Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 84 (1991)

Heft: 1

Artikel: Séquences sédimentaires glaciaires dans le Seeland et le Mittelland bernois et soleurois

Autor: Pugin, André

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166768

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: 13.12.2025

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

Eclogae geol. Helv. 84/1: 177–205 (1991)

0012-9402/91/010177-29 $ 1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Séquences sédimentaires glaciaires dans le Seeland et le Mittelland bernois et soleurois

Par André Pugin[1])

RÉSUMÉ

Située entre le lac de Neuchâtel et Olten, la région étudiée était recouverte par les glaciers du Rhône et du Jura, durant le dernier maximum du Würm. Pour ce stade glaciaire, la région peut être subdivisée en deux domaines sédimentaires:

1) le centre de la vallée de l'Aare qui se prolonge vers le lac de Neuchâtel correspond à un bassin en partie surcreusé lors d'un ancien cycle glaciaire. Le surcreusement indique un écoulement beaucoup plus rapide au centre du glacier. Des sédiments lacustres puis alluviaux ont comblé le bassin après le retrait du glacier.

2) les bords de la vallée, constitués de terrasses de graviers fluviatiles sont érodés essentiellement par des chenaux sous-glaciaires. Dans ce domaine sédimentaire, des reliques de moraines indiquent qu'au moins six phases glaciaires et probablement plus sont enregistrées dans les séquences sédimentaires. La région frontale située au-devant du dernier maximum würmien est caractérisée par des dépôts de sandur d'âge inférieur à 25 000 ans et supérieur à 15 000 ans.

Dans le centre du bassin étudié et sur ses bords, de nombreux chenaux et des filons sédimentaires formés à la base du glacier avec de grandes pressions d'eau démontrent que ce glacier du Rhône-Jura glissait sur un substrat dégelé.

ABSTRACT

The studied area is situated in Switzerland, between the lake of Neuchâtel and the city of Olten. This region has been covered by the glacier of Rhône-Jura. From a sedimentary point of view, it has been subdivided in two areas:

1) the center of the valley corresponds to a basin overdeepened during a previous glaciation. The high rate of erosion means that the velocity of the glacier was much greater in the center.

2) the sides of the valley are formed by eroded terrasses constituted of fluvial gravel sediments. The erosion is mainly due to infraglacial channels. Traces of tills in the form of blocs or till blocs indicate that six glaciations or even more are present in this area of sedimentation. The area comprises the front of the region reached by the glacier during the last cold maximum of the Würm glaciation; its age is inbetween 25,000 and 15,000 y. B.P.

Many observations from channels or sedimentary dykes generated under high water pressure at the basis of the glacier show that it was flowing over an unfrozen basement.

[1]) Département de géologie et de Paléontologie, Rue des Maraîchers 13, 1211 Genève 4.

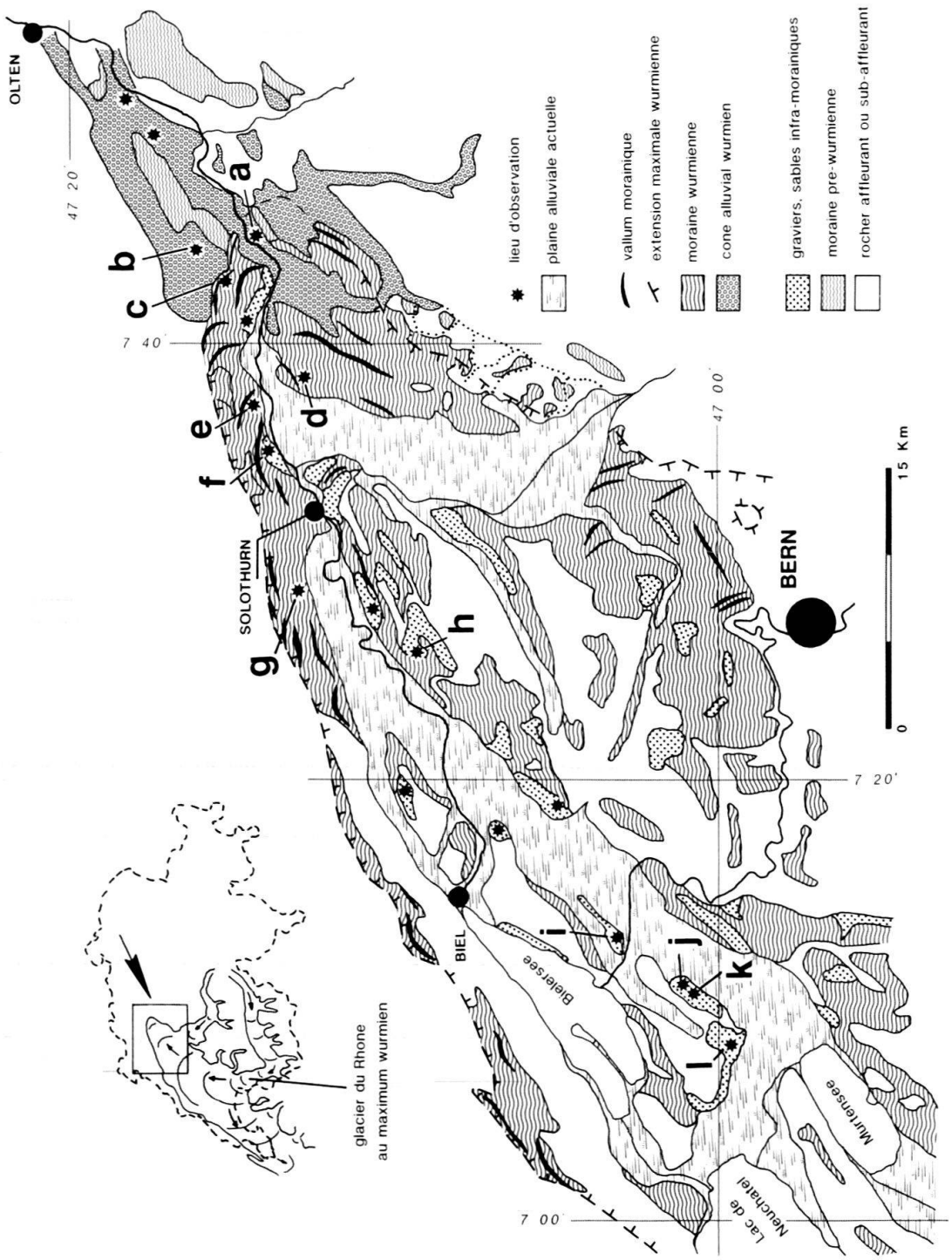


Fig. 1. Carte géologique sommaire des unités quaternaires affleurantes ou subaffleurantes de la région étudiée; a: Banwald; b: Holzhäusern; c: Walliswil b. Niederbipp; d: Deitingerwald; e: Hohbüel; f: Attisholzwald; g: Chlizelg; h: Rütiwald; i: Beich; j: Treiten Oberfeld; k: Treiten Ryffli; l: Müntschemier.

1. Introduction

1.1 Situation géographique et géologique

Le Seeland et le Mittelland sont caractérisés par des plaines alluviales limitées à l'Ouest par les lacs de Neuchâtel, de Morat et de Bienne, au Nord par les montagnes calcaires du Jura et au Sud par le Plateau molassique de l'avant pays alpin. La rivière de l'Aare traversant ce plateau débouche sur cette vallée de l'Aare-lac de Neuchâtel dépourvue de grande rivière en amont (fig. 1). Durant les glaciations, cette vallée surcreusée remplie par plusieurs centaines de mètres de sédiments (Kellerhals & Tröhler 1976, Pugin 1988) est occupée par des glaciers essentiellement alimentés par la calotte glaciaire du Rhône débordant du bassin lémanique et également par celle du Jura.

Durant la dernière phase du Würm, une épaisseur de glace maximale de 700 m a recouvert cette région (Jäckli 1962). La langue glaciaire s'étendait alors jusque dans la région de Wangen a.d. Aare où des moraines frontales sont morphologiquement très bien marquées et regroupées dans le «Stade de Wangen» (Nussbaum 1910, Jäckli 1962, Hantke 1983).

1.2 Historique des recherches

Cette région, remarquable pour la qualité de ses affleurements et sa morphologie glaciaire bien marquée, a vu de nombreux chercheurs la parcourir, à commencer par Agassiz (1840) grand pionnier de la géologie glaciaire; il fit le rapprochement entre les mélanges sédimentaires observés sur le plateau suisse et les moraines des glaciers actuels, et en déduisit que de grands glaciers ont, par le passé, occupé une partie importante du Plateau molassique.

Par la suite, Penck & Brückner (publié en 1909) conçurent le modèle des imbrications de terrasses, lequel a été appliqué par Du Pasquier (1891) dans le Mittelland. A l'époque, de nombreuses contestations et querelles avaient cours au sujet de l'application de ce modèle, car Nussbaum (1907, 1910) et Aeberhardt (1907, 1911) remarquèrent que des moraines existent à l'intérieur et sur les terrasses, et que, en raison de la présence des lacs, le fond de la vallée n'est pas simplement creusé par la rivière mais aussi par le glacier et enfin que les dépôts ne sont pas toujours fluviatiles (sandurs) mais qu'il existe des terrasses de kames et des dépôts «torrentiels» infraglaciaires. Malgré toutes ces constatations, personne ne s'aventura à perfectionner le modèle simpliste mais correct des imbrications de terrasses. Nussbaum définit des ensembles lithologiques et morphologiques selon leur altitude: «Niederterrasse», «Hochterrasse», «Deckenschotter» ou «Plateauschotter». Plus tard, ces formations sont devenues des âges glaciaires (Würm, Riss et Mindel).

Les travaux de Beck (1933), Antenen (1934), Staub (1941), Beck (1957) et Zimmermann (1963) ont été basés essentiellement sur cette structure de pensée, cependant ces chercheurs n'ont pas été d'accord sur l'attribution chronologique finale des terrasses. Ces attributions ont été réparties entre le Mindel et l'Holocène. Les différences d'attributions sont dues au manque de repères stratigraphiques établis par des biozones ou des datations absolues.

Quant à PORTMANN (1956, 1966), il définit des unités lithologiques au moyen de la granulométrie et de la provenance des galets trouvés dans les graviers fluviatiles et les moraines, sans toutefois obtenir le succès escompté pour l'établissement d'une stratigraphie sans équivoque.

Une recherche de la géométrie des grandes unités granulométriques (graviers, sables et limons) a été effectuée par KELLERHALS & TRÖHLER (1976) dans le Seeland; au moyen de nombreux forages, ils démontrèrent qu'il existe deux domaines distincts de sédimentation:

– premièrement le centre de la vallée, ou «Troggebiet», qui est le remplissage par des sables et du limon d'un bassin surcreusé à l'intérieur duquel deux moraines superposées ont été décrites; des analyses palynologiques démontrent que le remplissage de cette vallée précède la glaciation würmienne (WELTEN 1982) et daterait éventuellement de l'Holstein (AMMANN dans WOHLFARTH-MEYER 1986);

– deuxièmement les bords de la vallée sont formés de graviers recouverts d'un lodgement till et reposent soit sur des marnes molassiques soit sur les limons du bassin surcreusé.

Un inventaire semblable a été effectué par WERNER (1976) dans la région frontale de Aarwangen et par WANNER (1981) pour la région de la basse Emme. Ce dernier auteur a relevé que la présence d'un niveau à blocs interstratifié dans les graviers peut être l'indication d'une moraine érodée.

VAN DER MEER (1982) a été le premier à décrire en détail les structures observées dans les graviers et les moraines. En essayant de reconstituer des milieux physiques en accord avec la glaciologie il arrive à la conclusion que le glacier würmien glissait sur un substrat gelé (VAN DER MEER 1980).

Avec les recherches de WOHLFARTH-MEYER (1986), au moyen de l'analyse des provenances des galets, il a été démontré qu'il est possible de subdiviser les graviers fluvioglaciaires des terrasses en unités lithologiques corrélables: «Untere Seelandschotter» et «Obere Seelandschotter».

1.3 Méthodologie

Durant ces vingt dernières années, de nombreuses observations sédimentologiques ont été faites sur des glaciers actuels (p. ex. BOULTON 1972, BOULTON & JONES 1979). L'observations des associations de faciès dans les milieux glaciaires a considérablement évolué dans le but d'une meilleure approche de la reconstitution paléogéographique et paléophysique des glaciers (EYLES et al. 1984, SHAW 1987).

C'est dans cette même perspective, que le présent travail propose une analyse des associations de faciès au sens de EYLES et al. 1984, afin de reconnaître le milieu physique de dépôt et de comprendre les séquences sédimentaires enregistrées dans les divers affleurements rencontrés; concernant la nomenclature, il est également fait référence à ce travail.

Dans le texte, le terme employé pour qualifier la genèse d'un mélange sédimentaire morainique sera le «till» au sens de BOULTON (1972). Les descriptions sont tirées essentiellement des gravières dans les pseudoterrasses du bord de la vallée et dans les sandurs au front du stade de Wangen. La signification des figurés est indiquée dans le tableau 1.

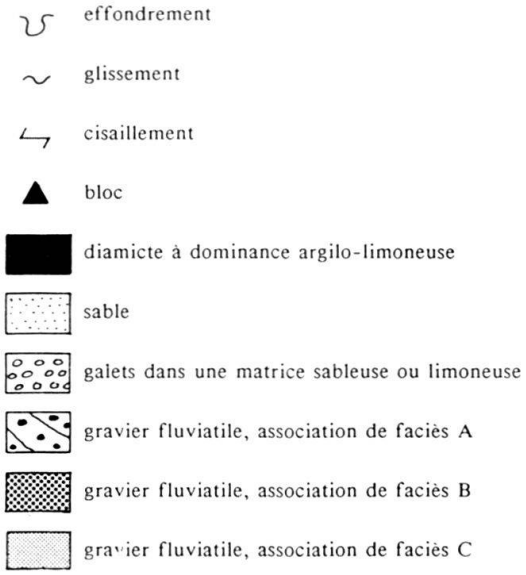


Tableau 1: Symboles employés dans les figures.

Dans cet exposé, l'accent sera plus particulièrement mis sur les terrasses du bord de la vallée et de la région frontale du glacier würmien.

2. Analyse stratigraphique et sedimentologique des affleurements cles

2.1 Walliswil b. Niederbipp: séquences fluvioglaciaires, définition des associations de faciès A, B, C

Cet affleurement (fig. 2) est situé dans une gravière entaillant les graviers au-dessous des derniers vallums du Stade de Wangen (fig. 1, localité c, 618,7/231,9).

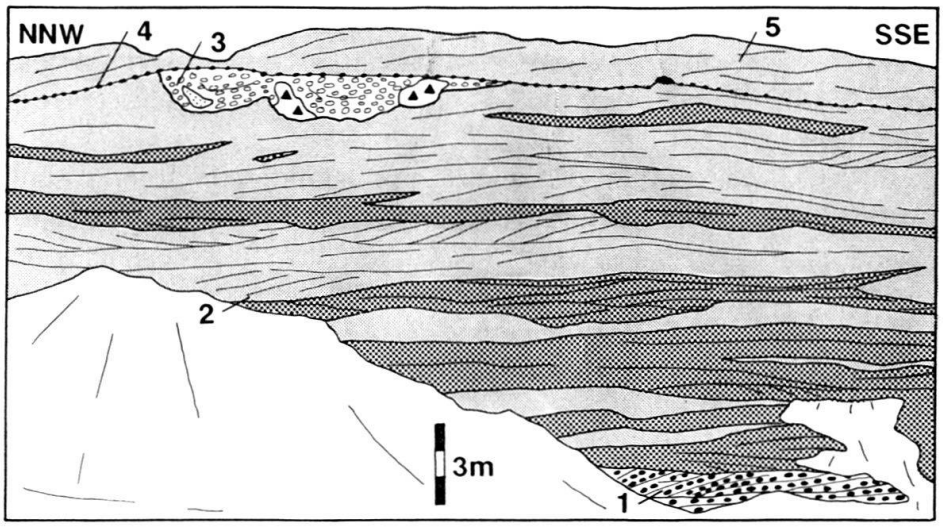


Fig. 2. Walliswil, section dans les graviers des terrasses, au sommet de l'affleurement, une unité 6, moraine du Würm a été enlevée mécaniquement. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Description:

La section montre de bas en haut:

1) 2 m de gravier stratifié en grandes auges décamétriques (Gt) dont les bords peuvent atteindre une pente de 15°. Les couches de 40 à 100 cm d'épaisseur présentent des granoclassements. Le diamètre des galets ne dépasse pas 15 cm. Les bancs granoclassés commencent par un gravier soit à galets jointifs et à matrice sableuse (gravier bimodal), soit un gravier sans matrice (gravier unimodal), puis se poursuivent en gravier unimodal granoclassé jusqu'à un gravier fin ou un sable très grossier avec des laminations, lorsque le sommet du cycle n'est pas érodé. Ce faciès graveleux sera appelé association de faciès (A) (planche 1, photos e, f);

2) environ 15 m de gravier constitué de deux associations de faciès, l'un graveleux et sableux, l'autre graveleux, sableux et limoneux; la première de ces associations nommée association de faciès (B), a un aspect gris du fait qu'elle ne contient que peu de limon tandis que la deuxième association de faciès de ce niveau, qui contient du limon oxydé, association de faciès (C), a une teinte plus jaune beige.

Dans l'association de faciès (B), les structures sédimentaires se présentent sous forme d'auges ou de demi-auges plurimétriques dont la base est érosive. A l'affleurement, la forme caractéristique de ces auges n'est bien visible que dans une section perpendiculaire à l'axe de la vallée. Ces auges, par leur taille plus petite et un tri nettement moins bon, se différencient très bien de celles observées dans le niveau précédent (ex. planche 2, photo b). Elles sont parfois remplies de sable grossier à laminations planes obliques et parallèles (Sp) avec quelques galets dispersés (ex. planche 2, photo c). De rares stratifications planes obliques parallèles (Gp) ont été observées dans les graviers.

L'association de faciès (C) ne présente que plus rarement des structures en auges; sa stratification est pratiquement horizontale avec des ondulations décamétriques. Le gravier est grossier et les galets sont fréquemment supportés par une matrice sableuse (Gm, Gms) (planche 2, photo d). Comme on peut le constater sur la figure 2, la proportion de l'association de faciès (C) augmente vers le haut de la section;

3) 0 à 2,5 m de gravier à blocs qui ont jusqu'à 50 cm de diamètre, contenant des niveaux sableux en lentilles et des lambeaux d'une diamicte massive et compactée qui reposent sur une base érosive; ce niveau est stratifié dans une double auge d'environ 15 m de large;

4) Niveau à blocs recoupant par un contact érosif les niveaux sous-jacents;

5) 3 m de gravier de l'association de faciès (C);

6) une diamicte massive et cisaillée, [Dmm(s)], de 3 à 6 m d'épaisseur a été, il y a peu de temps, déblayée mécaniquement au-dessus de l'affleurement, donc non-visible sur la figure 2.

Interprétation:

Le premier niveau constitué de l'association de faciès (A), de par ses grandes auges, peut être interprété comme un dépôt de remplissage d'un creusement fluviatile à la convergence de deux bras de rivières dans un système tressé (Ashmore 1982, Steel & Thompson 1983, Huggenberger et al. 1988). Ce faciès, identique au «side channel» de Eynon & Walker (1974), repose généralement, dans la région étudiée, sur des sédiments glaciolacustres fins remplissant les auges surcreusées. Comme observé dans la plaine alluviale au front du stade de Wangen, ce faciès correspond à un dépôt distal de sandur.

Dans le niveau 2, l'association de faciès (B) sans limon comprend essentiellement des stratifications en auges avec un gravier bimodal dont le sable a été déposé par les courants de retour, «backflow» (Carling & Glaister 1987). Les auges rencontrées dans l'association de faciès (B) étant semblables à celles rencontrées dans l'association de faciès (A), leur milieu de formation peut être considéré comme identique, à la différence près que la taille plus petite des auges de l'association de faciès (B) indique que le système tressé comprenait un plus grand nombre de petits chenaux, ce qui implique que les barres étaient plus petites lors du dépôt de ce faciès. Il peut paraître surprenant que les figures sédimentaires des barres ne s'observent pas dans ces associations de faciès (A) et (B) au sens de Miall (1977) mais ces auges étant les structures les plus profondes qui se forment au-dessous de la plaine alluviale, il est logique que ce soient elles plutôt que les barres qui soient préservées.

Dans l'association de faciès (C), les stratifications subhorizontales correspondent à un dépôt de barres obliques ou longitudinales (MIALL 1977, EYNON & WALKER 1974). Les galets étant supportés par une matrice sableuse, le dépôt aurait eu lieu par processus de «débris flow» lors de crues importantes. La raison pour laquelle ces structures sont préservées serait le taux de sédimentation très élevé de ces graviers qui n'ont pas été remaniés sous forme d'auges. Ce faciès peut être lié à des périodes de crues intenses.

L'évolution des faciès constatée dans les deux premiers niveaux montre l'existence d'une augmentation du taux de sédimentation. L'évolution de la rivière passe d'un milieu tressé à grands chenaux à un niveau à petits chenaux puis à un milieu dominé par les barres. Ces conditions sont celles requises pour proposer que ces graviers se sont déposés lors d'une progression glaciaire.

Le sommet de la séquence fluviatile est érodé à la base du niveau graveleux chaotique (niveau 3) à reliques de diamictes («lodgement tills») puis au-dessous du niveau à blocs. Il a été démontré (PUGIN 1989) que ce faciès chaotique est caractéristique pour une sédimentation d'eskers (RUST & ROMANELLI 1975). L'esker a été surmonté d'un «till», probablement un «lodgement till» qui a été érodé lors d'une phase fluvioglaciaire suivante; de cette moraine, les plus gros blocs n'ont pas pu être emportés par la rivière qui a déposé les graviers du niveau 5.

Un autre niveau à blocs reposant sur des sédiments fins de remplissage des auges surcreusées a été observé au-dessous de cette section (JÄCKLI 1968); ce niveau situé à la base de la section, ainsi que le niveau 4 à blocs et le «lodgement» du sommet de la section démontrent qu'au moins trois phases glaciaires ont été enregistrées dans des dépôts de «till» à Walliswil. A Hohbüel, situé à 5 km plus à l'Ouest (fig. 1, localité e, 613,5/231,7) ou à Treiten Oberfeld (fig. 1, localité j, 580,15/207,2) des témoins de moraines sous forme de niveaux à blocs, de reliques de «tills» ou de discordances majeures montrent un enregistrement de respectivement six et quatre avancées glaciaires.

2.2 Chlizelg: affleurement dans une terrasse de kame

Cette gravière (fig. 3) est située à plus de 100 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle et à 15 km en amont du stade de Wangen (fig. 1, localité g, 602,75/229,7).

Description:

1) 9 m de gravier grossier avec quelques stratifications en auges, faciès (C);

2) un niveau à blocs avec quelques reliques d'une diamicte massive et compactée;

3) et 4) 15 à 25 m d'alternances métriques à plurimétriques de gravier [association de faciès (C)] et de sable. Les niveaux de gravier ont une base érosive et les galets proviennent en majorité du Jura; le sable est stratifié en bancs de 2 à 20 cm granoclassés et la succession générale de leurs structures est de bas en haut: massif, laminations et rides chevauchantes concordantes (planche 2, photo h). A la base, des auges de 15 à 20 m de large sont soulignées par des failles normales; à cette même base, des couches de sable sont visibles sur 50 à 200 cm avec des structures de glissement. Comme on peut l'observer sur le profil, ou sur la photo h de la planche 1, les graviers reposant sur ces auges sableuses sont affectés et incorporés jusqu'à la base de ces auges. La base des niveaux sableux ne marque pas d'érosion dans le gravier;

5) la section se termine par une diamicte stratifiée (Dmms) ou massive par endroits (Dmm) dont la base recoupe les niveaux précédents. Cette diamicte tantôt plus graveleuse tantôt plus sableuse contient des lentilles sableuses en forme de chenaux.

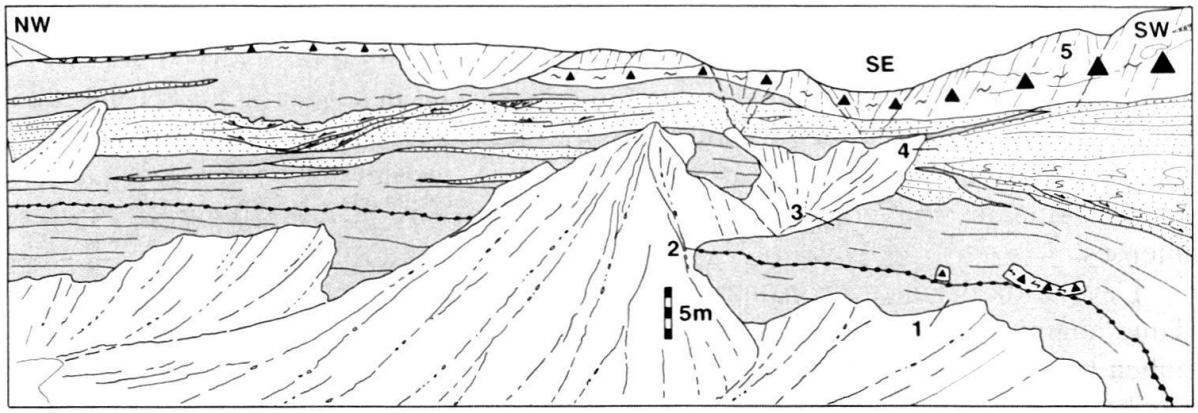


Fig. 3. Chlizelg, section dans une terrasse de kame. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Interprétation:

Jusqu'au niveau à blocs, qui est une relique d'une diamicte (niveau 2), les graviers de la base de la séquence font partie d'un cycle glaciaire précédant le dernier cycle (cf. chapitre 2.1). Les graviers grossiers sus-jacents sont de type fluvioglaciaires et les sables avec des structures rappelant la séquence Ta, b, c de Bouma sont glaciolacustres. Les auges rencontrées dans les sables sont connues et interprétées comme des glissements subaquatiques dans des milieux proglaciaires (Rust 1977, Postma et al. 1983). L'alternance des graviers et des sables montre un milieu tantôt immergé tantôt émergé; étant donné l'élévation de plus de 100 m de cet affleurement par rapport à la plaine, le niveau de base de l'écoulement a dû être contrôlé par le glacier qui a épisodiquement barré l'exutoire. Ce dépôt est donc caractéristique d'un milieu de terrasse de kame. La diamicte terminant la section étant peu compactée, elle montre que l'épaisseur du glacier à cet endroit n'a pas été grande. Les reliques du «lodgement» très compacté associées au niveau à blocs indiquent que l'épaisseur de la glace a été plus grande lors d'un cycle glaciaire précédant.

2.3 Holzhäusern: dépôts de diamictes au front du glacier

Les sédiments et les structures observés dans cet affleurement ainsi que dans les suivants sont expliqués par des processus de dépôt et d'érosion au-devant et au-dessous des glaces, du plus distal au proximal, lors de la dernière grande avancée du glacier du Rhône dans cette région; la localité de la gravière de Holzhäusern (fig. 4) était située à l'extrême front du glacier (fig. 1, localité b, 620,75/233,5).

Description:

1) le gravier du premier niveau est exploité sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres. Une stratification pratiquement plane ne laisse apercevoir que quelques auges, ce qui permet de la rattacher à l'association de faciès (C). Les galets proviennent essentiellement des Alpes;

2) sur ce gravier, par un contact concordant, repose une diamicte [Dmm(r)] dont les clastes striés ou non sont fréquents. Cette diamicte laisse entrevoir une vague stratification peu visible et des plis;

3) diamicte [Dmm(r)] qui se différencie de la précédente par un aspect plus «humide» dû à sa plus grande teneur en limons et en argile. Cette diamicte est très replissée et possède une structure fluidale;

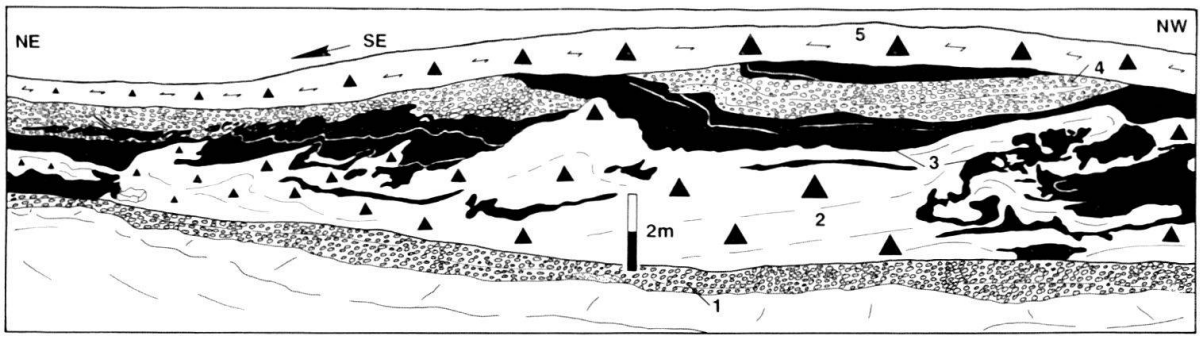


Fig. 4. Holzhäusern, «flow tills» au-devant du glacier, stade de Wangen. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

4) couche de 1 à 2 m de gravier mal stratifié effondrée dans la diamicte. Au NE, elle se présente sous forme de blocs parcourus par des failles inverses inclinées de 20 à 30° et dont le plongement est inverse au sens de l'écoulement du glacier (SO vers NE).

5) une diamicte cisaillée [Dmm(s)] dont la base est discordante recouvre cette section.

Au NE de cette gravière, au milieu des graviers inférieurs (niveau 1), est interstratifié un chenal de 50 m de large et 5 m de haut, rempli d'une diamicte à blocs de diamictes et de graviers nageant dans une matrice argilo-limoneuse sans structure.

Interprétation:

De cet affleurement, on peut faire ressortir les faits intéressant suivants:

– le contact des diamictes inférieures 2 et 3 Dmm(r) sur le niveau 1 de la plaine alluviale n'est pas érosif;

– des chenaux graveleux entaillent ces diamictes;

– la diamicte supérieure Dmm(s) possède une base érosive car elle recoupe les unités inférieures.

Le niveau 4 de gravier supérieur issu d'un dépôt fluviatile a été transformé en blocs après avoir gelé. Après le gel du sédiment, la séquence a été recouverte par le glacier qui a formé la diamicte supérieure par cisaillement basal et qui a induit des mouvements fluides dans les diamictes inférieures. Une situation analogue d'écoulement de la glace sur des sédiments partiellement gelés a été décrite au Spitzberg par Boulton (1972); les 3 à 5 premiers mètres de sédiments gelés sous le glacier sont cassants alors qu'au-dessous de cette zone gelée, les sédiments montrent des structures de coulées fluides. Selon le même auteur, la diamicte la moins argileuse serait un «melt-out till» (niveau 2) et l'autre un «flow till» (niveau 3). Le chenal interstratifié dans le sandur est caractéristique d'une coulée boueuse avec liquefaction partielle et une interaction entre blocs (Lawson 1982).

A l'Est de la gravière, la morphologie des moraines indique l'existence d'anciens chenaux qui sortaient du glacier pour alimenter la plaine alluviale, l'argument est que des formes chenalisées sortent des morraines frontales. Ces chenaux étaient dus à l'existence de fontaines liées à l'exutoire d'eau sous- ou intraglaciaire. Dans une gravière située également au front du stade de Wangen (fig. 1, localité a, 623,4/231,85), des «foresets» graveleux d'un delta de type Gilbert indiquent un ancien lac pro- ou périglaciaire situé au front du glacier. L'existence de tels lacs et de fontaines permet de

faire des rapprochements avec le glacier tempéré de Malaspina en Alaska. Ce glacier décrit par GUSTAVSON & BOOTHROYD (1987) est essentiellement drainé par des chenaux sous-glaciaires.

2.4 Deitingerwald et Attisholzwald: chenaux sousglaciaires, eskers

La gravière de Deitingerwald (figs. 5 et 6) est située à 10 km en amont du stade de Wangen (fig. 1, localité d, 614,85/229,35) dans un champ de collines allongées interprétées comme des drumlins (LEDERMANN 1978). La gravière d'Attisholzwald (fig. 7) est située à 15 km du stade de Wangen (fig. 1, localité f, 611,0/230,9) et au bord de la plaine alluviale en rive gauche de l'Aar.

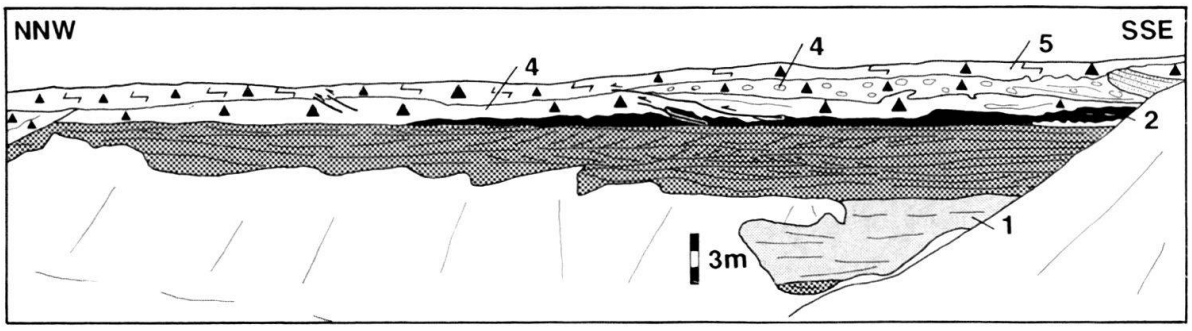


Fig. 5. Deitingerwald, différents types de diamictes issues d'eskers reposant sur des graviers fluviatiles. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

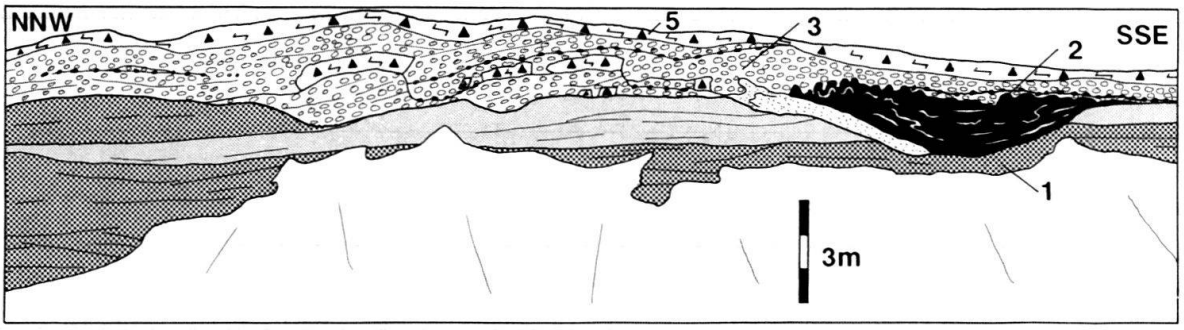


Fig. 6. Deitingerwald, chenaux infraglaciaires dont la base entaille les graviers fluviatiles. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Description:

1) dans ces deux gravières, le premier niveau est constitué de 10 à 15 m de gravier fluviatile comportant des associations de faciès (B) et (C). Le sommet de ce niveau est caractérisé par une discordance soulignée par une différence importante de granulométrie ou par des blocs rocheux ou de diamictes compactées (ex. fig. 6);

Le sédiment situé au-dessus des graviers fluvioglaciaires peut être de trois natures:

2) limon avec laminations déposé dans des auges de 2 à 10 m de profondeur et de 10 à plus de 100 m de large. Ce sédiment comporte de nombreuses structures de charge à la base (ex. fig. 6) et des plis de l'ordre centimétrique à décamétrique (fig. 7 et planche 2, photo c). Dans ce sédiment ont été observés des blocs de sable subanguleux;

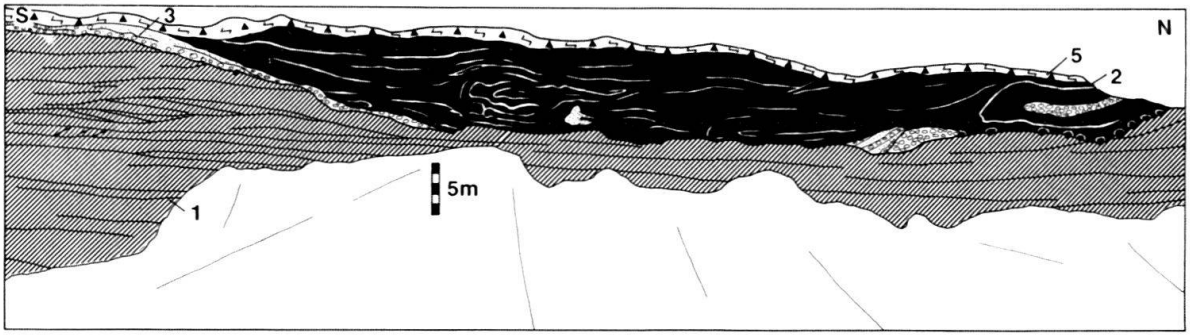


Fig. 7. Attisholzwald, chenal infraglaciaire dont les sédiments sont fortement replissés. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

3) gravier chaotique à blocs avec des niveaux d'érosion soulignés par des blocs ou des reliques de diamictes massives compactées et cisaillées [Dmm(s)]. Ce niveau n'est pas présent dans la figure 5. Ce gravier peut être replissé (planche 1, photo a); des petits chenaux sableux sont affectés par des cisaillements intenses (planche 2, photo b).

4) diamicte limoneuse [Dmm(r)] ou graveleuse [Dcm(r)];

5) 1 à 2 m d'une diamicte massive et cisaillée Dmm(s) termine généralement la section.

Interprétation:

Du fait de son hétérogénéité granulométrique, le faciès graveleux chaotique à blocs (niveau 3) est interprété comme un debris-flow déposé lors de crues rapides avec une grande énergie de transport. Ces conditions peuvent exister dans des chenaux infraglaciaires (Rust & Romanelli 1975, Saunderson 1977).

Ensuite, par fluage, les glaces se sont appuyées sur ce sédiment, induisant une tectonisation par cisaillement basal dont les témoins sont des plis et des failles. Une situation tout à fait analogue a été décrite dans les Rocheuses par Shaw (1987). En raison de la forme identique des auges remplies de gravier et des auges remplies de sédiments fins observés ici, leur creusement s'est produit dans des conditions identiques à celles décrites par Shaw, seul le mode de remplissage des auges est différent. Dans le cas du remplissage par des sédiments fins, c'est une eau pratiquement stagnante avec décantation («waterlain till», Dreimanis 1979) qui subsistait au-dessous du glacier; de petits niveaux graveleux granoclassés indiquent des courants dont les débits varient rapidement. La décroissance rapide de la granulométrie reportée sur la figure 7 démontre que le courant a baissé presque instantanément soit par abandon du chenal soit à la fin d'une vidange d'un lac proglaciaire par processus de «jökulhlaup» (Rist 1955). Des calculs portant sur la taille maximale des galets transportés ont été effectués pour reconstituer le débit en fonction de la taille du chenal et des blocs remaniés (Komar 1987); ils indiquent un débit de 3000 à 5000 m^3/s pour ce seul chenal. Ce nombre est de l'ordre de grandeur des décharges de jökulhlaups islandais où des débits allant jusqu'à 10 000 m^3/s ont été constatés (Rist 1955). L'existence de ces jökulhlaups a été déjà démontrée dans les Préalpes pour ce même glacier du Rhône (Pugin 1989).

De par leur composition identique, les faciès cisaillés Dmm(r) et Dcm(r) sont, selon toute vraisemblance, des remaniements dus à l'action du glacier sur les sédiments déposés dans les chenaux. Du fait qu'elle repose sur une base érosive, la diamicte supérieure Dmm(s) représente l'extrême base du glacier, «lodgement till».

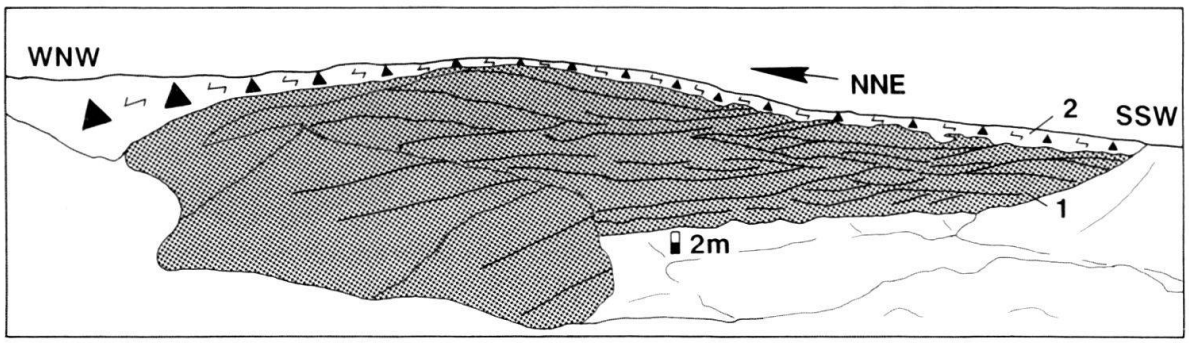


Fig. 8. Rütiwald, section dans une colline graveleuse modelée et rabottées par le glacier. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Lorsqu'on relie ces affleurements à la morphologie, on remarque que les chenaux correspondent à des dépressions tandis que les buttes sont formées de graviers fluvioglaciaires et recouverts d'une diamicte d'épaisseur métrique contenant de nombreux galets Dmm(s). Dans la figure 8 à droite, l'interface entre le «lodgement» et le gravier fluvioglaciaire est replissé; l'érosion de ces buttes se produit donc par arrachement de masses de gravier, tandis que dans les dépressions, c'est généralement l'action directe de l'eau dans des chenaux qui prévaut.

2.5 Beich: différents types de diamictes à la base du glacier

L'affleurement de Beich (fig. 9) est situé à 45 km en amont du stade de Wangen (fig. 1, localité i, 582,7/211,3). Il se trouve au bord d'une de ces collines dont l'allongement est dans le sens supposé de l'écoulement du glacier würmien; ces collines surmontent de 10 à 50 m la plaine alluviale centrale.

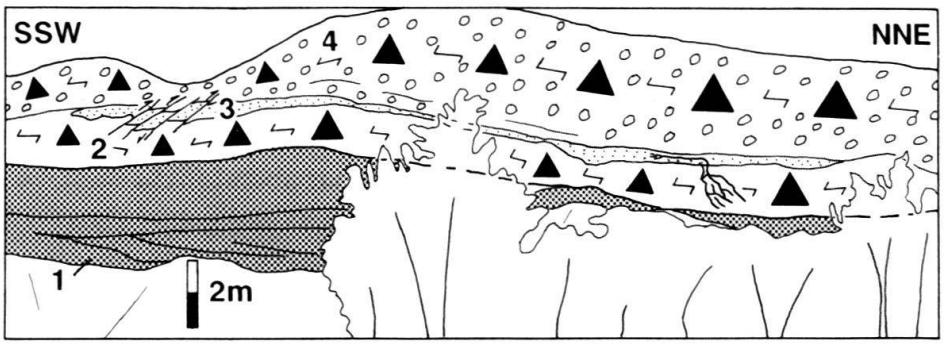


Fig. 9. Beich, différents types de diamictes issues de sédiments remplissant des chenaux infraglaciaires. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Description:

1) gravier fluviatile de l'association de faciès (B) dont le sommet est érodé et contient quelques blocs;

2) diamicte massive, Dmm(s), avec quelques galets dont le contact avec les couches supérieures est franc;

3) sable laminé et cisaillé contenant des failles dont le rejet apparent est généralement inverse, mais dont quelques unes sont normales. La base est érosive et le sommet montre des structures d'effondrements. Sur la droite de ce corps sableux, une bande centimétrique de limon sableux massif pénètre depuis le sable vers la diamicte sous-jacente en se ramifiant en arborescence;

4) diamicte massive ne contenant que très peu de blocs et dont les clastes se supportent [Dcm(s)].

Interprétation:

A la base de la première diamicte (niveau 2), le contact net indique que cette diamicte a glissé sur des graviers préalablement érodés par un chenal sous-glaciaire (cf. chapitre 2.4). Cette diamicte, étant formée de sédiments très fins, provient d'un remplissage par décantation dans un chenal sous-glaciaire; de par sa fluidité, elle a joué un rôle d'interface de glissement à la base du glacier. Le chenal sableux (niveau 3) est aussi un remplissage formé à la base du glacier, comparable à celui décrit par Eyles et al. (1982). La bande sableuse ramifiée pénétrant dans la diamicte avec une forme de filon sédimentaire (Peterson 1968), démontre que la base du glacier était fondante car de l'eau sous pression circule d'en haut, depuis la glace, vers le bas dans les graviers. Une discussion plus complète concernant ces filons sera faite dans le chapitre suivant. En raison de l'existence de nombreux galets bien arrondis dans la diamicte Dcm(s), elle peut être considérée comme le remaniement d'un gravier du domaine des terrasses.

Ces deux types de diamictes, fine et graveleuse, alternant en bancs de 10 à 80 cm (planche 1, photo a) ont déjà été signalés à Treiten Oberfeld (Van der Meer 1982, Wohlfarth-Meyer 1986). En réalité lorsque l'on suit ces bancs sur plusieurs mètres ou dizaines de mètres, on s'aperçoit qu'ils ne forment pas des bancs parallèles mais des plis isoclinaux à la manière d'un gneiss dans une zone de cisaillements intenses. Cette association de diamictes a une apparence de «Sveg till» décrit en Suède (Shaw 1979, Muller 1982); elle est ici interprétée comme une moraine générée par un glacier dont la base est saturée en eau.

2.6 Müntschemier: filons sédimentaires à la base du glacier

Cette gravière (fig. 10) (planche 1, photos e et f), est située au bord de la plaine alluviale, à 60 km en amont des moraines du stade de Wangen (fig. 1, localité 1, 576,7/205,4).

Description:

1) gravier en grandes auges [association de faciès (A)] dont les galets ont une taille de 5 à 10 cm. Les auges sont soulignées par des bancs sableux de 20 à 100 cm affectés par des structures de charge. Le pendage de ce niveau ainsi que celui du contact avec le niveau 2 est de 8° vers N25;

2) gravier fin en petites auges, association de faciès (B), reposant sur une base érosive. La granulométrie diminue vers le haut du niveau;

3) diamicte [Dmm(r)], contenant de nombreux galets, avec des zones métriques diffuses de diamictes dont les galets se supportent [Dcm(r)]. La base de ce niveau est complexe: elle est soit ondulée et diffuse, soit traversée par des niveaux sableux décimétriques avec des laminations millimétriques parfois granoclassées (planche 2, photo g) qui pénètrent dans le gravier avec un angle de 2 à 15° puis tendent vers l'horizontale. En section perpendiculaire, ces niveaux obliques de sable ont une forme d'auge (Treiten Ryffli, fig. 1, localité k, 579,7/206,85). Dans la diamicte, ces niveaux sableux se subdivisent d'une façon arborescente en de multiples niveaux centimétriques;

4) 50 à 100 cm d'une diamicte massive assez graveleuse [Dmm(s)], dont la base diffuse passe graduellement à la diamicte inférieure.

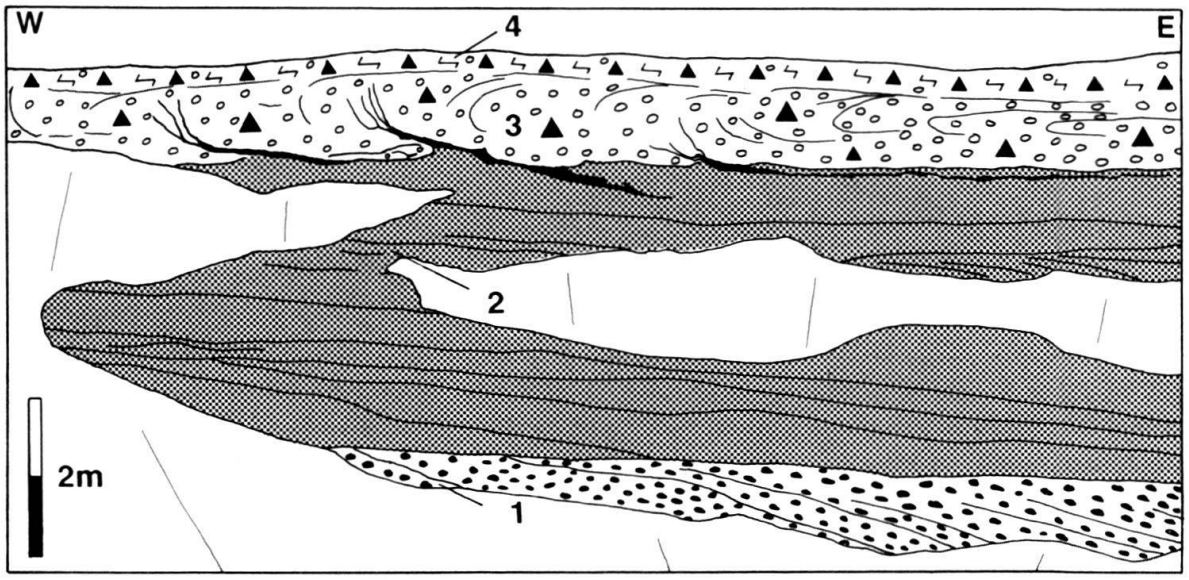


Fig. 10. Müntschemier, graviers fluviatiles basculés et revouverts par une diamicte (lodgement). Des filons sédimentaires pénétrent les graviers fluviatiles depuis la diamicte. Légende des lithologies, voir tableau 1. Explication des numéros dans le texte.

Interprétation:

Le pendage élevé des graviers fluviatiles (niveau 1), 8°, est à première vue surprenant car il ne correspond pas à une pente normale pour une rivière; il pourrait cependant être expliqué de deux façons:

– par un basculement tectonique; en effet, grâce à la sismique pétrolière, on sait que Müntschemier est situé sur une grande zone de cisaillements profonds qui émerge de la moyenne vallée de l'Aar et se dirige vers le Jura (Chenevart 1978). Dans cette même zone, au NE de Meikirch (595,4/207,8) des pendages analogues ont été observés dans des graviers situés au-dessous de niveaux à blocs et de paléosols.

– par des contraintes glaciaires; les graviers fluviatiles n'existent pratiquement plus en amont, en direction de Neuchâtel, ce qui impliquerait que ces graviers qui reposent sur des sédiments fins (Wohlfarth-Meyer 1986) se seraient arrachés par grandes masses. Des sédiments fins, plissés, situés au-dessous de ces graviers sont présents à Treiten Ryffli (planche 2, photo d); les graviers seraient ainsi affectés par un «tilt» général. Portmann (1956) signale également des plissements considérables dans ces graviers.

Etant donné que le pendage pourrait être induit par des contraintes qui vont dans le sens de l'écoulement du glacier, la deuxième hypothèse est la plus vraisemblable.

Dans la diamicte, le contenu élevé en galets de la taille du gravier sous-jacent indique qu'elle s'est formée à partir de ce matériel graveleux remanié et mélangé à un sédiment plus fin à la base du glacier.

Les bancs sableux laminés pénétrant dans le gravier à la base du lodgement till ont déjà été décrits par Van der Meer (1980) et sont interprétés des fissures d'ouverture induites par le cisaillement à la base du glacier. De tels niveaux sableux laminés ont été observés dans des milieux glaciaires par Stephansson & Ericsson (1975). Des struc-

tures laminées de ce type ont également été observées dans un milieu non-glaciaire; par exemple, dans le Crétacé inférieur en Californie, PETERSON (1968) observe ces structures et les interprète comme une injection de sable sous forme de dykes avec de fortes pressions d'eau.

Des structures de gel ont rarement été décrites au-dessous du glacier; WEERTMANN (1961) donne un mécanisme théorique possible pour la formation de dykes remplis de «tills» dans un substrat partiellement gelé: ces dykes sont verticaux et tendent vers l'horizontale en profondeur. Dans la région étudiée, VAN DER MEER (1980) n'a observé que quelques rares dykes injectés de diamictes alors que les filons sableux indiqueraient plutôt une percolation d'eau à la base du glacier qui s'évacuerait par les graviers poreux. Les laminations sont ici expliquées par une ouverture progressive et saccadée du filon, avec à chaque saccade, la création d'une lamine de sable. Lorsque l'auge délimitée par le dyke formait un assez grand angle avec le flux du glacier, elle était incorporée à la diamicte supérieure, d'où la présence de zones graveleuses diffuses dans cette diamicte. La diamicte supérieure (niveau 4) est un mélange très cisaillé, qui la rend homogène et sans structure par processus de «lodgement» (BOULTON 1972).

3. Stratigraphie des dépots quaternaires du Seeland et du Mittelland

La région étudiée se subdivise en deux domaines distincts: d'une part le domaine des bassins surcreusés, situé au centre des vallées et d'autre part le domaine des terrasses graveleuses recouvertes de moraine et situé sur le bord des vallées; ce deuxième domaine se prolonge dans les sandurs frontaux du stade de Wangen (fig. 11, profil 2). Seule une compilation des relevés de forages et des études géophysiques de la région surcreusée a pu être effectuée pour tenter de comprendre l'agencement stratigraphique des dépôts (fig. 11), car il n'existe aucun affleurement dans ces bassins. Une avancée glaciaire n'étant pas toujours enregistrée sous la forme d'une moraine, et les forages n'étant pas toujours faciles à interpréter, il va de soit que les sections représentées dans la figure 11 restent sujettes à de nombreuses améliorations.

3.1 Stratigraphie dans les bassins surcreusés

Les bassins surcreusés du Seeland et du Mittelland se présentent sous forme d'auges de 2 à 400 m de profond, de 1 à 3 km de large et de 5 à 10 km de long. Ces auges sont séparées par des seuils qui ne remontent que rarement au-dessus de la plaine alluviale (PUGIN 1988). Le remplissage de ces bassins a été découvert au moyen de forages dans une étude de KELLERHALS & TRÖHLER (1976); le forage de Worben rencontre, au-dessous de 53 m de sédiments tardi- et post-glaciaires, 10 m de moraine qui repose sur près de 200 m de limons sableux compactés avec des passées graveleuses. Ensuite, une moraine de 45 m d'épaisseur repose directement sur des marnes molassiques (fig. 11, profil 3).

Dans la partie la plus distale se trouve une couche épaisse de limons sableux très compacte; la présence de nombreux galets atteste d'un dépôt en milieu glaciolacustre ou glaciaire. Dans les bassins situés près du stade de Wangen, des sondages rencontrent fréquemment des passages métriques à plurimétriques de gravier propre (inéd.,

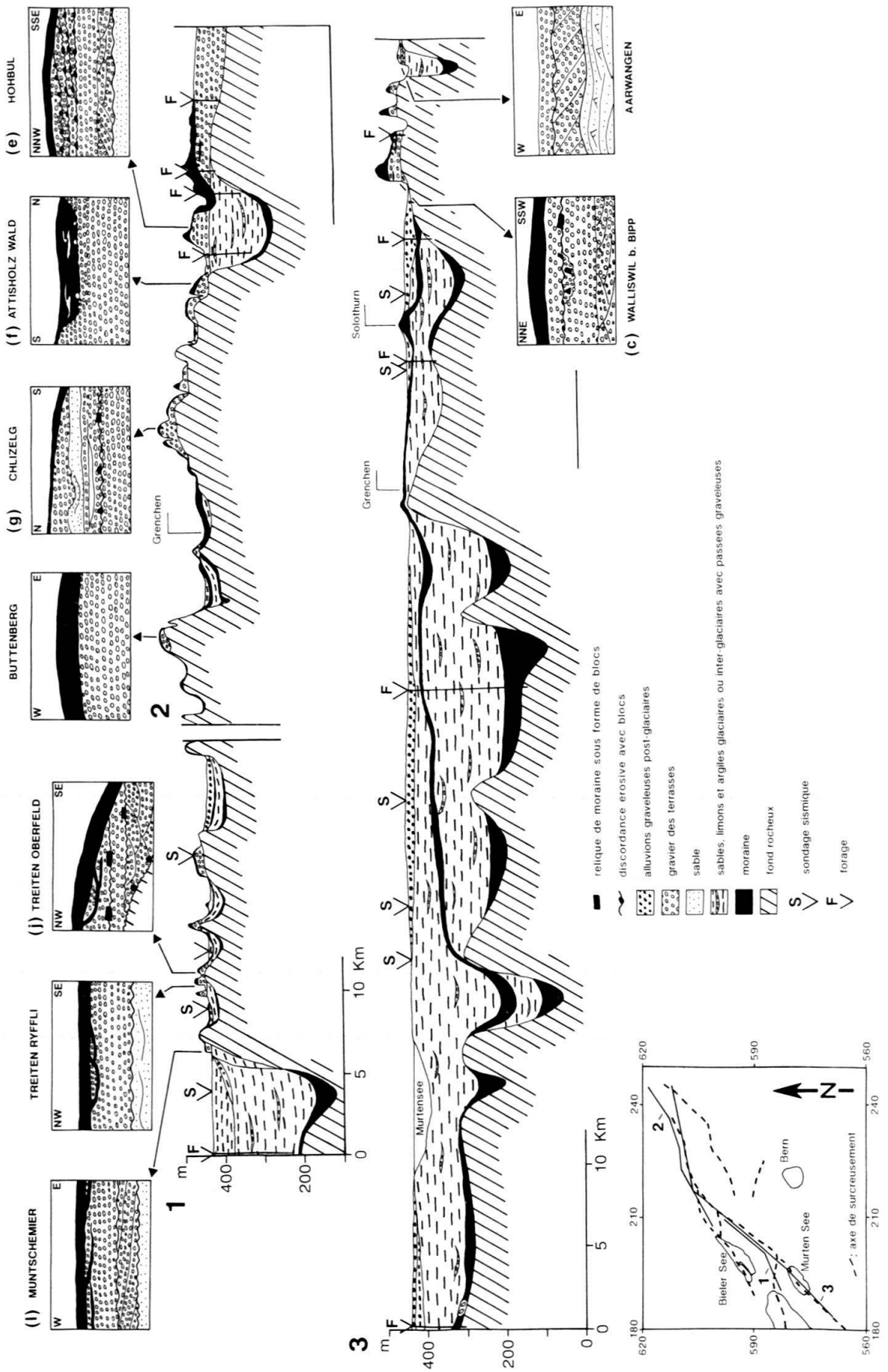


Fig. 11. Stratigraphie de la région étudiée, profils géologiques.

sondages H. Jäckli, ZH) indices de circulations d'eau infraglaciaire ou d'enregistrement de glaciations (PUGIN 1989); la géométrie des corps sédimentaires y est très variable, car il est impossible de corréler 4 forages éloignés d'environ 100 m.

Dans le cas des limons compactés et du point de vue palynologique on ne possède que peu d'informations sur ces bassins surcreusés. Dans le forage de Worben, quelques analyses ne donnent pas une quantité de pollens suffisante pour envisager une attribution certaine, cependant WELTEN (1982) relève qu'il existe quelques pollens de plantes thermophiles. Au bord de la vallée, à Müntschemier, des limons sableux ont livré des pollens contenant entre autres Pterocarya indiquant éventuellement un âge de l'Holstein (AMMANN dans WOHLFARTH-MEYER 1986). Les relations géométriques entre les bords et le centre de la vallée étant inconnues, il serait dangereux de vouloir directement corréler ces sédiments fins de Müntschemier avec ceux du centre de la vallée. La datation de ces bassins surcreusés reste encore très hypothétique, horsmis l'attribution du dernier cycle glaciaire würmien.

Dans la partie proximale étudiée, près du lac de Neuchâtel, une épaisseur de plus de 200 m de sédiments sous-compactés sablo-limoneux a été déposée durant le tardi- et le postglaciaire (inéd. sondages P. Frey, Zug) (fig. 11, profil 2). Dans la région de la Broye, ce sont 100 m de sédiment graveleux, sableux et limoneux tardiglaciaires qui ont été déposés (inéd. sondages P. Frey, Zug) (fig. 11, profil 3). Dans la Broye, le sédiment glaciaire würmien repose directement sur le fond rocheux molassique; il est caractérisé soit par une diamicte dont les galets sont supportés par une matrice, soit par un gravier propre. Sur le profil 3 de la figure 11, on peut remarquer que l'épaisseur des sédiments tardiglaciaires de la période würmienne diminue très rapidement à mesure que l'on va vers l'Est, région plus distale du glacier. Près des embouchures de l'Aare et de l'Emme, sur les sédiments fins glaciolacustres et lacustres postglaciaires, repose une couche de gravier d'une épaisseur maximale de 50 m.

3.2 Stratigraphie dans le domaine des terrasses

Le domaine des terrasses est caractérisé par des graviers déposés dans des appareils sédimentaires à forte énergie tels des sandurs ou des terrasses de kames; chaque discordance ou lacune importante à l'intérieur de ces terrasses est soulignée par une relique de moraine sous forme de blocs de lodgements, de blocs erratiques ou de différences de cimentations (voir chapitre suivant).

Du plus distal au proximal (de l'Est vers l'Ouest) (fig. 11), les observations suivantes sont à relever:

– à Walliswil b. Niederbipp, deux reliques de moraine en plus de la moraine supérieure würmienne indiquent l'enregistrement de trois phases glaciaires voire glaciations;

– à Hohbül, ce sont une discordance sur des sédiments fins d'auge surcreusée quatre niveaux à blocs et la moraine würmienne qui indiquent six phases glaciaires;

– à Treiten Oberfeld, trois niveaux à blocs et la moraine würmienne indiquent quatre recouvrements par la glace alpine.

La variation géométrique des dépôts étant très grande et ces observations restant malheureusement trop ponctuelles, il est impossible actuellement d'esquisser des relations entre les sous-unités fluvioglaciaires.

Le stade maximal du Würm est plus jeune que 25 000 ans; cette date a été obtenue par Arn (1984) à Bioley-Orjulaz dans des graviers situés stratigraphiquement au-dessous du dernier lodgement. Depuis cet endroit et jusqu'au stade de Wangen, aucun appareil sédimentaire, semblable au sandur du stade de Wangen, qui indiquerait une avancée majeure mais plus petite, n'est observable.

4. Dynamique glaciaire et séquences sédimentaires, un modèle

Pour une sédimentation glaciaire distale dans une vallée telle celle de la région étudiée dans le Seeland, le modèle proposé sera discuté en trois phases: sur une section longitudinale, transversale et une section montrant la chronologie des dépôts des sédiments glaciaires en fonction du temps. La section longitudinale sommaire et schématique (fig. 12) représente l'endroit où les graviers des terrasses sont en voie d'être complètement érodés (par ex. à Müntschemier). Ce modèle montre un glacier dont la base est fondante et qui érode son substrat graveleux par arrachement d'auges graveleuses délimitées par des filons sédimentaires. Cet arrachement peut être induit par des blocs ou des aspérités à la base du glacier. Toute la séquence graveleuse bascule en raison de la remobilisation profonde de sédiments fins du domaine des bassins surcreusés. Des filons sédimentaires ont été observés jusqu'à la hauteur de Bienne, ce qui indique que ce mode d'érosion purement glaciaire est actif au-dessous de 300 à 500 m de glace, épaisseur obtenue d'après les reconstitutions de Jäckli (1962). La séquence graveleuse des terrasses est constituée de cycles sédimentaires tels ceux observés à Walliswil ou à Müntschemier (voir explications dans le commentaire sur la section transversale). Cette unité repose soit sur le fond rocheux qui donne une assise stable aux graviers soit sur des sédiments fins du domaine des bassins surcreusés.

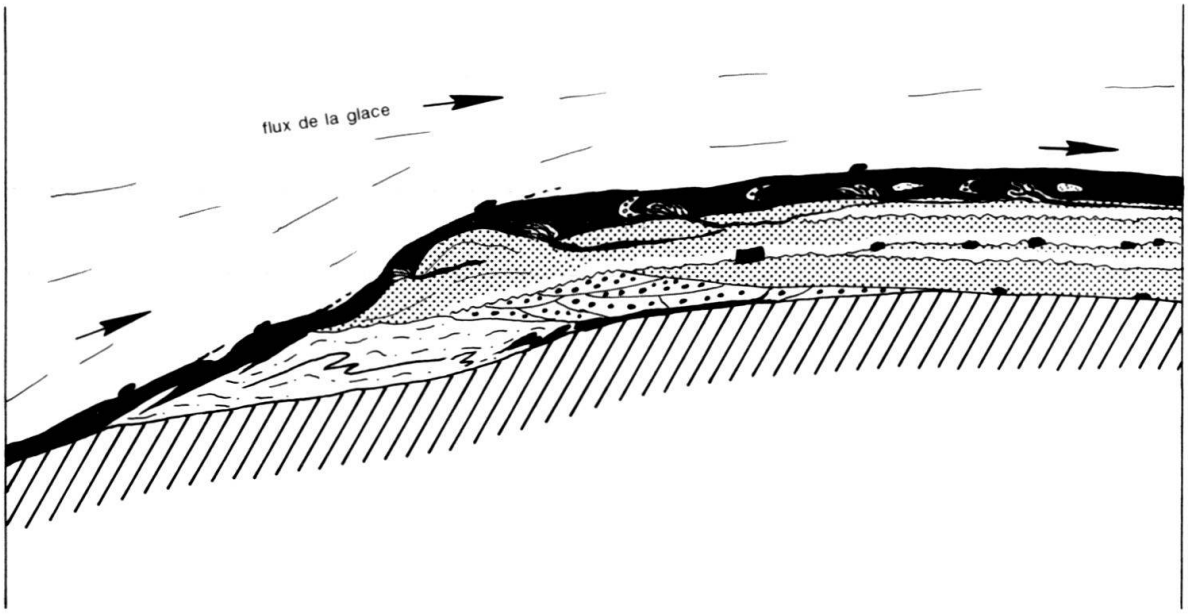


Fig. 12. Modèle sédimentaire montrant des structures d'érosions du glacier au-dessous de 300 à 500 m de glace. La section est parallèle à l'axe de la vallée. Légende, voir fig. 13.

Le substrat graveleux perméable a des effets considérables sur le mode de glissement du glacier. Selon Boulton & Jones (1979), plus le substrat est perméable, plus la force de frottement est grande à la base du glacier; en conséquence, le glacier est considérablement freiné dans le domaine de sédimentation des terrasses à cause du substrat perméable et graveleux qui le forme. Par contre, dans le domaine surcreusé, qui est constitué de sédiments fins imperméables, des vitesses plus grandes pour l'écoulement central du glacier sont induites. On démontre ainsi que les glaciers qui s'écoulent sur le Plateau suisse possédaient une masse de glace très active au centre et peu active sur les bords des vallées distales. Ce modèle donne la raison pour laquelle le centre des vallées est surcreusé (Wildi 1984, Pugin 1988) alors que sur les bords, une ancienne stratigraphie du Quaternaire est préservée (Pugin 1988).

La figure 13 représente une coupe transversale à l'écoulement du glacier dans sa partie distale. Des chenaux sous-glaciaires s'écoulent à la base du glacier érodant les graviers des terrasses. Ce mode d'érosion et de transport est primordial dans le cas de ce glacier. Entre les chenaux, le glacier a un effet de rabot remélangeant les sédiments d'eskers aux graviers fluvioglaciaires (ex. Deitingerwald, fig. 5, ou Beich fig. 9). Pour des glaciers actuels, l'existence de tunnels à la base du glacier est démontrée dans la littérature par Röthlisberger (1972), Shreve (1972) ou Nye (1973); Walder & Hallet (1979) montrent que 20% de la base du glacier peut être séparée de son substrat par des cavités remplies d'eau. Selon Shreve (1972), ces chenaux sont arborescents, c'est à dire qu'ils ont tendance à s'écouler à la base centrale du glacier puis à se

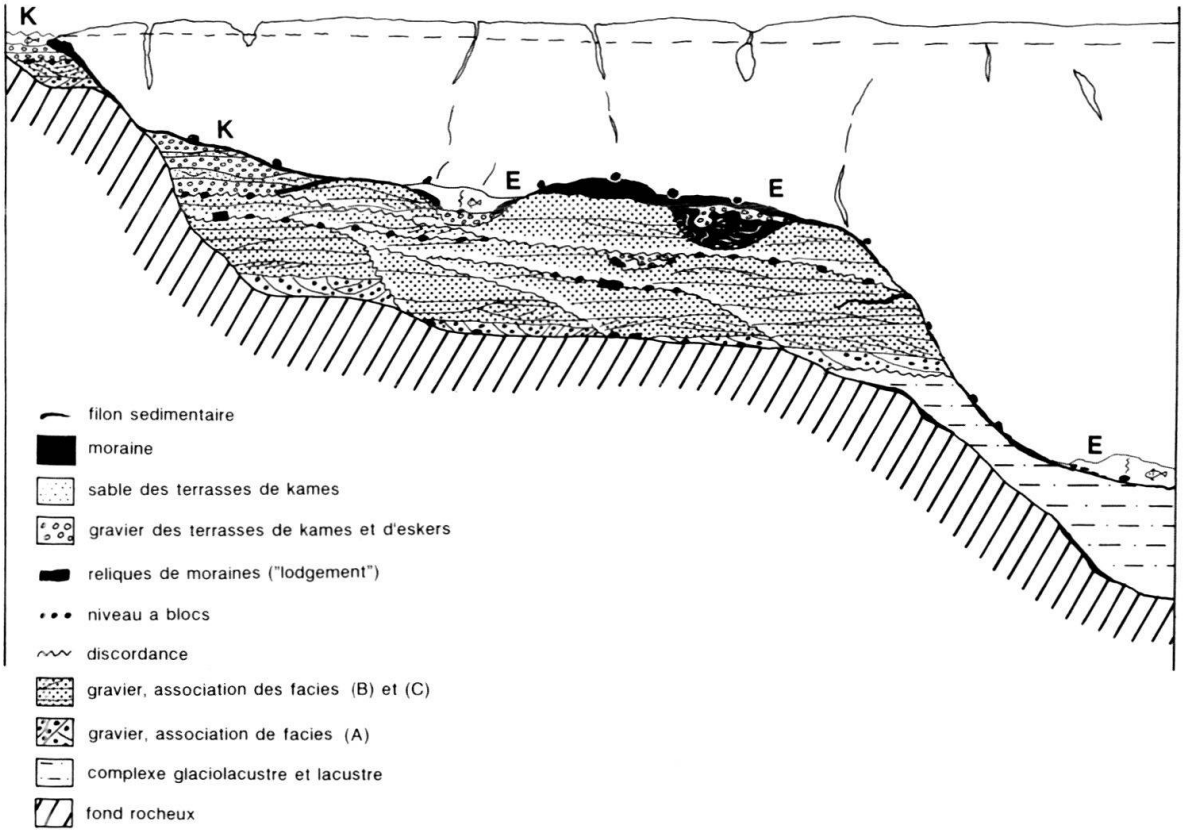


Fig. 13. Modèle sédimentaire: section transversale dans la partie distale du glacier. E: esker; K: terrasse de kame.

diviser vers son front. Ces observations rejoignent celles faites dans cette vallée de l'Aare: dans la partie proximale du glacier, les amplitudes entre les collines graveleuses et les creux sont plus grandes (de taille kilométrique) que dans la partie distale (de taille hectométrique). Dans cette région, ce mode d'érosion et de transport a lieu sous toutes les épaisseurs de glaces.

A l'exemple de l'affleurement de Walliswil b. Niederbipp (chapitre 2.1), les graviers des terrasses présentent des développements plus ou moins complets de la succession de faciès suivante:

– l'association des faciès (A) repose sur la molasse ou sur des sédiments du domaine des bassins surcreusés par l'intermédiaire d'un niveau érosif avec des vestiges de moraines. Dans le domaine des sandurs frontaux, ce faciès caractérise le début de l'arrivée importante de sédimentation. Sur le terrain, sous réserve de phénomènes de basculements dus à de la néotectonique, ce faciès indique l'altitude du thalweg de l'ancienne vallée;

– à mesure que l'on monte dans la séquence, l'association de faciès (B) caractérisé essentiellement par le remplissage de petites auges diminue pour laisser la place à l'association de faciès (C), caractérisé par des dépôts de barres. De même que toutes les auges ont une base érosive, l'association de faciès (B) est érosive sur l'association de faciès (A). Selon les sections représentées dans les figures 12 et 13, des reliques de moraines sous forme de blocs rocheux ou de blocs de «lodgement tills» indiquent des lacunes sédimentaires importantes. Lorsque le «lodgement» érodé ne contient pas de blocs, des indications d'ordre pétrographiques ou des différences de cimentations ou oxydations indiquent les discordances majeures. Selon la section, lorsque le cycle glaciaire précédant n'est pas trop érodé par le suivant, les discordances peuvent être groupées au sommet de la terrasse (ex. Hohbüel) ou alors être réparties tout au long de l'affleurement (ex. Treiten Oberfeld). Lorsque la langue du glacier occupe le centre de la vallée, les rivières latérales forment des terrasses de kames qui contiennent des graviers fluviatiles de l'association de faciès (C) ou des sables déposés sous forme de turbidites dans des lacs proglaciaires (ex. Chlizelg).

La sédimentation glaciaire est dépendante de la quantité d'apport sédimentaire disponible et de la quantité d'eau de fusion qui s'écoule depuis le glacier. En raison de la variation de ces paramètres, les dépôts glaciaires se présentent sous forme de séquences sédimentaires dont il est possible d'esquisser un modèle qui présente les concepts de sédimentation lors d'un cycle climatique (fig. 14). La description reprend les concepts utilisés dans la description de la sédimentation marine lors de transgressions et de régressions successives (Vail et al. 1987). Pour la sédimentation glaciaire, la «transgression» est l'arrivée du glacier lors de refroidissements climatiques et la «régression», la fonte du glacier.

Lors d'une phase chaude, une sédimentation fluviatile ou lacustre, voire une activité érosive, a lieu dans le domaine des bassins surcreusés. Lors du refroidissement et de l'avancée du glacier, une sédimentation glaciolacustre commence dans les lacs non encore comblés lors de la phase chaude. Lors de l'arrivée du glacier, la séquence graveleuse de la plaine alluviale (sandur) est déposée avec une érosion intense à sa base. Lorsque le glacier atteint le centre de la vallée, il s'écoule sur les diamictes («flow tills») qui recouvrent la plaine alluviale; sur ses bords se déposent des terrasses de kames. L'érosion qui commence au-dessous du glacier s'effectue par l'écoulement d'eau sous-

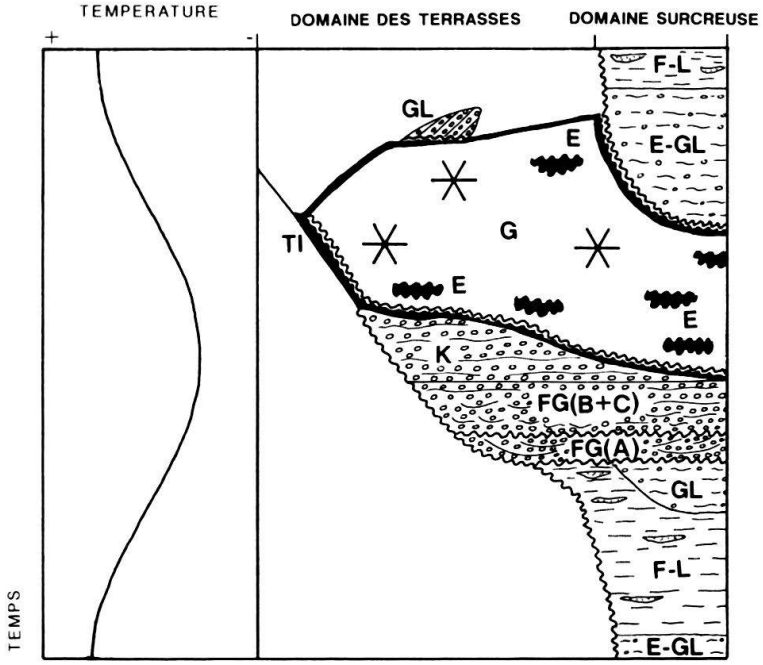


Fig. 14. Section montrant la succession des dépôts lors d'un cycle climatique froid dans une vallée périalpine du Plateau. G: glace; TI: «till»; E: esker; K: terrasse de kame; GL: sédiments glaciolacustre; FG (A): sédiments fluvioglaciaires de l'association de faciès (A); FG (B + C): sédiments fluvioglaciaires des associations de faciès (B) et (C); F-L: sédiments fluviatiles ou lacustres dans les périodes chaudes.

glaciaire (eskers). Sous une épaisseur de plus de 300 m de glace, le gravier est arraché par l'action cisaillante du glacier. Du fait que la glace centrale est plus active, le taux d'érosion est plus grand et les chances de préservation des séquences périglaciaires sont très faibles dans le domaine surcreusé.

Lors de la déglaciation, les sédiments qui sont libérés par la fusion de la glace remplissent les auges surcreusées (Pugin 1989). Sur les bords de la vallée, il existe quelques deltas glaciolacustres appelés «Stauschotter».

Ce modèle simplifie cependant fortement le cycle sédimentaire tel qu'il est observé dans la nature car d'autres facteurs influent également sur la sédimentation glaciaire tels les différences morphologiques et les apports sédimentaires et glaciaires latéraux qui sont différents pour chaque vallée. D'autres réserves sont à apporter quant aux temps de dépôt et d'érosion lors de l'avancée ou le retrait des glaciers et concernant les relations des phases climatiques avec les temps ou lieux de dépôts (inertie du système).

De tels cycles sédimentaires ne sont pas sans ressembler à celui de Thalgut décrit par Schlüchter (1976, 1989). En effet, une épaisse sequence lacustre interglaciaire est surmontée de quatre épisodes glaciaires et trois épisodes interglaciaires ou interstadiaires.

5. Conclusions

Dans les bassins surcreusés, au moins deux phases glaciaires sont enregistrées; cependant, les passées graveleuses amenés éventuellement par des chenaux infragla-

ciaires peuvent être également des témoins d'autres phases glaciaires encore insoupçonnées. Sur les bords de la vallée, dans les terrasses, des reliques de lodgements sous forme de blocs montrent qu'un minimum de six phases glaciaires sont enregistrées.

En raison de l'existence de chenaux sous-glaciaires, et de filons sédimentaires sableux (ex. Attisholzwald, Müntschemier), il est possible de penser qu'au dernier maximum würmien, le glacier du Rhône se déplaçait sur un substrat dégelé et non sur un permafrost comme cela est soutenu actuellement par HAEBERLI & SCHLÜCHTER (1987). Cette constatation rejoint celles faites dans la région gruyérienne où il a été démontré que de l'eau était présente dans les vallées adjacentes au grand glacier du Rhône lors du maximum Würmien. Cette eau s'est écoulée par processus de jökulhlaup au-dessous du glacier jusqu'à la langue frontale, ce qui caractérise un glacier de type tempéré comme ceux observés en Islande (BJÖRNSSON 1988). La déglaciation a été très rapide car, du fait que l'on observe une évolution des structures du plus distal au proximal, il faut que le glacier ne soit déjà plus actif juste après le maximum de la glaciation. On peut expliquer ces faits par un réchauffement très rapide ou une forte diminution de la pluviométrie qui diminue l'intensité de l'écoulement des glaces, préservant ainsi les structures à la base du glacier.

L'érosion glaciaire, comme on l'a observé ici, est essentiellement due à la circulation d'eau infraglaciaire. Cette eau transporte les graviers provenant des terrasses et alimente le sandur frontal.

Par ce processus d'érosion, le glacier du Rhône engendre des séquences sédimentaires dont les relations géométriques peuvent être esquissées afin de donner les premières bases pour une meilleure connaissance de la lithostratigraphie des vallées périalpines (fig. 11). Lorsqu'une méthode géophysique d'observation indirecte sera mise au point pour l'étude de ces séquences sédimentaires, on pourra viser un but plus lointain qui serait une corrélation lithostratigraphique des remplissages glaciaires dans les vallées périalpines.

Remerciements

Messieurs W. Wildi et H. Röthlisberger sont chaleureusement remerciés pour les discussions et conseils scientifiques qu'ils m'ont apportés dans ce travail.

Des remerciements vont également aux Archives Géologiques Suisses (AGS), à l'office de l'économie hydraulique et énergétique du Ct. de Berne (OEHE), au géologue cantonal du Ct. de Soleure, ainsi qu'aux bureaux de geologie et de géotechnique (CSD, Geotechnisches Institut AG, Geotest AG, Jäckli) qui m'ont génereusement prêté des documents pour l'élaboration d'une synthèse des dépôts de la région.

BIBLIOGRAPHIE

AEBERHARDT, B. 1907: Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. 11, 791–799.

— 1911: Sur l'âge de la basse terrasse. Verh. schweiz. natf. Ges. 93/1.

AGASSIZ, L. 1840: Etudes sur les glaciers. Ed. H. Nicolet, Neuchâtel.

ANTENEN, F. 1934: Geologie des Seelandes. Verlag Heimatkundekomm., Biel, 1934.

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

ASHMORE, P.E. 1982: Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. Earth Surf. Processes 7, 202–225.

BECK, H. 1957: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Thèse Univ. Fribourg.

BECK, P. 1933: Über das schweizerische und europäische Pliocaen und Pleistocaen. Eclogae geol. Helv. 26, 335–437.

BJÖRNSSON, H. 1988: Hydrology of ice caps in volcanic regions. Societas Scientarium Islandica, Rit XLV.

BOULTON, G.S. 1972: Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. J. geol. Soc. London 128, 361–393.

BOULTON, G.S. & JONES, A.S. 1979: Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. J. Glaciol. 24, 29–43.

CARLING, P.A. & GLAISTER, M.S. 1987: Rapid deposition of sand and gravel mixtures downstream of a negative step: the role of matrix-infilling and particle-overpassing in the process of bar-front accretion. J. Geol. Soc. London 144, 543–551.

CHENEVART, J.C. 1978: Seismic profiles as related to wrench faulting in the Swiss Molasse basin. Eclogae geol. Helv. 71, 53–60.

DREIMANIS, A. 1979: The problem of waterlain tills. Dans: Moraines and Varves (Ed. by SCHLÜCHTER, C.). A.A. Balkema, Rotterdam, 167–177.

DU PASQUIER, L. 1891: Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Matér. Carte géol. Suisse N.S. 1.

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., SLADEN, J.A. & GILROY, S. 1982: A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgement tills. Boreas 11, 317–333.

EYNON, G. & WALKER, R. 1974: Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. Sedimentology 21, 43–70.

GUSTAVSON, T.C. & BOOTHROYD, J.C. 1987: A depositional model for outwash, sediment sources, and hydrologic characteristics, Malaspina Glacier, Alaska: A modern analog of the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. Bull. geol. Soc. Amer. 99, 187–200.

HAEBERLI, W. & SCHLÜCHTER, C. 1987: Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). The Physical Basis of Ice Sheet modelling (Proceedings of the Vancouver Symposium 1987). IAHS Publ. 170, 334–384.

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

HUGGENBERGER, P., SIEGENTALER, C. & STAUFFER, F. 1988: Grundwasserströmung in Schottern; Einfluss von Ablagerungsformen auf die Verteilung der Grundwassergeschwindigkeit. Wasserwirtschaft 78, 202–212.

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

— 1968: Kraftwerk-Bannwil, Geologisch hydrogeologisches Gutachten über die Grundwasser-Verhältnisse; Sondierprotokolle 1/100. Inédit.

KELLERHALS, P. & TROEHLER, B. 1976: Hydrogeologie Seeland. Bericht, Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, WEA, 1976.

KOMAR, P.D. 1987: Selective gravel entrainments and the empirical evaluation of flow competence. Sedimentology 34, 1165–1176.

LAWSON, D.E. 1982: Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. J. Geol. 90, 279–300.

LEDERMANN, H. 1978: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, feuille 72: Solothurn. Schweiz. Geol. Komm., Basel, 1978.

MIALL, A.D. 1977: A review of the braided-river depositional environment. Earth Sci. Rev. 13, 1–62.

MULLER, E.H. 1982: Dewatering during lodgement of till. In: Tills and Related Deposits (Ed. by EVENSON, E.B., SCHLÜCHTER, C. & RABASSA, J.). A.A. Balkema, Rotterdam, 13–18.

NUSSBAUM, F. 1907: Über die Schotter im Seeland. Mitt. natf. Ges. Bern, 1907, 169–197.

— 1910: Das Endmoränegebiet des Rhonegletschers von Wangen a.d.A. Mitt. natf. Ges. Bern, 1910, 141–168.

NYE, J.F. 1973: Water at the base of a glacier. Symposium on the hydrology of glaciers: Cambridge, England, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Publ. 95, 157–161.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter (Bd. 1–3). Ed. Tauschnitz, Leipzig.

PETERSON, G.L. 1968: Flow structures in sandstone dikes. Sediment. Geol. 2, 177–190.

PORTMANN, J.P. 1956: Pétrographie des moraines du glacier würmien dans la région des lacs jurassiens (Suisse). Bull. Soc. neuchât. Géogr. 51/5, 13–55.

— 1966: Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Bienne (Suisse). Eclogae geol. Helv. 59, 698–721.

Postma, G., Roep, T.B. & Ruegg, G.H.J. 1983: Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, The Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. Sediment. Geol. 34, 59–82.

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.

— 1989: Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère: une analyse sédimentologique. Eclogae geol. Helv. 82, 285–324.

Rist, S. 1955: Skeidararhlaup 1954. The hlaup of Skeidara 1954. Jökull 5, 30–36.

Röthlisberger, H. 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. J. Glaciol. 11, 177–203.

Rust, B.R. 1977: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash. Can. J. Earth Sci. 14, 175–184.

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

Saunderson, H.C. 1977: The sliding bed facies in esker sands and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow?. Sedimentology 24, 623–638.

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

— 1989: The most complete Quaternary record of the Swiss Alpine Foreland. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol. 72, 141–146.

Shaw, J. 1979: Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. Boreas 8, 409–426.

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

Shreve, R.L. 1972: Movement of water in glaciers. J. Glaciol. 11/62, 205–214.

Staub, W. 1941: Aufbau und Oberflächengestaltung des Berner Seelandes und seiner Nachbargebiete. Die Alpen Heft 10, 1–7.

Steel, R.J. & Thompson, D.B. 1983: Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates («Bunter» Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. Sedimentology 30, 341–367.

Stephansson, O. & Ericsson, B. 1975: Pre-Holocene joint fillings at Forsmark, Uppland, Sweden. Geol. Fören. Stockholm Förh. 97, 91–95.

Vail, P.R., Colin, J.P., Chêne, R. Jan du, Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, III/7, 1301–1321.

Van der Meer, J.J.M. 1980: Different types of wedges in deposits of Würm age from the Murten area (Western Swiss Plain). Eclogae geol. Helv. 73, 839–854.

— 1982: The Fribourg Area, Switzerland. A study in Quaternary geology and soil development. Publ. fys. geogr. bodenk. Lab. Univ. Amsterdam 32.

Walder, J. & Hallet, B. 1979: Geometry of former subglacial water channels and cavities. J. Glaciol. 23/89, 335–346.

Wanner, J. 1981: Hydrogeologie Emmental, Teil II: Unteres Emmental. Bericht, Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern (WEA), 1981.

Weertman, J. 1961: Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. J. Glaciol. 3/30, 965–978.

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

Werner, A. 1976: Hydrogeologie Bipperamt. Zwischenbericht, Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, WEA, 1976.

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

Wohlfarth-Meyer, B. 1986: Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland. Rev. Paleobiol. 5, 337–374.

Zimmermann, H.W. 1963: Die Eiszeit im zentralen Mittelland (Schweiz). Mitt. Natf. Ges. Solothurn 21, 10–143.

Manuscrit reçu le 6 février 1990
Révision acceptée le 7 décembre 1990

Planche 1

a: Treiten Oberfeld; diamicte stratifiée en couches tantôt limoneuses, tantôt plus graveleuses avec une apparence de «Sveg till».

b: Banwald; gravier en bancs granoclassés bimodals-unimodals remplissant une auge fluviatile, association de faciès (B).

c: Banwald; sable (St) remplissant une auge, association de faciès (B).

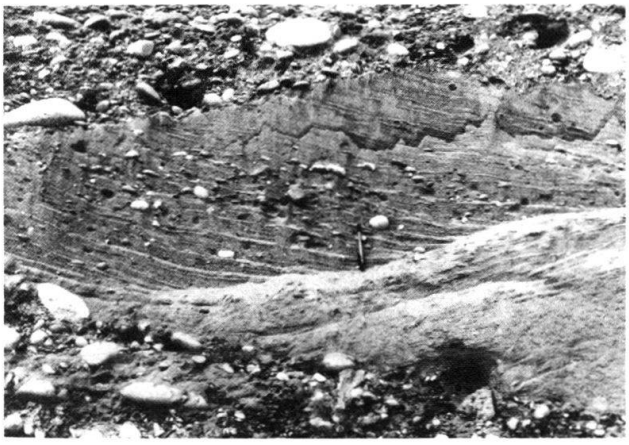
d: Banwald; gravier dont les galets sont parfois supportés par une matrice sableuse (Gm-Gms), association de faciès (C).

e: Hohbüel; gravier bimodal-unimodal en bancs granoclassés, association de faciès (A).

f: Hohbüel; gravier bimodal-unimodal en bancs granoclassés, association de faciès (A).

a

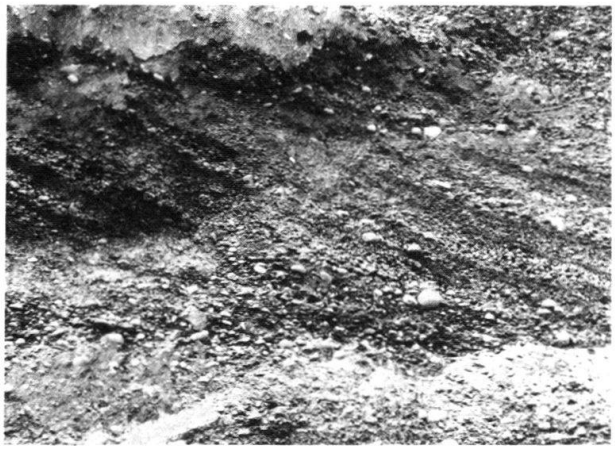
b



c

d

e



f

Planche 2

a: Deitingerwald; gravier plissé à blocs remplissant un chenal infraglaciaire.

b: Deitingerwald; chenal infraglaciaire rempli de sable laminé fortement cisaillé.

c: Attisholzwald; limon sableux cisaillé dans un chenal infraglaciaire.

d: Treiten Ryffli; sables chenalisés et replissés, situés au-dessous des graviers des terrasses.

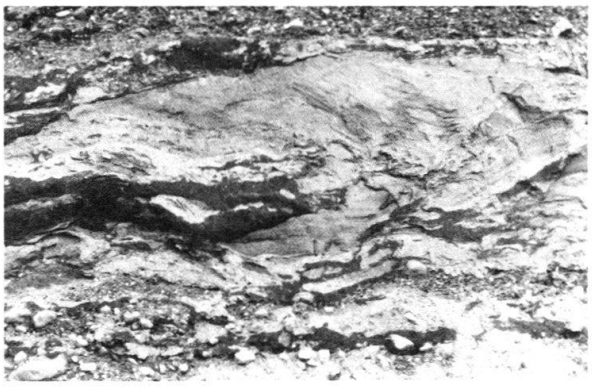
e: Müntschemier; filons sédimentaires à la base de la diamicte Dmm(r) pénétrant dans le gravier.

f: Müntschemier; filons sédimentaires à la base de la diamicte Dmm(r) pénétrant dans le gravier.

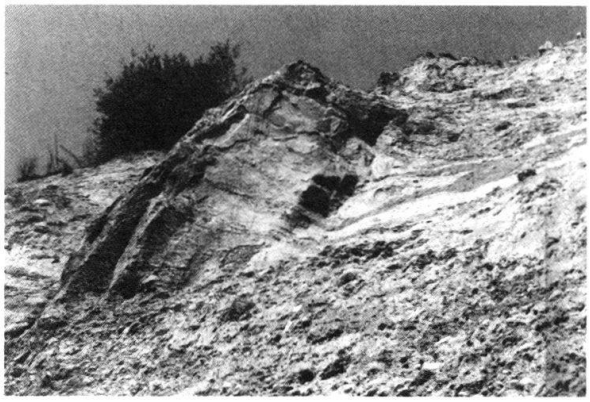
g: Müntschemier; détail d'un filon sableux laminé avec quelques galets.

h: Chlizelg; terrasse de kame; sables glaciolacustres déposés par des courants de turbidité. En haut à gauche, au sommet du niveau sableux, on peut observer un chenal de «mass flow» avec du gravier incorporé jusqu'à sa base.

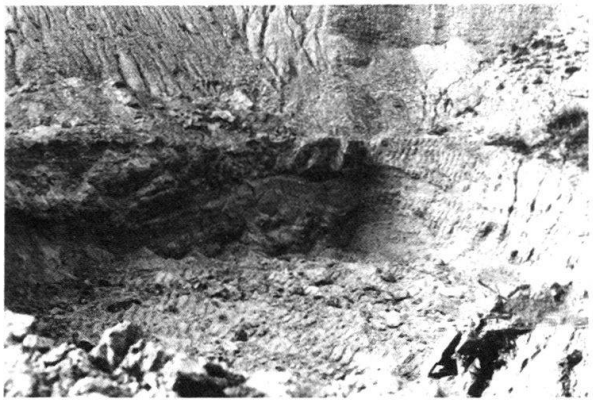
a



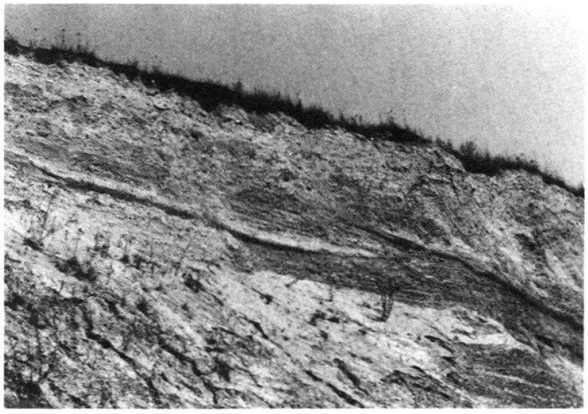
b



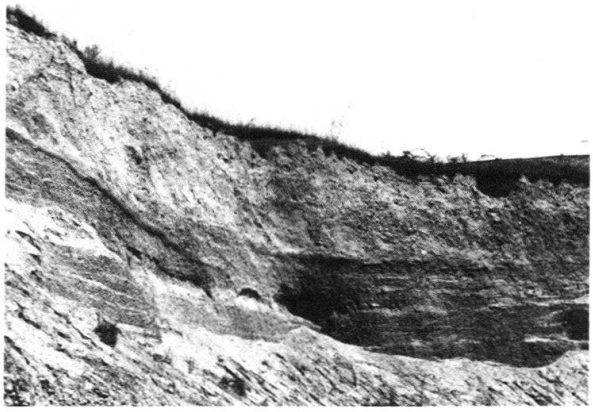
c



d

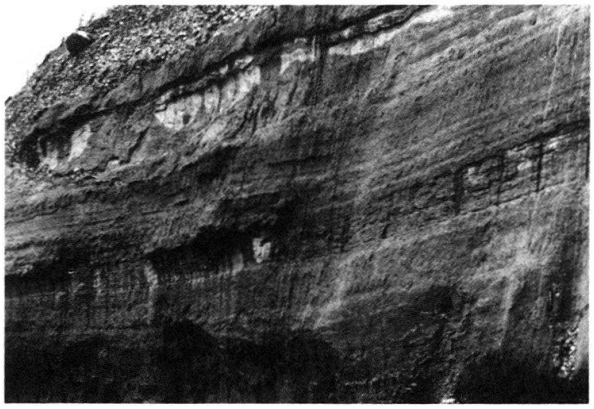


e



f

g



h