques chenalisés identiques aux faciès rencontrés au sommet de la première coupe sont présents au début de cette deuxième coupe. Ces sables sont surmontés d'un pavement de blocs ainsi que d'une diamicte graveleuse d'épaisseur métrique, sans structure (niveau B3.c des Verchaux). Ce dernier niveau constitue le sommet de la pseudo-terrasse.

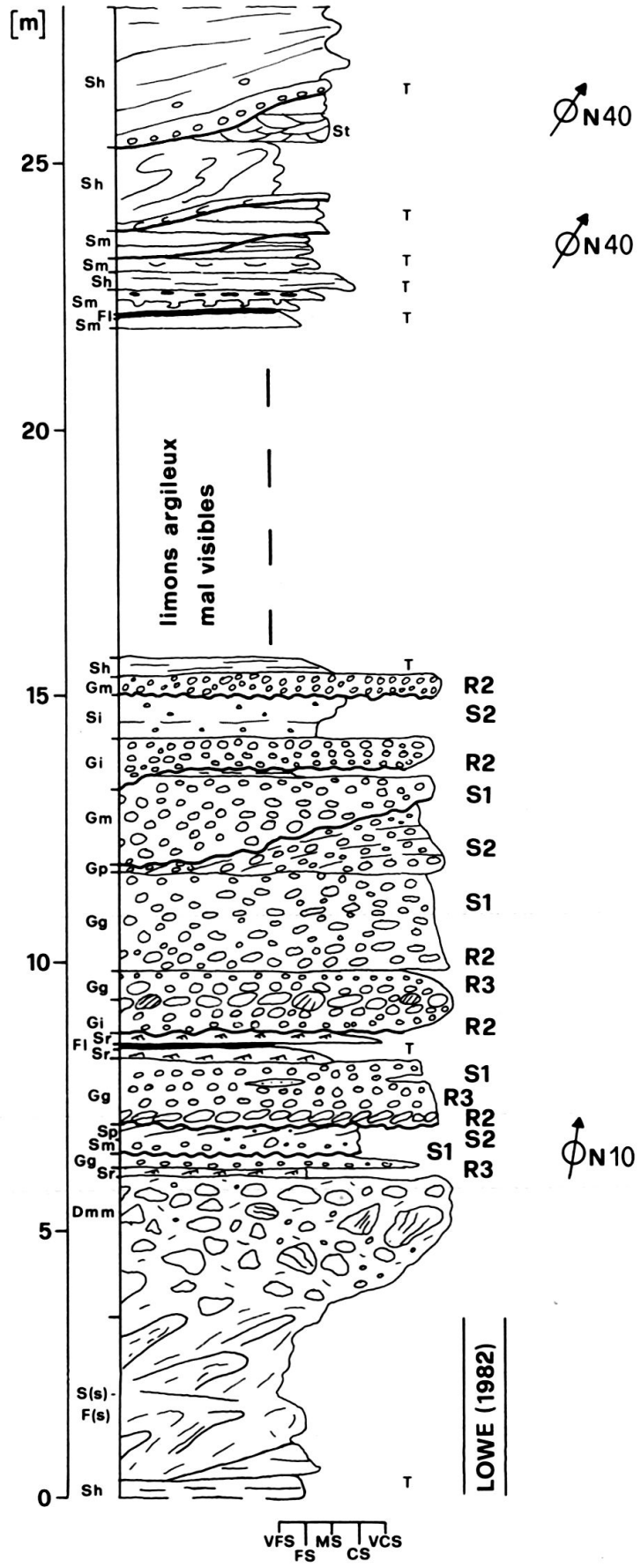


Fig. 5. La Fayère: coupe montrant des turbidites graveleuses et sableuses (574.420/164.400, alt. 680 m).

Interprétation:

Les limons argileux visibles à la base de la coupe sont intreprétés comme des turbidites distales. Les galets lâchés sont les témoins du caractère glaciaire de ce milieu de dépôt. La diamicte massive surmontant ces turbidites montre un caractère local car à 50 m plus au S, ces limons argileux sont en conformité avec les graviers sableux turbiditiques transportés soit par traction (faciès S1–S2) soit par suspension (faciès R3, Lowe 1982). Les sables déposés en turbidites chenalisées montrent le caractère glaciolacustre de ces dépôts (Rust & Romanelli 1975).

Les arguments suivants indiquent un dépôt au-dessous du glacier:

— la présence de diamictes en lambeaux, déjà remarquée par Mornod (1949), indique un remaniement partiel du sédiment au-dessous de la glace;
— la diamicte passe directement et sans transition à des graviers turbiditiques;
— l'existence de grands blocs striés et lâchés démontre que la glace se trouve en contact avec un plan ou un volume d'eau. Ces blocs peuvent être repris dans les turbidites graveleuses;
— l'énergie des processus est considérable car l'existence d'imbrications de galets démontre que la tranche d'eau est peu importante ou que la vitesse du courant est très élevée. En raison de la faible pente des dépôts graveleux et de la présence de turbidites sableuses indiquant sans équivoque un milieu aquatique, la genèse de ces graviers s'explique par circulation au-dessous du glacier, dans une tranche d'eau restreinte.

3.1.3 La Croix du Montet: variation latérale de l'unité B3; séquence lacustre (unité C2)

Description:

A 500 m au N-W de Botterens, la morphologie de la pseudo-terrasse se distingue mal: le relief est formé d'une pente de 20% presque en continu avec les contreforts du massif du Montsalvens. Une gravière (574,730/163,850, alt. 732 m) est exploitée au sommet de la terrasse (fig. 6).

La séquence débute par des graviers en stratifications planes inclinées (Gp) ou sans structure (Gms). La taille des galets ne dépasse pas 12 cm et la base des bancs est généralement érosive. Ce faciès repose sur des foresets apparentés au niveau B3.a décrit aux Verchaux. Le gravier est surmonté d'une diamicte (Dmm) dont l'épaisseur varie de 5 à 30 cm. Ce faciès est caractérisé par des galets et des blocs striés supportés par une matrice argilo-limoneuse compactée. La base de cette diamicte est érosive: il a été possible d'y observer des figures de creusements «groove marks» induites par des blocs qui provoquaient l'abrasion des graviers sous-jacents et qui sont visibles à l'affleurement.

La suite de la séquence est caractérisée par une diamicte (Dcm) dont les éléments se touchent et qui est apparentée au nivaeu B3.c des Verchaux. Les blocs ont une taille maximale de 20 cm. Le gravier mal trié (Gms) dont les galets ne dépassent pas la taille de 20 cm montrent une mauvaise stratification horizontale.

La figure 7 est une esquisse de la pente de la Croix du Montet. Au sommet de cette pente, se trouve la gravière décrite précédemment. Ces sédiments graveleux sont recouverts par des sédiments lacustres fins. Ici, la diamicte (Dcm) reposant toute la terrasse (niveau B3.c) affleure sur la pente et est interstratifiée avec des marnes sans structure (Fmc) et des craies lacustres (Fc). La craie repose par endroits sur la diamicte (niveau C2). Des lentilles graveleuses et sableuses granoclassées sont interstratifiées dans les marnes et sont directement surmontées par des niveaux de lignites contenant du bois et des feuilles. Ces niveaux ont livré des fruits de *Pinus sp.* et de *Larix decidua* Mill. Deux morceaux de bois, le premier étant à la base de la série lacustre et le deuxième étant à 4,60 m au-dessus, ont été datés au ^{14}C à respectivement 9610 ± 50 (B-4972) et 9580 ± 80 ans B.P (B-4973).

Interprétation:

Dans la gravière, les graviers d'apparence fluviatile situés à la base de la séquence peuvent être dû à un courant d'eau entre la glace et les foresets sous-jacents et sont

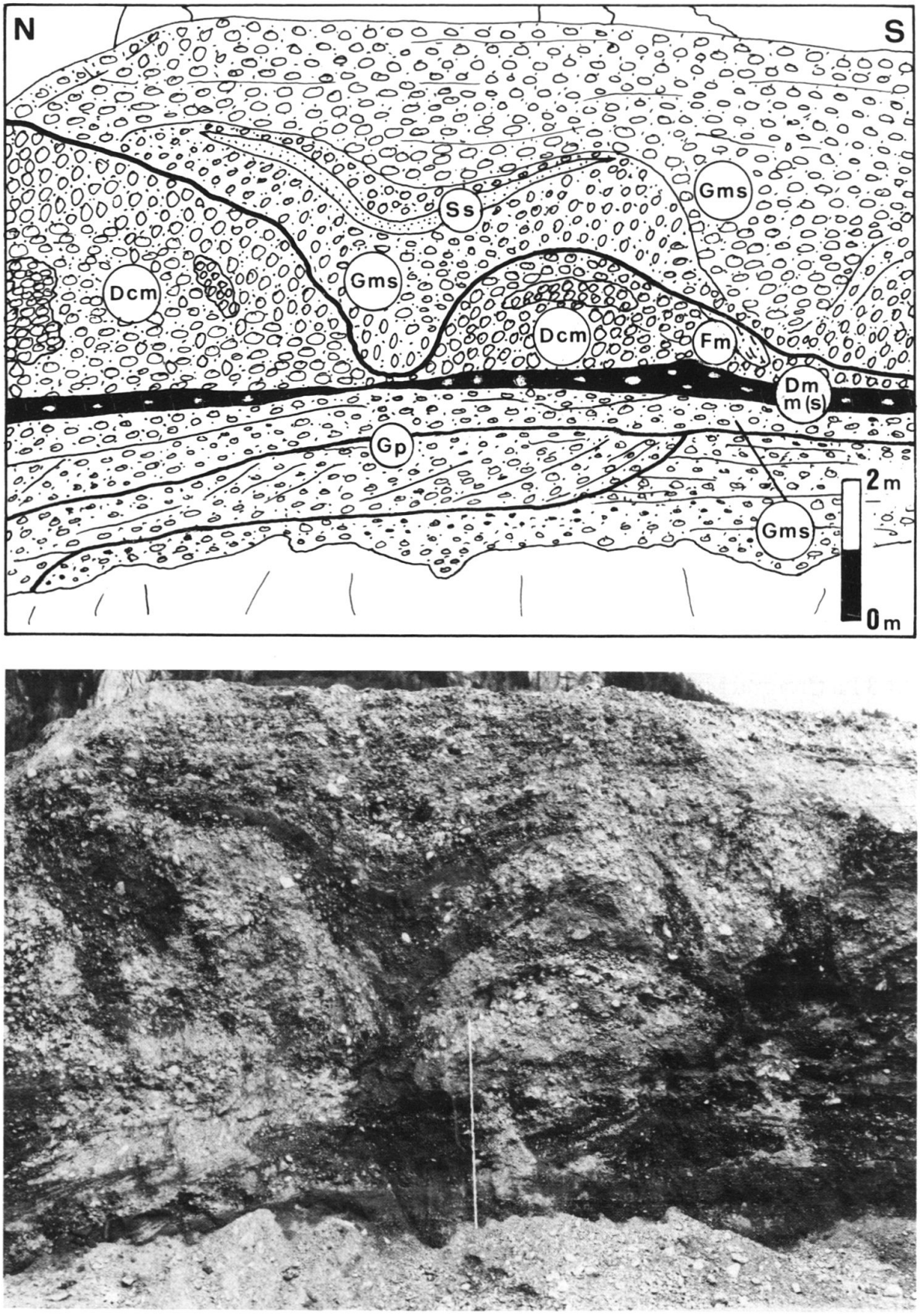


Fig. 6. La Croix du Montet, unités B3.b.–B3.c.: de bas en haut, des graviers proglaciaires (Gp) sont suivis d'un «till» (Dmm(s)), puis d'une décantation (Dcm) et enfin de graviers supraglaciaires (Gms) (574.730/163.850, alt. 732 m).

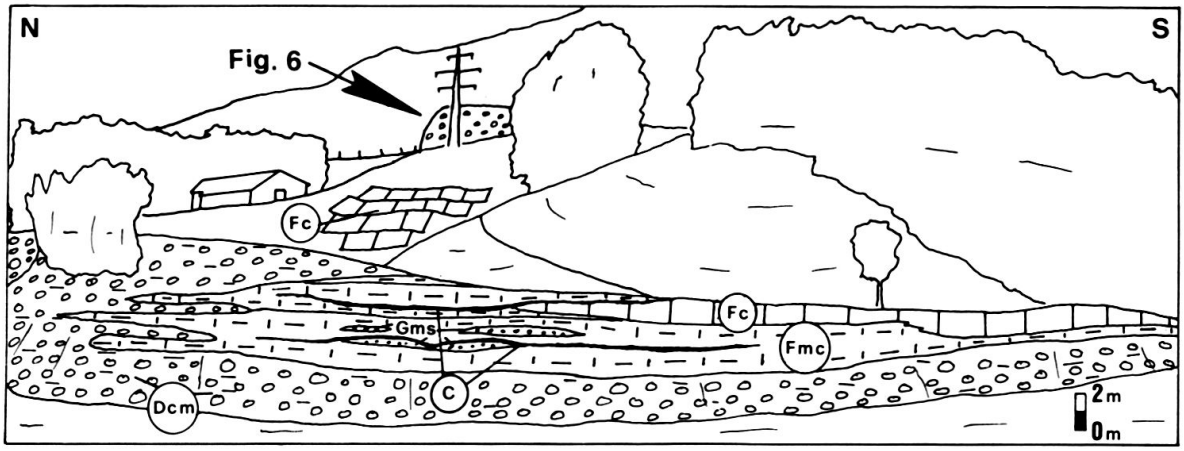


Fig. 7. La Croix du Montet, unité C2: vue sur le bord de la terrasse. A la base de la terrasse se trouve une diamicte (Dcm) qui est interstratifiée avec des craies (Fc), des limons argileux (Fm), des limons crayeux (Fmc) et des lits de débris de bois.

apparentés au niveau B3.a des Verchaux. En raison de son épaisseur restreinte, le «lodgement till» de 30 cm est vraisemblablement le témoin du passage de la dernière langue du glacier de la Sarine. Le niveau supérieur comportant des structures d'effondrements correspondrait à la décantation du sédiment intraglaciaire. Des zones sans matrice sablo-limoneuse pourraient être liées à des poches de glace. Les alluvions graveleux (Gms) et sableux (Sh) montrent des structures d'effondrements progressifs avec remplissages successifs.

Les sédiments crayeux d'origine lacustre, ont fourni des mollusques (Mornod 1949). Les passages graveleux ainsi que le bois qu'ils contiennent ont été déposés lors de crues torrentielles. Les crues proviennent du petit ruisseau qui descendait du massif du Montsalvens et qui débouchait dans le lac à cet endroit.

3.2 Terrasse glaciaire, les Coins: sédimentation sous faible couverture de glace et série post-glaciaire (unités B et C)

Description:

Cette pseudo-terrasse est située en face des Verchaux, sur la rive gauche de la vallée de la Sarine (fig. 2). La gravière représentée dans la figure 8 (573,250/164,360, alt. 710 m) est actuellement comblée. Comme aux Verchaux, le matériel détritique est d'origine locale. Les corps de sables et de graviers (Sr, St, Sh et Gms) se présentent sous l'aspect d'un dôme allongé. Les sables fin, moyen et grossier montrent des stratifications en auges, des rides de courants et des laminations; ces structures suivent la forme du dôme. La sédimentation de ces niveaux s'interrompt abruptement sur le flanc N du dôme. Sur ce corps sédimentaire, un gravier massif, dont la stratification est soulignée par des niveaux de sables graveleux, progresse en «onlap». Ces deux premiers niveaux sont à rattacher à l'unité B3.a–b.

Sur ce corps sédimentaire s'est déposée une diamicte granoclassée (Dcmg) dont les blocs et galets sont jointifs. Cette diamicte est directement recouverte par une autre (Dmm) qui est massive et dont les éléments sont supportés par une matrice argilo-limoneuse non-compactée. Ces deux diamictes sont apparentées au niveau B3.c.

Sur la droite de la figure 8 est représenté un dépôt de boue massive (Fm, unité C2) contenant des niveaux à débris de bois. Un tronc de *Abies alba* MILL. est daté à 5880 ± 40 ans B.P. (B-4676).

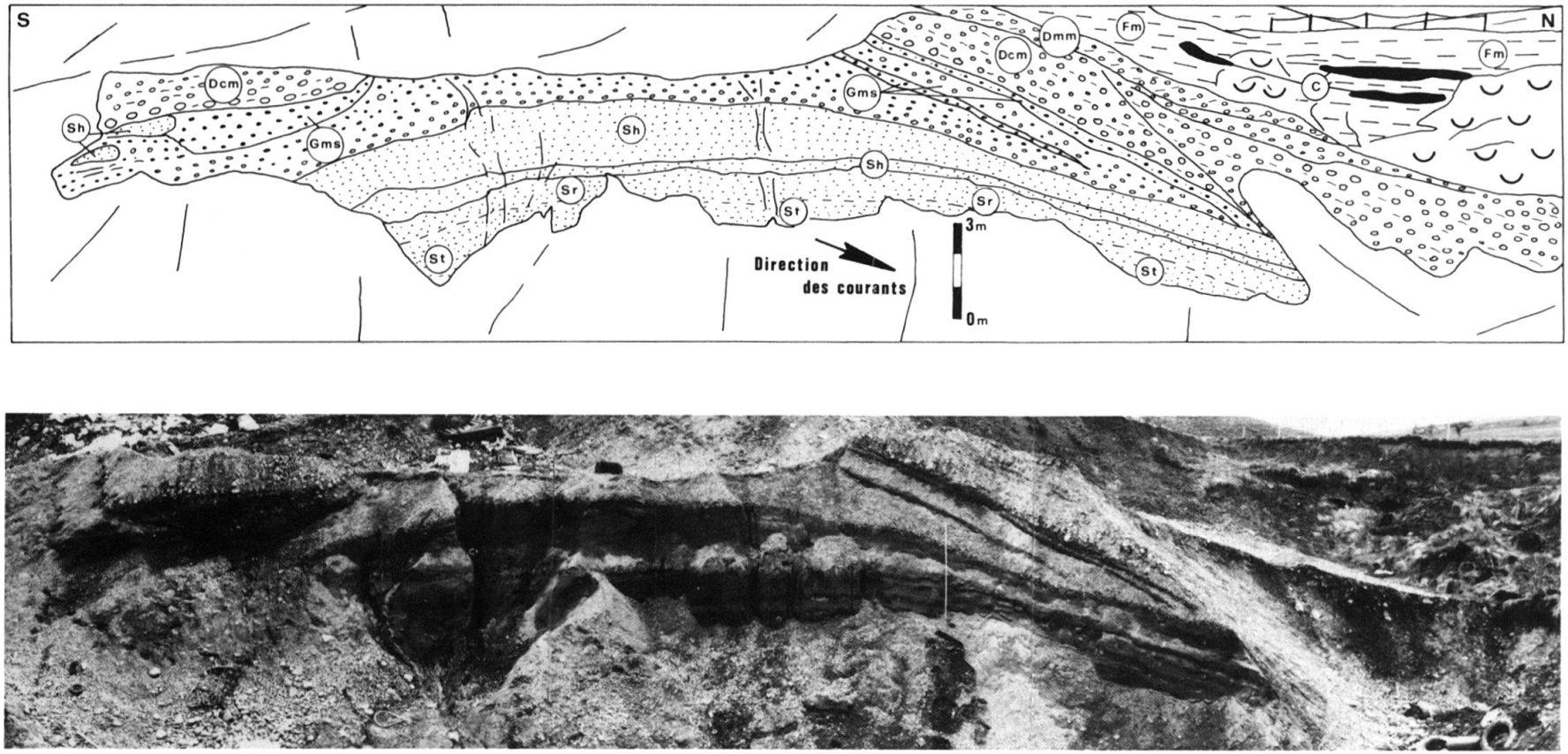


Fig. 8. Les coins, unités B3–C2: sédimentation d'eskers. Des sables et des graviers ont été déposés dans un tunnel sous-glaciaire. Des sédiments lacustres terminent la séquence (573.250/164.360, alt. 710 m).

Interprétation

Le dôme formé par les deux premiers niveaux de sables et de graviers ne correspond pas à un milieu de sédimentation simple. Pour obtenir une telle forme, il faut un écoulement dans un tunnel avec des lignes de flux divergentes. Ce type de structure a également été observé dans des drumlins par WHITTECAR & MICKELSON (1979). D'après SHAW (1983), un tel dépôt de tunnel aurait lieu selon une forme d'érosion provoquée par l'eau à la surface inférieure du glacier; ces marques d'érosions se seraient ensuite remplies d'alluvions.

Le niveau de diamicte graveleux qui repose sur le dôme témoigne de la présence du glacier qui formait les parois du tunnel. La première diamicte, fortement délavée se serait formée par décantation. La deuxième diamicte, dont les éléments sont supportés par une matrice limoneuse non compactée a pu se former par décantation de la moraine intraglaciaire dans une masse d'eau stagnante (EYLES et al. 1984), ou par glissement gravitaire sur une pente.

La datation du bois à 5880 ans B.P. démontre que l'ancien lac de la Gruyère était encore à 720 m d'altitude à cette époque.

3.3 La terrasse glaciaire de Pélevuit: accumulations périglaciaires de turbidites sableuses et graveleuses (unité B3)

Observation

Au bord de cette terrasse, sur la rive droite du lac de la Gruyère, de nombreuses niches d'arrachement découvrent des affleurements de plus de 20 m de haut. Dans la section de Pélevuit (575,080/170,640, alt. 680 m, fig. 9a,b,c), il est possible de distinguer quatre faciès selon leur granulométrie:

- Gms: un gravier dont les éléments sont supportés par une matrice sableuse présente des structures de granoclassement inverses et normales avec quelques stratifications obliques (planche 1, photo d). Au sein des bancs, la granulométrie décroît rapidement; en effet sur 30 m, on passe latéralement d'un gravier dont les galets atteignent 15 cm de diamètre à un sable contenant de petits galets de taille centimétrique.
- Sh, Shd, Srd, St et Sp: sables dont la granulométrie va du grossier au très fin (planche 1, photo c) et qui contiennent des galets lâchés. Les bancs de 1 à 20 cm présentent un granoclassement normal avec les faciès Ta,b,c ou Tb,c de la séquence de Bouma; les faciès Td,e manquent généralement. Des figures de «convolute», de charge et de glissement sont fréquentes. La figure 9a montre des stratifications obliques planaires (Sp) ou en auges (St), mais ces deux types de structures ne sont présents que dans les sables grossiers.
- Fm: des limons argileux sans structure ont été déposés par décantation, puis injectés en filons ou dykes sédimentaires, comme le montre la figure 9c.
- Dcm: une diamicte dont les éléments sont jointifs recouvre la pente. Cette diamicte ne présente pas de structure de cisaillements.

La figure 9a donne une vue d'ensemble de la section de Pélevuit: sur cette figure, on constate que les faciès graveleux sont situés au bord de la terrasse (à gauche sur la figure), tandis que l'intérieur de la terrasse est constitué principalement de sable; des surfaces d'érosion majeures démontrent l'existence de grands chenaux remplis de turbidites, comme cela a été décrit au Canada par RUST & ROMANELLI (1975). La figure 9b montre plus en détail les corps graveleux en biseaux qui pénètrent vers l'intérieur de la falaise. Un réseau de failles normales ou légèrement inverses démontrent un affaissement du corps de graviers de 10 à 15 m. La figure 9c montre un corps de gravier observé depuis le paléo-glacier: le gravier est injecté par de la boue à l'intérieur de filons sédimentaires.

Interprétation:

Le gravier dont les galets sont supportés par une matrice indique un dépôt à partir d'un «debris-flow»; la rapide diminution de la granulométrie est causée par la forte décroissance du courant lors du dépôt. Le sable contenant des galets lâchés et présentant

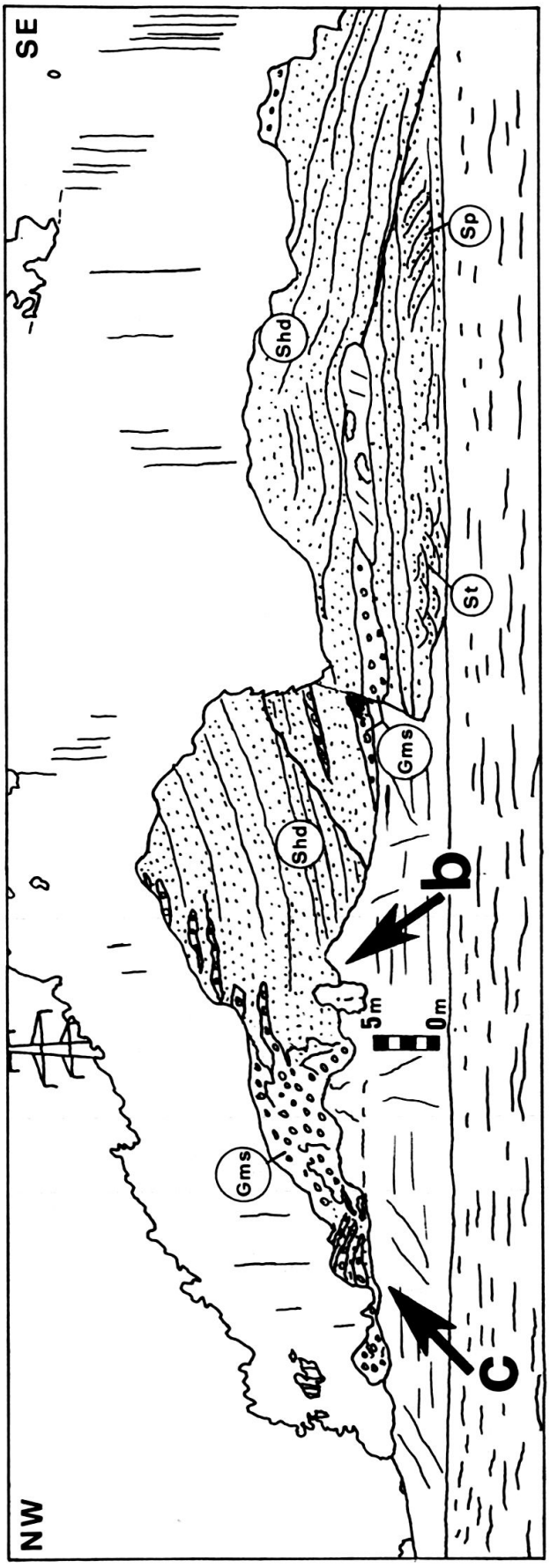


Fig. 9a. Pélevuit, unité B3: vue générale de l'affleurement montrant des dépôts de crachées proglaciaires. La glace se trouvait sur la gauche de l'affleurement, au SW (575.080/170.640, alt. 680 m).

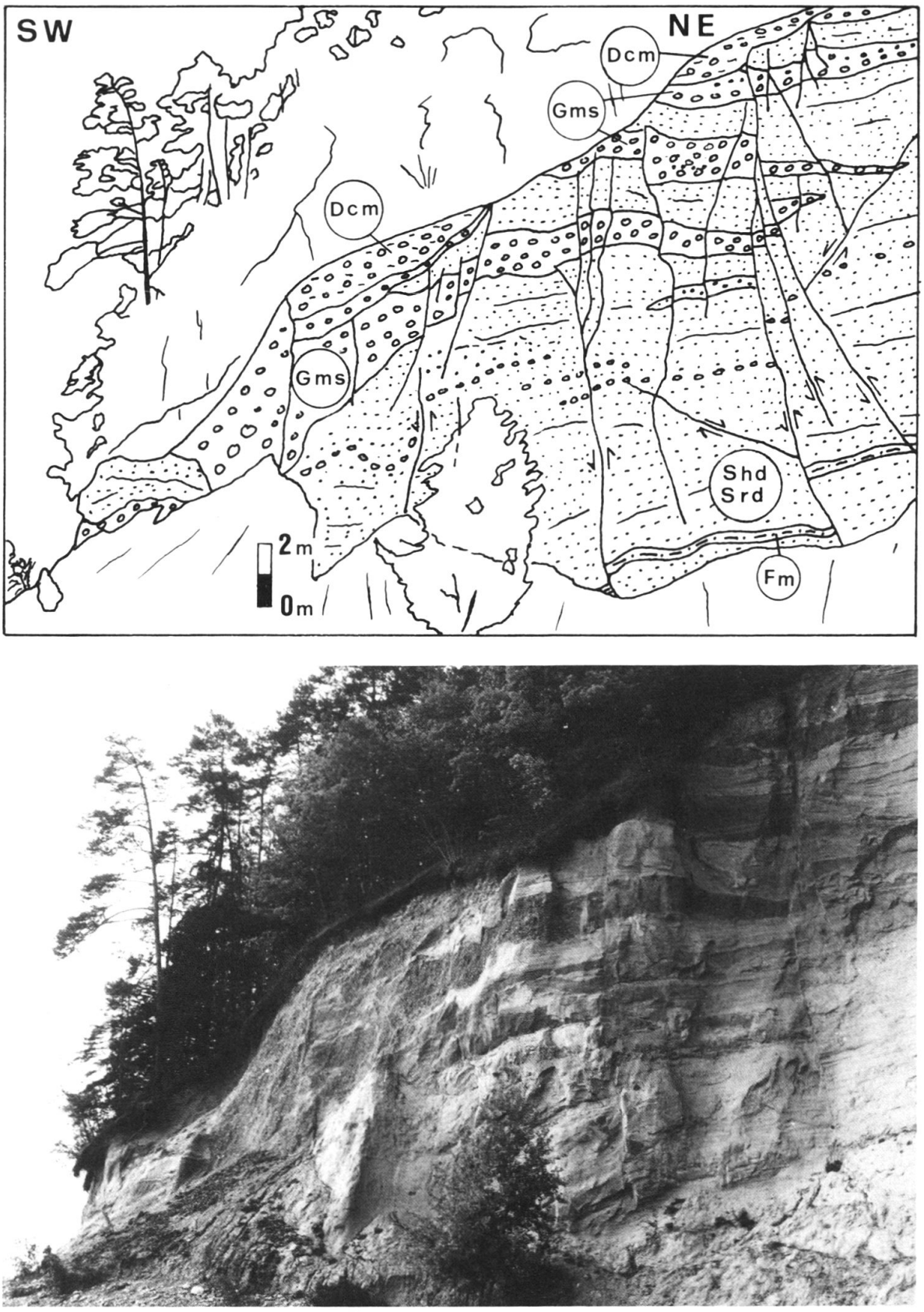
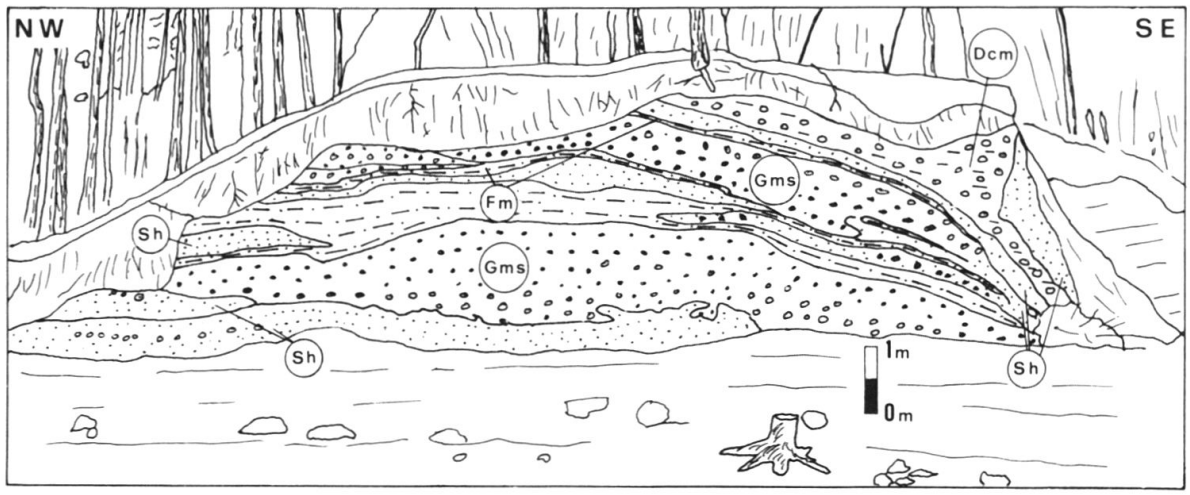


Fig. 9b. Pélevuit, unité B3: vue en détail du corps de turbidites graveleuses et sableuses ainsi que des failles montrant un mouvement distensif en graben (glaci-tectonique).



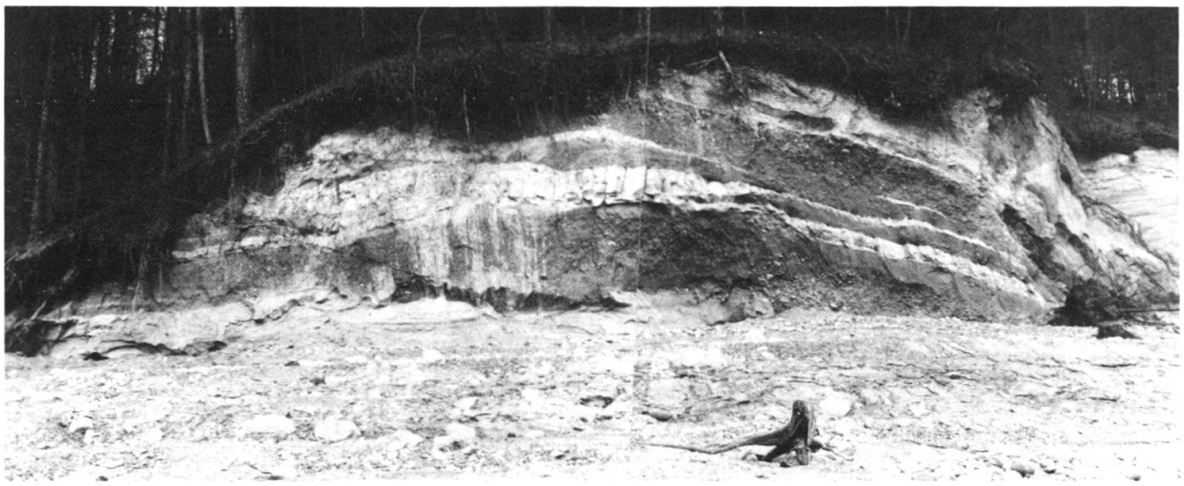


Fig. 9c. Pélevuit, unité B3: vue depuis le paléoglacier sur des graviers turbiditiques. La boue massive (Fm) est injectée en sills dans les graviers.

les faciès Ta,b,c de Bouma indique l'existence d'une décharge d'eau turbide proximale par rapport au glacier. L'absence des faciès T,d,e serait un indice rappelant que ces événements de turbidité se suivent rapidement, sans que les parties fines en suspension aient le temps de se déposer. L'intercalation de niveaux pluridécimétriques de boue massive (Fm) représente des phases de sédimentation calme. La diamicte (Dcm) est liée soit à la présence de la dernière glace morte, soit à des glissements sur la pente de la terrasse. Les turbidites graveleuses ou sableuses, chenalisées ou non, démontrent un milieu de dépôt proglaciaire dans un plan d'eau (Rust & Romanelli 1975). A la fin du dépôt, des failles d'extension sont créées durant la fonte du glacier; la masse de glace qui était appuyée contre ces sédiments a induit des mouvements de glaci-tectonique distensifs lors de sa fonte.

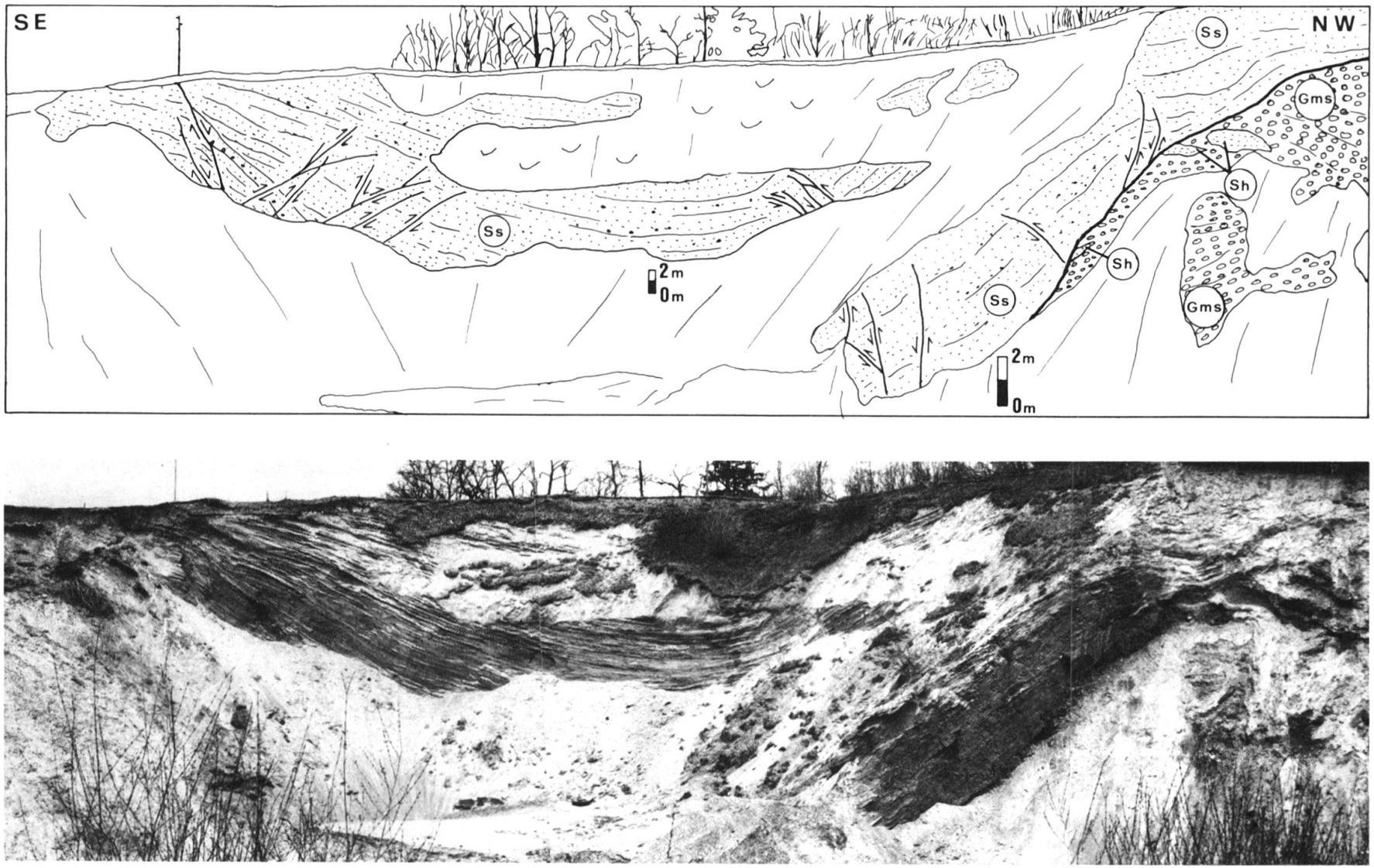


Fig. 10. Le Villaret, unité B3: graviers sableux deltaïques effondrés reposant sur des graviers plus anciens (Gms) (576.000/171.000, alt. 720 m).

3.4 Terrasse glaciaire du Villaret: delta glaciaire posé sur une couche de glace, unité B3

La terrasse du Villaret est située en rive gauche du Serbache, en face de la terrasse de Pélevuit. A la fin de la glaciation il est probable que ces deux terrasses n'en formaient qu'une car elles sont actuellement toutes deux à une altitude de 720 m approximativement. C'est par l'action érosive du Serbache que ces deux terrasses se sont individualisées. La terrasse du Villaret présente une morphologie irrégulière.

Description:

Coin S-W d'une gravière (fig. 10) située aux coord. (576,000/171,000, alt. 720 m). La section commence par des graviers chaotiques (Gms) dont les galets ont un diamètre maximal de 25 cm. Ce gravier mal trié montre des stratifications légèrement obliques ou désordonnées. Des amas cimentés apparaissent par endroits, ainsi que des petites auges remplies de sables ou de limons avec des laminations horizontales. La limite supérieure de ce niveau présente une discordance majeure; à cette limite, des lentilles de sables sont nettement coupées par érosion (pl. 1, photo e).

Au-dessus de la discontinuité, le niveau supérieur montre une décroissance importante de la granulométrie du N-E vers le S-W: sur 150 m, des graviers stratifiés en auges dont la taille maximale des galets est de 15 cm passent à des niveaux de sables légèrement graveleux dont la base est généralement érosive. Le faciès sableux (Ss) (planche 2, photo a) est stratifié en auges; mais on observe également des laminations planes parallèles et quelques rides de courant, des drappements de sables plus fins montrent des faciès Tc,d de la séquence de Bouma.

Ce niveau décrit une forme en synclinal avec des failles tantôt normales, tantôt inverses (planche 1, photo f). Dans la partie SE de l'affleurement, on observe une stratification en éventail (fig. 10). Les failles inverses sont obliques à la base de ce niveau avec un angle de 45° à 90° puis leur courbure s'aplatit pour tendre vers l'horizontal au centre de la gravière.

Interprétation:

Le premier niveau de gravier est vraisemblablement fluviatile mais en raison de sa stratification mal visible, il est certainement proximale par rapport au glacier; ce niveau appartient donc aux séries décrites par Dorthe (1962) et interprétées comme étant antérieures au dernier paroxysme glaciaire (unité A).

Dans le deuxième niveau, la décroissance rapide de la granulométrie démontre une diminution importante de l'énergie de transport; ce phénomène est relatif à un dépôt deltaïque. Les «forsets» obliques dans les auges sont l'indication de la présence de dunes qui migrent obliquement par rapport à l'axe du chenal. Les chenaux associés à des drappements turbiditiques de sables montre le caractère subaquatique du milieu de dépôt dans un delta de type tressé (McPherson et al. 1987); dans ce type de delta, les chenaux se poursuivent au-dessous de la surface de l'eau.

La présence de failles normales (distensives) sur les bords du synforme et inverses (compressives) plus au centre sont le résultat de l'effondrement du delta (McDonald & Shilts 1975). La stratification en éventail indique que la fonte à été progressive durant la sédimentation. Ces sédiments reposaient sur une couche de glace d'au moins 5 m.

3.5 Gravière du Bry: delta glaciolacustre tardiglaciaire, unité B3

La section montrée dans la figure 11 (572,820/172,320, alt. 770 m) est une exploitation de sables et de graviers. Cet affleurement est situé stratigraphiquement au-dessus d'un complexe glaciolacustre et fluvioglaciaire antérieur à la dernière phase du Würm (Dorthe 1962). Ce complexe remplit un ancien canyon aussi profond que celui creusé par la Sarine actuelle.

Dans la région du Bry, qui est le lieu où le glacier du Rhône barrait la vallée de la Sarine, on peut observer des vallums morainiques dont la courbure vers le S démontre que la calotte du glacier du Rhône remontait partiellement dans la vallée de la Sarine depuis le Plateau suisse.

Description

La gravière étudiée (fig. 11) est constituée d'une séquence deltaïque qui progade vers l'E. Sur le côté W de l'affleurement, la coupe commence par une diamicte à blocs et galets jointifs (Dcm). La matrice est formée de sable limoneux et la taille maximale des blocs est de 30 cm. Cette diamicte est surmontée d'alternances de limons argileux et de sables fins en bancs de 0,5 à 1 cm d'épaisseur (Fld). La diamicte et les sédiments fins sont affectés par des glissements.

Le niveau supérieur est formé d'alternances de graviers (Gms) dont les galets sont dispersés dans une matrice et de sables grossiers, homogènes. Sur la figure 11, les traits plus épais soulignent les contacts érosifs importants. Sur la partie W, c'est à dire proximale du delta, les «foresets» plongent de 20° à 30° vers l'E. Le pendage sédimentaire décroît pour atteindre 5° dans la partie E, distale, du delta. Latéralement et dans un même niveau, des changements rapides de granulométrie peuvent être observés: d'un gravier supporté par une matrice sableuse grossière dont les galets ont au maximum 25 cm de diamètre, on passe à un sable grossier laminé ou massif puis à un sable moyen à fin avec des structures de rides de courants ou des laminations. Dans la partie distale du delta, une cyclicité dans l'épaisseur et la granulométrie des bancs de taille centrimétrique à décimétrique a pu être observée. La taille des grains ainsi que l'épaisseur des niveaux augmentent sur 7 à 10 niveaux granoclassés et le ou les niveaux les plus épais du cycle sont soit graveleux, soit sableux grossiers (pl. 2, photo c); la diminution de la granulométrie est symétrique par rapport à l'augmentation, c'est à dire à nouveau sur 7 à 10 niveaux; ainsi un cycle est caractérisé par un dépôt de 14 à 20 niveaux.

Une importante limite d'érosion marque le sommet de cette unité deltaïque: des sables mal triés, vaguement laminés ou massifs surmontent cette unité (planche 2, photo d).

Interprétation:

La séquence sédimentaire de la gravière du Bry commence par une diamicte qui est interprétée comme un sédiment partiellement délavé déposé au bord ou sous le glacier (Rust & Romanelli 1975).

La succession des sédiments deltaïques déposés ensuite par le ruisseau du Bry est la suivante: turbidites distales (Fld) (Ashley 1975), graviers (Gms) et sables (Sm, Sh, Shd, Sr) déposés en «foresets». La séquence est coiffée par des sables éoliens. Les cycles de 14 à 20 niveaux sableux ou graveleux rencontrés dans certaines couches de ce delta sont corrélables avec les observations faites dans les rivières boréales actuelles, où 15 à 20 crues se produisent en moyenne par année (Church & Gilbert 1975). L'analogie avec les cyclictés rencontrées dans ce delta est remarquable: les niveaux argileux correspondent vraisemblablement aux dernières crues d'automne et aux premières crues du printemps, tandis que les niveaux graveleux déposés en coulées de masse représentent des crues exceptionnelles qui ont eu lieu durant l'été. La symétrie des cycles démontre que de la neige ou de la glace fond durant toute la période chaude.

Du fait que l'altitude du sommet du delta lacustre soit de 770 m, l'existence d'un lac barré par de la glace est démontré car aucun vallum n'est assez élevé pour faire office de barrage. Les sables éoliens indiquent que le niveau du lac s'est abaissé plus tard et que la végétation ne retenait pas le sédiment soumis au vent en climat probablement froid et sec.

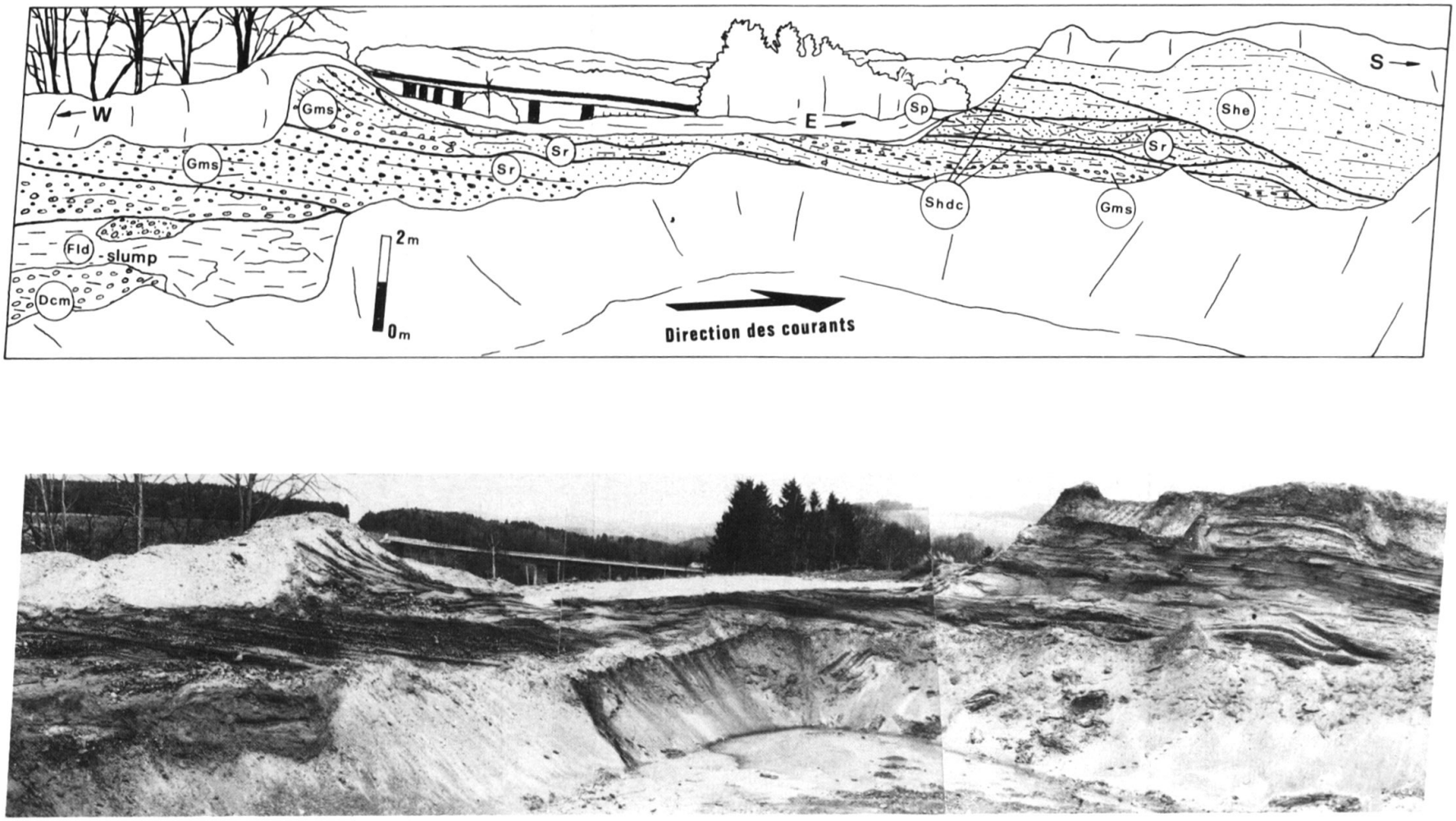


Fig. 11. Le Bry, unité B3: delta glaciolacustre. La séquence commence avec des boues lacustres laminées et se termine par des sables éoliens. Le lac tardiglaciaire était barré par la moraine du glacier du Rhône qui est au deuxième plan, derrière l'actuel pont de l'autoroute. (572.820/172.320, alt. 770 m).

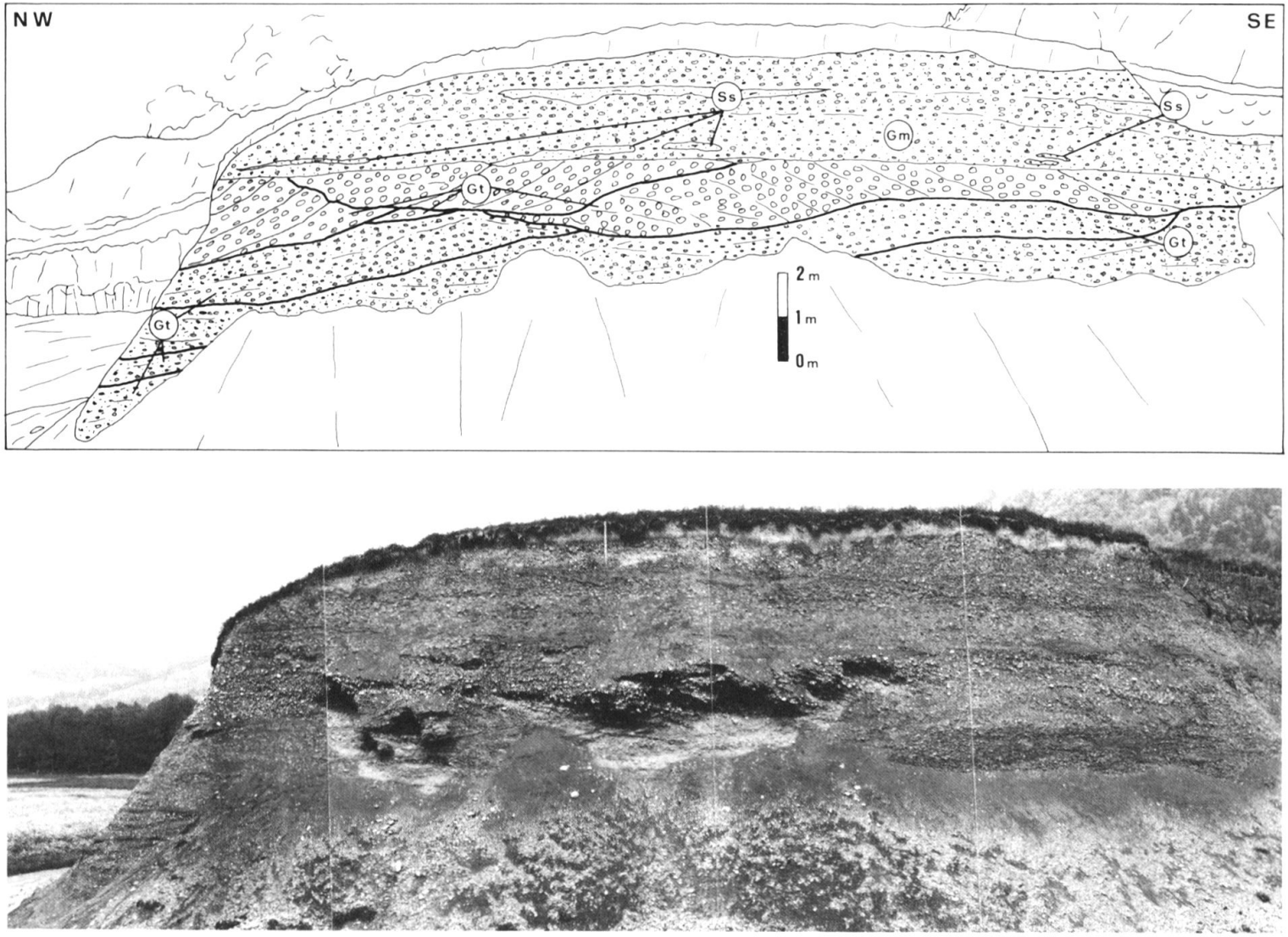


Fig. 12. Grandvillard, unité C1: delta lacustre de type tressé (McPherson et al. 1987). Les graviers supérieurs font partie d'un cône alluvial local (573.500/155.640, alt. 730 m).

3.6 Terrasse de Grandvillard: delta lacustre de type tressé, unité C1

Cet ancien delta, situé à l'extrême S de la région étudiée (fig. 2), a été alimenté en grande partie par la Sarine elle-même mais aussi par les affluents qui débouchent dans la vallée à cet endroit. De grandes excavations ont été entaillées dans la terrasse et présentent, en affleurement, une épaisseur d'environ vingt mètres de graviers.

Observation

Un forage effectué par Colombi-Schmutz-Dorthe, coord. (573,240/154,880, alt. 745 m) montre, du haut vers le bas, la succession suivante:

8 m de graviers limoneux (cône de déjection).

14 m de graviers propres dont la granulométrie s'affine vers le bas (unité C1).

31 m de graviers fins avec sable ou limon; la granulométrie continue à s'affiner (unité C1).

6 m de diamicte dont les éléments sont supportés par un limon argileux (unité B3.c?).

5 m de graviers propres dont le diamètre maximal est de 10 cm (unité B3.a–b?).

22 m de sables et de sables graveleux en alternaces métriques; il existe des passages plus limoneux (unité B2?).

42 m de sable propre (unité B2?).

22 m de sables et de limons argileux (unité B2?). Le fond rocheux n'a pas été atteint.

En comparant ce forage avec les autres sondages effectués dans la région, les corps sédimentaires présents au-dessous de la diamicte sont difficilement corrélables, donc de géométrie complexe.

Dans la gravière située à l'E de la Gîte (fig. 12; coord. 573,500/155,640, alt. 730 m) les graviers supérieurs sont exploités. On y reconnaît, à la base, un niveau de 4 m de graviers (Gt) dans lequel le sable domine; la taille maximale des galets est de 5 cm. Les galets sont rarement imbriqués et la stratification est en auges. La pente maximale des «foresets» ne dépasse pas 10°.

Le niveau de graviers suivant surmonte une base érosive entaillant considérablement dans le niveau inférieur. La taille maximale des galets est de 15 cm et ils sont fréquemment imbriqués. Les «foresets» dans les chenaux forment une pente qui va jusqu'à 20°.

Alors que les deux premiers niveaux contiennent des galets de la Nappe de la Brèche, matériel typique pour la Sarine, le dernier niveau, par contre, n'est formé que de galets calcaires de la Nappe des Préalpes Médianes qui forme les montagnes environantes. Le faciès est caractérisé par un gravier assez fin avec une matrice sablo-limoneuse (Gm). Des lentilles dont le sommet est horizontal et dont la base est convexe sont remplies de sables et de limons (Ss); ces lentilles sont interstratifiées dans les graviers.

Interprétation

En raison de la complexité de la géométrie des corps sédimentaires situés au-dessous de la diamicte, on peut les comparer à ceux observés aux Verchaux (unités B2 et B3.a–b). Ces unités sont interprétées comme des dépôts sous-glaciaires. La diamicte rencontrée en forage (B3.c?) serait liée à la récurrence tardive du glacier de la Sarine. Sur cette diamicte, les sédiments limoneux puis sableux et enfin graveleux rappellent une succession lithologique dans une sédimentation deltaïque tardi- ou post-glaciaire (unité C1).

La gravière analysée (fig. 12) montre en affleurement le sommet de cette séquence deltaïque. La faible taille des galets observés dans le premier niveau graveleux indiquerait une plus faible compétence de la rivière; ce fait et surtout celui de l'affinement progressif des graviers observé en forage démontre que le milieu de dépôt est situé au-dessous de la surface du lac. Le deuxième niveau, plus grossier, représente le «topset bed» du delta. Les structures en auges sont associées à un système d'écoulement fluviatile tressé (Miall 1977). Comme cet ancien lac de la Gruyère s'est vidé progressivement, il va de soi que la base du deuxième niveau soit érosive.

L'absence de «foresets» à 25° ou 30° démontre que ce delta n'est pas comparable à ceux de type Gilbert mais à ceux de type tressé («braided fan delta», McPherson et al. 1987). D'après ce dernier modèle l'écoulement fluviatile tressé continue au-dessous de la surface des eaux; les barres obliques induisent des structures en auges identiques à celles observées dans les rivières en milieu subaérien. D'après la structure morphologique, le corps de gravier supérieur indique l'existence d'un cône alluvial lié à une petite vallée locale; la présence d'un sol le recouvrant démontre que ce cône n'est plus actif actuellement.

3.7 Le bassin versant de la Trême: sédimentation dans un lac glaciaire de type jökulhlaup (unité B3)

La vallée de la Trême a été étudiée dans le but de connaître l'histoire de la déglaciation dans les petites vallées tributaires des grandes vallées glaciaires. Cette vallée débouche sur la dépression de Vaulruz-Vuadens creusée par le glacier du Rhône. Le bassin versant de la Trême est géologiquement situé sur le Flysch du Gurnigel et bordé au S par la chaîne du Moléson, formée de calcaires et marnes de la Nappe des Préalpes Médianes.

En raison de la présence de nombreux blocs de Verrucano dans la vallée de la Trême, il est certain que le glacier du Rhône a emprunté cette vallée depuis le bassin versant de la Veveyse, au-dessus du col de Rathevi (1235 m) pour rejoindre la Sarine dans le bassin de Bulle (Morel 1980). L'analyse de la courbure des vallums démontre que le glacier du Rhône, lors de son retrait, a barré la vallée. En conséquence un lac s'est formé entre le glacier du Rhône et les glaciers locaux qui descendaient de la chaîne du Moléson et dont le plus important était celui du Mormotey situé au fond de la vallée de la Trême. Un bois daté à 6010 ± 40 ans B.P. (B-4974), récolté dans la moraine locale du glacier d'Enfer (567,290/157,190, alt. 1190 m) permet de dater un glissement de cette moraine.

Observation

Posée sur le rocher, dans le fond de la vallée, la moraine du glacier du Rhône est caractérisée par une diamicte massive et compactée dont les éléments grossiers sont supportés par une matrice limono-argileuse («lodgement till»). Sur les bords de la vallée, la diamicte est nettement plus graveleuse et délavée; elle peut atteindre plus de 200 m d'épaisseur («melt-out till»). Depuis la vallée de la Trême à l'altitude de 1050 m jusqu'à Vuadens à l'altitude de 800 m, sept vallums successifs du glacier du Rhône ont été reconnus. Les moraines et les vallums, dans le fond de la vallée de la Trême, sont recouverts de 1 à 5 m de limons argileux massifs ou stratifiés en niveaux d'épaisseur centimétrique.

En amont de cette vallée, dans la région de la Grande Citard (fig. 2), un delta montrant des terrasses imbriquées indique un écoulement vers l'aval. Ce delta amont est formé d'alternances cycliques d'environ 5 m de limons sableux ou argileux déposés sous forme de turbidites (pl. 2, photo e) et de 1 à 2 m de graviers qui montrent des imbrications de galets dont la taille peut dépasser 20 cm (fig. 13; coord. 566,060/157,860, alt. 1050 m). Des effondrements spectaculaires de graviers se trouvent dans les niveaux fins (pl. 2, photo f). Dans un petit ruisseau qui coule dans une niche d'arrrachement, à l'E du Pt 1105 (565,800/157,460, alt. 1060 m), cinq cycles successifs de limons et de graviers ont pu être observés sur 30 m d'épaisseur. En aval du ruisseau, dans la Trême, de grands glissements sont interstratifiés dans ces sédiments. Plus en aval encore, les sédiments du delta de la Grande Citard sont interstratifiés au-dessous de la moraine rhodanienne qui barrait la vallée. Des «foresets» de graviers qui indiquent une progradation vers l'amont dans la vallée de la Trême sont présents aux coordonnées (567,080/159,330, alt. 965 m), à l'endroit où le glacier faisait barrage.

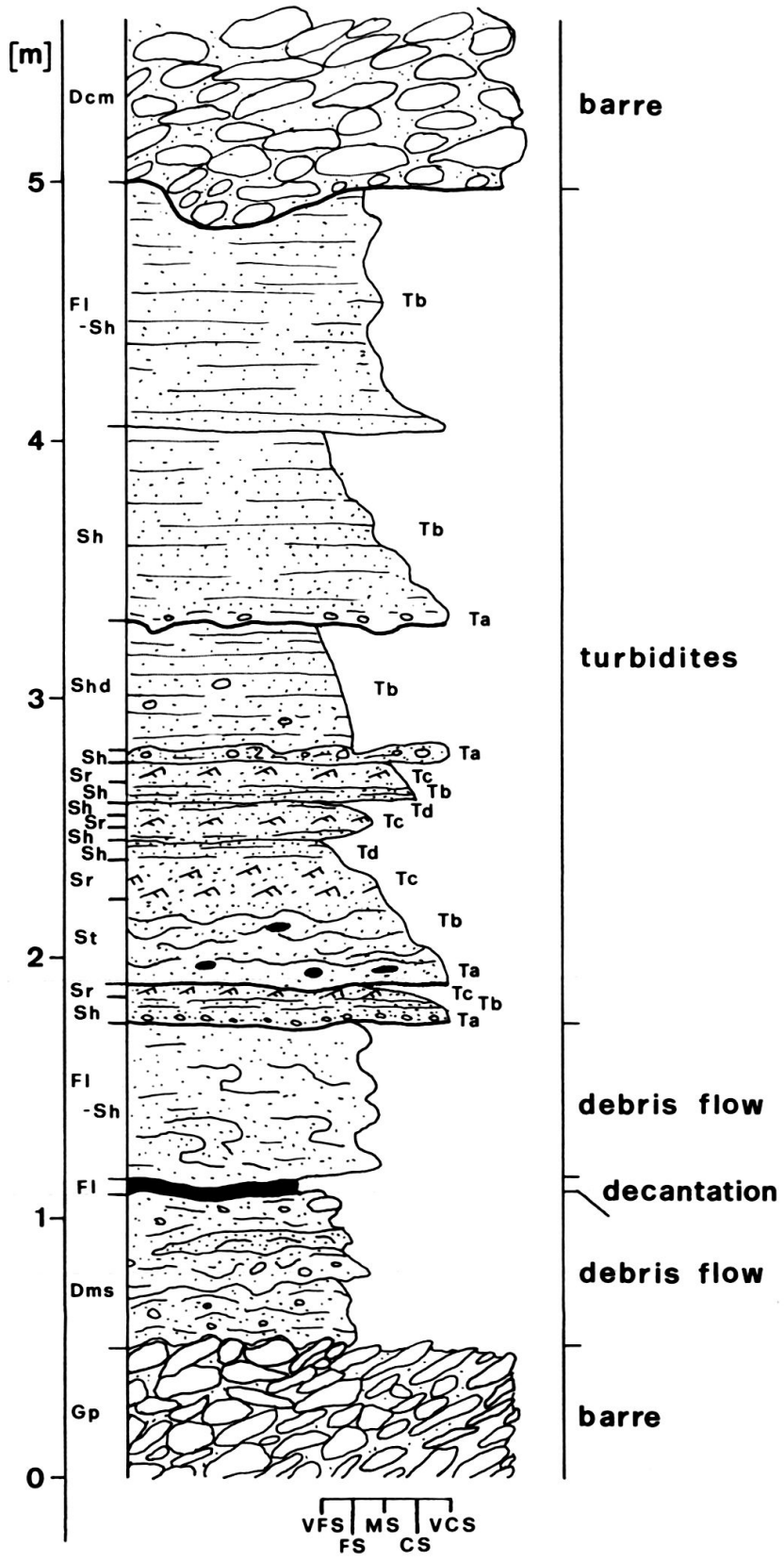


Fig. 13. La Grande Citard, unité B3: cycle sédimentaire montrant des sables limoneux interstratifiés dans des graviers fluviatiles. Des cycles de ce type démontrent la présence de jökulhlaups dans le bassin élevé de la Trême (566.060/157.860, alt. 1050 m).

Interprétation

Dans le delta de la Grande Citard, les limons sableux et argileux, qui présentent des séquences de Bouma réduites ou complètes, ont été déposés dans un milieu lacustre (Jörgensen 1981). Par contre, le gravier qui remplit des chenaux et dont les galets sont imbriqués présente toutes les caractéristiques d'un milieu de dépôt fluviatile. Les deux milieux de dépôts, glaciolacustre et fluviatile, déduits à partir de deux associations de faciès opposés mais néanmoins interstratifiées montrent que le fond de ce bassin est tantôt immergé, tantôt émergé. En raison de la cyclicité apparente des faciès on peut déduire que ce lac perché à 1100 m d'altitude se vidait périodiquement. En Islande de tels phénomènes ont été décrits par Thorarinsson (1939) et appelés «jökulhlaups». Un modèle mathématique qui explique ces jökulhlaups a été établi par Nye (1976); selon ce modèle, pour atteindre le point d'équilibre lorsque le lac est au niveau de la terrasse de la Grande Citard (1140 m) et qu'il puisse se vidanger, il faut que la glace soit à l'altitude de 1155 m, c'est-à-dire 15 m au-dessus du niveau du lac. Cette altitude de 1155 m correspond au replat morphologique situé à la fin de la vallée, au S-E des Portes d'en Haut. Le replat est formé d'une diamicte graveleuse de plus de 150 m d'épaisseur. Une autre terrasse du delta de la citard est située à 1100 m; selon les conditions proposées par Nye, un niveau maximal de glace à l'altitude de 1110 m est nécessaire pour avoir l'existence d'un jökulhlaup. En effet, après vérification, cette dernière altitude correspond à l'extrême bord du replat des Portes d'en Haut: cette rupture de pente correspond vraisemblablement à l'endroit où le sommet du glacier du Rhône prenait appui; cette limite peut être suivie sur 9 km au moins, sur tout le flanc N-W des Alpettes-Niremont. Une seconde rupture de pente à 1320 m correspondrait au maximum de la glaciation du Würm.

Après que le lac ait atteint le niveau d'équilibre, l'eau commence à circuler au-dessous du glacier et l'énergie calorifique de cette eau contribue à élargir un tunnel selon une croissance exponentielle, ce qui permet au lac de s'écouler pratiquement entièrement (Björnsson 1974, Nye 1976, Clarke 1982). Dans la vallée de la Trême il est impossible de définir la durée d'un cycle en raison des variations importantes dans la géométrie des chenaux qui entaillent les sédiments fins turbiditiques et du manque de bois ou de pollens pour une datation fiable. La cyclicité peut aller de quelques jours à plus de 100 voire 300 ans selon des observations faites par Waitt (1985) dans les Rocheuses aux Etats-Unis.

L'eau qui remplissait le bassin provenait de la fonte des glaciers locaux, mais aussi du glacier du Rhône qui barrait la vallée: cet apport est indiqué par la présence de «foresets» graveleux qui montrent que les courants remontaient par rapport à la pente du thalweg de la vallée.

Lors des vidanges catastrophiques du bassin de la Trême, une quantité d'eau évaluée à 1,5 km^3 s'écoule depuis le bassin de la Trême vers la région de Bulle. De telles quantités d'eau ne sont pas sans rappeler les énergies mises en jeu pour déposer les turbidites graveleuses probablement sous-glaciaires observées à la Fayère (chapitre 3.1.2) ou pour creuser le tunnel sous-glaciaire des Coins décrit précédemment. Il faut en plus considérer que d'autres lacs proglaciaires devaient exister dans des vallées latérales dans une position identique à celle de la vallée de la Trême; de ce fait ces vallées contribuent à multiplier les crues catastrophiques dans les grandes vallées.

Le vallum qui fermait la vallée de la Trême à 1050 m est le témoin du dernier barrage glaciolacustre dans ce bassin. Il est vraisemblablement synchrône aux dépôts de limons argileux lacustres qui recouvrent le fond de la vallée. Ce dernier lac ne se vidait pas périodiquement, car aucune cyclicité n'est observée dans les sédiments fins. Le trop-plein de ce lac s'écoulait vers la vallée de la Sarine au S-E de la Part-Dieu, le long du vallum du glacier du Rhône.

4. Stratigraphie et datation des dépôts quaternaires du bassin de Bulle

Sur le sous-bassement rocheux, les dépôts qui constituent le remplissage de la vallée peuvent être regroupés en trois unités majeures A, B et C correspondant à des cycles sédimentaires (fig. 2).

Unité A:

Au NW de Pont-la-Ville, Mornod (1947) a démontré l'existence de sédiments quaternaires antérieures au dernier maximum glaciaire. Ces dépôts fluviatiles, lacustres et glaciaires (unité A, fig. 2) remplissent d'anciennes auges creusées par le glacier ou d'anciens canyons érodés par la Sarine. Ils sont éventuellement encore présents à la hauteur de La Roche dans la vallée de la Sarine, mais ils font défaut dans la partie amont de cette vallée. D'après nos levés cartographiques, ce ne sont pas moins de trois paléocanyons qui existent dans la région située au N de Pélevuit. Le premier canyon, dont le tracé passe au-dessous du viaduc de l'autoroute N12, est au moins aussi profond que la vallée actuelle de la Sarine. Le deuxième canyon passe au-dessous de Pont-la-Ville et traverse la vallée actuelle au N de Le Vesinclos (573,940/172,880, alt. 680 m); à cet endroit, des auges d'érosion de forme allongée, d'environ 30 cm de long, ont été formées par la paléo-rivière dans la molasse. Le troisième canyon est situé au Creux-d'Enfer à l'endroit où Mornod (1947) décrit les lignites de Pont-la-Ville interstratifiées dans les dépôts de remplissage du canyon (574,660/173,120, alt. 730 m). Des datations au ^{14}C rapportées dans le travail de Arn (1984, p. 307) démontrent que ces lignites sont d'un âge égal ou plus ancien que 36 000 ans B.P. Quelques mesures paléomagnétiques montrent une aimantation rémanante vers le N. Etant donnée la complexité des dépôts quaternaires dans cette région, il n'est pas impossible que d'autres canyons y soient présents, et qu'une observation directe du terrain ne suffise pas à les mettre en évidence. Les dépôts de l'unité A ne seront pas analysés en détail ici. En conclusion, on est amené à considérer que les sédiments de l'unité A, remplissant les canyons dans la Molasse, sont plus anciens que le dernier avancement du glacier würmien, sans pouvoir donner plus de précision.

Unité B:

Au S de Pélevuit et jusqu'à la limite sud du terrain cartographié, un seul cycle sédimentaire de dépôts glaciaires et glaciolacustres est responsable du remplissage des bassins surcreusés. La série sédimentaire commence par une diamicte massive contenant des galets et des blocs polis et striés, supportés par une matrice limono-argileuse compactée (unité B1). Dans les environs du Lac de la Gruyère, le matériel provient essen-

tiellement du glacier du Rhône (calcaires helvétiques, Verrucano, gneiss, granite du Mont-Blanc). Dans les environs de Bulle, GILLIERON (1885) démontre que la composition des galets contenus dans cette diamicte évolue vers une composition provenant de la vallée de la Sarine.

Le retrait des glaciers dans le bassin de Bulle peut être reconstitué en observant la morphologie du flanc NW du massif du Niremont-Les Alpettes au SW de Vuadens. C'est à environ 1320 m qu'est observée la rupture de pente la plus élevée due à l'érosion du glacier; elle correspond au maximum Würmien (JÄCKLI 1962). A ce stade là, il est vraisemblable que l'action érosive du glacier du Rhône est prédominante.

L'unité suivante (B2) est constituée de limons argileux et de sables fins contenant des galets et des blocs striés, lâchés, d'une taille allant jusqu'à plus de 1 m: «liegende geschichtete schlammige Moräne» (NUSSBAUM 1906). En niveaux de 1 à 15 cm, ils sont grano-classées avec des structures de laminations et de rides de courants. Des niveaux de turbidites graveleuses sont interstratifiés dans ces sédiments fins. Le processus de dépôt est essentiellement turbiditique; des faciès Tc, d, e de la séquence de Bouma indiquent une sédimentation distale (ASHLEY 1975; SHAW 1977).

Dans cette unité, des niveaux de diamictes sablo-limoneuses, sans structure, sont interprétés comme des coulées boueuses (debris-flow). La poussée de la dernière langue de glace contre ces sédiments fins a formé une colline sur laquelle une partie du village de Hauteville a été construit; les dimensions approximatives de cette colline sont de 700 m de long, 200 m de large, 50 m de haut et le pendage des couches varie de 20° à 40° vers le NW. Au S des Verchaux et à Pélevuit, ces limons pénètrent à l'intérieur des graviers et des sables de l'unité suivante (B3) sous forme de filons sédimentaires ou de diapires.

Plusieurs associations de faciès ont été regroupées dans l'unité B3, graviers et sables glaciolacustres:

— dépôts d'eskers sous forme de remplissages de tunnels, stratifications obliques (foresets) et graviers chaotiques (debris flow). Ces sédiments reposent en contact stratigraphique normal, non-érosif, sur l'unité B2;
— dépôts proglaciaires associés à des décharges turbides dans un plan d'eau;
— deltas glaciolacustres ayant subi une déformation et une fracturation en raison de la fonte de glaces mortes;
— dépôts de diamictes dont les éléments se touchent et qui montrent des structures de glissements. Ces diamictes reposent sur les eskers. Comme l'avait déjà constaté GILLIERON (1873), les blocs et galets de cette unité supérieure sont d'origine locale et démontrent par ce fait que la dernière glace qui occupait le bassin provenait principalement des glaciers de la Jogne et de la Sarine.

En raison du caractère sous-glaciaire de l'unité B, il est possible de l'attribuer au retrait des glaces qui a suivi le dernier maximum du Würm.

Sur le flanc du Niremont-Les Alpettes, des ruptures de pentes dues à l'érosion glaciaire sont observées au stade de 1150 m puis au stade moins bien marqué de 1000 m. L'apparition d'un plan d'eau autour du glacier correspond à ces deux derniers stades (cf. chap. 4.7). Quatre stades suivants situés au SW de Vuadens sont concrétisés par des vallums qui sont à 890 m, 880 m, 860 m et 800 m. Comme dans la vallée des Dranses (ARN 1984), les glaciers locaux de la Sarine et de la Jogne ont réavancé tardivement: de Vuadens à Bulle, le glacier de la Sarine à laissé sept vallums successifs.

Unité C:

La série sédimentaire se termine par des sédiments lacustres tardi- et post-glaciaires et commence par des limons, sables et graviers deltaïques (C1):

— un delta lacustre est observable à Broc, au débouché de la Jogne dans la vallée de la Sarine; GILLIERON (1873) dessine le croquis d'une gravière exploitée dans la terrasse de Broc; d'après les foresets qu'il dessine, il est possible d'interpréter cette séquence sédimentaire comme un delta de type Gilbert. Au N de Broc, trois terrasses successives et emboîtées montrent les stades de retrait du lac.
— les forages effectués dans la plaine de Grandvillard (Bureau Colombi-Schmutz-Dorthe, Fribourg) ont rencontré une épaisseur de sédiments fins d'au moins 40 m qui passent à des sables puis à des graviers, ce qui laisse à penser que cet endroit constitue le lieu du delta de la Sarine.
— aux pieds N de la colline de Gruyères, d'importantes quantités d'argile ainsi que la morphologie assez plate du relief laissent augurer de la présence du delta de l'Albeuve qui prend sa source au Moléson.
— la Plaine de Marsens, de par l'interprétation des sondages pour la construction de l'autoroute (LATELTIN & THIERRIN 1984), présente toutes les caractéristiques d'un delta alimenté par la Sionge ou éventuellement par la Trême; là encore une succession de sédiments fins puis sableux et enfin graveleux étaye cette hypothèse.

La limite morphologique supérieure des deltas se trouve à une altitude de 760 m; au-dessus de cette limite, les torrents ont développé des cônes alluviaux qui ne sont plus actifs de nos jours: à l'exemple de la Trême à l'W de Bulle, ils entaillent leur cône et modèlent des terrasses successives.

— craies, marnes et argiles (C2); des affleurements sont présents en de maints endroits et en particulier dans toutes les petites dépressions, lieux où l'action des vagues du lac n'a pas enlevé tous les sédiments fins décantés en son fond; l'altitude de la limite supérieure de ces sédiments est de 760 m. Les deux meilleurs endroits pour l'observation de ces types de sédiments sont à l'W de la Croix du Montet (574,480/163,820, alt. 670 m) et dans la tourbière de Bouleyres (572,800/161,690, alt. 722 m): sur des argiles à galets lâchés, une gyttja a été datée au ^{14}C à 12860 ± 60 ans B.P. (B-4674); ce qui rejoint la datation de 13 500 ans B.P. pour le retrait glaciaire déduite au moyen de la palynologie (SCHMIDT 1985). A la Croix du Montet (fig. 2) deux morceaux de bois trouvés dans des marnes ont été datés à 9610 ± 50 (B-4972) et 9580 ± 80 ans B.P. (B-4973). Au lieudit Les Coins (fig. 2), une datation au ^{14}C de 5880 ± 50 ans B.P. (B-4676) sur un tronc de *Abies alba* Mill. démontre qu'à cette date le niveau du lac était encore à au moins 720 m d'altitude et que sa profondeur maximale était d'environ 50 m.
— des formations gravitaires récentes sont représentées sous forme d'éboulis, d'éboulements et de glissements.

Dans la vallée de la Sarine, en amont de Gruyères, des cônes d'éboulis sont présents aux pieds des falaises. En raison de leur couverture végétale importante, ils ne sont plus actifs aujourd'hui. Provenant du massif du Montsalvens, des éboulement de rochers existent au S de Botterens. D'importants glissements ont été observés entre Botterens et Villarvolard ainsi que dans la vallée de la Trême.

En raison de l'absence de bois dans l'unité B, sous-glaciaire, des datations absolues au ^{14}C ne sont possibles que dans le tardi- et post-glaciaire (unité C). Par analyse

lithostratigraphique, l'unité B se serait déposé entre le maximum würmien et 13 500 ans B.P., date du retrait des dernières glaces dans la région (Schmidt 1985).

5. Discussion sur l'histoire sédimentaire glaciaire du bassin de Bulle et comparaisons

L'histoire de la déglaciation dans la vallée de la Sarine se subdivise en trois phases.

5.1 Phase 1, maximum de l'extension glaciaire

Lorsque le glacier est à son maximum d'épaisseur et d'extension, une érosion des anciens sédiments glaciaires et du fond rocheux a lieu par abrasion, entraînement de blocs ou arrachements (fig. 14, A). Une action érosive par cavitation de l'eau sous pression n'est pas exclue, mais la présence de diamictes («lodgement till») à la base de la série sédimentaire démontrerait plutôt l'existence d'une érosion par l'action mécanique du glacier sur son substrat rocheux (pour une discussion plus complète, voire Pugin 1988).

5.2 Phase 2, fonte du glacier avec écoulements d'eau importants

La présence d'un lac dans le bassin de la Trême, lorsque la calotte glaciaire du Rhône n'est qu'à 200 m au-dessous de son altitude maximale, indique que le glacier est tempéré et que sa base est probablement à la température de la glace en fusion.

L'existence de grandes quantités d'eau à l'intérieur et au-dessous des glaciers (fig. 14.B) est importante du fait qu'à la Fayère et aux Coins, on trouve des dépôts dus à l'entraînement de sédiments graveleux sous le glacier.

La présence de lacs proglaciaires sur les hauteurs, comme par exemple dans la vallée de la Trême, démontre que le glacier du Rhône contient de l'eau et devait tantôt être supporté par ce niveau d'eau, tantôt reposer sur son substrat. Les faciès rencontrés dans les pseudoterrasses sont des diamictes, des turbidites sableuses ou graveleuses (unités B1, B2). Les diamictes peuvent provenir soit de sédiments remaniés par le glacier («flow till», «lodgement till», Boulton 1978), soit de décantations dans un volume d'eau sans mouvement Eyles et al. 1984). La diamicte basale est rarement observable sur le terrain car elle est pratiquement toujours recouverte par des glissements et son épaisseur est généralement peu importante, voire nulle en de maints endroits.

Dans les Grands Lacs canadiens, un modèle alliant des eaux tantôt stagnantes, tantôt en mouvement sous le glacier a été développé par Gibbard (1980); par contre, dans la région de Bulle, l'action des courants est prédominante; on peut y observer des séries glaciolacustres, sous-glaciaires, de plus de 50 m d'épaisseur, voire 200 m dans la plaine de Grandvillard (Pugin 1988). Les sédiments du bassin gruyérien ne sont pas sans ressemblance avec le bassin du lac de Zürich où l'on a pu observer, par forage, une succession de turbidites, de diamictes, plus ou moins déformées ou fracturées, ainsi que des graviers sableux qui reposent directement sur le fond rocheux molassique (Giovanoli 1984; Hsü & Kelts 1984). A partir de ces données de forages et avec la sismique réflexion, Lister (1984) construit un modèle qui représente la genèse du dépôt sous-glaciaire dans ce bassin.

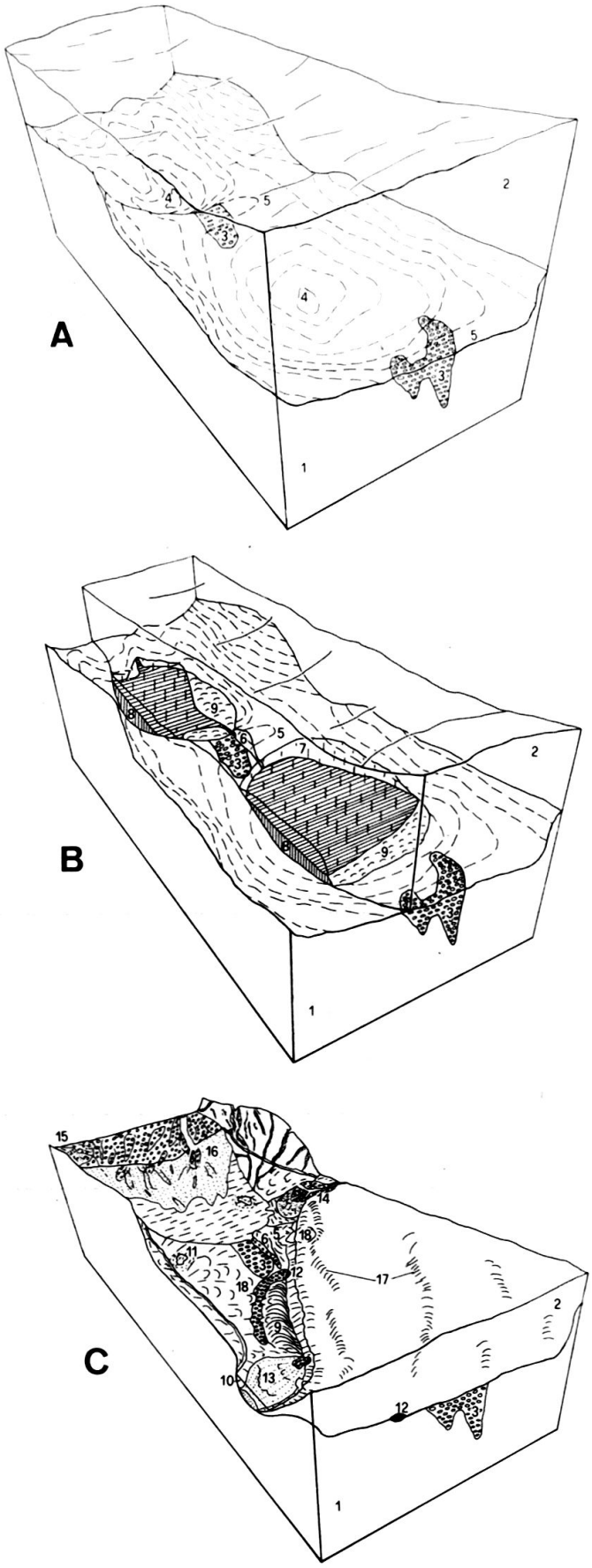


Fig. 14. Modèle montrant trois phases successives lors de la déglaciation dans la vallée préalpine surcreusée de la Sarine. A. Epaisseur maximale de la glace; érosion du fond rocheux. B. Eau stagnante ou circulant à la base du glacier; dépôts de diamictes et de turbidites. C. Lacs pro- et périglaciaires; dépôts en eskers, crachées périglaciaires, deltas périglaciaires, coulées boueuses et cônes deltaïques. 1. fond rocheux 2. glacier 3. ancien canyon 4. bassin surcreusé 5. seuil rocheux 6. gorge avec marmites glaciaires 7. volume d'eau sous le glacier 8. graviers, limons argileux turbiditiques avec galets lâchés. 9. sédiments remobilisés par le glacier 10. lac proglaciaire 11. iceberg 12. cavité sous-glaciaire 13. dépôts turbiditiques proglaciaires 14. delta supraglaciaire 15. cône alluvial 16. delta périglaciaire 17. moraine intraglaciaire 18. glissements.

La plupart des vallées périalpines ont des bassins surcreusés remplis de sédiments fins tels des limons argileux laminés ou massifs contenant des galets lâchés (Pugin 1988). Ainsi, en amont du Lac de Constance, dans la vallée du Rhin, un forage montre la présence de 540 m de limons sableux et argileux (Hantke 1983). Dans la vallée du Rhône, à la hauteur d'Aigle et de Villeneuve, des profils sismiques démontrent l'existence de 700 m de sédiments fins et sous-compactés déposés probablement à la fin ou lors du dernier retrait du glacier; Finger & Weidmann (1987) concluent qu'un taux de sédimentation supérieur à 10 cm par an est nécessaire pour remplir ce bassin. Des taux de 900 cm par an dans un fjord en Alaska sont liés à des circulations importantes d'eaux sous-glaciaires (Mackiewicz et al. 1984).

Il est difficile de concevoir que des sédiments déposés en aussi grandes quantités soient uniquement périglaciaires ou deltaïques. Il serait cependant plus logique de penser que la sédimentation commence au-dessous du glacier alors qu'il est supporté par une colonne d'eau suffisante. Cette colonne d'eau peut varier en altitude, ce qui aurait pour conséquence d'abaisser ou d'augmenter l'épaisseur du volume libre au-dessous du glacier et de ce fait, d'y augmenter ou diminuer la vitesse du courant, et donc le transport ou le dépôt de sédiments. Si le niveau d'eau diminue jusqu'à une limite inférieure à 9/10 de l'épaisseur de la glace, le glacier repose à nouveau sur son substrat, reprend son action cisaillante et forme des diamictes.

Dans les Alpes, les verrous glaciaires sont fréquents; ils sont caractérisés par une remontée importante du fond rocheux qui arrive parfois jusqu'au-dessus de la plaine alluviale. Ces verrous sont traversés par des gorges contenant de nombreuses marmites. La formation des morphologies de gorges peut être expliquée par l'action de cette eau sous-glaciaire rapide et sous pression qui érode le rocher par cavitation. Dans la région de Bulle, les gorges de la Jogne seraient un exemple de creusement sous-glaciaire dans un verrou.

5.3 Phase 3, aparition des lacs pro- et périglaciaires

Sur la figure 14, C, des lacs proglaciaires ont été représentés. Le modèle correspond au dépôt de l'unité B3. Les milieux de dépôts sont: des eskers (ex. Les Coins), des crachées périglaciaires d'eau turbide (ex. Pélevuit), des deltas périglaciaires (ex. Le Villaret, Grandvillard) et des cônes alluviaux (ex. Grandvillard). Des graviers d'épaisseurs variables déposés sur les sédiments fins sous-glaciaires induisent des diapires (ex. Les Verchaux). Comme c'est le cas pour la colline d'Hauteville la dernière langue de glace a remobilisé les sédiments fins sous-compactés.

Deux caractères géométriques permettent de reconnaître des sédiments pro- et périglaciaires. D'abord la nature complexe de la limite supérieure des sédiments fins situés au-dessous des sédiments graveleux de l'unité de type B3. Ensuite la forte variabilité de la géométrie des corps sédimentaires dans cette même unité B3. Les limites et la géométrie des corps sédimentaires sont dus aux conditions géographiques et morphologiques de la vallée.

Dans la vallée du Rhône, Freymond (1971) décrit des «graviers inférieurs» dans lesquels les faciès et la géométrie des corps sédimentaires est extrêmement variable et impossible à corréler par forages. Les «graviers supérieurs» sont des dépôts de plaine

alluviale qui reposent avec un contact probablement érosif sur les «graviers inférieurs». Des dépôts grossiers, graveleux, avec une surface inférieure très variable en altitude, sont décrits par Eberle (1987) dans la vallée du Rhin en amont du Lac de Constance; des remontées de sédiments fins en diapires pourraient expliquer cette variabilité.

6. Conclusion

Les datations des sédiments glaciaires du Quaternaire dans les Alpes et sur le Plateau au moyen de la palynologie et de datations au ^{14}C sont problématiques en raison de la rareté des lieux où les sédiments se prêtent à ces méthodes d'étude. De plus, ces observations restent souvent ponctuelles et difficilement corrélables lorsqu'il sagit de sédiments d'interstades. Les lieux où se trouvent des sédiments plus anciens que le Würm sont situés en dehors de l'action érosive des principaux glaciers alpins; ce sont par exemple Thalgut (Schlüchter 1976), Meikirch (Welten 1982), Grandson et la Basse vallée de la Dranse (Arn 1984). Dans les axes du passage des glaciers principaux, on trouve généralement des bassins fortement surcreusés (Wildi 1984, Pugin 1988) et des sédiments glaciaires dont les faciès ne permettent pas une approche chronostratigraphique au moyen de la palynologie.

Dans ces grands bassins quaternaires, la seule approche actuellement possible reste la lithostratigraphie. Avec une étude sédimentologique et cartographique, une reconstitution des milieux de dépôts reste possible afin d'esquisser la forme des corps sédimentaires et de reconstituer le mode de remplissage des bassins surcreusés.

Dans les sédiments des vallées alpines, les géométries sont si variables et complexes que la sédimentation ne peut être décrite selon des modèles simples. Les énergies mises en jeu dans les environnements de dépôts des glaciers provoquent des conditions difficilement comparables à ceux des milieux sédimentaires dits classiques tels des rivières ou des lacs.

Cette étude montre que dans la vallée de la Sarine, la majorité des sédiments quaternaires glaciaires ont été déposés au-dessous du glacier ainsi que dans des lacs proglaciaires. La grande quantité d'eau associée au glacier du Rhône et de la Sarine indique qu'ils étaient tempérés et évoluaient sur un substrat non-gelé. A l'exemple d'une étude sur un glacier en Alaska (Kamb et al. 1985), les caractéristiques thermiques de ces glaciers peuvent induire un régime de crues glaciaires accompagnées de décharges importantes d'eau au-dessous de ces glaciers.

Même s'il est difficile voire impossible de faire des corrélations entre forages ou affleurements, une approche par des méthodes géophysiques telle la sismique réflexion à haute résolution aiderait à comprendre les bassins sédimentaires quaternaires et il serait ainsi possible de mieux cerner l'extension et la forme des nappes aquifères.

Remerciements

Mes remerciements vont particulièrement à Walter Wildi, directeur de thèse, qui m'a apporté son soutient constant lors de cette recherche. Je remercie également les Drs. P. Homewood, M. Weidmann, E. Davaud, P. Huggenberger et G. Furger pour leurs critiques et corrections constructives ainsi que T. Riesen pour les datations ^{14}C et Dr. J.P. Dorthe pour les renseignements fournis sur des forages. Ma gratitude va à Mireille Mercanton qui a su illustrer le sentiment de l'évolution du paysage lors du retrait glaciaire.

BIBLIOGRAPHIE

Aeberhardt, B. 1908: Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. 10, 15–28.

Arn, R. 1984: Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région Lémanique. Thèse Univ. Lausanne.

Ashley, G.M. 1975: Rhythmic sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachussetts-Connecticut. Dans: Jopling, A.V., & McDonald, B.C. (Ed.): Glacial and Glaciolacustrine Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 23, 304–320.

Björnsson, H. 1974: Explanation of jökulhlaups from Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland. Jökull 24, 1–26.

Boulton, G.S. 1974: Process and patterns of glacial erosion. Dans: Coates, D.R. (Ed.): Glacial Geomorphology. Binghampton, NY, State University of New York, 41–87.

Campy, M. 1985: Dynamique d'une marge glaciaire au maximum Würmien, La Combe d'Ain (Jura). Bull. Assoc. franç. Etud. Quaternaire 2–3, 65–74.

Church, M., & Gilbert, R. 1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments. Dans: Jopling, A.V., & McDonald, B.C. (Ed.): Glacial and Glaciolacustrine Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 23, 22–100.

Clarke, G.K.C. 1982: Glacier outburst floods from "Hazard Lake", Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction. J. Glaciol. 28, 3–21.

Dorthe, J.P. 1962: Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg. Eclogae geol. Helv. 55/2, 327–406.

Ebel, J.G. 1808: Über den Bau der Erde in dem Alpen Gebirge.

Eberle, M. 1987: Zur Lockergesteinfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. Eclogae geol. Helv. 80/1, 193–206.

Eyles, N., Eyles, C.H., & Miall, A.D. 1984: 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.

Eyles, N., Clarck, B.M., Clague, J.J. 1987: Coarse grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. Sedimentology 34, 193–216.

Finger, W., & Weidmann, M. 1987: Quelques données géologiques nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sion et le Léman. Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. (sous presse).

Freymond, P. 1971: Les dépôts de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman, d'après les résultats des sondages d'étude de l'autoroute et de l'aménagement hydroélectrique du Bas-Rhône. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 71/1 (335), 1–14. (de même: Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. Univ. Lausanne 189, 1–14).

Gillieron, V. 1873: Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier. Matér. Carte. géol. Suisse 12.

— 1885: Déscription géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Matér. Carte géol. Suisse 18.

Gibbard, P. 1980: The origin of stratified Catfish Creek Till by basal melting. Boreas 9, 71–85.

Giovanoli, F. 1984: Operation, coring summary, and technical data. Dans: Hsü, K.J., & Kelts, K.R. (Ed.): Quaternary geology of Lake Zürich: an interdisciplinary investigation by deep lake drilling. Contrib. Sedimentol. 13, 21–29.

Hantke, R. 1978–1983: Eiszeitalter, Bd. 1 (1978), 2 (1980), 3 (1983). Ott, Thun.

Hsü, K.J., & Kelts, K.R. (Ed.) 1984: Quaternary geology of Lake Zürich: an interdisciplinary investigation by deep lake drilling. Contrib. Sedimentol. 13.

Jäckli, H. 1962: Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. Eclogae geol. Helv. 55/2, 285–294.

Jörgensen, N.B. 1981: Turbidites and associated resedimented deposits from a tilted glacio-detaïc sequence, Denmark. Danm. geol. Unders., 47–72.

Kamb, B., Raymond, C.F., Harrison, W.D., Engelhardt, H., Echelmeyer, K.A., Humphrey, N., Brugman, M.M., & Pfeffer, T. 1985: Glacier Surge Mechanism: 1982–1983 Surge of Variegated Glacier, Alaska. Science 227/4686, 469–479.

Lateltin, O., & Thierrin, J. 1984: Etude hydrogéologique préliminaire de la Plaine de Marsens. Bull. Soc. frib. Sci. nat. 73/2, 93–104.

Lister, G.S. 1984: Deglaciation of the Lake Zürich region: a model based on the sedimentological record. Dans: Hsü, K.J., & Kelts, K.R. (Ed.): Quaternary geology of Lake Zürich: an interdisciplinary investigation by deep lake drilling. Contrib. Sedimentol. 13, 177–186.

Lord, M.L., & Kehew, A.E. 1987: Sedimentology and paleohydrology of glacial-lake outburst deposits in southeastern Saskatchewan and northwestern North Dakota. Geol. Soc. Amer. Bull. 99, 663–673.

Lowe, D.R. 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. J. sediment. Petrol. 52, 279–297.

Mackiewicz, N.E., Powel, R.D., Carlson, P.R., & Molnia, P.F. 1984: Interlaminated ice-proximal glaciomarine sediments in Muir Inlet, Alaska. Marine Geol. 57, 113–147.

McDonald, B.C., & Shilts, W.W. 1975: Interpretation of Faults in Glaciofluvial Sediments. Dans: Jopling, A.V., & McDonald, B.C. (Ed.): Glacial and Glaciolacustrine Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 23, 123–131.

McPherson, J.G., Shanmugam, G., & Moiola, R.J. 1987: Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. Bull. geol. Soc. Amer. 99, 331–340.

Miall, A.D. 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environment. Earth-Sci. Rev. 13, 1–62.

Morel, R. 1980: Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords. Bull. Soc. frib. Sci. nat. 69/2, 99–207.

Mornod, L. 1947: Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère. Eclogae geol. Helv. 40/1, 15–35.

— 1949: Géologie de la Région de Bulle (Basse Gruyère). Matér. Carte. géol. Suisse N.S. 91.

Nussbaum, F. 1906: Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Jb. Geogr. Ges. Bern, Bd. 20.

Nye, J.F. 1976: Water flow in glaciers-jökulhlaups, tunnels and veins. J. Glaciol. 17, 181–207.

Pugin, A. 1988: Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. Rapp. géol. Serv. Hydrol. Géol. natl. 3.

Rust, B.R., & Romanelli, R. 1975: Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. Dans: Jopling, A.V., & McDonald, B.C. (Ed.): Glacial and Glaciolacustrine Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 23, 177–192.

Shaw, J. 1977: Sedimentation in an alpine lake during deglaciation; Okanagan Valley, British Columbia, Canada. Geografiska Annaler 59, 221–240.

— 1983: Drumlin formation related to inverted meltwater erosional marks. J. Glaciol. 29, 461–479.

— 1987: Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. Sedimentology 34, 103–116.

Schmidt, B. 1985: Etude palynologique de la tourbière d'Echarlens (Fribourg). Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 77/4, 305–325.

Schlüchter, C. 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. Matér. Carte géol. Suisse N.S. 148.

Thorarinsson, S. 1939: The ice-dammed lakes of Iceland with particular reference to their value as indicators of glacier oscillations. Geografiska Annaler 21, 216–242.

Van der Meer, J.J.M. 1982: The Fribourg Area, Switzerland. A study in Quaternary geology and soil development. Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam 32.

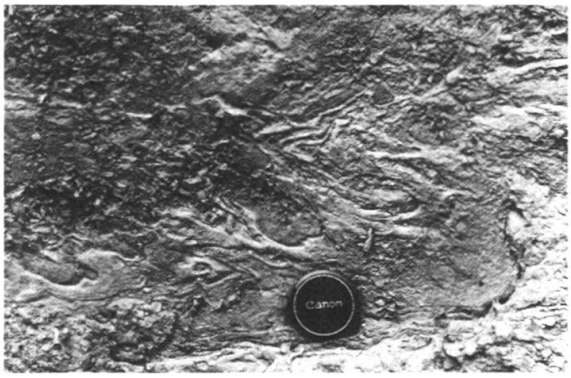
Waitt, R.B. 1985: Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. Bull. geol. Soc. Amer. 96, 1271–1286.

Welten, M. 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Textband und Diagrammheft. Matér. Carte géol. Suisse (N.S.) 156.

Whittecar, G.R., & Mickelson, D.M. 1979: Composition, internal structures, and an hypothesis of formation for drumlins, Waukesha County, Wisconsin, U.S.A. J. Glaciol. 22, 357–371.

Wildi, W. 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. Eclogae geol. Helv. 77/3, 541–551.

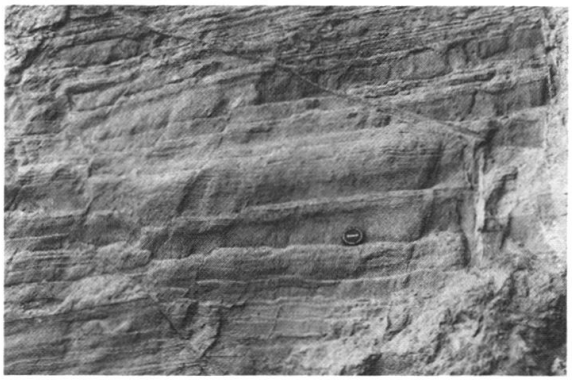
Manuscrit reçu le 19 juillet 1988
Révision acceptée le 10 novembre 1988



a



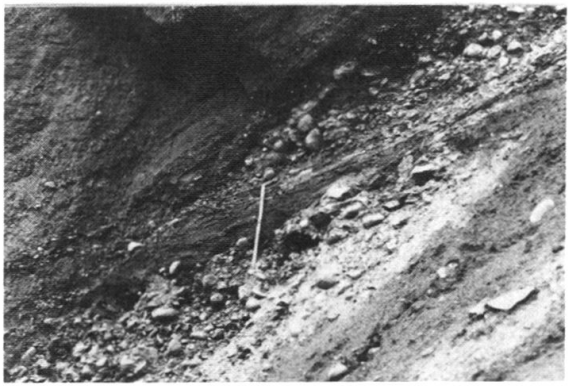
b



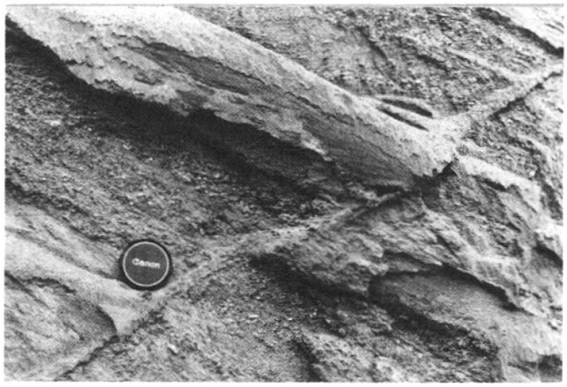
c



d



e



f

Planche 1
a: Les Verchaux: limons, sables argileux de l'unité B2 plissés lors de remontées diapiriques. b: Les Verchaux: faciès des graviers d'eskers de l'unité B3.b. c: Pélevuit: turbidite sableuse montrant les faciès Ta,b,c,d de la séquence de Bouma. d: Pélevuit: chenaux graveleux, progressions graveleuses obliques et turbidites sableuses. e: Le Villaret: contact discordant des sables graveleux deltaïques sur des graviers inférieurs plus anciens. f: Le Villaret: faille inverse dans les sables graveleux.

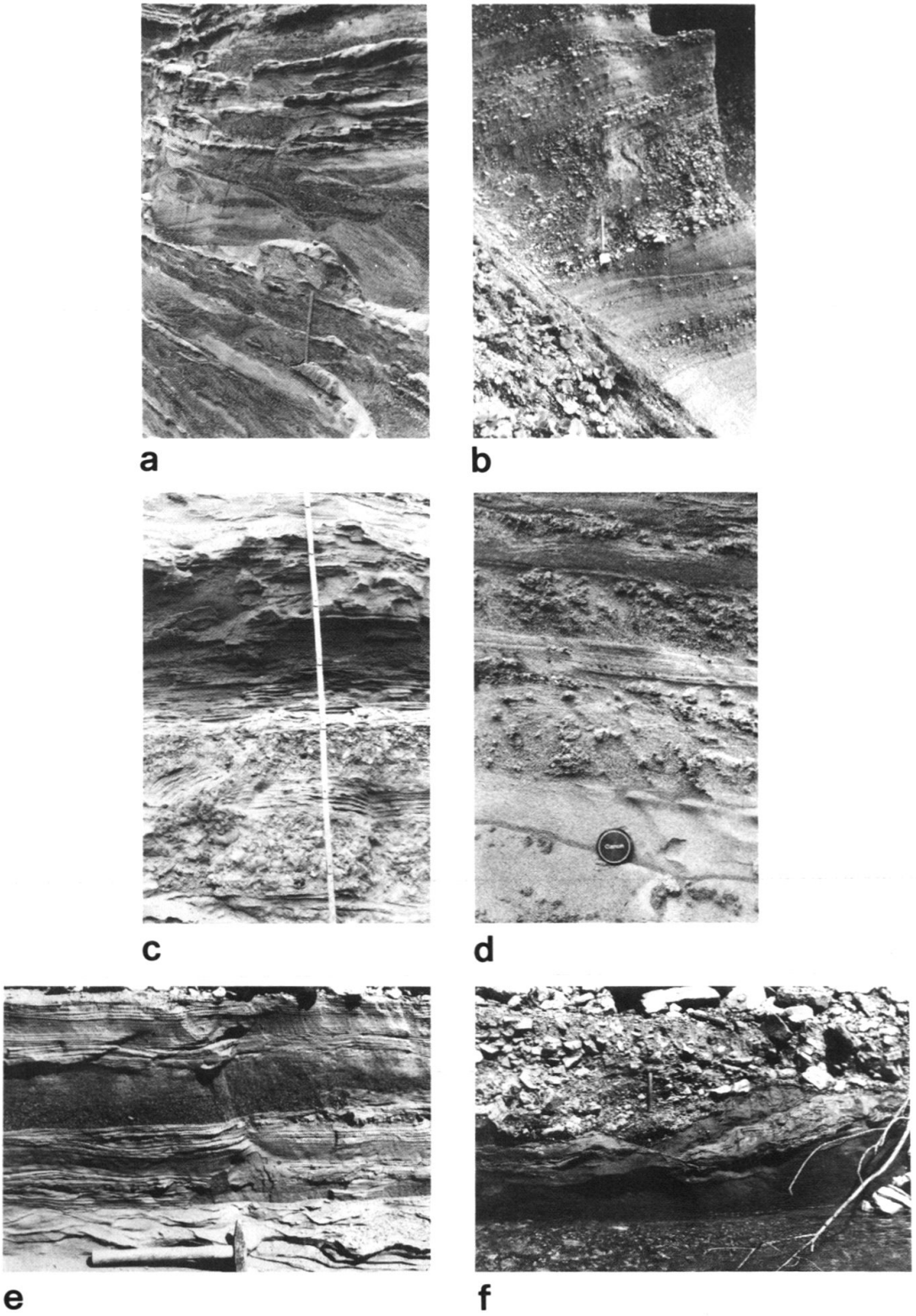


Planche 2
a: Le Villaret: chenaux entaillant dans des turbidites sableuses. b: Les Verchaux: graviers plissés dans l'unité B3.a. Les plis horizontaux sont induits vraisemblablement par des cisaillements provoqués par le glacier sus-jacent. c: cyclicités annuelles de sables et de graviers dans le delta du Bry. Explications dans le texte. d: Le Bry: sables éoliens massifs ou laminés. e: La Grande Citard: au centre de la photo, une turbidite graveleuse montre une séquence de Bouma complète. f: La Grande Citard: effondrements de graviers fluviatiles dans des turbidites sablo-limoneuses.