

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 59 (1966)
Heft: 2

Artikel: Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Biemme (Suisse)
Autor: Portmann, Jean-Pierre
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163390>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.11.2024

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

Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Biemme (Suisse)¹⁾

par Jean-Pierre Portmann

Institut de géologie de l'Université, Neuchâtel

avec 15 figures dans le texte

«Il semble bien qu'on ait d'abord édifié la théorie pour la région des Alpes orientales et que l'on ait cherché de l'adapter ultérieurement au bassin glaciaire du Rhône» (AEBERHARD, 1907, p. 204).

«Sicherlich passt das Schema Pencks für die Westschweiz weniger gut als für die Ostschweiz...» (HEIM, 1918, p. 305).

SOMMAIRE

Dans la région Berne-Bienne-Soleure apparaissent, sous une moraine argileuse, des graviers pléistocènes dont la genèse et l'âge ont fait l'objet d'interprétations fort diverses, rappelées ici. Constatant que la nature même de ces dépôts a été négligée, quelques informations sont déduites de leur étude pétrographique. En effet, la texture, la granulométrie, la lithologie, la morphométrie des constituants fournissent des caractères descriptifs, révélateurs des conditions génétiques.

I. Introduction	698
II. De la genèse des formations fluvioglaciaires et de leurs caractères distinctifs	702
III. Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Biemme	704
A. Les graviers	704
1. Texture	705
2. Granulométrie	707
Intercalations sableuses	709
3. Lithologie	710
4. Teneur en carbonates de la fraction sableuse	713
5. Les minéraux lourds	714
6. Morphométrie des constituants des graviers	715
B. Les moraines	717
IV. Conclusions	719

¹⁾ L'élaboration de ce travail a été facilitée par un subside du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

I. Introduction

La région étudiée dans le présent travail est délimitée par l'Aar en aval de Berne et par l'Emme en aval de Berthoud (Burgdorf) jusqu'à la confluence de ces deux rivières aux environs de Soleure (Solothurn).²⁾

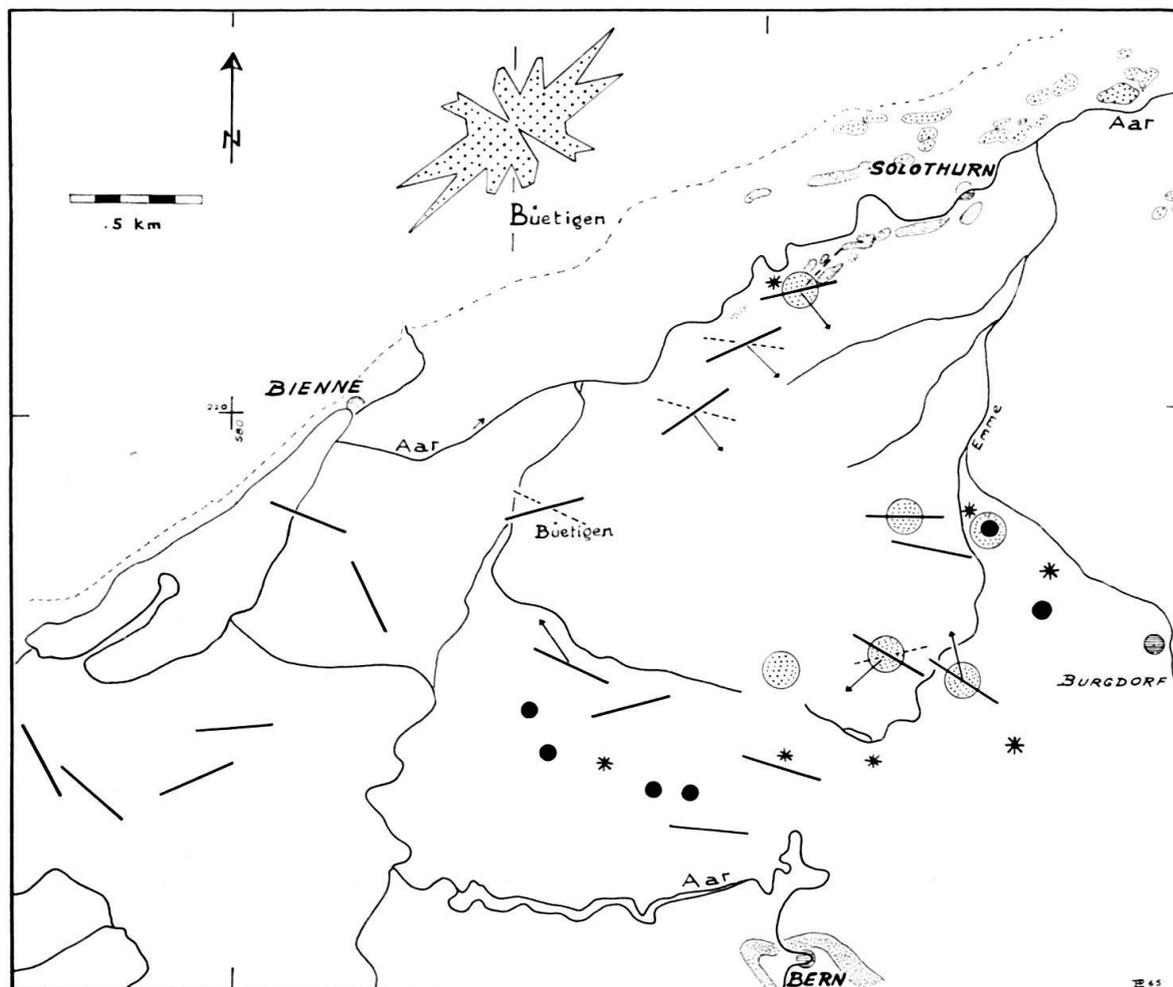


Fig. 1. Carte de la région étudiée, à l'est du lac de Bienna, avec quelques indications sur la pétrographie des formations glaciaires; en pointillé, les moraines frontales (BECK, 1958).

1° Orientation préférentielle des galets allongés dans les graviers, à différents niveaux des affleurements.

– Le trait plein indique la direction correspondant à la médiane (50 % des galets de part et d'autre de cette direction – direction correspondant à la fréquence 50 % –), pour la partie supérieure de l'affleurement; en traitillé la même valeur à un niveau inférieur. En cartouche est représenté, à titre d'exemple, le diagramme complet d'orientation pour le gisement de Büetigen.

– La flèche précise le sens de l'apport des sables lenticulaires d'après la stratification entrecroisée (voir p. 706).

2° Les disques ponctués signalent les affleurements possédant plus de 30 % de CaCO₃ dans la fraction de 0,2–0,1 mm (voir p. 713).

3° Les astérisques désignent plus de 30 % de grenats parmi les minéraux lourds < 210 μ.

4° Les ronds noirs indiquent l'abondance des granules cristallins mélanocrates.

²⁾ Carte nationale de la Suisse au 1 : 50.000, feuille Solothurn (No. 233).

Ce secteur du Bassin molassique correspond à la zone de jonction des glaciers du Rhône et de l'Aar durant la dernière phase glaciaire, celle du Würm.

Au début du Würm, le glacier de l'Aar s'étendit librement vers le nord, au delà de Berne. Par la suite, il fut rejoint par le glacier du Rhône, plus volumineux, qui, au cours de son extension maximum, le dévia et se l'incorpora partiellement. Les deux glaciers confluent dans la zone s'étendant entre le Gurten et le Grauholzberg à 8 km au NE de Berne; NUSSBAUM (1910) en a localisé avec précision les champs de drumlins et les dépôts marginaux répartis en trois trains morainiques dans la région comprise entre Berthoud (Burgdorf) et Herzogenbuchsee.

Les moraines terminales du glacier du Rhône s'ordonnent en guirlandes bien apparentes aux environs de Wangen a/A, au-delà de Soleure (Solothurn). D'autres, de retrait, ont été reconnues à Soleure même (H. BECK, 1958) alors que celles du glacier de l'Aar sont distinctes aux abords de Berne, en particulier.

Ces conditions nous ont orienté vers cette région, estimant qu'il serait possible «d'établir des corrélations entre les formations de divers secteurs du Bassin du Rhône et même entre celles de plusieurs bassins glaciaires en étudiant les dépôts marginaux de chacun d'eux. Ces régions d'intrications, vestiges d'oscillations, d'interférences de plusieurs glaciers, nous paraissent être cruciales dans la connaissance du Quaternaire périalpin» (PORTMANN, 1956, p. 52-53).

La topographie de la région est peu accidentée; quelques larges vallées, orientées SSW-NNE, sillonnent un paysage monotone, aux croupes boisées, aux larges dépressions cultivées. La morphologie générale est conditionnée par la nature pétrographique du substratum molassique. Les éminences telles que le Frienisberg (820 m), le Grauholz (820 m), le Bantiger (947 m) et le Bucheggberg (673 m) sont constituées de molasse marine, dure (Burdigalien); ailleurs, l'Aquitaniens marneux prédomine.

De la vallée de l'Aar, entre Bienne et Soleure, la topographie s'élève vers le sud. En effet, dans la bordure septentrionale de la dition, l'altitude des affleurements des formations quaternaires (moraines et graviers) ne dépasse pas 500 m alors qu'elle varie entre 500 et 580 m dans le secteur compris plus au sud, entre le Lympach et le Lyssbach. Dans la zone plus méridionale, entre le Lyssbach et l'Aar en aval de Berne, les affleurements sont situés à une altitude variant entre 500 et 670 m, la plupart au-dessus de 600 m.

On remarquera encore que dans le secteur étudié ici, les vallées sont entaillées moins intensément qu'en amont et que, très vraisemblablement, des formations épaisses, profondément enfouies, échappent à nos observations.

A l'est du lac de Bienne, comme en d'autres secteurs du bassin würmien du Rhône (PORTMANN, 1956), les formations quaternaires sont représentées essentiellement par des graviers, épais par endroits de plusieurs dizaines de mètres. Ceux-ci supportent une carapace de moraine argileuse à galets striés, considérée comme moraine de fond. Des complexes similaires ont été signalés dans d'autres bassins glaciaires.

L'âge et la genèse de ces dépôts, dont la description détaillée sera reprise plus loin (p. 704), ont été l'objet des interprétations les plus diverses. Par exemple, les graviers ont été considérés comme des formations soit interglaciaires, soit interstadiennes, ou comme des accumulations tantôt de progression, tantôt de régression; parfois on leur a attribué une origine fluviale alors que d'autres fois, on en a fait des

dépôts fluvioglaciaires. De même, les âges les plus divers leur ont été assignés, souvent d'une manière assez désinvolte. Comme exemple de «*fluctuation stratigraphique*», nous renvoyons au tableau déjà publié, indiquant les neuf âges attribués successivement aux «*Ältere Seelandschotter*» (PORTMANN, 1956).

Le tableau ci-dessous donne, à titre indicatif et avec toutes réserves, un aperçu de la chronologie actuellement proposée, complétée par des synonymes et des indications chronologiques:

III Jüngere Seelandschotter (ANTENEN F. 1915; NUSSBAUM F. 1908)³⁾

Jüngere Diluvialschotter (440–460 m) = Gravier postglaciaires non recouverts de moraine.

II Ältere Seelandschotter (NUSSBAUM F. 1920)

Gravier sur les flancs des vallées (440–480 m); matériel de l'Aar et du Rhône. Formations marginales, de Faoug à Soleure, recouvertes de moraine (STAUB W. 1950, p. 110; BECK H. 1958, p. 45; PORTMANN J. P. 1956 b, p. 18).

Synonymie: cf. PORTMANN J. P. 1956 b, p. 19; Schotter Attisholz-Wangen (FURRER H. 1949); *Plateauschotter*, retrait du Riss entre Zollikofen et Soleure (GERBER Ed. 1950, p. 57); *Löcherige Nagelfluh* (NUSSBAUM F. 1951); BECK H. 1958.

Age: Interglaciaire Riss-Würm (NUSSBAUM F. 1903); fluvioglaciaire du début du Würm, fluviale Riss-Würm, fluvioglaciaire de la fin du Riss (AEERHARDT F. 1911); fin du Riss ou début de l'interglaciaire Riss-Würm (FURRER H. 1949); Progression würmienne ou interstadiaire Würm 1 et Würm 2 – autour de glace morte; formations marginales entre Wangen a/A. et Soleure- (ANTENEN F. 1936; STAUB W. 1950; BECK H. 1958).

Ältere Seelandschotter = partie supérieure de Mittelterrassenschotter du système de la Linth (HANTKE R. 1959); en bas: graviers de progression du Würm, en haut: graviers de retrait. A ne pas séparer des *Karlsruheschotter* et des *Forstschotter* (GERBER Ed. 1926; BECK P. 1939 in HANTKE 1959).

Les *Karlsruheschotter* et les sables sous-jacents des environs de Berne ont livré du pollen d'*Abies* associé à celui de *Picea*; cet ensemble attestant un climat frais de montagne date de la fin de l'interglaciaire éémien. Les déterminations du C¹⁴ ont indiqué un âge supérieur à 40.000 ans.

I Plateauschotter (BECK P. 1934; ANTENEN F. 1936)

Gravier anciens à matériel de l'Aar, pas liés à vallées mais en delta contre le Jura (530–650 m au maximum), reposant directement sur la molasse, sans moraine de fond; «Schotter auf den Molasse Anhöhen»: Frienisberger-, Büttenberger-, Bucheggbergerschotter (NUSSBAUM F. 1951. BECK H. 1958; PORTMANN J. P. 1956 b, p. 18).

Synonymie et âge: *Hochterrassenschotter* (AEERHARDT B. 1903; BAUMBERGER E. 1923; STAUB W. 1945); *Rückzugschotter der Risseiszeit* (BECK P. 1939; GERBER Ed. 1950); *Jüngere Deckenschotter*: Schotter des Forstplateau 600–620 m, Schotter des Herresschwanden-, Ortschaften Plateau 580–600, Frienisbergerschotter 640–700 m (NUSSBAUM F. 1920, 1951; ANTENEN F. 1936; BECK P. 1932); *Ältere Deckenschotter* (AEERHARDT B. 1903). Les graviers de Lomniswil et de Selzach correspondent aux *Plateauschotter* (BECK H. 1958).

Les *Höhenschotter* (GERBER Ed. 1941, 1950) diffèrent des *Plateauschotter* (GERBER) mais sont probablement à assimiler aux *Hochterrassenschotter* (HANTKE R.

³⁾ La terminologie originale, en langue allemande, a été conservée.

1959); *Krauchtalschotter* (GERBER ED. 1950) correspondent aux *Rinnenschotter* (retrait du Riss).

Hochterrassenschotter = *Hochterrasse der Ostschweiz* (SUTER 1944, 1946; WEBER A. 1928, 1934 in HANTKE R. 1959); = Vorstoss und randlich Stauschotter der frühen Risseiszeit (HANTKE R. 1959).

Aaretalschotter

Synonymie : *Jüngere Deckenschotter* (AEBERHARDT B. 1903); *Ältere Seeland-schotter* (NUSSBAUM F. 1908); *Karlsruheschotter* (BALTZER 1896; GERBER ED. 1950); *Hochterrassenschotter* (MÜHLBERG 1896, 1913).

L'essentiel du présent article était déjà élaboré lorsque nous avons eu connaissance du travail de ZIMMERMANN (1961) donnant des interprétations nouvelles des conditions glaciaires dans le centre ouest du Moyen-Pays, molassique.

Recourant à des analyses sédimentologiques (que depuis 1954 nous essayons d'introduire dans l'étude des formations quaternaires) ZIMMERMANN est parvenu à «distinguer quatre grandes phases d'accumulation fluviale (Mindel, Riss, Würm et Tardiglaciaire Würm) dont la cause ne peut être que climatique». Il lui a été possible «d'identifier un vieux système de vallées, un thalweg datant d'un interglaciaire très long (Mindel-Riss).» Son travail établit, entre autres, une chronologie du Pléistocène et donne «une brève synthèse morphogénétique».

Le comportement particulier du glacier du Rhône aux temps quaternaires a déjà été mis en évidence et ce n'est pas la première fois qu'on remarque la différence entre les dépôts glaciaires du bassin rhodanien et ceux d'autres régions périalpines.

La difficulté dans l'établissement d'une stratigraphie plus stricte et dans la reconstitution des événements pléistocènes résulte de l'absence d'une série de référence et de possibilités de coordinations sûres; en effet, celles-ci restent toujours problématiques par la pénurie de niveaux fossilifères et de critères univoques, de même que par la discontinuité des formations glaciaires.

Les dépôts décrits ici, dont la genèse et l'âge furent l'objet de nombreuses controverses, n'ont pas été suffisamment étudiés jusqu'à présent dans leur lithologie et leur structure. Leur composition pétrographique globale a été parfois sommairement décrite et quelques roches indicatrices ont été signalées. Néanmoins, dans la plupart des cas, la discussion n'a porté que sur l'altitude des dépôts, la pente d'un ensemble de niveaux et de terrasses d'érosion arbitrairement affiliés. Ces critères sont trop peu discriminatifs en regard de la complexité des phases glaciaires et des variations dans les conditions d'accumulation. Nous sommes peu et mal renseignés sur la nature même de ces formations; l'étude n'en est pas encore assez poussée.

Ces considérations sont spécialement valables dans des régions comme celle-ci, très pauvres voire dépourvues de formations fossilifères et ne permettant pas l'application des méthodes morphologiques classiques (PORTMANN, 1956, p. 15-16). En dépit des nombreuses publications consacrées autrefois à cette région et à ses formations glaciaires, les interprétations des phénomènes quaternaires y restent confuses et vagues.

Toutefois certaines formations repères ont été observées lors de sondages; quelques uns de ceux-ci sont indiqués ci-dessous.

Formations profondes rencontrées lors de sondages en amont des moraines terminales (dépression centrale)⁴⁾

Immédiatement en amont de la région terminale, entre Soleure et Wangen sur l'Aar, les dépôts suivants ont été observés de bas en haut. Tout d'abord, à 40 m de profondeur, soit à 395, 65 m, une formation interglaciaire, comprenant des sables et des graviers à *Pinus*, *Picea* et Graminées, d'une épaisseur allant jusqu'à 20 m. Au-dessus une moraine würmienne, de nature rhodanienne, recouverte à son tour de sables limoneux post-glaciaires renfermant le pollen de la Chênaie mixte (Néolithique récent). Des graviers déposés par l'Emme puis par l'Aar terminent ce profil (FURRER H. 1949, p. 272).

A Soleure même, des graviers et des sables fluvioglaciaires intriqués sont recouverts de quelques décimètres d'un limon qualifié de morainique, puis d'un limon jaune, enfin d'un limon bleu, épais de 8 à 9 m et considéré comme lacustre. Des sables dits fluviatiles et d'une puissance de 5 à 7 m reposent sur le tout. Ailleurs dans la ville on aurait trouvé dans le limon bleu *Elephas primigenius* Blumb. (MÜHLBERG F. 1910; MOLLET H. 1928). Il s'agirait de la fin du Riss (GERBER 1952-1953).

L'excavation du tunnel Niederried-Kalnach mit en évidence l'intercalation de graviers et de sables entre deux amas de moraine de fond (GERBER Ed. 1912).

A Nidau, près de Bienne, on a rencontré, à une profondeur de 65 m, une formation marneuse à débris végétaux surmontée de 16 m de moraine de fond passant à des couches de limon plus ou moins sableux (ANTENEN F. 1936, p. 140). Dans un autre sondage la moraine de fond reposant sur la Molasse était recouverte de dépôts lacustres et de graviers de la Suze (ANTENEN F. 1936, p. 148).

II. De la genèse des formations fluvioglaciaires et de leurs caractères distinctifs

Les eaux de fonte produisent un façonnement singulier des fragments rocheux livrés par un glacier, et finalement les accumulent en dépôts d'un faciès caractéristique. Une des particularités du matériel fluvioglaciaire est le classement des constituants déterminant la stratification spéciale du dépôt dans lequel la disposition lenticulaire prédomine. L'analogie avec une formation fluviatile est évidente, marquée surtout par la pauvreté en limons et en blocaille.

Le régime des cours d'eau paraglaciaires varie fortement, accusant des crues importantes, généralement brutales; il en résulte que la grosseur et la disposition des éléments peuvent changer du tout au tout en un même endroit. C'est ce qui apparaît avec une grande netteté sur la verticale d'un affleurement. Les variations latérales sont fréquentes aussi, du fait des modifications incessantes de l'hydrographie au voisinage et à l'aval d'un glacier. Lors de crues, de nouveaux chenaux se creusent et déterminent un réseau temporaire, fortement anastomosé; des lagons, des mares, des mouilles se développent dans certaines zones. Ces rivières vagabondes

⁴⁾ Le plus souvent, on a malheureusement omis de préciser la nature pétrographique des matériaux rencontrés lors de sondages tout comme on a négligé d'y rechercher méthodiquement des organismes (pollen, diatomées etc.). Ailleurs que dans le secteur Bienne-Soleure, des profils ont été relevés à Berne (GERBER Ed. 1919), à Thoun (BECK P. 1934, 1955), entre Fribourg et Bulle (MORNOD 1947), par exemple, permettant éventuellement des corrélations.

(braided rivers), aux cours multiples, changeants et à activité variable, aux brusques sautes de débit, tantôt exercent un affouillement intense et prennent en charge des alluvions abondantes, tantôt donnent lieu à une sédimentation importante d'éléments en général bien calibrés, à indice d'émoussé élevé, plus considérable que celui du matériel de rivière; l'indice d'aplatissement, par contre, est faible.

Les variations accusées de la granulométrie des constituants, d'une couche à l'autre, et de l'épaisseur de celles-ci, trahissent les formations fluvioglaciaires.

La genèse des formations fluvioglaciaires déposées au front et en bordure d'une masse de glace est déterminée par des facteurs climatiques ainsi que par la morphologie environnante. La masse de glace peut être naturellement en progression ou en régression, à moins qu'elle ne soit stationnaire. Ce comportement, régi par le métabolisme du glacier soumis aux influences climatiques, détermine des fluctuations marquées du débit des eaux de fonte. De plus, dans le cas d'une avance, les dépôts proximaux risquent d'être ensevelis sous la moraine, ou bien des dépôts distaux d'un premier stade seront chevauchés par les formations proximales d'un deuxième stade pour ne choisir que deux cas dans l'infinie variété des possibilités.

La stagnation du front glaciaire entraînera, toutes autres conditions étant égales, une constance dans l'accumulation fluvioglaciaire, ce qui engendrera une épaisseur relativement élevée de matériaux homométriques, présentant les mêmes caractères sur toute la hauteur de l'affleurement. Un retrait marqué du front glaciaire produira la séquence suivante: matériaux proximaux puis de plus en plus distaux, c'est-à-dire de plus en plus fins, de moins en moins abondants. Les oscillations marquées du front glaciaire engendreraient, par contre, de nombreuses récurrences. Le recul relativement brusque d'un glacier détermine l'accumulation de matériaux dans de nombreux lacs bordiers; ces lacs périglaciaires sont appelés *lons* en islandais (Okko, 1955, p. 102).

Lors de la diminution progressive de la calotte périalpine d'âge würmien, un fait important fut, indubitablement, la réduction d'épaisseur de celle-ci. En général, on ne fait allusion qu'au retrait horizontal et on néglige l'amincissement de la masse de glace. Cet abaissement fut le fait saillant des événements complexes de la déglaciation dans nos régions. Il détermina d'une façon notable la genèse des formations glaciaires *s. l.*, influençant non seulement leur faciès, mais aussi leur répartition par rapport et à la masse de glace et à la topographie environnante.

Si lors du maximum de l'extension glaciaire la topographie ancienne fut uniformément recouverte, au cours de la fonte, par contre, des croupes molassiques émergèrent progressivement et déterminèrent de nouvelles conditions génétiques: des bras glaciaires s'individualisèrent, des masses de glace morte s'isolèrent, un nouveau réseau hydrographique s'établit. Des formations fluvioglaciaires ont pu s'accumuler dans des lacs marginaux ou simplement entre la masse de glace et la pente voisine qui se trouvait plus ou moins éloignée, plus ou moins raide. Ainsi s'édifièrent des deltas latéraux, des terrasses marginales (LUNDQVIST G. 1940; OKKO V. 1955); les accumulations des basses altitudes étant à considérer comme locales.

Il est possible de subdiviser les formations fluvioglaciaires en tenant compte des conditions génétiques, suivant que l'accumulation s'est produite dans des eaux courantes ou stagnantes (lacs de barrage, par exemple) et suivant encore la topo-

graphie environnante (comblement de sillons profonds, barrage d'une vallée latérale; HEIM 1917)⁵).

Une autre classification fait intervenir la situation par rapport au glacier. D'après LUNDQVIST (1943) et dans le secteur suédois, on peut distinguer des accumulations distales ou proximales; ces dernières peuvent être sous-glaciaires du type des âsar longitudinaux ou radiaires, supraglaciaires (âsar subaériens, remplissages de crevasses) ou marginales (âsar transversaux, terrasses latérales, deltas proximaux); enfin, il convient de mentionner encore les formations extramarginales (kames, deltas latéraux, sandur, champs de söll). Selon FLINT (1957), deux catégories de formations fluvioglaciaires peuvent être reconnues, d'après le lieu de leur formation et d'après les conditions de la déglaciation. Les premières comprennent les dépôts proglaciaires et se forment au-delà des limites du glacier dans des cours d'eau, dans des lacs, dans la mer. Les secondes, aux formes topographiques particulières, se sont accumulées en contact immédiat avec la glace en fusion (âsar, kames).

D'après les observations d'OKKO (1955) en Islande, le matériel glaciaire transporté et façonné par les eaux superficielles s'écoulant sur le glacier, constitue l'essentiel des formations fluvioglaciaires.

JAYET (1955, 1957), étudiant les formations glaciaires anciennes du bassin lémanique, en amont de Genève, et les dépôts actuels aux abords du glacier de Valsorey, a émis les propos suivants au sujet de la genèse et de la classification des formations considérées en général comme fluvioglaciaires.

«Le fluvioglaciaire ne s'est donc pas formé à l'aval de moraines déposées mais sur la glace d'un glacier en voie de disparition et à partir de moraines elles-mêmes situées sur la glace» (JAYET, 1955, p. 150). Au Valsorey, le fluvioglaciaire a pris naissance de la façon suivante: «A partir des moraines intraglaciaires probablement issues elles-mêmes de la moraine de fond se forment les moraines superficielles portées par des socles de glace; à l'aval de celles-ci et à la surface du glacier mort, le torrent et ses affluents remanient les cailloutis morainiques, c'est à ces derniers qu'il convient de réserver le nom de fluvioglaciaire» (Idem, p. 153).

III. Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Biemme

A. LES GRAVIERS

Les graviers mentionnés ci-dessus (p. 699) comprennent une succession de couches hétérométriques d'épaisseur variant de quelques centimètres à quelques mètres. Des lentilles, souvent sableuses, parfois limoneuses, s'y trouvent intercalées. Par endroits et à certains niveaux, la stratification entrecroisée y est manifeste sur plusieurs mètres. Les constituants sont généralement arrondis, en général très nettement; leur diamètre est variable, néanmoins les blocs font pratiquement défaut alors que les fractions limoneuses ou argileuses n'apparaissent que sporadiquement en minces couches. Les sables et les galets jusqu'à un diamètre de 10 à 15 cm sont les constituants les plus abondants sous forme, soit de mélanges, soit d'accumulations homométriques, comme le montrent les figures 2 à 5.

⁵ Le cône de transition, signalé en premier lieu par L. DU PASQUET (1891; 1894), est constitué d'éléments très peu transportés, accumulés près du glacier en conservant des caractères morainiques. Cette formation intermédiaire, qui a joué un rôle cardinal dans la méthode morphologique élaborée par PENCK et BRUCKNER (1894; 1909), est rarement observable; elle fait évidemment défaut dans la dépression centrale, en amont des moraines frontales.

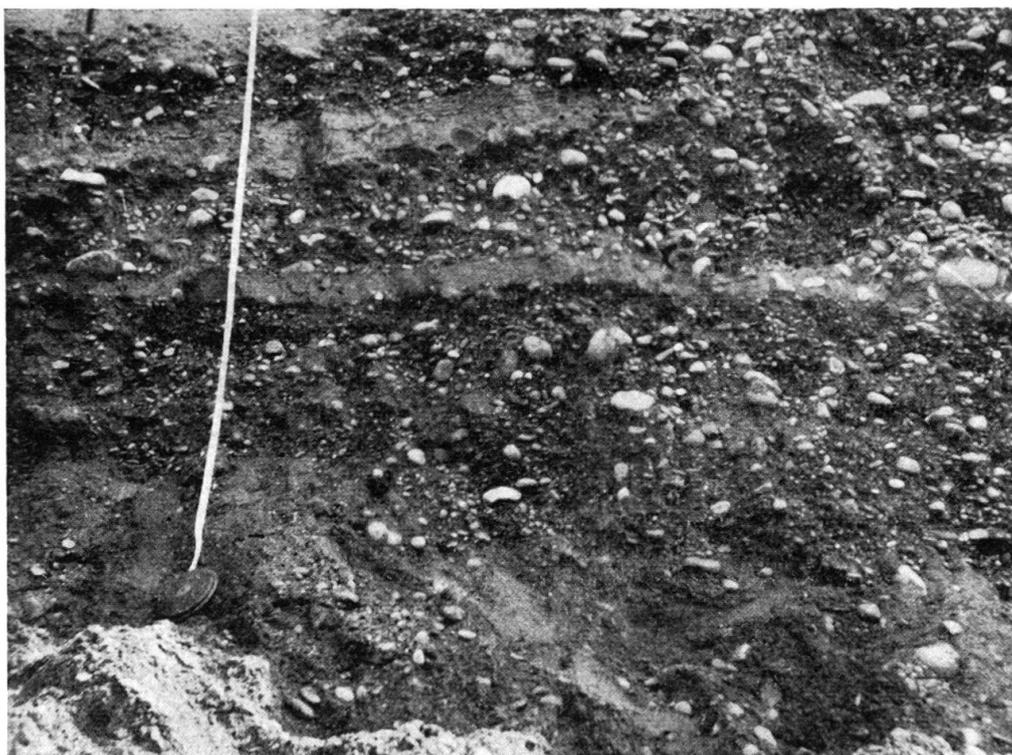


Fig. 2. Graviers de Bütigen (échelle: env. 2 m).

Des ossements ont été trouvés dans quelques gravières, mais ces accumulations paraissent en général dépourvues de restes organiques macroscopiques; pollen et diatomées devraient être recherchés dans les intercalations fines.

Comme pour tout sédiment détritique, quelle que soit sa genèse, la pétrographie de ces accumulations peut être précisée en tenant compte:

- a) de la texture du dépôt, définissant le type d'accumulation,
- b) des dimensions, de la nature, de la forme et de l'arrangement des constituants ainsi que de leur orientation.

Ces caractères dérivent de deux catégories de facteurs. Tout d'abord, de la nature des constituants, c'est-à-dire de leur granulométrie et de leurs formes; ensuite, des facteurs régissant la sédimentation comme, par exemple, le régime du cours d'eau, sa direction, sa vitesse d'écoulement dépendant principalement des conditions climatiques. Ces caractères présentent l'avantage d'être descriptifs; ils permettent de systématiser des complexes et de préciser du même coup la genèse des dépôts et même, d'après ZEUNER (1933) et CAILLEUX (1952), les conditions climatiques.

1) Texture

A ce propos les formations graveleuses décrites ici peuvent se ramener à trois types:

a) La stratification est bien marquée par des couches généralement horizontales, à limites tranchées, constituées soit de sable, soit de fins graviers en bancs épais de quelques décimètres à 1 m voire 1,5 m. Il s'agit d'assemblages continus ou dispersés dans une masse plus fine de petits galets ou de gravillon.

b) Une deuxième catégorie de dépôts ne présente aucune alternance de couches à éléments bien classés granulométriquement. Ce sont des amas comprenant des fragments de tous diamètres, même de gros galets et des blocs (fig. 5). Parfois la



Fig. 3. Graviers à stratification bien marquée; Kosthofen (échelle: 0,5 m).

disposition des galets aplatis esquisse-t-elle une vague stratification. Quant aux bancs les plus fins de ces dépôts, ils présentent quelquefois une microstratification accusée.

c) En dernier lieu, certains affleurements frappent par leur stratification entrecroisée, totale ou partielle, du type lenticulaire ou tabulaire (SHROCK, 1948, p. 245) attestant une direction variable de l'apport et une modification du réseau des cours, certains chenaux se comblant et se déplaçant. Plusieurs des dispositions signalées par ANDERSEN ont été observées (ANDERSEN 1931).

La stratification entrecroisée visible dans quelques gravières, nous a permis de préciser le sens du transport, en suivant les directives et en utilisant les tables publiées par ILLIES (1949):

On relève en premier lieu la direction de la paroi verticale présentant une stratification entrecroisée. Les inclinaisons apparentes et le sens des couches sont mesurés de bas en haut de l'affleurement, par exemple. A l'aide d'une pelle on excave, perpendiculairement à la paroi, afin de mesurer à angle droit le sens et la valeur de l'inclinaison des mêmes couches. Une trentaine de mesures, à 5° près, semblent suffisantes pour déterminer, dans l'espace, les plans de stratification et les représenter, par exemple, en projection stéréographique.

La mise en évidence d'une orientation préférentielle des galets dans les affleurements du Seeland occidental (PORTMANN, 1956, p. 51), nous a incité à relever, ici aussi, la direction du grand axe des galets allongés.



Fig. 4. Détail d'un banc graveleux, avec zone lavée en haut; Kosthofen (échelle: 20 cm).

Les mesures obtenues en une vingtaine d'endroits ont donné lieu à des diagrammes d'orientation de formes caractéristiques et présentant un ou deux maximum (N 35–40°E et N 150°E). Dans quelques gisements, les mesures ont été effectuées à plusieurs niveaux d'apparences dissemblables ou séparés par des intercalations de blocs ou de sables révélant une discontinuité dans le dépôt.

La figure 1 montre que les graviers bordant la vallée de l'Aar, en aval de Bienne, présentent une orientation préférentielle subparallèle au cours actuel de la rivière. Dans le sud de la région, la direction est moins uniforme.

2) Granulométrie

Nous savons qu'il est difficile de préciser la granulométrie des formations grossières. Néanmoins, reprenant une méthode utilisée antérieurement, nous avons obtenu une estimation satisfaisante en déterminant le *diamètre apparent* («*D*»)⁶ et la *longueur apparente* («*L*») des galets (PORTMANN, 1956).

⁶) Le *diamètre apparent* est la moitié de la somme des deux plus grandes dimensions apparentes, horizontale et verticale, d'un galet visible dans la paroi d'un affleurement. $D = \frac{h + v}{2}$.

Contre la paroi verticale d'un affleurement, on place une droite de référence matérialisée par une ficelle, une latte. Des galets recoupés par celle-ci on mesure la longueur (*L*).



Fig. 5. Accumulation chaotique dans le complexe des graviers; Kirchlindach-Meikirch (échelle: 20 cm).

Si l'on se réfère aux courbes granulométriques ainsi établies, on constate une évidente dissemblance d'un niveau à l'autre, preuve de la nature torrentielle des anciens cours d'eau. D'une façon générale, les *diamètres apparents* élevés ne dépassent pas 13 cm et dans la plupart des cas ils mesurent 3 à 4 cm. Les éléments supérieurs à 8 cm sont dispersés dans un assemblage à fragments plus petits. Les amas les mieux classés et à texture homogène comprennent essentiellement des constituants de 1 à 3 cm de diamètre (Kosthofen près de Lyss). Dans un même affleurement, des couches à granulométries différentes peuvent se superposer. Dans plusieurs affleurements, le diamètre diminue de la base au sommet des gravières. Cette constatation permettrait, si elle était confirmée, de considérer ces graviers comme des formations de régression, engendrées par des eaux de fonte lors du retrait du glacier. Pour le moment, trop peu d'affleurements ont été examinés à fond pour autoriser une généralisation.

La moyenne des *diamètres apparents* des 20 affleurements étudiés est comprise entre 2,5 et 6,5 cm, avec une nette prédominance entre 3 et 4 cm, c'est-à-dire des matériaux susceptibles d'être transportés par un cours d'eau possédant une vitesse de 65 à 100 cm/s (ANDERSEN, 1931; MEYER-PETER, 1951);

Le *diamètre apparent* moyen le plus faible (2,5 cm) a été rencontré au sommet de l'affleurement de Kosthofen (512 m), la partie inférieure du gisement accusant un diamètre de 3,4 cm, valeur plutôt faible, elle aussi. Les *diamètres apparents* moyens les plus élevés ont été mesurés à Ortschaften (590 m) où ils atteignent 6 et 6,45 cm alors que partout ailleurs ce diamètre ne dépasse pas 5 cm.

Le nombre d'éléments mesurés sur un mètre apparaît comme dépendant du diamètre et caractéristique de la granulométrie d'une couche; en moyenne 14 fragments d'un diamètre supérieur à 20 mm s'espacent sur un mètre, dans le sens vertical.

INTERCALATIONS SABLEUSES

Les graviers fluvioglaciaires sont abondamment farcis d'intercalations, de lentilles sableuses ou limoneuses bien délimitées et à matériel bien classé. Ces amas, homogènes dans l'ensemble, présentent néanmoins le plus souvent une fine stratification due au classement granulométrique. On fera remarquer que cette microstratification est la plus fréquente pour les sables de 60 à 200 μ et de 200 à 600 μ de diamètre qui se présentent en couches de 1 à 2, voire 3 dm d'épaisseur (voir fig. 6).

Du point de vue granulométrique, les 15 échantillons tamisés se répartissent en deux catégories, pas foncièrement différentes d'ailleurs et présentant toutes deux une distribution unimodale. Dans un premier groupe, à spectre granulométrique régulier, le 89 % est constitué par la fraction comprise entre 0,6 et 0,1 mm de diamètre et le diamètre à 50 % est de 0,22 mm. Dans le second groupe comprenant 6 échantillons, le même pourcentage est représenté par les éléments d'un diamètre supérieur à 0,2 mm; le diamètre à 50 % atteignant 0,36 mm. Le coefficient de classement est de 1,4, donc voisin de ce que LUTHY *et alt.* (1963) ont mentionné pour des sables glaciaires, de cette granulométrie, provenant des environs de Berne. On sait que la fraction comprise entre 20 et 50 μ est engendrée par gélivation; ici, dans les formations graveleuses, cette fraction de sable fin est inférieure à 10 %; elle est de 30 % dans les moraines superposées à ces graviers.

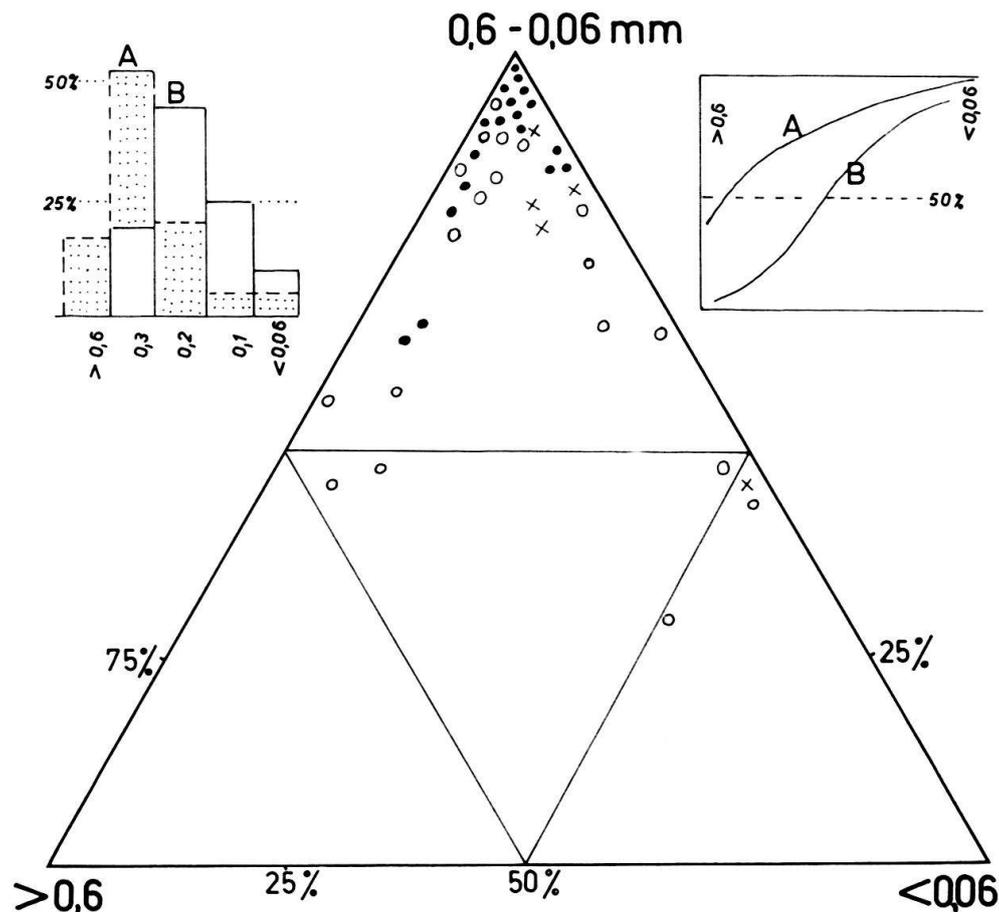


Fig. 6. Granulométrie des intercalations de sable dans les graviers: ● région étudiée ici, ○ région des lacs subjurassiens, x sables fluvioglaciaires de Suède centrale (LUNDQVIST G. 1940). Latéralement, histogrammes et courbes cumulatives des deux types de sable (voir texte p. 709).

Reportés sur un graphique à échelle de probabilité, les courbes granulométriques correspondent d'après DOEGLAS (1947) au type des suspensions de sable bien classé, immédiatement au-dessus du lit d'un cours d'eau à fort débit.

Ces sables présentent dans l'ensemble une granulométrie plus homogène que ceux rencontrés dans la région des lacs subjurassiens. C'est ce que met en évidence la figure 6, dans laquelle on a aussi indiqué la granulométrie de sables de formations glaciaires de Suède (LUNDQVIST G. 1940). Les sables analysés par OKKO en Islande (1955) sont plus grossiers que les nôtres.

3) Lithologie

Pétrographie des granules de 6 à 24 mm

Nous nous en sommes tenu aux granules de 6 à 24 mm, choix dont nous avons déjà signalé les avantages ailleurs (PORTMANN, 1956a, p. 28). Afin d'acquérir des

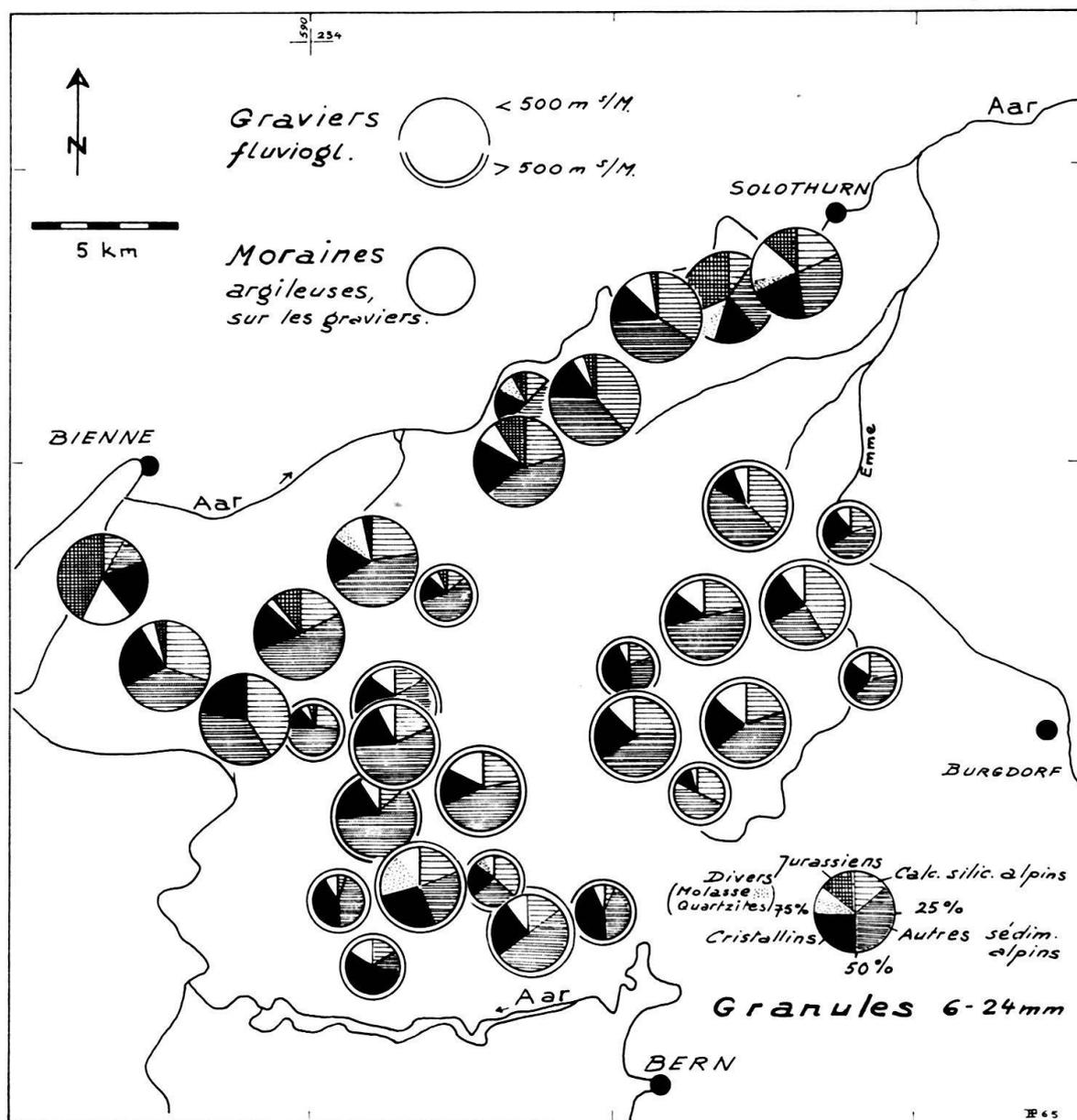


Fig. 7. Pétrographie des granules de 6-24 mm (voir aussi fig. 1.)

indications préliminaires, nous avons réparti une centaine de fragments (50 d'un diamètre de 6 à 12 mm et 50 autres éléments de 12 à 24 mm) en 5 catégories pétrographiques (fig. 7):

- a) calcaires jurassiens,
- b) calcaires alpins mésozoïques, siliceux, bleu-noir,
- c) autres roches sédimentaires (sans la molasse),
- d) roches cristallines,
- e) divers, y compris les fragments molassiques très peu nombreux et les quartzites.

Dans les dépôts fluvioglaciaires, les granules sédimentaires alpins constituent la moitié, voire les trois quarts des granules de 6 à 24 mm. Les valeurs les plus élevées ont été rencontrées aux localités mentionnées ci-dessous.

Localités	altitude	calc. siliceux alpins %	autres roches sédimentaires alpines %	total des roches sédimentaires alpines %
Arch	450 m	37	37	74
Leuzigen	455	33	40	73
Limpach	520	33	49	82
Fraubrunnen	525	18	55	73
Ziegelried	630	21	54	75
Saurenhorn	635	10	65	75

Il ressort de ce tableau que les fragments de calcaires siliceux alpins diminuent en nombre lorsque croît l'altitude, tandis que les autres roches sédimentaires alpines au contraire augmentent nettement (fig. 8 et 9).

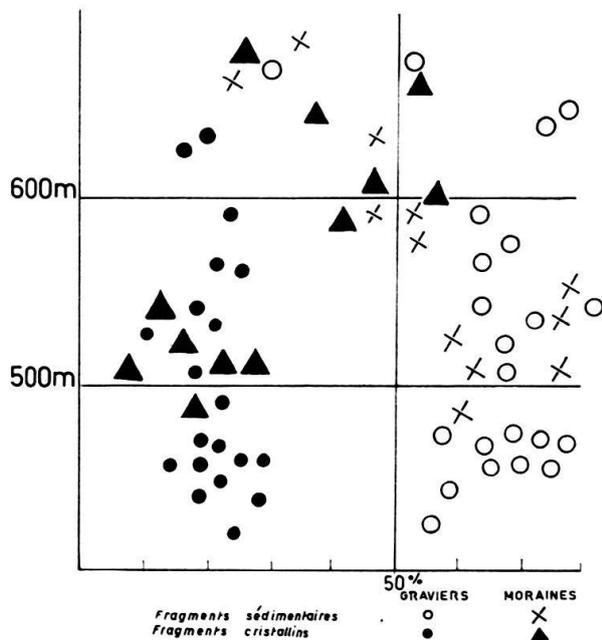


Fig. 8. Pétrographie comparée des graviers et des moraines superposées, en fonction de l'altitude (fraction 6-24 mm).

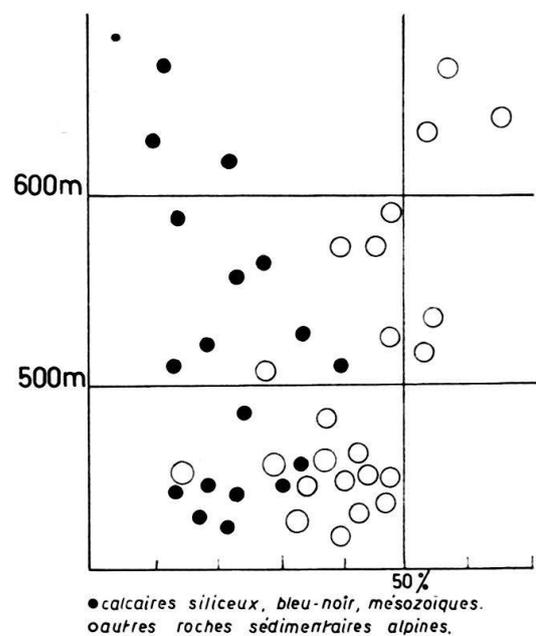


Fig. 9. Pétrographie des graviers; variations des éléments sédimentaires alpins en fonction de l'altitude (fraction 6-24 mm).

Quant aux granules cristallins, leur pourcentage est en moyenne de 15 à 24, ce qui correspond aux recensements effectués dans la région des lacs subjura-siens. La valeur la plus faible a été constatée à Büren zum Hof (11 %), en bordure de la plaine de l'Emme, en aval de Berthoud (Burgdorf). Les pourcentages les plus élevés caractérisent les formations de Lüsslingen (28 %) et de Meikirch (33 %). Certains affleurements présentent une proportion excessivement faible d'éléments mélanocrates, d'autres en sont particulièrement riches. La moyenne générale peut être fixée à 5 %. Des fragments de molasse n'apparaissent que sporadique-ment et en nombre insignifiant à l'exception des 19 % constatés à Meikirch, ce qui s'explique par la proximité du soubassement tertiaire visible aux alentours de la gravière.

Quant aux éléments jurassiens, ils n'existent en quantité appréciable que dans la bordure septentrionale de la région étudiée, c'est-à-dire au sud de l'Aar, entre Lyss et Lüsslingen.

Lors de nos recensements, nous avons compté séparément les quartzites, en distinguant les fragments de quartz cristallisé des quartzites sédimentaires. Alors que la moyenne générale de ces derniers est de 5 %, certains affleurements d'un même secteur en renferment davantage (Kirchlindach – Meikirch 9 %; Fraubrunnen 10 %; Meikirch 11 %; Jegenstorf 18 %).

Les fragments de roches sédimentaires alpines et préalpines autres que les calcaires siliceux, mésozoïques, bleu-noir, montrent une augmentation numérique avec l'altitude. Ils sont les moins abondants dans les gisements de basse altitude c'est-à-dire dans le secteur septentrional, en bordure de l'Aar.

Le tableau ci-dessous, de même que la figure 10, résumant la constitution pétro-graphique des graviers ainsi que des moraines qui seront étudiées plus loin (p. 717).

Roches

Moyennes (%):	sédimentaires		cristallines		Quartzites		Carbonates (fraction 0,2-0,1mm)
	calcaires	non calcaires	leucocrates	mélano- crates	cristallins	sédi- mentaires	
Moraines de fond surmontant les graviers	8	44	27	10	6	6	15 ⁷⁾
Graviers	22	42	20	6	4	7	30
Sables en lentilles							18-20

⁷⁾ Quelques échantillons décalcifiés de moraines, ne sont pas pris en considération ici.

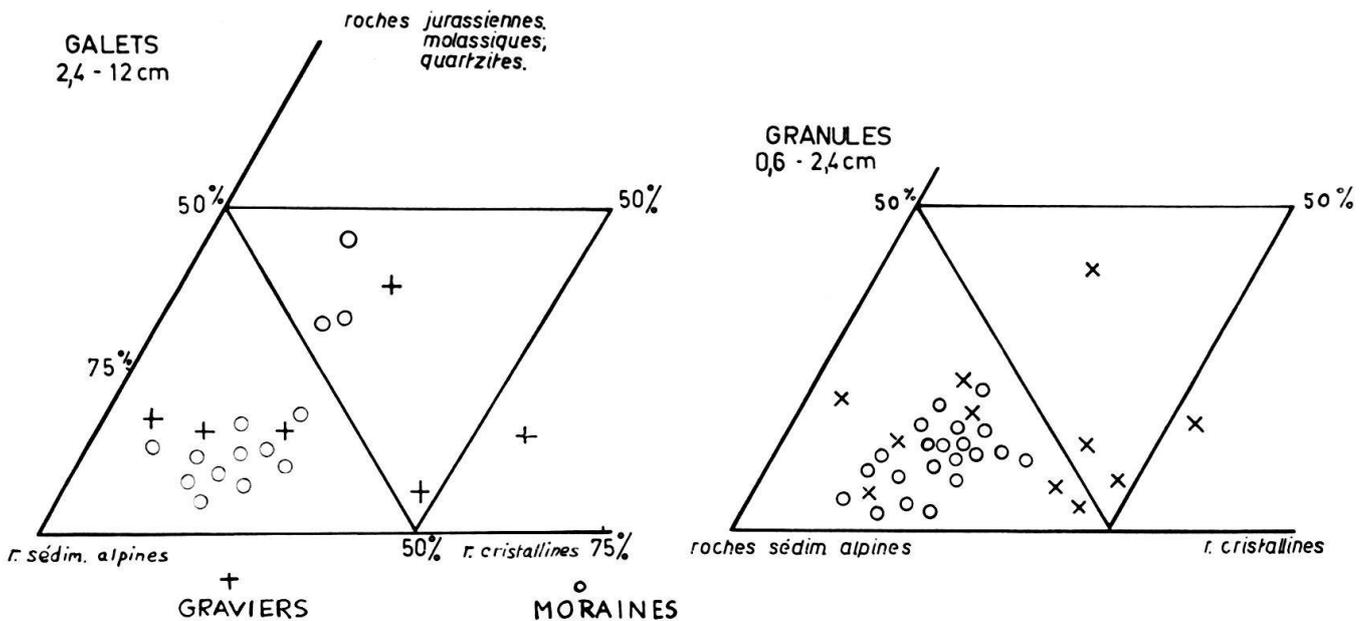


Fig. 10. Pétrographie des graviers et des moraines (galets et granules).

4) Teneur en carbonates de la fraction sableuse

Sachant, par des investigations antérieures, combien la teneur en carbonates peut être représentative de la nature des sédiments meubles, nous avons tenu à en préciser les variations dans les sables fluvioglaciers étudiés ici.

Comme précédemment, les dosages se firent par la méthode gazométrique en utilisant le calcimètre Bernard (PORTMANN, 1956a, p. 29) et en ne faisant aucune distinction entre les carbonates de calcium et ceux de magnésium, moins abondants (environ 15 % de la totalité des carbonates d'après des analyses préliminaires). Les dosages portèrent sur du matériel brut, non tamisé, ainsi que sur diverses fractions sablonneuses.

Des résultats il ressort que :

- a) les valeurs sont extrêmement voisines pour les échantillons prélevés dans un même affleurement, quels que soient les niveaux (PORTMANN, 1956, fig. 15, p. 37); néanmoins les échantillons Nos. 773 et 775 provenant de Zuzwil diffèrent nettement; on doit y voir, semble-t-il, l'influence de la nature limoneuse de l'un d'eux (éch. 773),
- b) la variation en fonction du diamètre, constatée déjà dans une autre région, se répète ici (PORTMANN, 1956b, p. 36),
- c) la fraction comprise entre 0,2 et 0,1 mm de diamètre peut être retenue comme fraction indicatrice lorsqu'on veut se dispenser de doser les carbonates de toutes les fractions dimensionnelles,
- d) les différences restent faibles entre la teneur en carbonates du matériel fin brut (non tamisé, non lavé) et de la fraction comprise entre 0,2 et 0,1 mm isolée par

tamassage sous l'eau. Dans la majorité des cas, les valeurs se rapportant au matériel brut sont de 1 à 2 % plus élevées seulement⁸⁾.

- e) dans tous les cas, les sables intercalés dans les graviers fluvioglaciers, sont plus riches en carbonates que les moraines de fond superposées à ces derniers. L'écart peut même être important (20 % pour l'éch. de Jegenstorf 740, 29 % pour le No 768 de Fraubrunnen).

En moyenne, - et toujours dans la fraction 0,2 - 0,1 mm - les moraines accusent une teneur de 15 % de carbonate alors que la fraction sableuse des graviers en recèle le double (30 %); les lentilles fines incluses dans les graviers, ont une teneur de 18 à 20 %.

A. Les variations géographiques. Les fluctuations ne sont pas très marquées; rares sont les échantillons accusant un pourcentage inférieur à 15 %; par contre, nombreux sont ceux présentant une teneur comprise entre 18 et 20 %. Néanmoins, les échantillons provenant du secteur compris entre Jegenstorf, Arch-Gosswil, Limpach-Büren z. Hof, Fraubrunnen, Deisswil, Hindelbank possèdent un pourcentage nettement plus élevé; ce sont les seuls à dépasser 45 %. Rappelons pour comparaison que la moyenne des sables glaciaires du Seeland occidental s'élève à 21 % (PORTMANN, 1956b); en amont de Berne, par contre, nous avons obtenu des valeurs supérieures à 40 %.

B. Les variations en fonction de l'altitude. Connaissant le rôle de l'altitude dans l'individualisation des formations d'âges différents, nous nous sommes préoccupé des variations de la teneur en carbonates en fonction de l'altitude. On ne décèle aucune influence de l'altitude; tout au plus y remarque-t-on que les valeurs les plus élevées ont été rencontrées dans des affleurements de 500 à 560 m d'altitude, c'est-à-dire ceux que nous avons mentionnés ci-dessus, à propos des variations géographiques.

C. Les variations en fonction de l'âge attribué par les auteurs. Certes, notre opinion ne saurait être catégorique étant donné que seules quelques-unes des formations étudiées ici ont été datées par les auteurs, Néanmoins, l'absence constatée de variations en fonction de l'altitude constitue déjà une indication.

Les formations de 6 affleurements étudiés ici et prétendus rissiens («Plateauschotter» et «Krauchtalschotter») par GERBER (1950) offrent une gamme étendue de valeurs, de 17 à 52 %. Si cette diversité n'infirme pas, à elle seule, les désignations chronologiques de GERBER, elle met toutefois en évidence la pluralité des apports.

Les dépôts qualifiés de würmiens, eux aussi, ont fourni des valeurs très dispersées.

5) Les minéraux lourds

D'une trentaine d'échantillons de sables prélevés dans les graviers, on a isolé les minéraux lourds selon la technique d'EDELMAN (1933). Les minéraux les plus fréquents dans la fraction $< 210 \mu$ sont le grenat, l'épidote, la saussurite;

⁸⁾ Exception de l'échantillon 782 prélevé au-dessus de Saurenhorn dont le matériel fin, brut accuse une teneur de 26 % alors que les fractions de 0,3 à 0,2 ainsi que de 0,2 à 0,1 et de 0,1 à 0,06 mm ne possèdent pas plus de 12 % de carbonates.

les altérites sont nombreux et la proportion des minéraux opaques est extrêmement variable. Parmi les minéraux secondaires et accessoires, on peut citer: la staurolite, l'hypersthène, la sillimanite, le zircon, le rutile, le disthène, les hornblendes brune et verte, l'andalousite, l'augite, la tourmaline (fig. 11).

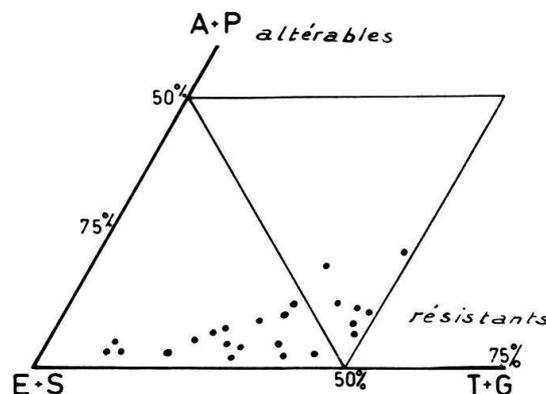


Fig. 11. Minéraux lourds (fraction < 210 μ). E + S: épidote et saussurite; T + G: tourmaline et grenat; A + P: amphiboles et pyroxènes.

On pourrait s'attendre à des différences minéralogiques en fonction de l'âge des formations; les minéraux résistants se trouvant enrichis par disparition des autres; les pyroxènes et les hornblendes s'altérant les premiers, puis les grenats et les épidotes.

C'est en vain que nous avons recherché une association caractéristique d'un certain secteur géographique ou d'un niveau stratigraphique. Les minéraux identifiés se retrouvent presque partout. Si des recensements actuellement en cours fournissent des indications plus précises, ils ne manqueront pas d'être publiés. Pour le moment, on remarquera seulement que le glaucophane et la tourmaline bleue considérés par SINDOWSKY (1949) comme minéraux typiquement alpins sont extrêmement rares. La tourmaline et le zircon qui feraient défaut dans les dépôts de l'Aar mais qui caractériseraient l'apport de la Sarine (MÜLLER 1938, van ANDEL 1950), sont représentés mais faiblement. Les épidotes sont relativement abondants, mais beaucoup moins que dans les formations graveleuses des environs de Berne (LÜTHY, MATTER et NABHOLZ, 1963).

6) Morphométrie des constituants des graviers

La morphométrie des constituants d'un sédiment rend possible la diagnose de l'agent d'usure et de transport; elle facilite le dépistage de remaniements ou le mélange de plusieurs apports. Enfin, elle permet avant tout une description objective de la forme des éléments rocheux.

Dans la présente étude, on a déterminé les indices d'aplatissement, de dissymétrie et d'émoussé selon CAILLEUX (1952) et PORTMANN (1956a). On a pris en considération les fragments de 5 à 10 cm de long de calcaires siliceux alpins, gris bleu, mésozoïques, toujours présents dans les graviers étudiés ici. Ces calcaires compacts, facilement reconnaissables sans qu'il soit nécessaire de les casser, pré-

sentent des formes caractéristiques. Ceux que l'on trouve dans les moraines argileuses sont abondamment striés.

A propos de l'indice d'aplatissement, on peut préciser que la fréquence maximum se situe en général dans la classe de 151 à 200, que la médiane (valeur à 50 %) est comprise entre les extrêmes de 173 à 233, avec un maximum marqué à 200. La figure 12 donne une idée de la dispersion de l'indice pour un certain échantillon.

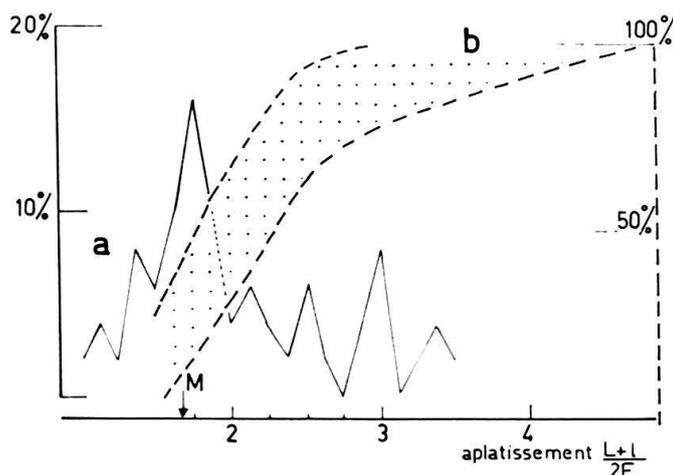


Fig. 12. a) exemple de courbe d'aplatissement de galets calcaires prélevés à Büetigen (M: médiane, valeur correspondant à la fréquence de 50 %).

b) enveloppe de 20 courbes cumulatives représentant l'aplatissement des galets calcaires de divers affleurements.

Quant à l'indice de dissymétrie, les fréquences les plus fortes correspondent aux classes de 56 à 65 surtout; la médiane varie entre 57 et 67 avec un maximum aux environs de 62.

L'indice d'émoissé présente la fréquence la plus élevée pour la classe de 31 à 40, parfois de 41 à 50; la médiane donne des valeurs comprises entre 40 et 50, avec prédominance à 44 et à 50.

Les résultats consignés ici n'acquerront toute leur importance que lorsque des comparaisons seront possibles, que lorsque la morphométrie des constituants des graviers et des moraines d'autres régions aura été étudiée. D'ores et déjà, il est possible de tirer quelques remarques générales, en considérant la médiane de chaque échantillon:

- l'indice d'aplatissement semble d'autant plus élevé (les galets sont donc d'autant plus plats) que les formations sont à une altitude plus basse. Autrement dit, l'indice d'aplatissement le plus haut est celui des galets des dépôts situés le plus au nord de la région, le long de la vallée de l'Aar, de Bienne à Soleure (fig. 13).
- L'indice de dissymétrie et l'indice d'émoissé ne présentent pas de relation avec l'altitude.

TRICART et CAILLEUX (1962, p. 263) ont publié un diagramme des variations de l'indice d'aplatissement en fonction de l'indice d'éroulé. De cette façon, ils ont pu définir quelques ensembles génétiques et tracer les limites du fluviatile, du fluviatile tempéré, des formations fluvioglaciaires, des moraines. Portés sur ce diagramme, nos résultats constituent un groupe concentré dans le secteur du fluvioglaciaire, comme le montre la figure 14.

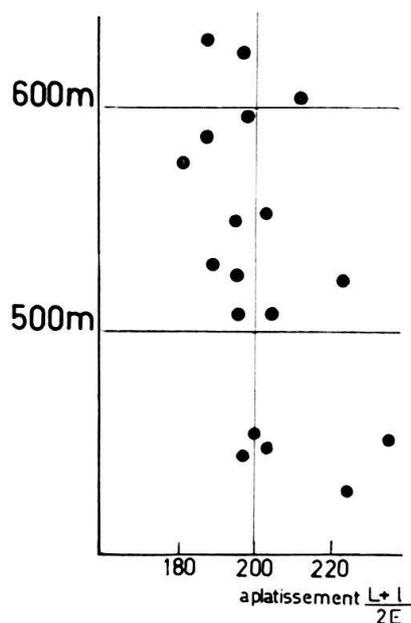


Fig. 13. Aplatissement des galets calcaires siliceux alpins, mésozoïques, en fonction de l'altitude.

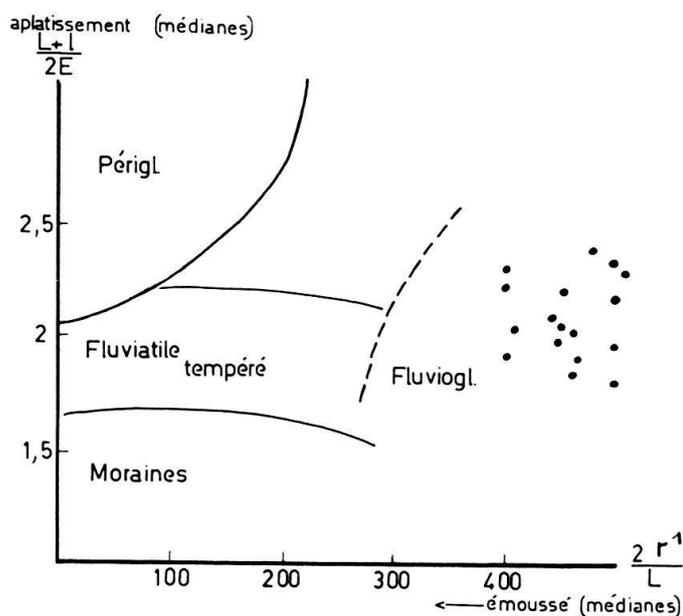


Fig. 14. Diagramme morphométrique précisant la forme des galets calcaires et l'origine des graviers, d'après TRICART J. et CAILLEUX A. 1962, p. 263. • Nos mesures.

B. LES MORAINES

Comme on l'a mentionné plus haut (p. 699), les graviers sont souvent recouverts d'une moraine argileuse à galets striés, dite moraine de fond.

Granulométrie des moraines superposées aux graviers

En général, seule la masse fine des moraines, comprenant les éléments inférieurs à 20 mm, a été tamisée.

La granulométrie des constituants plus grossiers n'a été précisée que pour un affleurement, celui de Münchenbuchsee. Le «*diamètre apparent*» moyen y est de 3,65 et 5,5 cm, dimensions à peu près semblables à celles des graviers (cf. p. 708), mais plus faibles que la moyenne des moraines de la région d'Anet-Monsmier (PORTMANN, 1965, p. 22). Les courbes cumulatives portant sur la «*longueur apparente*» (p. 707) mettent en évidence la finesse du squelette de cette moraine. Cette particularité et l'abondance en galets roulés pourraient être dues à une reprise des graviers sous-jacents.

En général, la matrice des moraines de fond ne diffère pas, granulométriquement, de celles provenant de la région des lacs sub-jurassiens. Il s'agit de moraines à

sablon, riches en limon et argile comme le montrent le tableau ci-dessous et la figure 15. La fraction de 20 à 50 μ , engendrée par gélivation, y est de 25 à 30 % alors qu'elle ne dépasse pas 10 % dans les formations graveleuses étudiées ci-dessus.

Dans les moraines de fond, argileuses, à galets striés, les roches sédimentaires, et plus spécialement les calcaires siliceux alpins, diminuent avec l'augmentation de l'altitude. Ce sont les affleurements situés dans la région de Wiler, Kernenried, Jegenstorf et Fraubrunnen, à 500–540 m d'altitude qui en sont les plus riches. Les roches cristallines prédominent dans les dépôts rencontrés à plus de 560 m d'altitude (région du Forst, Deisswil); ceci concerne surtout les éléments leucocrates, le pourcentage en roches mélanocrates ne variant que faiblement. Précisons néanmoins que ces derniers sont plus abondants au SW et au SE du secteur étudié. On notera l'homogénéité pétrographique des affleurements compris entre 500 et 520 m d'altitude et dans lesquels les fragments leucocrates sont à peine plus nombreux que les mélanocrates.

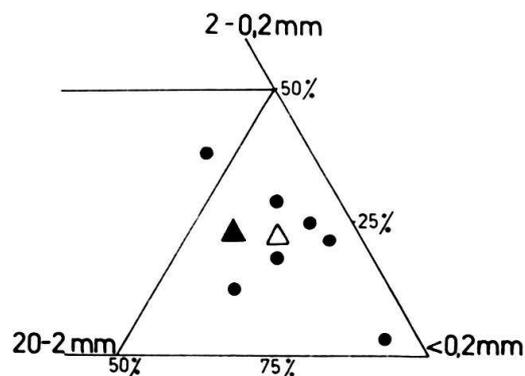


Fig. 15. Granulométrie des moraines (●); ▲ moyenne; △ moyenne des moraines de fond, argileuses, de la région jurassienne (PORTMANN, J. P. 1956 b, p. 31, fig. 14).

	Diamètre en mm					
	gravillon	sable		sablon		limon argile
	20-2 %	2-0,6 %	0,6-0,2 %	0,2-0,06 %	0,06-0,02 %	<0,02 %
Moraines sablonneuses, riches en sable et en limon, argile (PORTMANN, 1956, p. 25)	14	10	13	13	29	22
Moraines de fond du Bassin molassique (ibid. p. 22)	18	6	16	19	23	18
Moraines de fond de la région Lyss-Berthoud étudiée ici.	14	4	16	18	27	22

IV. Conclusions

Le présent travail est consacré à l'étude pétrographique des formations glaciaires situées à l'est du lac de Biemme en Suisse (fig. 1). Celles-ci comprennent des graviers fluvioglaciaires, en général stratifiés et farcis d'intercalations sableuses, et le plus souvent recouverts de moraine argileuse à galets striés (moraine dite de fond).

A. Les graviers

La granulométrie a mis en évidence le caractère changeant de ces accumulations de graviers correspondant semble-t-il à une phase de régression («diam. apparent» moyen: 3–4 cm). Ces matériaux ont été charriés à une vitesse de 2 à 4 km à l'heure, alors que les sables intercalés ont été transportés sous forme de suspensions bien classées, immédiatement au-dessus du lit d'un cours à fort débit. Dans ces sables, la fraction de gélivation est représentée par moins du 10 % des éléments, en poids.

Les mensurations morphométriques ont permis de constater que les galets de calcaire siliceux, d'origine alpine, et d'un diamètre de 5 à 10 cm, sont d'autant plus aplatis qu'ils proviennent d'affleurements situés à basse altitude, c'est-à-dire dans la portion septentrionale de la région étudiée (vallée de l'Aar, en aval de Biemme). Le graphique de la fig. 14 montre que si l'on considère les variations de l'indice d'aplatissement en fonction de l'indice d'émoussé, nos résultats se concentrent dans l'aire correspondant aux formations fluvioglaciaires d'après TRICART et CAILLEUX (1962).

La figure 1 (voir p. 698) et sa légende montrent l'orientation préférentielle des galets allongés et la constance de celle-ci dans certains secteurs géographiques et à certains niveaux. Des mesures de ce genre, plus nombreuses et plus systématiques fourniraient des indications plus précises sur les anciens cours et leurs variations.

Les recensements pétrographiques ont révélé la nette prédominance (50–75 %) des granules sédimentaires dans la fraction de 6 à 24 mm, ainsi que la diminution avec l'altitude croissante des calcaires siliceux alpins, d'âge mésozoïque. Les granules cristallins forment 15 à 25 % des éléments de même diamètre.

Le dosage des carbonates de la fraction comprise entre 0,2 et 0,1 mm a montré la teneur relativement élevée (> 45 % en poids) des échantillons de la zone Jegensdorf-Hindelbank. Les sables intercalés dans les graviers sont plus riches en carbonates que les moraines superposées à ces derniers.

L'examen des minéraux lourds n'a révélé aucune association caractéristique, ni géographiquement, ni stratigraphiquement. Les espèces les plus fréquentes sont le grenat, l'épidote, la saussurite; par contre, le glaucophane est peu représenté.

Nous avons projeté de rechercher des vestiges d'organismes (pollen, diatomées) dans les lentilles argileuses et limoneuses incluses dans les graviers, mais nous n'en avons pas eu le loisir. Une portion de tibia de Rhinocéros a été trouvée à Leuzigen (Gravière Wyss). Cet ossement fut identifié par Dr. F. E. KOPY de Bâle (19 janv. 1960); nous l'en remercions sincèrement. Une datation isotopique serait évidemment très instructive.

B. Les moraines

Quant à la moraine de fond, argileuse et à galets striés, elle se rapproche par sa granulométrie de celle des lacs subjurassiens; il s'agit d'une moraine à sablon, riche en limon et en argile. La fraction de gélivation est bien représentée par 25 à 30 % d'éléments de 20 à 50 μ . Les fragments cristallins prédominent dans les affleurements situés à plus de 560 m d'altitude. On constate aussi que les roches sédimentaires, y compris les calcaires siliceux alpins, diminuent avec l'augmentation de l'altitude.

Ce travail a le caractère d'une étude préliminaire avec le dessein de mettre en évidence ce qu'apporte l'étude pétrographique, encore trop négligée, des formations glaciaires. Il nous paraît que des prélèvements à plusieurs niveaux d'un même affleurement, et dans des gravières plus nombreuses, augmenteraient la valeur de recherches de ce genre. Il importerait encore de procéder à la cartographie des formations (*carte des faciès*, cf. PORTMANN 1956a) et surtout à leur analyse structurale afin de pouvoir établir des corrélations entre des gisements voisins. La recherche de vestiges d'organismes dans certaines intercalations argileuses ne serait peut-être pas vaine, non plus.

BIBLIOGRAPHIE

Les descriptions régionales antérieures à 1950 ne sont pas citées ici: elles sont mentionnées par BECK H. 1958, HANTKE R. 1959, PORTMANN J. P. 1956 b, ZIMMERMANN H. W. 1963.

- ANDEL van, T. H. (1950): *Provenance, transport and deposition of Rhine sediments*. Thèse Wageningen.
- ANDERSEN, S. A. (1931): *Om Aase og Terrasser in den Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltingens Forløb*. København.
- BECK, P. (1955): *Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs*. Eclogae geol. Helv. 47 (2), 369-373.
- BECK, H. (1958): *Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn*. Thèse Fribourg.
- CAILLEUX, A. (1952): *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*. Geol. Rdsch. 40 (1), 11-19.
- DOEGLAS, D. J. (1947): *Recherches granulométriques aux Pays-Bas*. Sess. extraord. Soc. belges géol. Bruxelles, 1946.
- DU PASQUIER, L. (1891): *Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz*. Matér. Carte géol. [n. s.] 1e livr., Bern, 140 p., 2 cartes, 1 pl.
- (1894): voir PENK A. et BRÜCKNER E. 1894.
- EDELMAN, C. H. (1933): *Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair*. Thèse Amsterdam.
- FLINT, R. F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology*. New-York.
- GERBER, Ed. (1955): *Ergebnisse glazialgeologischer Studien nordöstlich von Bern*. Mitt. naturf. Ges. Bern [N. F.] 12.
- HANTKE, René (1959): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 104, (1), 39 p.
- (1963): *Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär*. Jber. Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Vereinig. [N. F.] 45, 45-60, 3 fig.
- HEIM, Alb. (1919-1922): *Geologie der Schweiz*. Leipzig.
- ILLIES, H. (1949): *Die Schrägschichtung in fluviatilen u. litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung u. Auswertung*. Mitt. geol. Staatsinstitut Hamburg, 19, 89-109.
- JAYET, Ad. (1955): *Le problème du fluvioglaciaire*. Geographica helvetica, 3, 148-153.
- (1957): *Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvioglaciaires*. Eclogae geol. Helv. 50 (2).

- JAYET, Ad., & PORTMANN, J. P. (1961): *Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Canton de Vaud, Suisse)*. Eclogae geol. Helv. 53, (2), 640-645, 1 fig.
- LUNDQVIST, G. (1940): *Bergslagens Minerogena Jordarter*. Sver. geol. Undersök. (C), 433.
- (1943): *Norrlands Jordarter*. Sver. geol. Undersök. (C), 457.
- LÜTHY, H., MATTER, A., NABHOLZ, W. K. (1963): *Sedimentologische Untersuchung eines temporären Quartäraufschlusses bei der Neubrügg nördlich Bern*. Eclogae geol. Helv. 56 (1), 119-145, fig.
- MEYER-PETER, E. (1951): *Transport des matières solides en général et problèmes spéciaux*. Bull. Centre d'étude, de recherches et d'essais scientif. des constr. du génie civil..., Liège, 5, 279-315.
- MORNOD, Léon (1947): *Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse Gruyère*. Eclogae geol. Helv. 40 (1), 15-35, 8 fig.
- MOSER, Samuel (1958): *Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus*. Mitt. Geogr.-ethnol. Ges. Basel 10, 1955-57.
- MÜLLER, A. (1938): *Die mechanische und mineralogische Konstitution der Saane-Sande*. Ber. schwyz. naturf. Gesell. 2.
- NUSSBAUM, F. (1951): *Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn*. Mitt. naturf. Ges. Solothurn 16, 1848-1951.
- OKKO, V. (1955): *Glacial drift in Iceland, its origin and morphology*. Bull. Comm. géol. Finlande, 170.
- PENCK, A. BRÜCKNER, E., et DU PASQUIER, L. (1894): *Le système glaciaire des Alpes*. Guide... Congrès géol. intern. Zürich.
- PENCK, A., et BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- PORTMANN, J. P. (1956a): *Les méthodes d'étude pétrographique des dépôts glaciaires*. Geol. Rdsch. 45, (2), 411-454, 2 fig.
- (1956b): *Pétrographie des moraines würmiennes du Glacier du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse)*. Bull. Soc. neuch. Géogr., 1954-1955, 51, 5, 43 p., 19 fig.
- PORTMANN, J. P., et JAYET, Ad. (1961): *Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (Canton de Vaud, Suisse)*. Eclogae geol. Helv. 53, (2), 640-645, 1 fig.
- SHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*. New-York.
- SINDOWSKY, K. H. (1949): *Results and problems of heavy mineral analysis in Germany*. Sedimen. Petrogr. 19, 1-25.
- TRICART, J., et CAILLEUX, A. (1962): *Le modelé glaciaire et nival*. Paris.
- ZEUNER, F. E. (1933): *Die Schotteranalyse. Ein Verfahren zur Untersuchung der Genese von Flussschottern*. Geol. Rdsch. 24, 64-104.
- ZIMMERMANN, H. W. (1963): *Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz)*. Mitt. naturf. Ges. Solothurn, 21.

