

# PÉTROGRAPHIE DES FORMATIONS GLACIAIRES

- I. Les méthodes d'étude pétrographique des dépôts glaciaires (*Tiré à part de : Geologische Rundschau 45/2, 1956 ; 43 p., 2 fig.*).
- II. Pétrographie des moraines würmiennes du Glacier du Rhône dans la région des lacs subjurassiens - Suisse - (*Tiré à part du Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie 51/5, 1954-1955 (1956), 43 p., 19 fig.*).

## THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel  
pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

**JEAN-PIERRE PORTMANN**

Licencié ès sciences naturelles  
Ancien assistant à l'Institut de géologie

Au terme de cette étude, je me fais un devoir de remercier ceux qui m'ont conseillé au cours de mes recherches. Mes sentiments de gratitude s'en vont tout d'abord à mon Maître, M. le professeur C.-E. WEGMANN, qui sut m'orienter dans un domaine aussi intéressant et prometteur. Ma reconnaissance s'adresse aussi à mon ami Gösta LUNDQUIST et à ses collègues du Service géologique de l'État suédois qui m'accueillirent chaleureusement dans leur pays en 1949 et m'initèrent à la géologie du Quaternaire. Ce séjour me fut rendu possible par une bourse du « Svenska Institutet för utbyte med utlandet » que je tiens à remercier ici. Je n'oublierai pas davantage la cordiale hospitalité de M. le professeur EDELMAN et de ses collaborateurs du Service pédologique des Pays-Bas, à Wageningen, ni le privilège que j'eus de participer en 1947 à l'Expédition Lauge Koch au Groenland nord-oriental.

Neuchâtel, printemps 1956.

- J.-P. PORTMANN.

## UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

### FACULTÉ DES SCIENCES

*La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de messieurs les professeurs WEGMANN, GALOPIN et AUBERT, autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.*

*Neuchâtel, 11 mai 1955.*

*Le Doyen :*

*Prof. Dr Robert CHABLE.*

*Tiré à part de : Geologische Rundschau 45/2, 1956 ; 43 p., 2 fig.*

---

# LES MÉTHODES D'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES DÉPÔTS GLACIAIRES<sup>1)</sup>

PAR

J.-P. PORTMANN

(NEUCHÂTEL)

---

<sup>1)</sup> Cet article constitue la première partie condensée, — d'intérêt général et méthodologique, — d'un travail dont la seconde partie, intitulée *Péetrographie des Moraines du Glacier Würmien du Rhône dans la Région des Lacs Subjurassiens*, paraît dans le *Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie*, LI/5, No. 10, 1956 (Suisse).

## A la Mémoire d'HENRI LAGOTALA

“The moraine constitutes a definite historical datum line in the midst of the glacial epoch and becomes a basis of reference and correlation for adjacent formations. It is an historical rempart outlining the dynamic agency of the period at an important stage of its activity and separating the formations on either hand by a chronologic barrier.”  
T. C. CHAMBERLIN

### Zusammenfassung

Zu Beginn zeigt unsere Arbeit, wie sich die Einteilung der Glazialablagerungen und deren Studienmethoden entwickelt haben. Anschließend folgen Betrachtungen über die Tragweite der Quartärgeologie.

Ein zweites Kapitel hebt die allgemeinen Methoden hervor, die sich zur Erforschung der alten Glazialablagerungen, besonders der Moränen, eignen würden. Um nämlich die Vorgänge des Quartärs richtig zu verstehen, müssen die verschiedenen Merkmale der Glazialbildungen in Betracht gezogen werden, wie z. B. ihre Lagerungsart, ihre Morphologie, die Vergesellschaftung der Faziesgruppen und, vor allem, die petrographischen Merkmale.

Bisher wurden die petrographischen Methoden vernachlässigt. Wir stellen uns deshalb die Aufgabe, sie zu definieren und den Wert ihrer Anwendung aufzuzeigen. Die petrographischen Methoden bedeuten eine unentbehrliche Ergänzung der übrigen Methoden, die, allein, unmöglich die zahlreichen Probleme der Quartärgeologie zu lösen vermögen.

Ferner bearbeiteten wir die Fragen der Korngrößenverteilung der Moränen (S. 13), der Zusammensetzung (S. 21), der Formen (S. 32) und der Orientierung (S. 36) der Komponenten. Wir bestimmten deren Anwendbarkeit und unterzogen die Methoden anderer Forscher einer kritischen Prüfung.

Es folgt eine Beschreibung unserer Methoden, ferner werden einige Resultate vom methodologischen Standpunkt aus erläutert.

In einer ergänzenden Arbeit (PORTMANN, 1956 b) haben wir die hier erwähnten petrographischen Methoden angewandt. Diese ermöglichen die genaue Beschreibung der Ablagerungen und erklären deren Entstehung.

Indem die petrographischen Methoden Ähnlichkeiten und Wechselbeziehungen der verschiedenen Ablagerungen zeigen, schaffen sie differenzielle Diagnosen. Es entsteht schließlich eine Synthese, die die Glazialbildungen eines ausgedehnten Gebietes vereinigt und ordnet.

### I. Introduction

Dans cette introduction, notre intention est de retracer l'élaboration de la classification des dépôts glaciaires, de rappeler l'évolution de leurs

méthodes d'étude et de faire entrevoir quelques perspectives de la géologie du Quaternaire.

Les débuts de la théorie glaciaire et les recherches de ses promoteurs dans le secteur alpin, vers le milieu du siècle dernier, ont été si souvent relatés que nous n'y reviendrons pas (v. BUCH, 1818, 1819, 1827, 1837; VENETZ, 1830; AGASSIZ, 1837; HUGI, 1843; ESCHER v. D. LINTH, 1852; DOLLFUS-AUSSET 1863; DE LA RIVE, 1865; PENCK, 1882; FALSAN, 1889; FOREL, 1899; LUGEON, 1920; DE MARGERIE, 1922; BECK, 1933; KLEBELSBERG, 1948; FLINT, 1948). Rappelons cependant que c'est dans sa séance tenue à Berne, en 1816, que la Société Helvétique des Sciences naturelles « s'est occupée pour la première fois de l'étude des glaciers » (VENETZ, 1861).

En Suisse, le matériel erratique dispersé au Nord des Alpes éveilla de bonne heure un grand intérêt. KUHN (1787) fut le premier, semble-t-il, (BECK, 1933) à mentionner l'ancienne extension des glaciers et à reconnaître dans les blocs exotiques du Jura des roches du Valais. Signalons les observations de PLAYFAIR (1802) et faisons remarquer qu'en 1829, VENETZ fait « lecture d'un mémoire sur l'extension qu'il présume que les glaciers avaient autrefois, et sur leur retraite dans leurs limites actuelles. Il attribue les amas de blocs de roches alpines qui sont répandus sur divers points des Alpes et du Jura, ainsi que dans plusieurs contrées du Nord de l'Europe, à l'existence d'immenses glaciers qui ont disparu dès lors et dont ces blocs forment les moraines » (VENETZ, 1830, p. 31).

En 1841 déjà, dans son remarquable « *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du Bassin du Rhône* », Jean Georges DE CHARPENTIER énumère avec sagacité les caractéristiques générales de ce « terrain diluvien » que J. P. FERRAUDIN et Ignace VENETZ (1930) viennent de faire connaître. J. G. DE CHARPENTIER assigne à ces formations un âge relatif, il en décrit les constituants, leurs formes et leurs dimensions, et remarque « l'absence de triage selon le volume » (1841, p. 252). D'après lui ce terrain erratique se subdivise en trois classes:

1. *Les dépôts éparpillés* (c. à d. les blocs erratiques),
2. *Les dépôts accumulés* (c. à d. les moraines),
3. *Les dépôts stratifiés* (c. à d. les dépôts fluvioglaciaires).

J. G. DE CHARPENTIER trace les limites d'extension du glacier du Rhône et cite les autres glaciers qui s'étendirent au Nord des Alpes. Il signale bien quelques roches erratiques caractéristiques et leur aire de dispersion; cependant, dans ce domaine, c'est GUYOT (1841, 1842, 1843 a, 1843 b, 1844, 1847) qui fit oeuvre de pionnier en recensant les roches caractéristiques de plusieurs bassins, et en étudiant leur répartition.

A Arnold ESCHER VON DER LINTH revient le mérite d'avoir publié en

1852 la première carte glaciaire de la Suisse (« Verbreitungsweise der Alpen-Fündlinge »).

Ainsi, au milieu du siècle dernier, les caractéristiques essentielles des dépôts glaciaires sont connues et les limites d'extension des divers glaciers alpins esquissées.

L'étape suivante dans la connaissance des terrains quaternaires est d'ordre stratigraphique, car on reconnaît la superposition de formations de faciès différents: toute hétérogénéité verticale appelle une coupure stratigraphique. Au moment où les vestiges de deux époques glaciaires sont signalés en Ecosse et au Pays de Galles, MORLOT (1854 a, 1854 b, 1858, 1859) fait connaître les preuves d'au moins deux extensions du glacier du Rhône. A vrai dire, en 1844 déjà, BLANCHET (1844) avait retrouvé dans le terrain erratique alluvien de la vallée du Léman « les traces de deux grandes époques », sans mentionner avec précision l'existence de dépôts interglaciaires. Les premières observations de MORLOT, faites aux environs de Clarens (1854 a), ne nous paraissent pas décisives; celles qu'il fit en Savoie (1855) sont plus probantes. L'idée est lancée et va stimuler, tout en les orientant, les recherches d'autres géologues. MORLOT (1858, 1859) distingue un *Diluvien supérieur* [ou récent], un *glaciaire supérieur*, un *Diluvien inférieur* [ou ancien] et un *glaciaire inférieur*.

En admettant la pluralité des époques glaciaires, MORLOT (1859) est à même d'expliquer les observations faites par MARTINS et GASTALDI (1850) dans la plaine du Pô et restées jusqu'alors énigmatiques. En 1856, Scipion GRAS (1857) affirme, à la suite de ses recherches dans les environs de Lyon et de Grenoble, qu'il y a « deux époques glaciaires distinctes dans les Alpes ».

Oswald HEER (1865) considère le « terrain diluvien » sous un angle avant tout stratigraphique en étudiant la succession des faunes et des flores de notre pays. Il reconnaît l'âge interglaciaire des charbons feuilletés de Dürnten et d'Uznach, qu'il avait décrits en 1858 et dont la position avait déjà été reconnue par ESCHER VON DER LINTH comme le rapporte DU PASQUIER (1891, p. 27). HEER estime encore que les gisements de Chambéry et de Sonnaz, en Savoie, sont de même âge que l'« Etage des charbons feuilletés ». D'après lui, la période quaternaire se subdivise ainsi:

	Postglaciaire	
Deuxième étage glaciaire	}	à Cailloux roulés à Charbons feuilletés
Interglaciaire		
Premier étage glaciaire		

Les observations de KILLAN et FENCK (1895), DE DÉPERET, KILIAN et RÉVIL (1896) corroborent ces découvertes de la multiplicité des extensions glaciaires.

Ainsi ce complexe diluvien est subdivisé stratigraphiquement; des gisements distants les uns des autres sont parallélisés. Les homologues entre les anciens glaciers du pourtour des Alpes s'établissent; une première coordination des phases, des instants même de l'époque quaternaire voit le jour; elle révèle l'ampleur du phénomène glaciaire. GEIKIE (1895) publie une classification des formations glaciaires en Europe, basée en partie sur des arguments paléontologiques; CHAMBERLIN (1895) s'y réfère pour établir une chronologie des dépôts quaternaires de l'Amérique du Nord.

Les travaux de DU PASQUIER (1891, 1892, 1894), de PENCK et de BRUECKNER (1894, 1909) ont largement contribué à la connaissance de cette période de l'histoire de la Terre et, avec leurs travaux, débute une nouvelle étape de l'étude des terrains glaciaires anciens.

En 1891, DU PASQUIER énumère les caractéristiques et explique la genèse des formations qu'il appelle « fluvio-glaciaires », déjà signalées par MARTINS (1841—1842) et qui sont analogues aux « dépôts stratifiés » de CHARPENTIER (1841). Ses observations l'amènent à situer ces dépôts fluvio-glaciaires dans l'ensemble du complexe qui, d'après lui, englobe trois extensions glaciaires. DU PASQUIER décrit plusieurs niveaux des formations fluvio-glaciaires et remarque « l'emboîtement des moraines et de leurs alluvions respectives les unes dans les autres » (1894, p. 15). Par là cet auteur, prématurément enlevé à une activité pleine de promesses, jette les bases de la méthode morphologique utilisée avec tant de profit par PENCK et BRUECKNER (1894, 1909; PENCK, 1949—1950).

Cette méthode morphologique, génialement exploitée par ses promoteurs, influença, au cours de ce dernier demi-siècle, toutes les recherches sur le Quaternaire des Alpes. PENCK et BRUECKNER, qui parcoururent tous les bassins alpins autrefois glaciés, surent choisir les endroits favorables à une telle étude et se rendirent compte des limites d'application de leur méthode. Dans leur oeuvre magistrale, ils énumèrent les cas où elle est applicable avec profit et ils ne manquent pas de faire allusion à d'autres méthodes d'étude des dépôts quaternaires.

D'après ces auteurs (1909, p. 25), aucune autre région ne se révéla aussi propice à leurs investigations que les bassins de l'Inn, de l'Isar, du Rhin, où furent entreprises leurs premières recherches. Partant de la marge frontale des anciens glaciers, ils remontèrent vers les régions proximales en opérant les altitudes des différentes formations fluvio-glaciaires. Ces niveaux, reportés graphiquement, permirent de mettre en évidence les emboîtements des dépôts fluvio-glaciaires et des moraines correspondantes. De cette façon il fut possible de déceler des corrélations entre certaines caractéristiques morphologiques et les phénomènes glaciaires dépendant, eux, de facteurs climatiques. Ainsi, pour les dépôts dépourvus de fossiles,

la chronologie fut établie grâce à des faits morphologiques, ceux-ci suppléant à la déficience de la traditionnelle succession paléontologique. Par la suite, les subdivisions principales de PENCK furent coordonnées avec celles relatives à d'autres régions.

Ailleurs que dans le domaine alpin, on recourut à des méthodes différentes de la méthode morphologique. Dans les Pays Scandinaves, par exemple, contrée où l'on s'intéressa de bonne heure au Quaternaire, les recherches s'orientèrent dans une autre direction. Une fois la théorie glaciaire introduite par TORELL (1875), les premiers travaux ne subirent pas l'influence des méthodes mises au point par PENCK et BRUECKNER. Les recherches effectuées dans le Nord de l'Europe échappèrent ainsi à l'emprise des morphologistes et subirent une évolution indépendante, conditionnée par la nécessité de posséder une classification des formations quaternaires utilisable dans les levés géologiques. En effet on comprit, en Suède en particulier, que les dépôts superficiels d'origine glaciaire, si importants dans le domaine pratique, devaient être représentés sur les cartes géologiques.

En 1868, ERDMANN, développant l'idée de H. VON POST (1855), préconise, dans la classification des formations quaternaires, des subdivisions principales chronologiques alors que les catégories secondaires doivent dépendre des caractères génétiques et lithologiques.

Lors de colloques tenus en 1894, 1895 et 1905, DE GEER (1922) défend les avantages d'une classification génétique au premier chef, les subdivisions secondaires portant sur des faits pétrographiques et morphologiques. De plus en plus, l'accent est mis sur les caractéristiques pétrographiques et à ATTERBERG (1905 a) revient le mérite d'avoir mis au point les méthodes d'analyse mécanique des dépôts meubles. En déterminant la nature physique et en fixant la nomenclature des diverses fractions, il a permis le développement de la pétrographie de ces formations. Il a en outre attiré l'attention sur l'importance de ces analyses en géotechnique.

En Suède, depuis EKSTRÖM (1927) les cartes géologiques des dépôts superficiels mettent en évidence les caractéristiques pétrographiques, qui, d'ailleurs, dépendent avant tout des conditions génétiques, comme l'a brillamment montré LUNDQVIST (1940).

D'une façon générale, on remarque donc deux tendances dans l'étude des formations glaciaires, l'une mettant l'accent sur leurs caractéristiques pétrographiques, l'autre ne tenant compte que des formes de surface des accumulations. Toutes deux, bien que naturellement complémentaires, ont évolué séparément dans des secteurs géographiques distincts. Elles peuvent se borner à n'être que descriptives ou donner lieu à des interprétations génétiques; de toutes

façons elles n'acquièrent qu'une valeur régionale; elles ne sont valables que dans le domaine d'une glaciation et ne permettent pas des corrélations à longue distance. Elles ne sont pas à la mesure de l'ampleur planétaire d'une période glaciaire. Les points de repère manquent, les parentés restent problématiques puisqu'on ne dispose que de séries discontinues, entrecoupées de lacunes qui ne sont pas toujours évidentes, car un glacier en progression peut faire table rase de tous les documents abandonnés par ses prédécesseurs et les mélanger à ses propres dépôts. Chaque glacier, chaque langue glaciaire a son individualité, sa réaction propre à l'égard des phénomènes climatiques; cette constatation doit nous préserver de trop audacieuses généralisations. FALLOT et FAURE MURET (1950) écrivent fort judicieusement « Quant aux Alpes maritimes, elles sont trop au Sud et trop éloignées des régions classiques [Alpes orientales] pour que l'on puisse user, sans réserve, pour leur chronologie glaciaire, des mêmes dénominations ».

Une série continue, échelle de référence des phases et des formations glaciaires, a fait défaut jusqu'à présent, du moins pour l'ensemble des glaciations quaternaires. Une telle échelle chronologique a pu être établie dans le secteur scandinave pour la période de retrait de la dernière glaciation. Cette chronologie absolue est, comme l'a montré WEGMANN (1950), basée sur l'étude des varves, des restes organiques (diatomées; pollens, GAMS, 1930; GODWIN, 1941; FIRBAS, 1951), sur le dosage de substances radioactives (ÖLANDER, 1950; DE GEER, 1951) ainsi que sur les interférences entre le recul des glaciers, les mouvements isostatiques subséquents et les oscillations du niveau marin (FLINT, 1942; ANTEVS, 1953).

L'échelle de référence continue, dont l'âge absolu pourrait être déterminé et à laquelle nous faisons allusion ci-dessus, sera à disposition des géologues lorsque les sédiments océaniques et leur faune seront mieux connus. Les dépôts océaniques fournissent une série ininterrompue qui s'étend sur toute l'ère quaternaire au moins et dans laquelle sont enregistrées toutes les variations climatiques et l'alternance répétée des glaciations et des périodes interglaciaires.

La prospection poussée des fonds océaniques permettra, entre autres, de coordonner des séries continentales discontinues provenant de toute la surface du globe. A ce point de vue les récentes investigations de PHLEGER (1948, 1949), de OVEY (1952) et de SCHOTT (1952), de HOUGH (1953) sont prometteuses; elles ont été l'objet d'une perspicace étude de WEGMANN (1950) dont les mises au point et les suggestions ouvrent de vastes perspectives.

PFANNENSTIEL (1952) vient, par ses interprétations des résultats de sondages effectués sur les côtes de Palestine et de Syrie, de participer à l'établissement

d'une échelle stratigraphique continue et universelle. Il reprend d'ailleurs et confirme l'hypothèse de MACLAREN (1843) selon laquelle les transgressions correspondraient à des périodes interglaciaires ou interstadiales. Ainsi la chronologie quaternaire, élaborée dans les régions autrefois glaciées du Nord de l'Europe, se trouverait vérifiée par les variations du niveau de la Méditerranée. CHAVAN (1950), dans une étude fouillée, a publié un « tableau de corrélation des formations pliocènes et quaternaires ouest méditerranéennes, européennes atlantiques et nordiques ».

L'archéologie bénéficiera largement d'une plus grande précision de la chronologie quaternaire et postquaternaire; trop souvent, comme l'a montré MOVJUS (1949), on s'est borné à dater des dépôts pleistocènes d'après des trouvailles préhistoriques qui ne constituent aucun horizon stratigraphique.

## II. Généralités sur les méthodes d'étude des dépôts glaciaires

« La chronologie quaternaire, dans les Alpes, ne pourra jamais être entièrement . . . résolue par la morphologie seule. »

JOUKOWSKY, 1931

Les travaux de PENCK et BRUECKNER ont influencé toutes les recherches sur le Quaternaire effectuées dans le territoire alpin au cours de ce dernier demi-siècle. PENCK acquit une grande autorité grâce à son remarquable esprit de synthèse qui lui permit d'ordonner ses innombrables observations et d'obtenir une vue d'ensemble des phénomènes glaciaires. Toutefois il faut se rendre compte que les investigations de PENCK et de BRUECKNER ne furent pas poussées partout jusque dans les moindres détails. Dans les régions devenues classiques, ces auteurs se livrèrent, certes, à des observations très minutieuses, mais dans d'autres vallées leurs vues furent plus générales, leurs recherches plus hâtives, plus fragmentaires. Ils fixèrent des jalons en se référant aux premières régions étudiées et cherchèrent, dans l'ensemble des Alpes, des vestiges des quatre époques glaciaires. C'est dans ce cadre que de nombreux géologues tentèrent de faire entrer leurs observations, en général, locales. RATHJENS (1951) confirme cette tendance en écrivant: « regionale Untersuchungen ohne genaue Kartengrundlage verfallen nur zu leicht der Versuchung, nur solche Befunde zu verwerten, welche der Ansicht oder dem Ziele des Untersuchenden dienen » (p. 90).

Nombreux furent les chercheurs qui ou bien rapportèrent sans autre leurs résultats au schéma de PENCK, ou bien, si leurs investigations semblaient infirmer la chronologie classique, lui en substituèrent une nouvelle qui, en général, n'acquiesça qu'une valeur régionale. « Certains auteurs » a écrit GIGNOUX (1931, p. 768), « ont été d'abord hypnotisés par le désir de retrouver à tout prix, dans toutes les vallées et tous les massifs, les quatre périodes glaciaires et les stades postglaciaires » . . . « et

de ce fait il sera toujours possible, dans la succession des arcs morainiques, d'en choisir plus ou moins arbitrairement un certain nombre que l'on baptisera de ces noms classiques ».

D'ailleurs, Anne FAURE-MURET (1949) ne vient-elle pas de décrire des « rocks-streams », « appareils détritiques où les matériaux sont accumulés en crêtes longitudinales simulant des moraines latérales reliées vers l'avant par un arc disposé comme celui d'une moraine frontale ».

Il semble donc, à considérer l'évolution des études du Quaternaire dans le secteur périalpin, que le seul but des chercheurs est d'établir une stratigraphie, une chronologie générale à partir de faits régionaux. GIGNOUX et MATHIAN dénoncent cette prétention en faisant remarquer qu'« une synthèse stratigraphique du Quaternaire est, pour son auteur, une des nombreuses manières possibles de raconter et de grouper, sans trop de contradictions, les observations de détail qu'il a jugées les plus intéressantes et dont beaucoup sont souvent dénuées de toute signification stratigraphique » (GIGNOUX et MATHIAN, 1950, p. 708).

En 1892 déjà, DE GEER (1922) se rend compte qu'une classification chronologique basée sur la morphologie seule n'est pas utilisable lorsqu'il n'y a pas continuité dans les dépôts d'une certaine région. C'est en tenant compte d'un ensemble fonctionnel et en reliant aux argiles rubanées (varven) les stades de retrait, régulièrement jalonnés par les moraines annuelles, que DE GEER parvint à établir les bases de sa célèbre géochronologie (1940). En outre, une classification chronologique n'est jamais définitive; elle est sujette, comme d'ailleurs toute classification, à d'incessantes révisions; elle n'est pas utilisable, d'une façon générale, dans une région étendue tant que les observations sont isolées. Bref, une classification chronologique ne peut être établie qu'après de nombreuses observations, comparaisons et recherches d'identités alors que l'établissement d'une autre classification peut précéder les travaux de détail et servir de cadre aux observations. « D'abord, comme en toute étude stratigraphique, il faut disposer d'une chronologie jalonnée par une suite d'horizons définis dans un domaine assez étendu » (DENIZOT, 1949).

Cette primauté des faits morphologiques n'at-elle pas été fortifiée par la publication des courbes de MILANKOVITCH (1938)? Les données paléoclimatiques, obtenues théoriquement, ne peuvent apporter qu'une confirmation aux résultats d'autres méthodes; elles constituent une hypothèse de travail mais ne sauraient, en aucun cas, fournir un schéma directeur auquel devraient s'accorder les observations. Nous nous demandons si parfois les courbes de MILANKOVITCH n'ont pas suscité une solution par trop facile, trop simplifiée, des problèmes complexes touchant au Quaternaire. D'ailleurs, les travaux d'ÖPIK (1953) affaiblissent considérablement les estimations de MILANKOVITCH que critique aussi HENNIG (1950)

et dont SCHWARZBACH (1954) vient de montrer l'inanité, du moins en ce qui concerne la période antérieure au Riss.

La tendance à attribuer d'emblée une désignation stratigraphique à une formation quaternaire, et le fait de ne considérer que la morphologie d'un dépôt en ont fait souvent négliger la nature même. C'est d'ailleurs ce qu'a fait remarquer HOLMES (1949) à propos de l'étude des dépôts quaternaires de l'Amérique du Nord: « this emphasis on land form has diverted attention from study of the sediments themselves and has encouraged superficially and false assumption ». En 1952, ce même auteur répète: « the trend in glacial studies seems to have already swung toward emphasis on topography expression and relationships and away from study of the drift as a sedimentary deposit. » (HOLMES, 1952, p. 997).

Il est étonnant de constater qu'on a rarement eu recours aux méthodes banales de la pétrographie des sédiments dans l'étude des formations glaciaires en bordure des Alpes. La nature du matériel erratique, sa texture, sa structure, sa provenance, sa distribution, son degré diagenèse, en un mot son faciès, permettent une diagnose différentielle et donnent certainement des précisions plus grandes sur les conditions génétiques que n'en fournissent ses formes topographiques. Nous aimerions mettre l'accent sur la valeur des caractères descriptifs; les considérations génétiques doivent en découler et couronner de nombreuses études résolvant les problèmes régionaux. Les désaccords qui surgissent dans l'étude du Quaternaire ne proviennent-ils pas des essais prématurés de synthèse?

Ajoutons encore que des critères pétrographiques concourent à l'identification des tillites anciennes comme l'a montré WEGMANN (1951) dans un travail illustrant le principe d'actualisme. C'est l'étude de ces caractères qui permit à SCHINDEWOLF (1951) aussi de reconnaître une tillite dans des dépôts du Dévonien supérieur de Minorque.

Notre intention n'est pas de battre en brèche la méthode morphologique qui s'est révélée d'un emploi si fécond dans certains cas, mais de montrer toutefois qu'elle n'est pas utilisable partout avec le même profit et qu'elle est inapte à résoudre tous les problèmes que pose l'étude du Quaternaire. Il y a lieu de recourir à d'autres méthodes ou mieux encore aux combinaisons de plusieurs méthodes.

D'un point de vue tout à fait général, les méthodes d'étude des terrains quaternaires peuvent être réparties, nous semble-t-il, en quatre groupes principaux que nous mentionnerons plus loin. Cette énumération aura l'avantage de situer dans un cadre général les méthodes dites pétrographiques, mises au point et utilisées dans le présent travail (§ III ci-dessous, p. 11). Elle montrera, en outre, l'inanité de la primauté univer-

selle de l'une ou de l'autre de ces méthodes; aucune de celles-ci ne jouit d'une suprématie absolue et il est d'ailleurs sans fondement d'exclure a priori un certain mode d'investigation. Dans chaque cas il y aura lieu de choisir les méthodes adéquates, les plus fructueuses, celles permettant de serrer de près les problèmes que pose la connaissance de ces terrains. Ces méthodes seront, à des degrés divers, à la fois descriptives, suivant ainsi une tendance analytique, et génétiques, fournissant de cette façon une interprétation des phénomènes.

*En résumé*, l'étude des formations glaciaires doit porter sur:

- I. les formes topographiques des accumulations, ainsi que sur les positions réciproques de ces dernières (juxtaposition, superposition), permettant une chronologie relative strictement locale ou régionale, en aucun cas générale, planétaire (*méthodes morphologiques*),
- II. les faits permettant une chronologie relative générale, étendue géographiquement (fossiles) ou même rendant possible une chronologie absolue (utilisation des substances organiques renfermant des isotopes radioactifs) (*méthodes paléontologiques, stratigraphiques*),
- III. leur nature lithologique (*méthodes pétrographiques*) (p. 11),
- IV. le mode d'association des groupes de faciès: formations glaciomarines, glaciolacustres, fluvio-glaciaires ou encore essentiellement glaciaires: blocs erratiques, moraines (moraines de fond, moraines marginales...) (*méthodes des associations de faciès*).

La *nature lithologique* des formations glaciaires peut être précisée en recourant aux méthodes habituelles de pétrologie.

Certains caractères sont particulièrement significatifs; ils concernent la structure et la texture des constituants. Toute étude pétrographique des moraines doit prendre en considération:

- a) la *granulométrie*, c'est-à-dire « la fréquence des constituants en fonction de leur dimension » (CAILLEUX, 1947 b, p. 91). La proportion des éléments grossiers aux fins exprime le faciès granulométrique et reflète les conditions génétiques. Le pourcentage en fragments d'une certaine classe dimensionnelle permet de distinguer différents types granulométriques des moraines. (Pour KIVEKÄS, 1946, p. 44, la proportion en particules inférieures à 0,02 mm caractérise, à elle seule, la granulométrie d'une moraine.)
- b) la *nature des constituants* ou, mieux, la proportion des fragments rocheux provenant des diverses zones pétrographiques parcourues par le glacier. L'étude de la composition lithologique des dépôts ne sera fructueuse que si elle porte sur plusieurs classes granulométriques. Les recensements pétrographiques des fragments grossiers (blocs, galets) seront complétés par les analyses minéralogiques et

- chimiques des constituants fins (sables, argiles); parfois même, la couleur reflétera la nature lithologique,
- c) *la forme des constituants* variant d'un type génétique à l'autre; d'où la possibilité d'établir la diagnose des agents de transport et d'accumulation,
  - d) *l'orientation des constituants* indiquant le mode d'accumulation et même le sens d'écoulement du glacier,
  - e) *le degré d'altération*, de décalcification et les modalités de la *diagénèse* permettant de préciser, dans certains cas, les conditions subies par les moraines depuis leur formation (ALIMEN, 1954, p. 385).

Dans un travail récent consacré à l'étude de graviers glaciaires datant du Wisconsin et situés dans l'Est de l'Amérique du Nord, MACCLINTOCK (1954) énumère tous les facteurs qui, à son avis, influencent la décalcification. A ce propos, il avance que la profondeur de la zone décalcifiée est fonction de l'âge; les valeurs que l'auteur cite confirment entièrement son point de vue. Dans le présent travail, nous laisserons délibérément de côté le problème de l'altération et de la diagénèse des dépôts glaciaires. De nombreuses analyses chimiques, minéralogiques entre autres, et des investigations sous des climats variés seront nécessaires avant de pouvoir utiliser ce caractère pour dater, d'une façon relative, des formations glaciaires.

Certains auteurs, il est vrai, ont déjà traité partiellement l'un ou l'autre de ces points. Comme nous l'avons mentionné plus haut, les études pétrographiques des moraines et des autres formations glaciaires sont courantes en Scandinavie. Elles ont été animées, au cours de ces dernières décennies, par les travaux remarquables de LUNDQVIST (1940, 1951), travaux pleins d'observations pénétrantes et d'innovations dans les méthodes.

Aux Etats-Unis d'Amérique et en Allemagne, elles commencent à se répandre (KRUGER, 1937; MACCLINTOCK, 1944; LOTZE, 1953; SHEPPS, 1953; DREIMANIS et REAVELY, 1953; RUHE, R. V. et GOULD, L. M., 1954). POSER et HÖVERMANN (1951), dans un travail sur la glaciation pléistocène du Harz, sont parvenus à reconnaître la nature morainique de certains dépôts en recourant à l'étude combinée de la morphologie des formations, de la morphométrie et de l'orientation des galets. Très récemment, Henriette ALIMEN (1954) a tenté, avec succès, un « essai de corrélations et de chronologie » en étudiant la « pétrographie des nappes alluviales de la Bigorre », conjugant ainsi et les méthodes morphologiques et les critères pétrographiques. Certains de ces derniers (altération des roches granitiques, des schistes) nous paraissent d'emploi strictement régional, le degré d'altération ne constituant pas, en général, un caractère suffisamment discriminatif.

Mais en général, les caractères énumérés ci-dessus ne sont pas tous

pris en considération et les recherches ne présentent pas l'allure systématique, raisonnée que nous aimerions leur donner. Contrairement à ce qu'annoncent certains sous-titres du monumental ouvrage de BÖHM (1901) [« A) Eintheilung der Moränen nach ihrer Lage. B) Eintheilung der Moränen nach ihrer petrographischen Beschaffenheit. »] une judicieuse combinaison des méthodes morphologiques et pétrographiques n'y est guère réalisée. L'auteur, pourtant, y mentionne quelques caractères importants dans l'étude des moraines (provenance et forme des constituants).

### III. Étude pétrographique des moraines

#### I. La granulométrie des moraines

##### A. Généralités

Le mode de genèse d'une formation sédimentaire, au sens large du terme, détermine dans une forte mesure sa granulométrie, c'est-à-dire « la fréquence de ses constituants en fonction de leur dimension » (CAILLEUX, 1947 b). Les moraines sont caractérisées par leur hétérogénéité granulométrique, par leur hétérométrie frappante. En cela, elles diffèrent nettement des dépôts éoliens, fluviaux, lacustres ou marins. Seuls le matériel de glissements de terrain, de coulées de boues et les sols fluidaux (WEGMANN, 1951, p. 225) présentent, sur ce point, une certaine analogie avec les moraines; des constituants de toutes dimensions, allant des particules argileuses aux blocs gigantesques, y sont amalgamés. La proportion des diverses fractions granulométriques peut varier largement, cependant la prédominance de l'une ou de l'autre permet la répartition des moraines en un certain nombre de types granulométriques; le faciès granulométrique étant réalisé par l'abondance relative en éléments grossiers (blocs, galets: le squelette) et en éléments fins (la matrice). Nous y reviendrons plus loin après avoir envisagé les différents facteurs qui influencent la composition granulométrique des moraines:

1. *la nature lithologique et le mode de fissuration des roches du bassin d'alimentation et de la zone d'accumulation,*
2. *la longueur du transport,*
3. *les conditions génétiques locales, conférant au dépôt son faciès.*

1. *La nature lithologique* des roches du bassin d'alimentation et du souassement autochtone influence nettement la granulométrie des moraines. Des roches résistantes, compactes, enrichissent les fractions grossières; au contraire, des roches friables, tendres, augmentent la proportion des éléments fins. Pour se faire une idée exacte des relations entre la granulométrie d'une moraine et la nature des roches constitutives, il faudrait disposer d'un matériel convenable, formé d'une seule espèce pétrographique et ayant été transporté suffisamment loin, par la glace, de

façon que la fragmentation ait atteint une valeur limite. De pareilles conditions sont excessivement rares, on pourrait même dire qu'elles s'excluent, du moins dans les Alpes, car un long transport glaciaire implique le passage à travers plusieurs zones pétrographiques. Dans d'autres régions, ces relations sont plus faciles à mettre en évidence; par exemple, LUNDQVIST (1940, p. 23; 1951) l'a fait en Suède centrale, GRANLUND et WENNERHOLM y sont parvenus (1935, p. 19) en Suède septentrionale, KIVEKÄS (1946) en Finlande.

Des constatations de ces auteurs, il ressort que les fractions grossières et fines prédominent dans les moraines formées de roches calcaires; le sable y est rare. Les moraines dérivant de grès sont granuleuses et sableuses; celles dans lesquelles les porphyres abondent sont plutôt grossières; au contraire les moraines riches en roches basiques sont fines, il en est de même de celles riches en diabases. Les schistes micacés donnent des moraines accusant un pourcentage élevé en éléments fins et en gravillon.

Ces remarques ne peuvent pas être généralisées, car les désignations pétrographiques que nous venons de donner sont imprécises et on se rend compte de la multitude d'espèces de calcaires, de grès. Pourtant, les constatations ci-dessus concordent avec les résultats que nous a livrés l'étude de la granulométrie des moraines du Jura et du Bassin molassique suisses. Les premières, riches en calcaires, sont plutôt pauvres en sable; dans les secondes, le sablon (0,2—0,02 mm) prédomine (PORTMANN 1956 b).

Le degré de fissuration des roches du bassin d'alimentation et du sous-bassement autochtone influence, d'une façon importante, la granulométrie des moraines. On sait, en effet, par les observations faites au Groenland au cours des Expéditions Polaires Françaises (BOYE, 1950) que le glacier n'est pas le seul agent érosif; l'essentiel de son action consisterait dans le déblaiement des débris dus aux phénomènes périglaciaires. L'alternance du gel et du dégel délite, érode les roches fortement fissurées ainsi que celles qui, poreuses, sont éminemment gélives.

2. Bien que le transport par la glace ne produise pas une fragmentation ou une usure aussi importante que le transport fluvial, son rôle cependant n'est pas négligeable, surtout lorsqu'il s'agit de grands glaciers, d'inlandsis, et que le matériel est friable (RICHTER, 1937, in KLEBELSBERG, 1948; SALISBURY, 1900; LUNDQVIST, 1935; HÖRNER, 1944; HOLMES, 1952). Pour notre part, nous avons montré que la majorité des galets jurassiens, calcaires, possèdent un diamètre plus faible (12 à 25 mm.) dans les affleurements éloignés du Jura que dans les dépôts quaternaires du Jura même (PORTMANN, 1956 b). En considérant les valeurs et les constatations des auteurs mentionnés ci-dessus, il faut se rendre compte que les fractions fines d'un dépôt morainique ne proviennent pas totalement de la

fragmentation des galets et des granules. Le transport glaciaire ne produit pas qu'une simple mouture et l'abondance en éléments fins n'est pas indubitablement l'indice d'un long transport. Les particules sableuses et plus fines peuvent avoir une autre provenance que les fragments plus grossiers, ce que prouve d'ailleurs la dissemblance de leur nature, minéralogique et pétrographique.

3. A propos de l'influence des *conditions génétiques sur la granulométrie* des moraines, une première question générale se pose. Quels facteurs interviennent pour qu'en un endroit donné, les matériaux transportés par le glacier se soient accumulés d'une certaine façon, pour que le dépôt présente justement le faciès que nous observons? Les conditions atmosphériques, évidemment, constituent le facteur essentiel, celui qui surpasse les autres en importance et les régit; c'est lui qui détermine le processus d'accumulation. La *topographie* est susceptible d'influencer dans une mesure imprévisible la composition granulométrique des moraines. Par exemple, les cartes géologiques de nombreuses régions de Scandinavie, de Suède centrale en particulier, mettent en évidence les relations entre la topographie et la répartition des moraines appartenant à différents types granulométriques. Les moraines riches en matériel fin, généralement compactes et contenant des roches de provenance lointaine, abondent sur les flancs élevés des collines. Ces moraines, qui présentent une structure feuilletée, lamellaire, indice d'une forte surcharge, sont considérées comme moraines de fond (Bottenmorän). Des moraines formées surtout de matériel autochtone, plus grossières, dites superficielles (Ytmorän) se sont accumulées au fond des vallées et sur les pentes inférieures des éminences ainsi que sur leur flanc Sud, le courant glaciaire venant du Nord. Récemment HOLMES (1952) a montré que les moraines des régions élevées de l'Etat de New-York étaient plus sablonneuses et moins compactes que celles des zones plus basses.

La granulométrie d'une moraine dépend aussi de sa genèse, du niveau où elle s'est formée dans le glacier; le mode d'accumulation étant révélé par la proportion des constituants grossier à la pâte interstitielle.

Ceci nous amène à envisager brièvement le mode d'accumulation des matériaux transportés par un glacier. Nos connaissances sur la répartition et le cheminement des matériaux rocheux dans un glacier, un inlandsis sont encore maigres. Tout au plus, sait-on qu'ils sont concentrés en couches, d'épaisseur variable, séparées par des lamelles de glace. Particulièrement abondants dans la portion basale, ils y constituent un conglomérat dont la glace est le ciment.

La teneur en fragments minéraux, variable d'un niveau à l'autre, élevée en profondeur, produit une stratification en couches de plasticité différente; d'une façon générale celle-ci augmente du haut vers le bas.

C'est au niveau des lamelles pauvres en débris rocheux que le mouvement par glissement a lieu, favorisant du même coup le classement des matériaux.

Au-delà d'une certaine teneur en éléments pierreux, le déplacement est minimum; l'amollissement de la portion inférieure de la glace provoque l'accumulation des matériaux, enlevés précédemment au soubassement rocheux ou provenant, par migration interne, des couches superficielles de la masse de glace.

Ce processus d'accumulation infraglacière, correspondant au « lodgement process » de CHAMBERLIN (1894; p. 525) est favorisé par la présence, sous la glace d'une couche d'argile dans laquelle sont retenus les galets qui s'y enfoncent.

Il faut préciser que cette moraine n'est pas absolument rigide; imbibée d'eau, enfermant de la glace molle, elle est susceptible d'être encore laminée, déplacée. Il n'y a pas de limite marquée entre la moraine déposée et le glacier qui la nourrit.

La moraine de fond: Cette moraine infraglacière, reposant sur le soubassement rocheux généralement poli et strié, présente un faciès particulier. Les galets, à arêtes émoussées, parfois arrondis, fréquemment striés sont pris dans un liant argileux, le tout formant une masse compacte, sans stratification. Les galets dispersés à première vue d'une façon chaotique présentent une orientation préférentielle; ils sont généralement parallèles aux stries glaciaires. Quelquefois une certaine schistosité est visible (« foliation » de SALISEURY, 1902; « press struktur » de LUNDQVIST, 1940); c'est un vestige de la pression exercée par la masse de glace dont certains auteurs ont pu évaluer l'épaisseur en mesurant la compressibilité de la moraine (E. L. MERTZ, 1949; DRÜCKER, 1951).

VIKKALA (1949) a publié la description de quelques structures (« raisin-cake, laminated, bed, flame structure ») qu'il attribue au mode d'accumulation des matériaux et surtout à leur répartition originelle dans la zone basale du glacier. Un caractère important est l'absence de triage.

Cependant, parfois, cette moraine est farcie de lentilles de sable, sable grossier, généralement bien classé, qui se déposa dans un chenal, ouvert par la fonte de glace puis obstrué par un tassement.

La moraine superficielle: Dans le terrain, la moraine de fond est parfois recouverte d'une moraine superficielle, superficielle par rapport à l'accumulation définitive. Les éléments, plus grossiers, généralement anguleux, lui confèrent une structure plus lâche; fréquents sont les blocs faisant saillie à la surface du sol. Les éléments fins sont rares, l'action des eaux de fonte et des indices de tassement y sont visibles.

Cette chape (Oberflächenmoräne de PENCK, 1879; « moraine superficielle » de CHARPENTIER, 1841; « ytmorän » des auteurs scandinaves) provient de la fonte finale; c'est une « moraine d'ablation » (TARR, 1909, p. 85) par accumulation de débris erratiques à la surface d'une masse de glace en train de s'amincir.

Il arrive que le contact entre la moraine de fond et la moraine superficielle soit net, souligné même par des matériaux bien lavés: couches de sables et de graviers stratifiés, mais souvent la transition d'un faciès à l'autre est lente. On pourrait avancer que ces deux moraines sont d'autant plus métachrones que la limite est tranchée.

La superposition de ces deux faciès, décrite pour la première fois par TORELL (1877), a été observée dans de nombreuses régions autrefois glaciées, en Finlande, par exemple, par TANNER (1938, p. 474). La moraine superficielle ou « moraine d'ablation » est représentée avant tout dans les moraines latérales et frontales.

La moraine remaniée, lavée: Un faciès secondaire, dérivé des précédents, de la moraine superficielle en particulier, est représenté par la moraine que les eaux de fonte ont privée de matériaux fins. Les éléments grossiers, abondants, peuvent avoir été façonnés plus ou moins intensément par les eaux. Une ébauche de stratification se manifeste généralement, avec des lits de galets, de gravillon, des strates se terminant en biseau, des lentilles de sable. Cette moraine remaniée, lavée, aux caractères hybrides, est intermédiaire entre la moraine et le faciès proximal des formations fluvioglaciaires; c'est un faciès répandu dans les moraines frontales. Des précisions sur la granulométrie de ces divers types génétiques de moraines sont données dans le travail complémentaire de celui-ci (PORTMANN, 1956 b).

En interprétant les analyses granulométriques de moraines, il est extrêmement ardu de préciser le rôle des facteurs qui viennent d'être mentionnés. Il en est d'autres encore; le lessivage, par exemple, peut avoir entraîné les particules fines d'une moraine. Dans les régions immergées au cours des temps quaternaires et postquaternaires, la zone superficielle, lavée, de la moraine (svallad morän, en suédois) contraste par sa pauvreté en matériel fin avec la moraine sous-jacente (WESTERGARD, 1925, p. 26).

Au contraire, un enrichissement secondaire en argile, en sable fin peut s'être produit et cela dans une mesure que l'on ne peut déceler.

Car, si nous estimons connaître assez bien le soubassement rocheux, autochtone que recouvrent les dépôts morainiques, que savons-nous du matériel meuble, erratique, qui y reposait et qui a participé à la formation des moraines? Par les analyses granulométriques nous ne pouvons préciser qu'un épisode d'une évolution qui a débuté il y a fort longtemps peut-être et dont nous ne savons que peu. Comment faire la part du mode final de dépôt et celle des événements antérieurs?

Toute cette question de la reprise du matériel est encore obscure; KRUMBEIN (1933), pourtant, a montré que la richesse en sable des moraines au Sud du Lac Michigan provenait, en certains endroits, de l'assimilation de dunes par le glacier en progression. SHEPPS (1953) a constaté que dans le cas du Wisconsin Drift, où il y a superposition de moraines provenant de plusieurs phases glaciaires, le diamètre moyen diminue d'une moraine à l'autre, de bas en haut. Cet auteur suppose que les niveaux supérieurs contiennent surtout des éléments de dépôts interglaciaires relativement fins (argiles lacustres, loess etc.) et moins de fragments du soubassement rocheux, la roche en place étant de moins en moins atteinte par l'érosion glaciaire.

## B. Méthodes générales

“If you measure that of which you speak, you know something of your subject, but if you cannot measure it, your knowledge is meager and unsatisfactory.”  
KELVIN

Il est malaisé de caractériser la granulométrie de dépôts aussi hétérogènes que les moraines. Un tamisage effectué suivant les méthodes habituelles nécessite une quantité considérable de matériel et il est bien évident que les tamisages ne conviennent plus si l'on veut tenir compte des blocs.

CAILLEUX (1947 b, p. 99) estime que 20—50 kg. de matériel sont indispensables lorsqu'on a affaire à des fractions supérieures à 1 cm. D'après ZINGG (1935, p. 43), les analyses granulométriques devraient porter sur 2 à 3 kg. quand le diamètre atteint 2 cm. et sur 25 kg. lorsque les fragments ont 8 cm. de diamètre.

KRUMBEIN et PETTJOHN (1938, p. 32) donnent un tableau du poids des échantillons en fonction du diamètre des constituants; seuls des tamisages portant sur au moins 32 kg. seraient représentatifs pour des graviers de 64 à 128 mm. de diamètre. HÖRNER (1947, p. 162) estime que 40—50 kg. de matériel permettent de prendre en considération les fragments atteignant 10 cm.

Puisque l'utilisation des méthodes habituelles d'analyse mécanique se révélait impossible pour les sédiments grossiers, on dut recourir à de nouvelles techniques, plus adéquates. HÖRNER (1944, 1947) et CAILLEUX (1947 b) en élaborèrent de fort utiles; nous n'hésitons pas à les décrire ici étant donné qu'elles sont peu répandues.

1) CAILLEUX (1947 b) pratique des *mensurations sur des échantillons à 3 dimensions*, lorsque les galets n'excèdent pas 10 cm de long. Un à deux kg de matériel sont prélevés; au laboratoire, on mesure la plus grande largeur des galets, en commençant par les plus gros (soit 1, la plus grande largeur, perpendiculaire à la plus grande longueur, L). Pour les galets moyens (1 = 30 à 15 mm.) des lots sont constitués, pesés; quant aux gros galets, on mesure non seulement la largeur (1) mais la masse de chacun d'eux, ce qui fournit les différents points de la courbe granulométrique.

2) La méthode que nous allons rappeler maintenant s'applique aussi aux formations consolidées et aux formations comprenant de très gros blocs; il s'agit de la *mensuration en section*. « Les fréquences ne sont plus évaluées en masses, mais (indirectement) en volumes; de sorte que les résultats ne sont comparables aux précédents qu'indirectement et sous certaines conditions » (CAILLEUX 1947, p. 100). L'essentiel de cette méthode, qui comporte plusieurs variantes, consiste à porter la fréquence et les dimensions des galets supérieurs à un certain diamètre (2 cm., 6 cm., par exemple) et à négliger la masse fine, interstitielle, autrement dit la matrice, qui, elle, est susceptible d'être tamisée. Toutefois, il faut tenir compte des pores, des intervalles qui séparent les divers éléments et qui, venant s'ajouter aux particules fines, risquent de fausser les pourcentages.

HÖRNER a adopté, au début (1944), une correction de 33% portant seulement sur les parties fines; par la suite (1947), il recourut à un coefficient de réduction (0,85). CAILLEUX, lui, corrige de 20% sur l'ensemble du sédiment.

CAILLEUX mesure, de même que HÖRNER, la longueur apparente des galets ( $L_s$ ) et non pas la largeur apparente ( $E_s$ ), ceci pour les raisons suivantes: « Un galet dont les 3 dimensions réelles, en volume, sont  $L$ ,  $l$  et  $E$  présente en section deux dimensions apparentes  $L_s$  et  $E_s$  dont la grandeur dépend des hasards de sa disposition par rapport au plan de section, et dont on sait seulement que  $E_s < L_s < L$ . Or, par définition  $E < l < L$ . Dans ces conditions, on peut supposer que la dimension apparente se rapprochant le plus de  $l$  est  $L_s$  »; c'est ce que montra un contrôle expérimental (CAILLEUX 1947, p. 100).

Les auteurs auxquels nous nous sommes référé ci-dessus ont imaginé quelques variantes de la mensuration en section:

a) Dans la méthode ponctuelle (« punktinventering » de HÖRNER) on applique contre la paroi verticale d'un affleurement un réseau de 1 m.<sup>2</sup> et à maille de 5 ou 10 cm. A chaque noeud, on recense soit la matrice, soit les galets et les blocs dont on mesure les plus grandes dimensions (horizontale et verticale); la moyenne de ces 2 dimensions est le diamètre apparent,  $D = \frac{h + v}{2}$ . Les galets sont ensuite répartis en classes, suivant leur diamètre apparent,  $D$ .

b) Sur un croquis, à l'échelle de 1:10 par exemple, ou sur un agrandissement photographique de l'affleurement, on mesure, au planimètre, la surface de chaque bloc. Il est aussi possible, évidemment, de peser les fragments découpés de la photo ou du croquis.

c) Une troisième modalité est celle élaborée par CAILLEUX (« méthode métrique »). « Elle consiste à appliquer sur la formation une ligne droite et à mesurer pour chaque galet rencontré par cette droite, d'une part, sa longueur apparente totale  $L_s$ , de l'autre, la longueur  $v'$  suivant laquelle il est intersecté par la droite de référence. La courbe granulométrique est ensuite construite en affectant chaque  $L_s$  d'une fréquence égale à la somme des  $v'$  qui lui correspondent » (CAILLEUX, 1947, p. 101; voir aussi CAILLEUX, 1948 b).

Dans sa classification des moraines, classification purement granulométrique, LUNDQVIST, le pionnier de l'étude moderne des dépôts quaternaires en Suède, a aussi séparé les constituants grossiers (blocs et galets) de l'ensemble des éléments plus fins formant la matrice. En effet, il considère d'une part a) la *teneur en blocs* et d'autre part b) la *nature de la matrice*.

a) La teneur en blocs (de diamètre supérieur à 20 cm.) est estimée d'après leur fréquence à la surface du sol. A ce point de vue, les moraines peuvent être:

- formées de gros blocs (storblockig morän  $\hat{\Delta}$ )
- riches en blocs (blockrik —  $\hat{\Delta}$ )
- normales (normalblockig —  $\Delta$ )
- pauvres en blocs (blockfattig —  $\nabla$ )

b) La granulométrie de la matrice, c'est-à-dire la nature graveleuse, sableuse ou argileuse de la moraine est déterminée en laboratoire par des analyses mécaniques.

Cette méthode, qui est apparue extrêmement féconde dans certaines régions de Suède, permet de qualifier, par exemple, des moraines argileuses pauvres en blocs ou graveleuses et riches en blocs, pour ne citer que des types extrêmes.

LUNDQVIST (1940) a d'ailleurs mis en évidence les relations entre la granulométrie de la matrice et l'abondance des blocs: plus les fractions fines prédominent dans la matrice, plus la fréquence des blocs est faible, et inversement.

### C. Méthodes utilisées

#### 1. Granulométrie du squelette (> 20 mm.).

La proportion des constituants grossiers (galets et blocs) aux éléments plus fins (matrice interstitielle, à fragments de moins de 20 mm. de diamètre) fournit une caractéristique générale de la granulométrie d'une moraine. Cette proportion en exprime le faciès déterminé par les conditions génétiques; elle confère au dépôt son aspect, son caractère le plus frappant. Une moraine dont le squelette graveleux en constitue le 20% en surface, sur un affleurement, peut être qualifiée de grossière; les galets et les blocs sont abondants. Si ces éléments occupent sur une paroi d'affleurement le tiers en surface, la moraine apparaît très grossière. Si, au contraire, la matrice, plus importante, constitue la phase continue dans laquelle sont dispersés les éléments plus grossiers supérieurs à 20 mm., on a affaire à une moraine pauvre en galets et en blocs. Au-dessous de 5% de galets, en surface, la moraine peut être considérée comme très pauvre en galets, soit très fine.

Tableau 1. Classification des moraines d'après l'abondance en galets et en blocs.

Désignation de la granulométrie des moraines d'après leur abondance en galets et en blocs	% occupé, en surface, par les éléments supérieurs à 20 mm. de diamètre
Moraine très grossière	> 30
Moraine grossière	15—30
Moraine fine	5—15
Moraine très fine	< 5

## 2. Granulométrie de la matrice: les constituants fins (< 20 mm.).

L'étude de cette fraction fine présente plusieurs avantages; les analyses, qui se font en laboratoire, sont aisées, elles ne risquent pas d'être imprécises par insuffisance de matériel. De plus, elles sont très représentatives de la granulométrie générale des moraines. En effet, si la proportion des constituants grossiers (galets et blocs) aux éléments fins, (de diamètre inférieur à 20 mm.), fournit un caractère descriptif immédiat et général, et exprime le faciès, il n'en reste pas moins vrai que l'analyse granulométrique de la masse interstitielle permet des descriptions plus nuancées et la distinction de types granulométriques. Elle est capable de révéler les actions complexes dont une moraine est le résultat.

D'ailleurs, on a reconnu qu'à une augmentation du diamètre des galets et des blocs d'une moraine correspondait une composition de plus en plus grossière de la matrice. Autrement dit, la granulométrie du remplissage reflète celle de l'ensemble de la moraine et fournit des indications sur la trame formée par les galets et les blocs; une moraine argileuse, par exemple, est pauvre en blocs alors que ceux-ci abondent dans une moraine à pâte grossière (LUNDQVIST, 1935; PORTMANN, 1956 b).

Dans les moraines, toutes les classes dimensionnelles existent en proportion variable; en général, une ou deux fractions prédominent et confèrent à la matrice sa texture. Théoriquement, on peut concevoir un certain nombre de types granulométriques correspondant à la prédominance de l'une ou de l'autre des fractions. En réalité, on a affaire à des assortiments intermédiaires ainsi qu'à de nombreuses combinaisons qui chevauchent et débordent les limites rationnelles que nous sommes portés à assigner aux résultats des phénomènes naturels. C'est avant tout en représentant nos résultats sous la forme de courbes cumulatives<sup>2)</sup> qu'il fut possible de mettre en évidence les ressemblances et d'établir quelques types granulométriques (PORTMANN 1956 b).

## 2. La nature des constituants

### A. Généralités

La présence, dans l'aire occupée autrefois par le glacier du Rhône, de roches erratiques de provenance connue avec précision est à l'origine de

<sup>2)</sup> Les courbes cumulatives indiquent en ordonnées les pourcentages en poids, en abscisses les dimensions des fractions, de préférence à l'échelle logarithmique ou exprimées en valeur « phi » de WENTWORTH (TWHENFEL, 1941). Tracées sur papier calque, les courbes cumulatives permettent de rapides comparaisons par superposition des feuilles. A partir de ces courbes très représentatives, il est aisé de calculer soit le diamètre moyen (à 50%), soit les diamètres à 25 et 75%, soit encore d'autres caractéristiques (KRUMBEN et PETTJOHN, 1938).

nos connaissances du Quaternaire en Suisse. En 1780, DE SAUSSURE publia une description très précise des roches erratiques dispersées dans les environs de Genève; il en indiqua même le gisement initial. Les observations de J. P. PERRAUDIN dans la Vallée de Bagnes et celles de I. VENETZ (1830) et de J. G. DE CHARPENTIER (1934) dans les environs de Bex permirent à AGASSIZ (1835, 1837 a, 1837 b, 1838, 1840, 1847) d'établir une relation avec les siennes, faites en bordure du Jura neuchâtelois, et de fournir ainsi les preuves d'une ancienne extension des glaciers alpins.

ARNOLD GUYOT (1841, 1843 a, 1843 b, 1844, 1847) contribua largement à la connaissance de l'extension des anciens glaciers en suivant en quelque sorte à la piste les blocs erratiques provenant des Alpes et dispersés dans le Pays molassique et le Jura. Il s'occupa tout d'abord du Bassin du Rhône; par la suite ses patientes et minutieuses recherches l'amènèrent en Suisse orientale, en Italie du Nord et jusque dans les plaines allemandes où il interrogea « ces muets témoins d'un phénomène depuis longtemps accompli » (DE TRIBOLET, 1886, p. 14).

Les investigations du genre de celles qu'avait inaugurées GUYOT furent très répandues à l'époque (HOGARD, 1858, 1862; FALSAN, 1883; FALSAN et CHANTRE, 1874—1880, 1878; FAVRE, 1868, 1884, 1898; JACCARD, 1882, 1884).

En Scandinavie, on s'intéressa à la dispersion des galets et des blocs erratiques avant de connaître leur mode de transport. TILAS (1740) fut le premier à tracer l'une de ces aires de dispersion dans un but pratique, comme l'a rappelé ZENZEN (1931) dans un compte rendu des travaux de ce précurseur. HAMPUS VON POST (1855, 1857) fut aussi un pionnier dans ce genre d'investigations qui permirent de distinguer les divers cours glaciaires et de les suivre au Danemark et en Allemagne. L'idée d'une ligne de partage des glaces, située à l'Est des sommets de la Chaîne scandinave, découle des recensements pétrographiques, peu systématiques il est vrai, que HÖRBYE effectua en 1859 déjà. Ces recherches acquièrent par la suite une valeur pratique dans la prospection des minerais en permettant la localisation de gisements importants (GEIJER, 1917; SAURAMO, 1924; HÖGBOM, 1931). On trouvera tous les renseignements sur le développement de cette méthode de recensement et sur ses applications en Scandinavie dans une publication de LUNDQVIST (1935).

La majorité des recherches sur les formations quaternaires au Danemark et en Allemagne septentrionale portent sur la répartition des roches indicatrices. En Allemagne, les travaux de KUMMEROW (1930), de HESSEMANN (1931, 1933, 1935, 1937), de RICHTER (1933), de LADWIG (1939), de WOLDSTEDT (1947), au Danemark ceux de MILTHERS (1909, 1949), d'ØDUM (1954) sont les plus importants. Quelques unes des publications

de MILTHERS (1932) donnent un aperçu très documenté du développement de la méthode et des résultats obtenus<sup>3)</sup>.

PROVENANCE DU MATERIEL: Les constituants d'un dépôt glaciaire proviennent, rappelons-le, du bassin d'alimentation du glacier et du soubassement rocheux, sous-jacent au dépôt. Dans le travail complémentaire de celui-ci (PORTMANN, 1956 b), nous montrons que les moraines würmiennes du glacier du Rhône possèdent d'autant plus d'éléments jurassiens qu'elles se trouvent à l'intérieur du Jura, ce qui prouve l'influence de la roche en place. La proportion entre les fragments de la roche autochtone et les galets longuement transportés varie; on appelle locale une moraine dans laquelle plus de 80% des éléments sont autochtones, provenant du socle rocheux, par opposition aux moraines formées de plus de 20% de matériel exotique (LUNDQVIST, 1935, p. 39—40). La fréquence d'une certaine espèce pétrographique dans un dépôt glaciaire dépend en premier lieu de l'étendue des affleurements de cette roche dans le bassin d'alimentation. Elle dépend aussi de la position des affleurements en altitude et de leur exposition à l'érosion du glacier. Enfin, la nature lithologique intervient, car au cours du transport glaciaire un tri s'effectue et seules les roches résistantes subsistent.

Dans un pays géologiquement bien connu, il pourrait être intéressant d'établir une comparaison entre l'étendue et l'altitude des affleurements des diverses roches d'un bassin d'alimentation d'une part, et la proportion des fragments de ces roches dans les dépôts glaciaires d'autre part. Ainsi, il serait possible d'obtenir des renseignements sur la résistance de ces roches et sur le rôle que jouent la situation, l'altitude des affleurements et leur exposition au cours érosif du glacier. Si cette étude offre vraiment l'intérêt théorique que nous venons de signaler, elle serait susceptible d'acquérir une importance pratique dans l'exploration de régions inconnues ou difficilement accessibles. Des recensements pétrographiques opérés dans la zone frontale de glaciers fourniraient des estimations sur la géologie de régions, peut-être encore glaciées, qui ont livré des matériaux. C'est d'ailleurs cette méthode qui fut appliquée lors d'expéditions au Grönland avec l'intention d'obtenir des renseignements sur la géologie des bassins glaciaires (WEGMANN, 1935; HÜBSCHER, 1943). Si ces recensements permettent de reconstituer l'extension d'un glacier, les changements de direction, la superposition de plusieurs cours, la proportion des roches autochtones, ils donnent aussi un aperçu des modalités du transport glaciaire. Ils révèlent l'influence de la topographie sur le transport et la distribution des roches erratiques.

---

<sup>3)</sup> Citons encore un périodique consacré à l'étude des galets et des blocs erratiques: le *Zeitschrift für Geschiebekunde* publié par la maison d'édition Borntraeger.

GUYOT (1847) a indiqué que les blocs erratiques se répartissent en zones dont la succession correspond à celle des affleurements dans le bassin d'alimentation dont ils proviennent. « Les blocs du flanc droit de la vallée occupent dans la plaine la rive droite du bassin » et réciproquement (GUYOT, 1947, p. 478). L'ordonnance est identique à celle des moraines d'une langue glaciaire. Cette régularité, si évidente, amena MEUNIER (1904), adversaire de la théorie glaciaire, à considérer les blocs erratiques comme des lambeaux d'érosion de gigantesques lames de charriage qui, des Alpes, auraient atteint le Jura! En 1892, DU PASQUIER fait remarquer que « la moraine profonde n'a en général pas la même composition que la moraine superficielle, les matériaux y sont plus mélangés. » Par cette observation DU PASQUIER tente d'infirmer la « loi de Guyot » qui n'est qu'approximative pour la moraine profonde (DU PASQUIER, 1892, p. 42). Cette hétérogénéité verticale peut découler de modifications de la direction d'écoulement du glacier, de l'existence de cours différents.

SAURAMO (1924), KRUMBEIN (1933, 1937), LUNDQVIST (1935, 1941), KIVEKÄS (1946), parmi d'autres, ont publié des renseignements intéressants sur la dispersion des galets et des blocs et sur les modalités du transport glaciaire en général. La proportion d'une espèce pétrographique varie suivant la fraction granulométrique considérée; les blocs sont transportés plus loin que les galets; ATTERBERG (1905 b) précise même que les gros blocs apparaissent dans d'autres proportions que les plus petits.

D'une façon générale et pour résumer ce qui a été dit plus haut, rappelons que les facteurs déterminant l'assortiment d'une moraine en diverses espèces pétrographiques peuvent être répartis en quatre catégories:

- *Situation et extension des affleurements rocheux dans le bassin d'alimentation.*
- *Résistance et fissilité initiale des roches.*
- *Direction d'écoulement et longueur du transport glaciaire.*
- *Facteurs locaux: nature de la roche en place; abondance du matériel meuble susceptible d'être repris; rôle de la topographie; conditions génétiques; granulométrie de la moraine.*

Ces facteurs présentent quelques analogies avec ceux qui déterminent la granulométrie des moraines (voir p. 13); ici aussi il s'agit du jeu combiné de la nature et du gisement des roches, du transport et des conditions locales d'accumulation.

a) *Les galets*: Nous comprenons sous cette désignation les fragments de roches d'un diamètre de 20 à 200 mm. Les recensements pétrographiques des galets erratiques permettent de reconstituer l'éventail de distribution de chaque espèce avec plus de précision que ne le permet le recensement des blocs. Il est possible de distinguer les apports de plusieurs origines et de déterminer l'assortiment caractéristique d'un dépôt ou même des formations d'une glaciation, comme l'ont établi HESEMANN

(1935) pour l'Allemagne du Nord et GEIGER (1948) pour le glacier du Rhin en Suisse. Ce dernier auteur a même mis en évidence la ressemblance, sur ce point, entre les dépôts du Mindel et du Riss, alors qu'on ne remarque aucune variation continue du Günz au Würm. De ce travail de GEIGER ressort, en outre, l'homogénéité des dépôts würmiens du glacier du Rhin. Le même auteur a montré l'augmentation, avec l'âge, de la proportion des galets sédimentaires (GEIGER, 1943, p. 41).

Dans la région jurassienne, autrefois couverte par le glacier rhodanien, on a fréquemment distingué les moraines dans lesquelles les galets jurassiens prédominent de celles riches en galets alpins, sans avoir exprimé le pourcentage des divers constituants.

b) *Les fractions fines, sables et argiles*: L'étude minéralogique ou chimique des fractions fines des formations erratiques permet d'estimer l'ampleur de l'érosion. On peut aussi, de cette façon, déceler des apports glaciaires différents et éventuellement tracer les limites géologiques des roches du soubassement lorsque les dépôts superficiels les masquent. Des analyses spectroscopiques, effectuées par JÄRNEFORS (1952) en Suède, ont confirmé que la composition chimique de la moraine reflète celle du soubassement rocheux.

aa) *Les analyses minéralogiques* ne doivent être envisagées que lorsqu'il s'agit de distinguer deux apports glaciaires, ou deux glaciations, caractérisés par des assortiments minéralogiques typiques. Ces analyses ne se justifient que lorsque les recensements pétrographiques de roches, par ailleurs plus commodes, sont insuffisants. L'étude des minéraux lourds (méthode d'EDELMAN 1933) a permis de préciser l'origine et l'extension de nombreux dépôts quaternaires des Pays-Bas.

L'analyse minéralogique a fourni à DE WAARD (1949) une preuve de plus de l'existence de lambeaux de moraine de fond d'âge mindélien, transportés jusqu'au Nord des Pays-Bas par le glacier rissien. Auparavant LEINZ (1933, 1934) FIEDLER (1937, 1939, 1940) et d'autres ont énuméré les minéraux caractéristiques des phases glaciaires du Nord de l'Allemagne et ont été capables d'établir par ce moyen des corrélations horizontales, stratigraphiques; KRUGER (1937), étudiant certains drifts du Minnesota, a pu en indiquer les minéraux caractéristiques. Il ressort d'une publication toute récente de Solange DUPLAIX (1954) qu'« en comparant uniquement les résultats obtenus par l'étude des minéraux lourds, il est possible de faire plusieurs coupures chronologiques » dans les nappes alluviales anciennes du Gave de Pau et de l'Adour et de confirmer les interprétations fondées sur d'autres critères (ALIMEN, 1954).

AARNIO (1935, cité par KIVEKÄS, 1946) prétend que la proportion des minéraux lourds aux minéraux légers varie d'un type de moraine à l'autre.

L'étude, négligée jusqu'à présent dans nos régions, de la nature des composants argileux fournirait certainement des précisions sur les conditions génétiques d'un dépôt glaciaire ainsi que sur les migrations

géochimiques. Ces investigations tenteraient de faire ressortir les éventuelles différences entre les argiles postglaciaires, d'origine fluviale ou lacustre, et les argiles glaciaires ou la fraction argileuse des dépôts morainiques (WENNER, 1949). La composition de ces dernières permet d'établir la parenté éventuelle entre les roches sous-jacentes et le matériel erratique (WIKLANDER, 1950). Dans certains cas peut-être, les processus d'altération et partant les conditions climatiques qui les ont régis pourraient être précisées (TAMM, 1925; COLLINI, 1950; SOVERI, 1950). Finalement ces études pourraient acquérir une valeur pratique par l'importance des éléments rares (bore, cobalt). Depuis quelques années, les analyses géochimiques apportent leur concours à la prospection minière (RANKAMA, 1947; BISCHOFF, 1953).

bb) On peut aussi recourir aux *analyses chimiques* des fractions fines; si les analyses chimiques complètes sont indispensables en agronomie, en géobotanique, elles sont superflues, en général, dans l'étude géologique des dépôts glaciaires. Tout au plus sont-elles intéressantes dans la connaissance des phénomènes de diagénèse. Pourtant KIVEKÄS (1946) a mis en évidence les relations entre le chimisme et la composition minéralogique des fractions fines des moraines. Et même, d'après cet auteur, le  $pH$  d'une moraine donnerait des indications assez précises sur sa nature pétrographique, sa teneur en minéraux lourds surtout, et finalement sur sa fertilité.

En général la détermination quantitative d'un ou deux constituants suffit. Le *dosage des carbonates*, par exemple, fournit des indications appréciables toutes les fois que des roches calcaires ou dolomitiques affleurent dans le bassin de réception (voir p. 29).

## B. Méthodes

Les méthodes d'estimation de la fréquence des galets de diverses espèces pétrographiques sont nombreuses et fort disparates. Au Danemark toutefois, où elles s'appliquent aux investigations courantes, plusieurs collaborateurs du Service géologique en ont bien précisé les modalités. MILTHERS (1932) signale une littérature abondante à ce sujet. En Suède, LUNDQVIST (1935, 1941) retrace le développement des méthodes de recensement utilisées dans son pays.

Tantôt, on compte les galets sur une certaine surface du sol ou d'une paroi d'affleurement (TAMM, 1915; AMINOFF, 1913); tantôt, on recense les fragments contenus dans un certain volume (15 litres p.ex., SAHLSTRÖM, 1910; ZINGG, 1935) et l'on exprime les pourcentages par rapport au volume total. Parfois encore les résultats sont exprimés en poids (LUNDBOHRM, 1888). Cette méthode, si elle a l'avantage de fournir

des valeurs quantitatives absolues pour chaque espèce pétrographique, demande par contre beaucoup de temps.

Un aperçu général et uniforme sur la nature des moraines ne se dégage que d'un nombre élevé de recensements. Un nombre restreint ne fait que mettre en évidence la nature capricieuse des phénomènes glaciaires et la variété infinie des dépôts, sans que nous puissions préciser les causes des valeurs aberrantes. Ce n'est qu'au fur et à mesure que les recensements se multiplient que des valeurs moyennes ressortent du désordre déconcertant du début. Il importe avant tout de considérer les moyennes se rapportant à une certaine région, à un certain type génétique; ce ne sont que ces valeurs moyennes qui sont comparables. Ajoutons qu'il est préférable, afin d'éliminer toute subjectivité, de prélever le nombre de galets nécessaires sur une certaine surface de l'affleurement et non pas dans des tas voisins. De plus, il est opportun de procéder à plusieurs recensements par affleurement car, parfois, on remarque des variations sensibles d'un niveau à l'autre (SAURAMO, 1924; LUNDQVIST, 1935; FLINT, 1948), d'une façon générale un enrichissement en roches locales et en fragments plus grossiers vers le bas de la moraine (SALISBURY, 1900). Mentionnons à ce propos que nos recensements n'ont mis en évidence qu'une variation sporadique, irrégulière (PORTMANN, 1956 b).

Lors de recensements pétrographiques, il est indispensable de déterminer, au préalable, le nombre d'éléments à considérer d'une part, et d'autre part la fraction granulométrique la plus représentative. Dans leurs publications, LUNDQVIST (1935), OKKO (1941), MÖLDER (1948), GEIGER (1946, 1948) et d'autres précisent le nombre de galets auquel ils ont recours, en général de 100 à 500 pièces. Pour notre part, nous nous en sommes toujours tenu à 100, 200 fragments, ceci à la suite de comptages préliminaires (PORTMANN, 1956 b).

La proportion des constituants variant en fonction du diamètre, il est indispensable de déterminer la fraction granulométrique la plus représentative, celle permettant des comparaisons. Dans ce choix, il faut tenir compte et de la *nature pétrographique des constituants* susceptibles d'être présents et de la *nature génétique du dépôt*.

On sait que d'une façon générale certains calcaires friables, les grès et les roches cristallines grênes se désagrègent au cours du transport (voir p. 422). Facilement pulvérisées, ces roches enrichissent les fractions moyennes et fines (gravillons et sables) et font défaut dans les fractions grossières. LUNDQVIST (1935, p. 21) a montré ces variations de fréquence en fonction de la granulométrie et l'enrichissement progressif en espèces les plus résistantes.

Dans le travail complémentaire de celui-ci (PORTMANN, 1956 b), nous avons établi la proportion des constituants en fonction de la granulométrie. La répartition des représentants des groupes pétrographiques

(groupes correspondant aux unités géologiques du bassin glaciaire) en six classes granulométriques s'échelonnant entre 3 et 200 mm., nous a fourni des résultats intéressants que nous mentionnons et commentons dans la publication mentionnée ci-dessus. Bornons-nous à signaler qu'ils attestent l'existence d'une dimension caractéristique pour chaque groupe pétrographique et que cette dimension est sujette à des variations dues au type génétique du dépôt.

*Les recensements des granules:* Les variations de la composition lithologique des moraines en fonction du diamètre des constituants compliquent les recensements de galets. De plus, ceux-ci présentent des inconvénients d'ordre pratique. Ils sont longs, impliquent presque nécessairement la collaboration d'au moins deux personnes. Souvent les galets, enrobés dans une masse interstitielle compacte, sont difficiles à isoler. Presque toujours un lavage rendrait leur identification pétrographique plus aisée, ce qui est généralement impossible dans le terrain. Conscients de ces inconvénients, nous en sommes venus à ne recenser que les éléments compris entre 12—6 mm., voire même 6—3 mm. Ces granules se trouvent en assez grand nombre dans les échantillons habituels de moraines prélevés aux fins d'analyses granulométriques. De plus n'importe quel aide est capable de les isoler, par tamisage, dans le terrain déjà.

Ce mode de faire se justifie, en particulier, lorsqu'on ne dispose que de peu de temps pour explorer de vastes régions. C'est ainsi que nous avons pratiqué, en 1947 déjà, lors de l'étude des dépôts superficiels d'une partie de Geographical Society Ø, au Groenland nord-oriental.

Nous ne nous étendrons pas ici, sur les modalités de ces recensements; le matériel doit être lavé, à plusieurs reprises, à l'eau légèrement acidulée tout d'abord, puis examiné, humide encore, à la loupe binoculaire d'un grossissement de 5 à 10 fois. Des comptages nombreux, répétés, ainsi que la comparaison avec de petits éclats d'échantillons témoins facilitent l'identification.

Les recensements de fragments de ce diamètre paraissent être moins exacts que ceux de galets plus facilement reconnaissables. Pourtant ils atteignent une précision suffisante lorsqu'on ne tente pas de repérer des espèces pétrographiques mais de simplement répartir les fragments en quelques groupes généraux.

J. LUNDQVIST (1952) a tout récemment montré l'équivalence générale des recensements de galets et de granules (20 à 6 mm., 6 à 2 mm.); les variations, qui atteignent 5 à 10%, n'affectent pas l'image d'ensemble obtenue en ne tenant compte que des galets.

Profitant de ce que nous disposions d'un matériel abondant, nous avons cherché à mettre en évidence les variations dans les fractions de 3 à 6 et de 6 à 12 mm., ce qui nous a permis des constatations intéressantes (PORTMANN, 1956 b).

### C. La teneur en carbonates des fractions fines

Les dosages de carbonates dans les fractions fines des dépôts glaciaires ont fourni des renseignements révélant la nature du soubassement rocheux ou permettant parfois de distinguer des apports erratiques différents, ou diverses phases glaciaires. Parmi les publications parues à ce sujet (CONREY, 1944; THIEL, 1930; WIMAN, 1905; KRUEGER, 1937), ne retenons que celle d'AMPFERER (1914) qui put distinguer deux niveaux dans la moraine de fond se trouvant au-dessous de la « brèche d'HÖTTING » reconnue par PENCK (1882) comme interglaciaire. L'assise inférieure, reposant sur les Dolomies du Trias, est caractérisée par une teneur en carbonates de 6,8% alors que dans la partie supérieure de la moraine de fond cette teneur s'élève à 47,15%.

Lors de nos investigations sur la pétrographie de moraines würmiennes (PORTMANN, 1956 b), la détermination de la teneur en carbonates se fit par la méthode gazométrique en utilisant le calcimètre Bernard. Cet appareil permet des dosages rapides et suffisamment précis comme nous le prouvent quelques mesures de contrôle par pesées avant et après l'attaque à l'acide chlorhydrique. D'après GEIGER (1943), la différence entre les résultats obtenus par analyse chimique quantitative et par l'emploi d'un calcimètre n'excède pas 2,5%. Ces dosages ne permettent pas la distinction entre les carbonates de calcium et de magnésium qui sont tous deux présents, en quantité très inégale il est vrai, dans les roches de Suisse. Seules des analyses chimiques plus complètes permettent cette précision; les quelques-unes que nous avons effectuées ont montré que le carbonate de magnésium constitue, en moyenne, le 14,8% de la totalité des carbonates. De plus, contre toute attente, il ne semble pas augmenter à proximité des Préalpes (PORTMANN, 1956 b).

D'après JÄRNEFORS (1952), dans les moraines du Nord de la Suède, à calcaires ordoviciens pauvres en magnésium, la teneur en calcium est approximativement 50% plus élevée que celle en magnésium. Ici encore, tout dépend des conditions locales, de la nature du matériel; ainsi, les analyses de graviers morainiques publiées par HÖGBOM (1889) indiquent une teneur en  $\text{CaCO}_3$  égale à 9,6% alors que  $\text{MgCO}_3$  atteint 0,28% (moyenne de 9 analyses). HÖGBOM fait remarquer encore que dans ces graviers morainiques la teneur en magnésium est le quadruple de celle des argiles glaciaires ayant la même teneur en calcaire. Dorénavant nous ne parlerons que des carbonates en général, tout en sachant que les carbonates de calcium sont de beaucoup plus abondants (environ 85% de la totalité des carbonates).

Indépendamment de la nature lithologique des roches du bassin d'alimentation et du soubassement rocheux, sous-jacents aux formations

meubles, des facteurs secondaires influencent la teneur en carbonates d'un dépôt glaciaire.

Citons-en les principaux:

- a) *Le degré de décalcification, dépendant en général de la profondeur à laquelle est pris l'échantillon.*
- b) *Le diamètre de la fraction considérée.*
- c) *Le niveau au-dessus de la roche en place, lorsque celle-ci est calcaire.*

a) *L'intensité de la décalcification* dépend surtout de la perméabilité du sol, de la teneur originelle en carbonates ainsi que des précipitations.

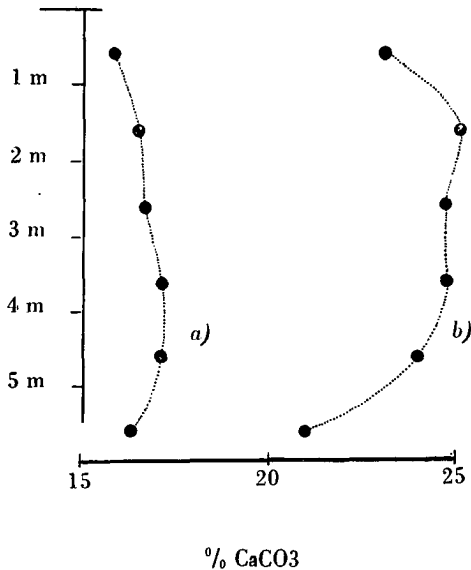


Fig. 1. Teneur en carbonates à différents niveaux d'une moraine de fond surmontant des graviers fluvioglaciers à Müntschemier, Berne.

- a) fraction de 0,12 à 0,25 mm. de diamètre,
- b) fraction de 0,25 à 1 mm. de diamètre.

BACH (1950), qui a étudié les sols forestiers du Jura, a constaté que l'épaisseur de la couche de décalcification s'accroît avec l'altitude proportionnellement à l'augmentation des précipitations.

Le rôle de la perméabilité du sol est mis en évidence par les observations de KAY (1931). Dans le Iowa nord oriental où s'étend le Iowan Drift, la zone de décalcification atteint une profondeur de 5 pieds, alors qu'elle est réduite à 2—3 pieds dans la région du Wisconsin Drift.

MEYER (1934); KLEBELSBERG (1948); SANDEGREN, SUNDIUS et LUNDQVIST (1924) de même que MACCLINTOCK (1954), voir page 420, ont fourni des précisions sur les modalités et la profondeur de la décalcification.

La figure 1 met en évidence les faibles variations de la teneur en carbonates au-dessous de la zone de décalcification, peu profonde dans le cas présent. La tendance à une diminution de la teneur en calcaire, qui s'annonce entre 5 et 6 m. de profondeur et qui est manifeste dans la fraction comprise entre 0,25 et 1 mm., est probablement due à la décalcification qui se produit au contact des graviers sous-jacents dont la zone supérieure est actuellement cimentée.

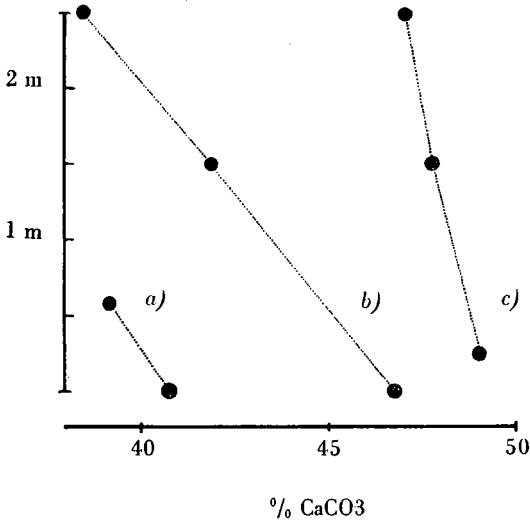


Fig. 2. Teneur en carbonates à différents niveaux de trois moraines reposant sur du calcaire crétacique (fraction de 0,12 à 0,25 mm. de diamètre) — Environs de Neuchâtel —.

b) On a parfois pressenti le rôle que joue le *diamètre des grains* dans les variations de la teneur en carbonates, mais les valeurs sur ce sujet semblent rares. Négligeant ce facteur, on a souvent comparé des résultats se rapportant à des fractions granulométriques différentes ou bien on a omis d'étudier pour un même échantillon les variations en fonction du diamètre.

Nos dosages de carbonates, dans 6 fractions granulométriques d'une cinquantaine d'échantillons, ont mis en évidence l'importance du diamètre considéré. Les variations dépendant du diamètre sont augmentées d'autres,

provenant de la nature de la roche en place, de la genèse des formations. Les constatations ci-dessus rendent nécessaires le choix d'une fraction caractéristique; lors de nos investigations régionales (PORTMANN, 1956 b), nous nous en sommes toujours tenu à la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm., la plus représentative dans le cas particulier.

c) Dans les dépôts reposant sur un *soubassement calcaire*, on constate parfois un enrichissement en carbonates à proximité de la roche en place. Les dosages que nous avons effectués de la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm. de diamètre, d'environ 60 échantillons, font ressortir l'importance de la roche en place dans la teneur en carbonates (PORTMANN, 1956 b).

Ainsi, la moyenne de tous les échantillons provenant de la région jurassienne, formée de calcaires et de marnes, est de 42,6% de  $\text{CaCO}_3$  alors qu'elle atteint 17,2% seulement pour les échantillons récoltés dans le Bassin molassique.

La teneur en carbonates est d'autant plus élevée que l'échantillon a été prélevé à l'intérieur du Jura. La teneur est moindre en bordure du Jura et diminue régulièrement au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette chaîne vers le Sud. Dans le Bassin molassique, les variations sont faibles; dans la marge méridionale, à proximité des chaînes préalpines, on constate une légère augmentation. D'ailleurs on enregistre aussi des variations dues à la nature génétique de la formation étudiée.

### 3. La forme des constituants

#### A. Généralités

L'étude de la forme des constituants d'un sédiment n'a de valeur que si elle permet de préciser la genèse de ce dernier; une simple description des types morphologiques n'offre aucun intérêt. La multitude des méthodes préconisées prouve la difficulté d'apprécier et d'exprimer par un symbole la forme d'un fragment de roche. Certains auteurs décrivent brièvement les formes des galets et les répartissent dans plusieurs classes conventionnelles, ce qui évidemment est fort subjectif et empêche les comparaisons. D'autres ont recours à des méthodes raffinées nécessitant de longs calculs et l'emploi d'appareils délicats, ce qui ne peut être admis qu'en laboratoire (WENTWORTH, 1922, 1923, 1936; v. ENGELN, 1930). A la riche bibliographie citée par CAILLEUX (1952), ajoutons les noms de ZINGG (1935) et de SÖFNER (1940) qui, lui, résume en un tableau les méthodes dont il a connaissance. Celles qu'a élaborées CAILLEUX (1938, 1945, 1947 a, 1947 b, 1948 a, 1948 b, 1949, 1951, 1952) permettent de considérer la morphométrie des éléments d'un sédiment comme un complément indispensable à toute étude pétrologique; elles rendent possible la

diagnose de l'agent d'usure et de transport et sont en passe d'être utilisées en géologie appliquée (DURANT, 1951). Elles facilitent le dépistage de remaniements ou le mélange de plusieurs apports, car bien qu'on ait prétendu que les galets deviennent uniformes par l'usure, il semble au contraire qu'ils sont façonnés différemment par les agents de transport. « In fact it appears that large erratics as well as the smaller pebbles tend to develop a particular characteristic shape » (v. ENGELN, 1930). Et MANSFIELD (1907) caractérise en ces termes les galets glaciaires: « faceted, rounded edges, snubbed ends, polished and striated surfaces. »

CAILLEUX et ses collaborateurs tiennent compte, ou bien de la forme des grains de quartz, ou bien des indices d'aplatissement, de dissymétrie et d'arrondissement des galets (en général de 15 à 100 mm. et plus de diamètre). La publication d'« abaques pour le calcul des indices des galets » par BERTHOIS (1952) va contribuer à la diffusion de ces moyens d'étude des sédiments. Les indices ont l'avantage de permettre des comparaisons et de donner une expression précise de la forme.

## B. Méthodes et représentations des résultats

### 1) Etude des galets par les indices d'aplatissement et de dissymétrie

$$a) \text{ Indice d'aplatissement} = \frac{L + l}{2 E}$$

Soit L la plus grande longueur du galet, l la plus grande largeur mesurée dans un plan perpendiculaire à L, et E la plus grande épaisseur mesurée dans une direction perpendiculaire à L et l.

Autrement dit, il s'agit des plus grandes dimensions respectivement dans les trois plans perpendiculaires; L, l et E sont orthogonaux et pas nécessairement concourants.

$$\text{Puisque } L > l > E \text{ on aura } \frac{L + l}{2 E} > 1$$

$$b) \text{ Indice de dissymétrie} = \frac{AC}{L}$$

On désigne par C le point où un plan, parallèle à la plus grande épaisseur (E) et passant par la plus grande largeur (l), coupe la plus grande longueur (L) du galet.

Si A est l'extrémité la plus éloignée et B l'extrémité la plus proche de C,

$$\text{on pourra écrire: } \frac{AC}{AB} = \frac{AC}{L}$$

### 2) Etude des galets par l'indice d'éroulé

$$\text{Indice d'éroulé de première grandeur} = \frac{2 r^1}{L}$$

L étant la plus grande longueur du galet,  $r^1$  le plus petit rayon de courbure mesuré dans le plan principal du galet, défini comme celui qui contient L et l.

L'indice d'émousé de deuxième grandeur est donné par  $\frac{2r^2}{L}$ ,  $r^2$  étant le plus grand rayon de courbure mesuré dans le plan principal du galet (plan contenant L et l).

CAILLEUX mesure 25 galets et détermine la valeur médiane, c'est-à-dire la valeur correspondant au 50% des galets. « Les mesures sont classées par ordre de longueurs croissantes. » « Les graphiques sont établis en portant en abscisse la longueur (L) de chaque série de galets et, en ordonnée, le coefficient moyen de dissymétrie ou bien le coefficient moyen d'aplatissement ou encore l'indice d'émousé » (BERTHOIS, 1952; p. 205). TRICART et SCHAEFFER (1950) ont représenté les indices d'émousé au moyen d'histogrammes, en portant en abscisse « la valeur des indices, multipliée par mille, réparties en tranches de 50 millièmes. En ordonnée, ont été portés les % de galets appartenant à chacune des tranches ainsi définies » (p. 153). Les mesures portent sur 100 à 150 galets, appartenant à des dimensions diverses et de poids compris entre 10 et 1000 grammes. A propos de l'indice d'émousé, GRAULICH (1951) apporte une innovation intéressante en suggérant l'emploi des courbes cumulatives. Il considère l'indice d'émousé moyen (E = valeur à 50%) et l'indice d'assymétrie de l'émousé, c'est-à-dire la différence entre le % de galets ayant un indice d'émousé compris entre E et E - 100 et ceux compris entre E et E + 100. Un indice d'assymétrie de l'émousé positif élevé indique une action de façonnement faible de même qu'un indice de classement de l'émousé élevé. Ces indices ont été établis pour les constituants de nombreuses formations; nous ne retiendrons ici que les résultats se rapportant aux dépôts glaciaires (p. 34). D'après CAILLEUX (1952) les éléments

Tableau 2. Degré d'usure des galets des formations glaciaires (indices d'émousé)

Type de moraine	Types d'usure qui prédominent	Roches
Moraine de fond (inlandsis würmien) . . . . .	faibles usures	granite
Moraine latérale (gl. de vallée) . . . . .	faibles usures	granite
Moraine latérale (grand glacier quatern. alpin). . . . .	usures faibles et moyennes	gneiss
Moraine terminale . . . . .	usures moyennes	phyllades
Sandur . . . . .	usures moyennes	— (?)
Dépôt de torrent intraglaciaire. . . . .	usures moyennes	granite
Galets fluvioglaciaires repris par un glacier en crue . . . . .	usures faibles à fortes	— (?)

de 40 à 60 mm. de diamètre, qui sont peu arrondis, très dissymétriques et plutôt aplatis sont caractéristiques d'un climat périglaciaire. J. TRICART et R. SCHAEFFER (1950), déterminant l'indice d'éroussé des galets, ont constaté que les galets morainiques étonnent par la variété de leurs types d'usure, bien plus grande que celles des autres systèmes d'érosion étudiés. Les galets à faible usure prédominent; quelques-uns sont moyennement usés; ceux qui le sont fortement et qui apparaissent dans les moraines, l'ont été, semble-t-il, par les torrents intra- et sousglaciaires. La proportion des galets très éroussés est donc fonction de l'importance des torrents. « C'est dans les moraines frontales que les cailloux très roulés abondent. » Ils seraient absents dans les moraines latérales (p. 173). L'influence de la durée du transport est très réduite et s'efface devant celle des conditions hydrodynamiques de ce transport (p. 155).

Tableau 3. Indices morphométriques de galets de formations glaciaires (d'après CAILLEUX (1952), JOURNEUX (1949), POSER & HÖVERMANN (1951) et TRICART (1952, 1954)

	$\frac{L + l}{2 E}$	$1000 \frac{AC}{L}$	$2000 \frac{r^1}{L}$
Moraines de fond . . . . .	1,6 — 1,5 1,58	575—610	40—90 69 50—100
Asar dans moraines de fond . . . . .	1,3 — 2,4		150
Moraines terminales . . . . .	1,5 — 1,55		269, 278 150—275
Formations proglac., fluvioglaciaires	médiocre 1,7 — 2 2,25	560—590	élevé 240—300 275—300
Moraines . . . . .			50—200

Si, pour le moment, les données morphométriques sont en mesure de fournir des indications sur l'agent d'usure, il faudra attendre encore que les mensurations soient plus nombreuses pour être à même de distinguer, avec précision, les différents dépôts glaciaires, les divers types génétiques de moraines. Indubitablement, il y aura lieu de prêter une grande attention, à la nature et au diamètre des éléments mesurés ainsi qu'au type du glacier vecteur. La proportion des diverses espèces pétrographiques peut, évidemment, influencer les résultats globaux portant sur l'ensemble des fragments et obtenus sans tenir compte de la lithologie de ces derniers. On aura avantage aussi à représenter sur un même graphique plusieurs des indices morphométriques et de les combiner (TRICART, 1952).

#### 4. L'orientation des galets

##### A. Généralités

A son origine, une moraine interne ou de fond est un système à deux phases. Lors de la fonte, la phase continue, la glace, disparaît alors que l'autre phase, constituée de fragments minéraux de toutes dimensions, devient de plus en plus compacte et diminue de volume. Au cours de ce processus, ce conglomérat en voie de déformation peut tout simplement se tasser ou encore glisser sur son soubassement. De toutes façons les éléments subissent un déplacement relatif. Il semble que ces modifications (perte en eau, tassement ou encore glissement) soient suffisantes pour faire disparaître la texture originelle. Pourtant des études nombreuses ont montré la concordance entre l'orientation des galets de moraines fossiles et la direction de marche du glacier. La définition de la moraine de fond, donnée par GEIKIE et souvent répétée, est inexacte (till as a clay containing a « confused and pell-mell mixture of stones »). Comme le signale HOLMES (1941) c'est probablement MILLER (1884) qui, le premier, étudia systématiquement l'orientation des galets dans les moraines. Quelques années plus tard, au cours d'un voyage, BELL (1888) étendit ses recherches aux glaciers actuels des Alpes suisses. Il prétendit alors que l'orientation n'est pas du tout uniforme dans les glaciers courts et crevassés. Dans les décennies qui suivirent personne n'aborda sérieusement cette question et ce n'est qu'en 1932 que RICHTER y consacre un premier travail suivi d'autres dans lesquels il précise sa méthode de mesure et livre ses nombreuses observations (RICHTER, 1932, 1933, 1936 a, 1936 b). Depuis, d'autres auteurs aussi ont tenté d'établir les relations entre l'orientation des galets dans les moraines avec d'une part les stries des polis glaciaires et d'autre part la dispersion des fragments de certaines espèces pétrographiques. Le but de ces recherches a été de reconstituer le sens du courant glaciaire et les modes de transport et de dépôt des galets par le glacier. Finalement il fut possible de mettre en évidence les relations entre la disposition des galets, la genèse d'un dépôt et même sa morphologie. Il est fort souhaitable que des investigations de ce genre soient entreprises dans le secteur alpin; les données qu'elles ont livrées ailleurs, en Scandinavie en particulier, sont engageantes. Ces mesures devront porter non seulement sur les dépôts glaciaires anciens mais encore sur les moraines actuelles et même sur les éléments épars dans la glace. A ce sujet, nos recherches préliminaires, qui seront publiées ailleurs, donnent des indications intéressantes. C'est un moyen de préciser les modalités du transport glaciaire. La glaciologie a tort de négliger, en général, les fragments rocheux inclus dans la glace.

## B. Méthodes

WADELL (1936), CAILLEUX (1938), KRUMBEIN (1939), HOLMES (1941) ont, depuis les premiers travaux de RICHTER, mis au point leurs propres méthodes. Toutes exigent beaucoup de temps, voire l'emploi d'appareils, ce qui, évidemment, réduit le nombre des observations possibles. A vrai dire, n'a-t-on pas avantage à utiliser dans l'étude statistique de phénomènes naturels, nombreux et complexes, des méthodes simples, générales qui permettent de multiplier les mesures, de les rendre comparables en dépit des faibles variations locales et d'en saisir l'essentiel? LUNDQVIST (1948, 1949) a eu recours à une variante de la méthode de RICHTER; dans ses innombrables mesures, il ne considère pas que les fragments nettement allongés mais encore les galets bien arrondis, plus ou moins effilés ou à surface lisse.

D'une façon générale, l'orientation des galets dépend de leur forme, de la viscosité du milieu. HOLMES (1941) a minutieusement étudié tous les facteurs qui régissent l'orientation des galets; répartissant ceux-ci en six classes morphologiques il s'est occupé, en particulier, de l'influence de leur forme. D'après cet auteur l'orientation des galets parallèlement au sens du glacier serait due à leur glissement à la surface du soubassement rocheux ou de la moraine déjà déposée sous le glacier. Les galets rhomboédriques se disposeraient perpendiculairement, pressés qu'ils seraient dans la moraine par les galets situés au-dessus d'eux et qui se déplacent plus rapidement. Plus un galet est allongé, mieux il peut occuper une position transverse. Il est d'autres facteurs encore qui interviennent dans l'orientation des galets, ainsi le type de moraine, la pente du sol où s'est accumulée la moraine, etc.

Les quelques indications recueillies dans la littérature peuvent être rapportées comme suit: en général, dans les moraines (dans les moraines terminales, les moraines de fond), le grand axe des galets est parallèle parfois perpendiculaire, au sens d'écoulement du glacier. Dans les âsar, les galets sont perpendiculaires au courant glaciaire (RICHTER, 1936; HOLMES, 1941; KIVEKÄS, 1946; FLINT, 1948; LUNDQVIST, 1948).

## Résumé

Dans l'Introduction, on a retracé l'élaboration de la classification des dépôts glaciaires et rappelé l'évolution de leurs méthodes d'étude; puis, quelques perspectives générales de la géologie du Quaternaire furent envisagées.

Dans un deuxième chapitre, l'accent a été mis, tout d'abord, sur les méthodes générales qui doivent être combinées dans l'étude des dépôts glaciaires anciens, des moraines en particulier. Une compréhension poussée des événements du Quaternaire implique la prise en considération de plusieurs caractéristiques des formations glaciaires, comme par exemple: leur gisement, leur morphologie,

les associations de faciès et, en tout cas, la nature pétrographique des dépôts (p. 11). Jusqu'à présent les méthodes pétrographiques ont été négligées, et notre propos a été, dans ce travail, de les définir et de montrer le profit qu'on pouvait tirer de leur application. Elles doivent suppléer aux insuffisances des autres méthodes qui, utilisées isolément et souvent mal à propos, sont incapables de résoudre les nombreux problèmes que pose la géologie du Quaternaire, dans le secteur alpin en tout cas.

Dans le reste du travail, les questions touchant à la granulométrie des moraines (p. 13), à la nature de leurs constituants (p. 21), à la forme et à l'orientation de ceux-ci (p. 32; p. 36) sont passées en revue. Les possibilités de l'étude de chacun de ces caractères sont mises en évidence alors que les diverses méthodes utilisées par d'autres auteurs font l'objet d'un compte rendu critique. Celles que nous avons mises au point sont décrites, les limites de leur application sont envisagées et quelques résultats sont commentés du point de vue méthodologique.

Dans un second travail, complémentaire de celui-ci et paraissant ailleurs (PORTMANN, 1956 b), les méthodes pétrographiques, préconisées ici, sont appliquées. Elles rendent possible non seulement de définir des types descriptifs mais encore des types génétiques. De plus, elles permettent d'établir des diagnoses différentielles mettant en évidence des identités et permettant des corrélations et finalement une synthèse groupant et organisant les divers dépôts d'une région étendue.

### Bibliographie

Actes S. H. Sc. N.: Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles. (Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.) — Am. J. Sc.: The American Journal of Science. — Annales S. G. B.: Annales de la Société géologique de Belgique. — Archives Sc. P. N.: Archives des Sciences physiques et naturelles. Genève. — Bull. C. G. Fl.: Bulletin de la Commission géologique de Finlande (Geologinen Tukkimuslaitos) Helsinki. — Bull. G. S. Am.: Bulletin of the Geological Society of America. — Bull. S. G. F.: Bulletin de la Société géologique de France; Paris. — Bull. Min. Pétr.: Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie (Schweizerische Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen). — Bull. S. N. Sc. N.: Bulletin de la Société neuchâtoise des Sciences naturelles (Bulletin de la Société des Sciences naturelles de Neuchâtel). — Bull. S. V. Sc. N.: Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles; Lausanne. — Centralblatt Min., Abt. B.: Centralblatt (Zentralblatt) für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie; Stuttgart. — Comm. géol. S. H. Sc. N.: Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles. — C. R. Acad. Sc.: Comptes-rendus de l'Académie des Sciences. — C. R. Somm. S. G. F.: Comptes-rendus sommaires des Séances de la Société géologique de France; Paris. — D. G. U.: Damarks geologische Undersøgelse; København. — E. G. H.: Eclogae Geologicae Helvetiae; Bâle. — G. F. F.: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar; Stockholm. — G. R.: Geologische Rundschau; Stuttgart. — Jahr. preuß. geol. Landesanstalt. — J. Geol.: The

Journal of Geology; Chicago. — J. Sed. Petr.: Journal of Sedimentary Petrology, Urbana. — Mat. C. G.: Matériaux pour la carte géologique de la Suisse (Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz); Berne. — Medd. D. G. F.: Meddelelser fra Dansk Geologisk Förening; København. — Mém. S. V. Sc. N.: Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles. — Nouv. Mém. S. H. Sc. N.: Nouveaux Mémoires de la Société helvétique des Sciences naturelles (Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft). — Rev. Géom.: Revue de géomorphologie dynamique; Paris. — S. G. U.: Sveriges Geologiska Undersökning; Stockholm. — Zeitschr. angew. Mineralogie. — Z. Deutsch. G. G.: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — Z. f. Gletscherk.: Zeitschrift für Gletscherkunde, für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas; Berlin. — Z. f. Gl. u. Glazialg.: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie; Innsbruck.

AGASSIZ, L. (1835): Distribution des blocs erratiques sur les pentes du Jura. Bull. S. G. F. (I), 7, 1835—1836, Séance du 7 nov. 1835; p. 30. — (1837 a): Des glaciers, des moraines et des blocs erratiques. Discours d'ouverture des séances de la Société Helvétique des sciences naturelles à Neuchâtel, le 24 juillet 1837. Actes S. H. Sc. N., 22 e session, Neuchâtel, 1837; p. V—XXXII. — (1837 b): Sur les blocs erratiques du Jura. C. R. Acad. sc., 5; p. 506—508. — (1838): Note sur les glaciers. Bull. S. G. F. (I), 9, 1837—1838; p. 443—450. — (1840): Etudes sur les glaciers et Système glaciaire ou recherche sur les glaciers, leur mécanisme, leur ancienne extension et le rôle qu'ils ont joué dans l'histoire de la terre. Neuchâtel 1840 (Paris 1847); 346 p., 32 fig., atlas de 32 pl. — (1847): Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels, leur structure, leur progression et leur influence sur le sol. Paris (V. Masson); 598 p., avec un atlas de 3 cartes et 9 pl. — ALIMEN, Henriette (1954): Pétrographie des nappes alluviales de la Bigorre. Essai de corrélations et de chronologie. Bull. S. G. F. (VI) III/4—6, 1953; p. 377—391, 4 fig. — AMPFERER, O. (1914): Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Z. Gletscherk. 8; p. 145—159, pl. V—VI, 6 fig. — ANTEVS, Ernst (1953): Geochronology of the deglacial and neothermal ages. J. Geol. 61/3; p. 195—230, 4 fig., 1 tableau. — ATTERBERG, Albert (1905 a): De klastika jordbeståndsdelarnas termilogi. G. F. F., 27/4, p. 225—232. — (1905 b): De lösa jordlagren vid Stora Rör på Öland. G. F. F., 27/5; p. 265—312, 4 fig. — BACH, Roman (1950): Die Standorte jurassischer Buchenwaldgesellschaften mit besonderer Berücksichtigung der Böden (Humus-Karbonatböden und Rendzinen). Berichte d. Schweiz. botan. Gesellschaft; p. 51—152. — BECK, Paul (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. E. G. H. 126/2; p. 335—437, pl. 13, 14; 7 fig. — BELL, Dugald (1888): On the glacial Phenomena of Scotland, with reference to the Reports of the Boulder Committee of the Royal Society of Edinburgh. Trans. Geol. Soc. of Glasgow, 8; p. 237—254. — BERTHOIS, L. (1950): Méthode d'étude des galets; applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. Rev. géol. dyn. I/V; p. 199—225. — (1952): Abaques pour le calcul des indices des galets. Rév. Géom., 4/3; p. 199—205. — BISCHOFF, C. T. (1953): Testing for Copper and Zinc in Canadian Glacial Soils. Prospectors and Developers Association, Annual Meeting, 8—11 March 1953, Toronto. — BLANCHET, R. (1844): Terrain erratique alluvien du bassin du Léman

et de la vallée du Rhône de Lyon à la mer. Lausanne, 1844 (Bridel, éditeur); 47 p., 1 pl. — BÖHM, August (1901): Geschichte der Moränenkunde. Abhandl. d. k. k. Geogr. Gesell. in Wien, III/4; VIII & 334 p., 2 fig. — BOUILLET, G., et CAILLEUX, A. (1949 a): L'indice d'émoussé des galets de gneiss. C. R. somm. S. G. F. 11, 13 juin 1949; p. 223—224. — (1949 b): L'indice d'émoussé des galets de roches volcaniques compactes. C. R. somm. S. G. F. 12, 27 juin 1949; p. 255—256. — BOYE, Marc (1950): Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund nord-oriental, Groenland. Paris 1950 (Hermann); 176 p., 26 fig., 37 pl. — BUCH, L. VON (1818): Mémoire sur les causes auxquelles on peut attribuer le transport des blocs de roches des Alpes qui sont épars sur le Jura dans les cantons de Vaud et de Neuchâtel. Extrait par M. Brochant-de-Villiers dans les Annales de chimie et de physique de Gay-Lussac et Arago, 7; p. 17—32. — (1819): Additions au mémoire sur les causes de transport des blocs de roche des Alpes sur le Jura. Note communiquée, avec des observations, par M. Brochant-de-Villiers. Annales de chimie et de physique de Gay-Lussac et Arago, 10; p. 241—264. — (1827): Über die Verbreitung großer Alpengeschiebe. Annalen der Physik und Chemie von J. C. Poggendorf, 9; p. 575—588. — (1837): Objection à la théorie glaciaire et discussion (de Charpentier, Agassiz). Bibl. Univ. (III), 10; p. 378—380. — CAILLEUX, André (1938): La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques. Revue de géog. phys. et de géol. dynam., 1938, 11/3; p. 171—198, 11 fig., 2 pl., 8 tabl. — (1945): Distinction des galets marins et fluviatiles. Bull. S. G. F. (V), 15/7—8; p. 375—404, 10 fig., 12 tableaux. — (1947 a): L'indice d'émoussé. Définition et première application. C. R. somm. S. G. F., 10 novembre 1947; p. 250. — (1947 b): Granulométrie des formations à galets. « La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. » Bruxelles 1947; p. 91—114, 6 fig. (Session extr. des Soc. belges de géologie, 19—26. sept. 1946). — (1948 a): Indice d'émoussé du silex. C. R. somm. S. G. F., 10 mai 1948; p. 1947. — (1948 b): Lithologie des dépôts émergés actuels de l'embouchure du Var au Cap d'Antibes. Bull. Inst. Océanogr. de Monaco, 940, 10 nov. 1948; 11 p. — (1949): L'indice d'émoussé des galets de quartz. C. R. somm. S. G. F., 24 janvier 1949; p. 35—36. — (1951): Formes de galets glaciaires et apparentés. La Houille Blanche, Revue de l'Ingén. hydraulicien, Procès verbaux de la sous-section « Glaciologie », Grenoble, VI/A, mai 1951. — (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. G. R. 40/1; p. 11—19, 6 fig., 4 tabl. — voir sous BOUILLET. — CHAMBERLIN, T. C. (1894): Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations. J. Geol. 2; p. 517—538. — (1895): The Classification of American Glacial Deposits. J. Geol. 3; p. 270—297. — CHARPENTIER DE, J. (1834): Annonce d'un des principaux résultats des recherches de Mr. Venetz, Ingénieur des Ponts et Chaussées du Canton du Vallais, sur l'état actuel et passé des glaciers du Vallais [sic]. Actes S. H. Sc. N., 19e session, Luzern; p. 23—24. — (1835): Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. Paris. Annales des mines (III), 8; p. 219—236. — CHARPENTIER DE, Jean-Georges (1841): Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. Lausanne 1841 (Impr. et Libr. Marc Ducloux, édit.); avec des vignettes, des planches, et une carte du terrain erratique du bassin du Rhône; X et 363 p. — CHAVAN, André (1950): Tableau

de corrélation des formations pliocènes et quaternaires ouest méditerranéennes, européennes atlantiques et nordiques. Bull. S. G. F. (V) 20/7—9; p. 421—431. — COLLINI, Bengt (1950): Om våra kvartära lerors mineralogiska sammansättning. G. F. F. 72/2, No. 461; p. 192—206, 2 fig. — CONREY, C. W. (1944): Composition of the glacial Drift in Ohio. Bull. G. S. Am. 55/12, dec. 1944; p. 1473—1474. — DE GEER, Gerard (1922): Om en genetisk indelning av de kvartära bildningarna. G. F. F. 44/1—2; p. 157—170, 1 pl. — (1940): Geochronologia Suecica Principes. Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. (III), 18/6, Stockholm; 367 p., 53 pl., 65 fig. Atlas pl. 54—90. — DE GEER, Ebba Hult (1951): Conclusions from C<sub>14</sub> and DE Geer's chronology. G. F. F. 73/4; p. 557—570. — DE LA RIVE, Auguste (1865): Discours prononcé le 25 août 1865 à l'ouverture de la 49<sup>e</sup> session de la Société helvétique des Sciences naturelles réunie à Genève. Actes S. H. Sc. N., 1865, Genève; p. 1—24. — DENIZOT, G. (1949): Coordination du Quaternaire en France. Bull. S. G. F. (V), 19/1, 2, 3; p. 223—244, 4 fig. — DEPERET, KILIAN, W., et REVIL (1896): Lignites interglaciaires de Chambéry. Bull. S. G. F. (III), 24; p. 90. — DOLLFUS-AUSSER (1863): Matériaux pour l'étude des glaciers. Tome troisième: Phénomènes erratiques. Paris (F. Savy, édit., Libraire des Soc. géologique et météor. de France); 730 p. — DREIMANIS, A., et REAVELY, G. H. (1953): Differentiation of the lower and the upper till along the north shore of Lake Erie. J. Sed. Petr. 23/4; p. 238—259; fig. 1—11, pl. 1—2. — DRÜCKER, A. (1951): Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeis. Mitt. aus d. Geol. Staatsinst. in Hamburg 20; p. 3—14, 9 fig. — DU PASQUIER, Léon (1891): Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz (außerhalb der inneren Moränenzone). Mat. C. G. (n. s.), 1ère livraison; 140 p., 2 cartes, 1 pl. — (1892): Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. Bull. S. N. Sc. N. 20, 1891—1892; p. 32—43. — (1894): voir PENCK, A., et BRÜCKNER, E., 1894. — DUPLAIX, Solange (1954): Etude minéralogique des sédiments sableux des nappes alluviales anciennes du Gave de Pau et de l'Adour. Bull. S. G. F. (VI) III/4—6, 1953; p. 369—377. — DURANT, R. (1951): Différentes définitions techniques de la forme des galets. La Houille Blanche, Revue de l'Ingénieur hydraulicien, 6/A, mai 1951, Grenoble; p. 253. — EDELMAN, C. H. (1933): Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair. Amsterdam. — EKSTRÖM, G. (1927): Klassifikation av svenska åkerjordar. S. G. U. (C), 345; 161 p., 25 fig., 4 tab. — ENGELN, O. D. VON (1930): Type form of faceted and striated glacial pebbles. Am. J. Sc. (V), 19; p. 9—16. — ERDMANN, A. (1868): Bidrag till kännedomen om Sveriges kvartära bildningar. S. G. U. (C), No. 1; 297 p., 28 fig., 1 atlas (14 cartes). — ESCHER v. D. LINTH, Arnold (1852): Über die Gegend von Zürich in der letzten Periode der Vorwelt. (Vortrag), Zürich; p. 16—28, 1 pl. — FALLOT, P., et FAURE MURET, A. (1950): Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles St. Etienne de Tinée et Le Boréon (Alpes maritimes). Travaux scient. du Club alpin français, Paris 1950; 44 p., 6 pl. — FALSAN, A., et CHANTRE, E. (1874—1880): Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Annales Soc. d'Agric. de Lyon (IV), 7, 1874 (p. 611—864); et 10, 1877 (p. 117—141) et (V), 1, 1878 (p. 509—874) et 2, 1879 (p. 205—474), nombreuses fig. et pl. 2 vol. (in 8°), Lyon 1879—1880 (Impr. Pitrat); XXVIII et 622 p., 42 fig.; 572 p., 147 fig., 6 pl. — (1878): Carte du terrain erratique et des anciens

glaciers de la partie moyenne du bassin du Rhône pendant leur plus grande extension. Publiée par la Soc. d'Agric., Hist. natur. et Arts utiles de Lyon, sous les auspices de M. Belgrand, . . . sur un extrait de la carte topogr. de la France, levée par les offices de l'Etat-major, 1875. (Impr. Pitrat); 6 pl. (Atlas de la Monographie de 1874—1880). — FALSAN, A. (1883): Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du Bassin du Rhône. Lyon (Impr. Générales); 137 p., 42 fig., 2 pl. — (1889): La période glaciaire, étudiée spécialement en France et en Suisse. Bibl. sc. intern., Paris, (Alcan); 364 p., 1 pl., 1 carte, 105 gravures. — FAURE-MURET, Anne (1949): Les « rock-streams » ou « pseudomoraines » du Massif de l'Argentera-Mercantour. C. R. Somm. S. G. F., 7, 4 avril 1949; p. 118—120. — FAVRE, A., et SORET, L. (1868): Rapport sur l'étude et la conservation des blocs erratiques en Suisse. Actes S. H. Sc. N., 52e session, Einsiedeln; p. 143—151. — FAVRE, A. (1884): Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant Nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mt. Blanc. — Comm. géol. S. H. Sc. N., Winterthour 1884; 4 feuilles au 1 : 250 000. — (1898): Texte explicatif de la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. Précédé d'une introduction par Ernest Favre et suivi d'une biographie de Léon Du Pasquier par Maurice Tribolet. Mat. C. G. Suisse (I), 28; VI et 77 p., 2 portraits. — FIEDLER, A. (1937): Sedimentpetrographische Gliederung der Geschiebemergel Mecklenburgs. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 57/1, 1936; p. 111—145, 3 fig., pl. 6, 7. — (1939): Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln im mittleren und westlichen Norddeutschland. Zeitschr. angew. Mineralogie, 1, p. 312—352; 8 fig. — (1940): Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergel aus Holland, Dänemark, Oberschlesien und Norddeutschland, nebst einem Beitrag zur Frage nach dem absoluten Schwermineralgehalt der nordwestdeutschen Geschiebemergel. Z. angew. Min. 2. — FIRBAS, F. (1951): Über den heutigen Stand der Pollenuntersuchungen als Hilfsmittel der Quartärforschung. Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 1951, Hannover; p. 102—108. — FLINT, R. F. (1942): Progress and problems in the North America Pleistocene. J. Geol. 50/6; p. 563—578. — FLINT, Richard Foster (1948): Glacial geology and the Pleistocene Epoch. New-York et London (John Wiley et Sons, Inc.); 589 p., 88 fig., 30 tabl., 6 pl. — FOREL, F. A. (1899): Jean Pierre Perraudin de Lourtier. Bull. S. V. Sc. N. (IV), 35; p. 104—113. — GAMS, H. (1930): Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. Z. f. Gletscherk. 18/4—5; p. 279—336. — GEIGER, E. (1943): Sedimentpetrographische Untersuchungen der oberen Süßwassermolasse und der pleistocenen Ablagerungen im Thurgau. (Atlas géol. de la Suisse, 1 : 25 000, Feuilles 56—59; Notice explicative), Comm. géol. S. H. Sc. N., Bern 1943; 62 p., 4 pl. — (1946): Qualitative und quantitative Gerölluntersuchungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet. Bull. Min. Pétr. 26/2, Zürich; p. 283—284. — (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. Bull. Min. Pétr. 28/1, Zürich; p. 274—287, 1 fig. — GEIJER, Per (1917): Bidrag till frågan om blocktransporteringarna inom Jukkasjärvi malmtrakt. S. G. U. (C), 282; 9 p. — GEIKIE, James (1895): The classification of European

Glacial Deposits J. Geol. 3, April—May 1895; p. 241—269. — GIGNOUX, M. (1931): La carte des fronts glaciaires pleistocènes en France. Comptes-rendus du Congrès intern. de Géographie, 3/2, section 3; p. 765—770. — GIGNOUX, M., et MATHIAN, J. (1950): Les conditions géologiques de l'aménagement hydro-électrique du Rhône entre Genève et Seyssel. « Génissiat », numéro hors-série de « La Houille Blanche », Grenoble; 38 p., 12 fig., 20 photos. — GODWIN, Harry (1941): Pollen-analysis and Quaternary geology. Geol. Assoc. Proceedings 52; p. 328—361. — GRANLUND, Erik, et WENNERHOLM, Sten (1935): Sambandet mellan moräntyper samt bestands-och skogstyper i Västerbottens Lappmarker. S. G. U. (C), 28/4; 65 p., 38 fig. — GRAS, Scipion (1857): Sur la période quaternaire dans le vallée du Rhône et sa division en cinq époques distinctes. Bull. S. G. F. (II), 14, 1856—1857; p. 207—247, 1 pl. — GRAULICH, J. M. (1951): L'emploi des courbes cumulatives dans l'étude de l'indice d'émoussé des galets. Annales S. G. B. 84, mars 1951; p. 155—162, 3 fig. — GUYOT, A. (1841): Sur la distribution du terrain erratique dans le Jura. Actes S. H. Sc. N., 26e session, Zürich; p. 71—72. — (1842): Nouvelles observations sur la dissémination du terrain erratique dans le grand bassin de la Suisse basse et sur les flancs du Jura. Actes S. H. Sc. N., 27e session, Altdorf; p. 132—145. — (1843 a): Sur les dépôts erratiques et la limite supérieure de l'Erratique alpin dans le Jura. Actes S. H. Sc. N., 28e session, Lausanne; p. 76. — (1843 b): Recherches sur la dispersion du terrain erratique alpin entre les Alpes et le Jura. Bull. S. N. Sc. N. 1/2; p. 9—26. — (1844): Sur la distribution des dépôts erratiques entre les Alpes et le Jura. Bull. S. G. F. (II), 1, 1843—1844; p. 622, 639—640, 645—646. — (1847): Sur la distribution des espèces de roches dans le bassin erratique du Rhône. Bull. S. N. Sc. N., 1/3, 1846; p. 477—506. — HEER, Oswald (1858): Die Schieferkohlen von Utnach und Dürnten. Zürich (Orell Füssli); 40 p. — (1858): Les charbons feuilletés de Dürnten et d'Utnach. (Discours de M. le professeur O. Heer, traduit par Charles-Th. Gaudin). Archives Sc. P. N. (nouv. pér.) 2; p. 305—339. — (1865): Die Urwelt der Schweiz. Zürich (Verlag v. Fr. Schulthess); 622 p., 368 fig., 11 pl., 1 carte géol., gravures. — HENNIG, E. (1950): Zur eiszeitlich-vorgeschichtlichen Gliederung. N. Jahrb., Monatshefte, Abt. B, 8; p. 239—246. — HESEMANN, J. (1931): Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. G. R. 22/3—4; p. 145—155. — (1933): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt 53 (1932); p. 70—84, pl. 9. — (1934): Grundlagen und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Diluvialgeschiebe. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, 55; p. 1—27. — (1935): Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium (Kristalline Geschiebe). G. R. 26/3; p. 186—198. — (1937): Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, 57, 1936; p. 418. — (1949): Über die Geschiebeverteilung im Jungdiluvium und geschiebekundliche Hinweise auf eine zweimalige Vereisung Nordwestdeutschlands. Z. Deutsch. G. G. 101/1; p. 79—85, 3 fig. — HOGARD, Henri (1858—1862): Recherches sur les glaciers et sur les formations erratiques des Alpes de la Suisse. Paris (Libr. F. Savy) et Epinal (Vve. Gley); 35 pl. — HOLMES, D. Chauncey (1941): Till fabric. Bull. G. S. Am., 52/9, Sept. 1941; p. 1299—1354, 24 fig., 1 pl. — (1949): Glacial

erosion and sedimentation. Bull. G. S. Am., 60/9, Sept. 1949; p. 1429—1436.  
— (1952): Drift dispersion in West Central New-York. Bull. G. S. Am. 63/10, Oct. 1952; p. 993—1010, 8 fig. — HÖRBYE, I. C. (1859): Fortsätte iakttagelser över erratiska phaenomenen. Nyt Mag. f. Naturvideskaberne, Christiania, 10/3; p. 232—261. — HÖGBOM, A. G. (1889): Om relationen mellan kalcium-och magnesium karbonat i de kvartära aflagringarna. G. F. F., 11/5; p. 263—273, pl. 6. — HÖGBOM, Alvar (1931): Om moränblock och blocktransport ur praktisk-geologisk synpunkt. G. F. F. 53/2; p. 121—136, 7 fig. — HÖRNER, Nils G. (1944): Moräns mekaniska sammensättning. Några överväganden i anknytning till moränskärningar Uppsalatrakten. G. F. F. 66/3; p. 699—720, 17 fig. — (1947): Granulometrical aspects of some Late-Glacial deposits of central Sweden. « La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. » Bruxelles 1947; (Session extraordinaire des Soc. belges de géologie, 19—26 sept. 1946); p. 161—173, 7 fig. — HOUCH, Jack L. (1953): Pleistocene climatic record in a Pacific Ocean core sample. J. Geol. 61, 3; p. 252—261, 3 fig. — HÜESCHER, Hans (1943): Zur Petrologie junger Sand aus Nordostgrønland. Medd. o. Grønland, 115, København; 108 p., 9 fig., 1 pl. — HUGU, Fr. Jos. (1843): Die Gletscher und die erratischen Blöcke. Solothurn; XVI + 256 p. (Verlag v. Jent u. Gassmann). — JACCARD, A. (1882): Présentation de deux cartes du terrain erratique du Jura. Bull. S. N. Sc. N., 12/2, 1879—1882; p. 281—286. — (1884): Essai sur les phénomènes erratiques en Suisse pendant la phase quaternaire. Bull. S. V. Sc. N. 20; p. 381—388, avec une carte réduite. — JÄRNEFORS, Björn. (1952): A sedimentpetrographic study of glacial till from the Pajala District, N. Sweden. G. F. F. 74/2; p. 185—211, 11 fig. — JOUKOWSKY, E. (1931): Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire. Archives Sc. P. N. (V), 13; p. 110—120. — JOURNEAUX, A. (1949): Observations sur des dépôts glaciaires des régions d'Ambérieu et d'Izernore (Ain). C. R. Somm. S. G. F. 16, 19 déc. 1949; p. 372—373. — KAY, George F. (1931): The relative ages of the Iowan and Wisconsin drift sheets. Am. J. Sc. (V), 21; p. 158—172, 2 fig. — KILIAN, W., et PENCK, A. (1895): Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du Bassin de la Durance. C. R. Acad. Sc., 17 juin 1895. — KIVEKÄS, E. K. (1946): Zur Kenntniss der mechanischen, chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der finnischen Moränen. Acta agralia Fennica 60/2; 1946, Helsinki; 122 p., 14 fig., 4 tabl., 2 annexes. — KLEBELSBERG, R. VON (1948, 1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien (Springer Verlag), 2 Bd.; IX et 403 p., 55 fig.; VII et 404—1028 p., 39 fig. — KRUGER, F. C. (1937): A sedimentary and petrographic study of certain glacial drifts of Minnesota. Am. J. Sc. (V), 34/199; p. 345—363, 9 tabl., 2 fig. — KRUMBEIN, W. C. (1933): Textural and lithological variations in glacial till. J. Geol., 41/4; p. 382—408, 10 fig., 3 tabl. — (1937): Sediments and exponential curves. J. Geol. 45/6; p. 577—601, 10 fig. — KRUMBEIN, W. C., & PETTIJOHN, F. J. (1938): Manual of Sedimentary Petrography. D. Appleton-Century Company, New-York, London; 549 p., 265 fig. — KRUMBEIN, W. C. (1939): Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. J. Geol., 47/7; p. 673—706, 18 fig. — KUMMEROW, E. (1930): Fortschritte der Geschiebeforschung (Bewegungsrichtung des Inlandeises, Drift- u. Schollentransport). Centralblatt. Min., Abt. B, Jahrg. 1930; p. 136—145, 1 fig. (carte). — LADWIG, H. (1939): Geschiebe-

zählungen als Forschungsmittel zur Diluvialstratigraphie und Tektonik Ostpommerns. Abhandl. Geol. Pal. Inst., Greifswald, 19; 45 p., 5 tab., 19 fig. — LEINZ, V. (1933): Ein Versuch, Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphisch zu gliedern. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 9, p. 156—168. — (1934): Die quantitative Schwermineralanalyse als Methode der stratigraphischen Gliederung von Geschiebemergel. Z. Deutsch. G. G. 85; p. 712—713. — LOTZE, Franz (1953): Korngrößenanalysen bei stratigraphischen Untersuchungen im Quartär. N. Jahrb., Monatshefte, Abt. B., 1953/1; p. 1—7; 3 fig. — LUGEON, Maurice (1920): Jean de Charpentier. Discours prononcé à Bex le 19 juin 1920. Bull. S. V. Sc. N., 53, No. 199; p. 465—481. — LUNDBOHM, Hjalmar (1888): Om de äldre baltiska isströmen i södra Sverige. G. F. F. 10/3, No. 115; p. 157—189. — LUNDQVIST, G. (1924): voir sous SANDEGREN. — LUNDQVIST, G., HÖGBOM, A., WESTERGARD, A. H. (1931): Beskrivning till kartbladet Lugnås. S. G. U. (Aa) 172, Jordlagren; p. 73—177, 74 fig. — LUNDQVIST, Gösta (1935): Blockundersökningar. Historik och metodik. S. G. U. (C), 390; 45 p., 23 fig. — (1940): Bergslagens minerogena jordarter. S. G. U. (C), 433; 87 p., 46 fig. — LUNDQVIST, G., & HJELMQVIST, S. (1941): Beskrivning till kartbladet Hedemora. S. G. U. (Aa) 184, Jordlagren; p. 69—145, fig. 23—61. — (1946): Kvartärgeologien i Sverige under åren 1921—1945. G. F. F. 68/2; p. 268—302. — (1948): Blockens orientering i olika jordarter. S. G. U. (C), 497; 29 p., 10 fig. — (1949): The orientation of the block material in certain species of flow earth. Geografiska Annaler, 1949/1—2; p. 335—347, 16 fig. — (1951): Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. S. G. U. (Ca), 21; 213 p., 148 fig., 1 carte. — LUNDQVIST, Jan (1952): Bergarterna i Dalamöränernas block och grusmaterial. S. G. U. (C), 525; 48 p., 22 fig. — MACCLINTOCK, Paul (1944): Correlation of the Drifts of the Salamanca Re-Entrant, New-York. Bull. G. S. Am. 55/10; p. 1143—1164, 2 pl., 5 fig. — (1954): Leaching of Wisconsin Glacial Gravels in Eastern North America. Bull. S. G. Am. 65/5; p. 369—384, 6 fig. — MACLAREN, Charles (1842): The glacial theory of Prof. Agassiz. Am. J. Sc., 47; p. 346—365, 9 fig. — MARGERIE, Emm. DE (1922): Le Jura. Première partie: bibliographie sommaire du Jura français et suisse (Orographie, tectonique et morphologie). Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris (Impr. Nationale); 642 p., 183 fig. — MANNERFELT, Carl M.: son (1945): Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältnings mekanik i svensk och norsk fjällterräng. Geografiska Annaler 1945/1—2; 239 p., 111 fig., 15 pl. — MANSFIELD, G. P. (1907): The characteristics of various types of Conglomerates. J. Geol. 15; p. 550—555. — MARTINS, Ch. (1842): Sur les formes régulières du terrain de transport des vallées du Rhin antérieur et du Rhin postérieur. Bull. S. G. F. (I), 13, 1841—1842; p. 322—346, pl. IV. — MARTINS, Ch., et GASTALDI, B. (1850): Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse. Bull. S. G. F. (II), 7; p. 554—603, pl. X. — MERTZ, Ellen Louise (1949): Vekselvirkningen mellem Geologi og Geoteknik. D. G. U. (III) 29; 50 p., 11 fig. — MEUNIER, Stanislas (1904): Observations sur la localisation lithologique des blocs erratiques alpins. Bull. S. G. F. (IV), 4; p. 753—756. — MEYER, H. A. (1934): Les types de sols dans les forêts communales de Couvet et de Boveresse. Journal forestier suisse, Berne, 85e année; p. 64—67 et p. 86—90, 4 tabl. —

MILANKOVITCH, M. (1938): *Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*, Handbuch d. Geophysik, Berlin; p. 593—698. — MILLER, Hugh (1884): *On Boulder Glaciation*. Proceedings of the Royal Physical Society of Edinburgh, 8. — MILTHERS, V. (1909): *Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits. Extension and Distribution*. D. G. U. (II), 23; 153 p., 4 pl. — (1932): *Israndens Tilbagrykning fra Østjylland til Sjælland-Fyn, belyst ved Ledeblokke*. D. G. U. (IV), 2/9; 70 p., 12 fig., cartes, tabl. (Zusammenfassung p. 61—70). — (1949): *Et Tilbageblik over Strejftog efter Ledeblokke gennem 40 Aar 1898—1937*. Medd. D. G. F., 11/3, 1948; 305 p., 21 fig. — MÖLDER, Karl (1948): *Die Verbreitung der Dacitblöcke in der Moräne in der Umgebung des Sees Lappajärvi*. Bull. C. G. Fl. 142; p. 45—52, 3 fig. — MORLOT, A. VON (1854 a): *Deux époques glaciaires dans la vallée du Rhône*. Bull. S. V. Sc. N. 3. — (1854 b): *Über die quaternären Gebilde des Rhonegebiets*. Actes S. H. Sc. N., 39e session, St. Gallen; p. 161—164. — (1855): *Note sur la division du terrain quaternaire en Suisse*. Arch. Sc. P. N. 29; p. 35—50, 1 pl. — (1858): *Présentation d'une carte de la distribution des dépôts faits pendant les deux périodes glaciaires et pendant les deux époques diluviennes*. Arch. Sc. P. N. (nouv. pér.) 3; p. 126—130. — (1858): *Sur le terrain quaternaire du bassin du Léman*. Bull. S. V. Sc. N., 6, No. 44; p. 101—108, Lausanne 1861. — MOVJUS, L. Hallam, Jr. (1949): *Pleistocene research: 7) Oldworld palaeolithic Archeology*. Bull. S. G. Am. 60/9; p. 1443—1456. — NÖRVANG, Axel (1936): *Nogle Jagttagelser over Strø Bjerger Opbygning*. Medd. D. G. F. 9/1; p. 67—82, 9 fig. — ØDUM, Hilmar (1945): *Contributions to the literature on erratic boulders*. Medd. D. G. F. 10/5, 1945; p. 499—506, 1 fig. — OKKO, V. (1941): *Über das Verhältnis der Gesteinszusammensetzung der Moräne zum Felsgrund in den Gebieten der Kartenblätter von Ylitorino und Rovaniemi im nördlichen Finnland*. G. R. 32/4—5; p. 627—643, 7 fig. — (1944): *Moränuntersuchung im westlichen Nordfinnland*. Bull. C. G. Fl. 131; 46 p., 12 fig. — ÖLANDER, A. (1950): *Kvartera alderbestämningar med hjälp av radioaktivt kol*. G. F. F. 72/2; p. 212—214, 1 fig. — ÖRIK, E. J. (1953): *On the causes of paleoclimatic variations and of the ice ages in particular*. The Journ. of Glaciol. 2/13; p. 213—218. — OVEY, C. D. (1952): *On the validity and use of planktonic foraminifera in the interpretation of deep climatic changes from a study of deep-sea cores*. G. R. 40/1; p. 31—33. — PENCK, Albrecht (1879): *Die Geschiebeformation Norddeutschlands*. Z. Deutsch. G. G., 31; p. 117—203. — (1882): *Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung*. Leipzig (Joh. Ambr. Barth); VIII et 483 p., 2 tab., 2 cartes, 2 pl. — (1887): *Der alte Rheingletscher auf dem Alpenvorlande*. Jahresber. der Geogr. Ges. in München für 1886 (der ganzen Reihe elftes Heft). München 1887; p. 1—19. — PENCK, Albrecht, BRÜCKNER, Ed., et DU PASQUIER, Léon (1894): *Le système glaciaire des Alpes*. (Guide publié à l'occasion du Congrès géol. intern., 6e session à Zurich, 1894). Bull. S. N. Sc. N. 22, 1893—1894; 86 p., 17 fig. — PENCK, Albrecht, et BRÜCKNER, Eduard (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz), 3 vol.; 1° XVI et 393 p., 56 fig., 11 pl., 2° XI p. et p. 395—716, 56 fig., 7 pl., 4 cartes; 3° XII p. et p. 717—1199, 44 fig., 12 pl., 7 cartes. — PENCK, A. (1949—1950): *Sechzig Jahre Eiszeitforschung*. Die

Erde, 1; p. 5—11. — PFANNENSTIEL, Max (1952): Das Quartär der Levante. Teil I. Die Küste Palästina-Syriens. Akad. d. Wissenschaften u. d. Literatur; Abhandl. d. math.-naturw. Klasse, Jahrgang 1952, Nr. 7 (Mainz). — PHLEGER, F. B. Jr. (1948): Foraminifera of a submarine core from the Caribbean Sea. Medd. fr. oceanogr. Inst. i Göteborg 16; 9 p., 1 pl., 1 tab. — (1949): Submarine geology and pleistocene research. Bull. G. S. Am. 60/9; p. 1457—1461. — PLAYFAIR, John (1802): Illustrations of the Huttonian theory of the Earth. Edinburgh; XX & 528 p. — PORTMANN, J. P. (1956 b): Etude pétrographique des moraines würmiennes du glacier du Rhône dans la région des Lacs subjurassiens (Suisse). Bull. Soc. neuch. de Géographie, 51/5, Neuchâtel. — POSER, H., & HÖVERMANN, J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. Abhandl. d. Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesell. III (Brunswick); p. 61—115, 14 fig. — POST, Hampus von (1855): Om sandäsen vid Köping i Westmanland. K. Vet.-Akad. Handl. för år 1854, Stockholm 1856. — (1857): Om kross-stenbäddar i Skedvi socken. Ofvers. af K. Vet.-Akad. Förhandling, 13, 1856 (1857). — RANKAMA, Kalervo (1947): Some recent trends in prospecting. Chemical, biochemical and geobotanical methods. Mining and Metallurgy, (American Inst. of Mining and Metallurgical Engineers), June 1947; 3 p. — RATHJENS, Carl (1949): Der Stand der Eiszeitforschung im deutschen Alpenvorlande. Geogr. helvetica, 4/1; p. 21—30, 1 fig. — (1951): Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. Petersmann Geogr. Mitteil. 95/1; p. 89—97, 6 fig. — RICHTER, Konrad (1932): Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Krieten und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 8/1. — (1933): Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Abh. aus dem geol.-paläont. Inst. d. Univ. Greifswald 11 (Beil. z. Zeitschr. f. Geschiebeforschung); p. 1—63, 29 fig., 1 pl. — (1936 a): Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. Z. f. Gletscherk, 24; p. 22—30, 12 fig. — (1936 b): Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im pommerschen Diluvium. G. R. 27; p. 196—206, 3 fig. — RUHE, Robert V., et GOULD, Laurence M. (1954): Glacial Geology of the Dakota County area, Minnesota. Bull. G. S. Am. 65/8; p. 769—792, 10 fig., 4 pl. — SAHLSTRÖM, K. E. (1910): Ett drumlinområde i Närke. S. G. U. (C), 222; 12 p., 8 fig., 2 pl. — SALISBURY, Rollin D. (1894): The Drift — Its characteristics and relationships. J. Geol. 2/7; p. 708—724, 1 fig.; & 2/8; p. 837—851. — (1900): The local origin of glacial drift. J. Geol. 8; p. 426—432. — (1902): The glacial geology of New-Jersey. Geol. Survey of New-Jersey, 5. Trenton. — SANDEGREN, R., SUNDIUS, N., et LUNDQVIST, G. (1924): Beskrivning till kartbladet Atvidaberg. S. G. U. (Aa), 155; 84 p., 25 fig., 1 pl. — SAURAMO, Matti (1924): Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. Bull. C. G. Fl. 67; p. 1—37, 12 fig. — SAUSSURE, H. B. DE (1780): Essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Voyages dans les Alpes. T. I, Neuchâtel, 1779—1796; XXXVI et 540 p., 8 pl. — SCHAEFER, I. (1950): Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorlande. Z. Deutsch. G. G. 102/1; p. 287—310, 6 fig. — SCHINDEWOLF, Otto H. (1951): Glaziale Erscheinungen im Oberdevon von Menorca. Akademie d. Wissenschaft u. d. Litteratur in Mainz. Abhandl. d. Mathem.-Naturw. Klasse, 1951/1. — SCHORR, Wolfgang (1952): Zur Klima-

schichtung der Tiefseesedimente im äquatorialen Atlantischen Ozean. G. R. 40/1; p. 20—31, 3 fig. — SCHWARZBACH, Martin (1954): Eine Neuberechnung von Milankowitsch's Strahlungskurve. N. Jahrb. Monatshefte B, 54/6; p. 257—260. — SHEPPS, V. C. (1953): Correlation of the tills of northeastern Ohio by size analysis. J. Sed. Petr. 23/1; p. 34—48, 11 fig. — SÖFNER, Rudolf (1940): Die Lyditgerölle in Nordwestphalien (Gestalt- und Rundheitsänderungen auf dem Transport). N. Jahrb. Beilage-Bd. 75, Abt. A; p. 443—464, 9 fig., 1 pl., 3 tabl. — SOVERI, U. (1950): Differential thermal analysis of some quaternary clays of Fennoscandia. Helsinki, Philosophical Fac. of the University; 103 p., 8 tabl., 29 fig. — TAMM, O. (1915): Några iakttagelser angående Mälarsandstenen. G. F. F. 37/3; p. 265—275, pl. 4. — (1925): Experimental studies on chemical processes in the formation of glacial clay. S. G. U. (C) 333; 19 p., 8 tabl. — TANNER, V. (1915): Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga Delar, III., Bull. C. G. Fl. 38, Helsingfors; 815 p. — (1938): Die Oberflächengestaltung Finnlands. Eine übersichtliche Darstellung der Monographie und Morphologie sowie der Morphogenie in chronologischer Beziehung. Bidrag till kännedom af Finlands Natur och Folk, utgifna af Finska Vetenskaps-Societen, Häft 86, Helsingfors; 762 p., 442 fig. — TARR, R. S. (1909): Some phenomena of the glacier margin in the Yakutat Bay region, Alaska. Z. f. Gletscherk. 3; p. 81—110. — THIEL, George A. (1930): A correlation of marl beds with types of glacial deposits. J. Geol. 38/8; p. 717—728, 5 fig. — TILAS, Daniel (1740): Tankar om Malmletande i anledning af lösa gråstenar. Kongl. Svenska Vetensk. Akad., Handlingar för år 1740; p. 190—193. — TORREL, Otto (1877): On the glacial phenomena of North America. Am. J. Sc. (III) 13; p. 76—79. — TRIBOLET, Maurice (1886): Notes sur la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc de M. Alph. Favre. Bull. S. N. Sc. N. 15, 1885—1886; p. 3—8. — (1886): Sur la carte des Bassins erratiques de la Suisse d'Arnold Guyot. Bull. S. N. Sc. N. 15, 1885—1886; p. 9—20. — TRICART, J., et SCHAEFFER, R. (1950): L'indice d'éroussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. Rev. Géom. 1/4; p. 151—179, fig., tabl. — (1952): Etude morphométrique des galets de formations attribuées à une glaciation préglaciale dans la région du plateau bavarois. Geologica bavarica 14; p. 91—106, 8 fig., 1 tabl. — (1953): Les formations détritiques quaternaires du Val de Pontarlier (feuille de Pontarlier au 50.000e). Bull. Service carte géol. France 50/237; p. 133—149, 4 fig. — TWENHOFEL, W. H., TYLER, S. A. (1941): Methods of study of sediments. New-York, (MacGraw Hill); 183 p., 24 tabl., 17 fig. — UPHAM, Warren (1891): Criteria of englacial and subglacial drift. American Geologist 8; p. 376—385. — VENETZ, Ignace (1830): Sur l'ancienne extension des glaciers et sur leur retraite dans leurs limites actuelles. Actes S. H. Sc. N. 15e session, Hospice du Grd. St. Bernard, 1829; Lausanne 1830, p. (31). — VENETZ, I. (1861): Mémoire sur l'extension des anciens glaciers renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. Nouv. Mém. S. H. Sc. N. 18, 1861; 33 p. (ouvrage posthume rédigé en 1857, 1858). — VIRKKALA, K. (1949): Nurmes, Explanation to the map of superficial deposits. The General Geological Map of Finland, Sheets D 4. Helsinki (The Geological Survey of Finland). — (1952): On the bed structure of

till in Eastern Finland. Bull. C. G. Fl. 157; p. 97—109, 8 fig. — WAARD, D. DE (1949): Glacigeen Pleistoecen, een geologisch Detailonderzoek in Urkeland, (Noordostpolder). Overdruk uit het Eerste stuk der Verhandelingen van het Nederlandsch geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geol. Serie, dell XV; 246 p., 125 fig., 3 pl. (Summary p. 231—236). — WADELL, Hakon (1936): Volume, shape and shape position of rock fragments in open work gravel. Geografiska Annaler, 18. — WEGMANN, E. (1935): Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). Medd. o. Grønland, 103/3, København, 59 p., 3 pl. — (1950): L'exploration des espaces intercontinentaux. Bull. S. N. Sc. N. (III) 73; p. 81—100. — (1951): Subkambrische Tillite in der herzynischen Faltungszone (Beitrag zur Anwendung des aktualistischen Deutungsprinzips). G. R. 39/1; p. 221—234, 4 fig. — WENNER, Carl Gösta (1949): Fakta om Sveriges Lerförekomster. G. F. F. 71/3; p. 435—441, 6 fig. — WENTWORTH, C. K. (1922): The shape of beach pebbles. U. S. Geol. Survey, Profes. Paper, 131 c, Washington 1922; p. 75—83, fig. — (1923): A method of measuring and plotting the shape of pebbles. U. S. Geol. Survey, Bull. 730; p. 91—102. — (1936): An analysis of the shape of glacial cobbles. J. Sed. Petr. 6; p. 85—96. — WESTERGARD, A. H., & HÖGBOM, Alvar, & WILLEN, Nils (1925): Beskrivning till kartbladet Mariestad. S. G. U. (Aa) 163; 54 p., 6 fig. — WIKLANDER, Lambert (1950): Differentialtermisk analys av några kvartära svenska leror. G. F. F. 72/2; p. 119—132, 7 fig. — WIMAN, Carl (1905): Studien über das nordbaltische Silurgebiet. Bull. Geol. Institution of the University of Upsala 6/11—12, 1902—1903; p. 12—76, 3 fig., 4 pl., 2 cartes. — WIRTZ, Daniel (1953): Zur Stratigraphie des Pleistocäns im Westen der Britischen Inseln. N. Jahrb., Abhandl. B, 96/2; p. 267—303. — WOLDSTEDT, Paul (1947): Einige offene Fragen der Geschiefbeforschung in Norddeutschland. Z. Deutsch. G. G. 97, 1945, Berlin 1947; p. 95—103, 1 fig. — ZENZEN, Nils (1931): Daniel Tilas om geologien i svensk-norska gränstrakter. Ur handlingar på Riksarkivet avskrivet. G. F. F. 53/1; p. 27—46. — ZINGG, Th. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattalschotter. Bull. Min. Pétr. 15; p. 39—140, 16 tabl., 20 fig.

# PÉTROGRAPHIE DES MORAINES DU GLACIER WÜRMIEN DU RHÔNE DANS LA RÉGION DES LACS SUBJURASSIENS (SUISSE)

PAR

J.-P. PORTMANN

---

	Pages
<i>Introduction</i> . . . . .	14
<b>I. Les formations quaternaires du glacier du Rhône dans la région des lacs subjurassiens</b> . . . . .	15
A. Les dépôts quaternaires sur les flancs du Jura, dans la région des lacs de Neuchâtel et de Bienne . . . . .	16
B. Les dépôts quaternaires du Seeland . . . . .	17
<b>II. Granulométrie des moraines</b> . . . . .	19
A. Granulométrie du squelette . . . . .	20
B. Granulométrie de la masse interstitielle . . . . .	23
a) Influence de la nature pétrographique des roches autochtones sur la granulométrie des moraines . . . . .	28
b) Influence de l'altitude sur la granulométrie des moraines jurassiennes . . . . .	30
c) Influence des conditions génétiques . . . . .	30
<b>III. Nature pétrographique des moraines</b> . . . . .	33
<i>Dosage des carbonates</i> . . . . .	36
A. Nature pétrographique des moraines du Jura . . . . .	38
1. Les galets . . . . .	38
Le problème de la récurrence des glaciers jurassiens . . . . .	39
2. Les granules . . . . .	41
3. La teneur en carbonates de la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm de diamètre . . . . .	41
4. Influence de la genèse sur la nature pétrographique des moraines du domaine jurassien . . . . .	43

	Pages
B. Nature pétrographique des moraines du Bassin molassique . . .	44
1. Les galets . . . . .	44
2. La teneur en carbonates de la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm de diamètre . . . . .	46
C. Les minéraux lourds . . . . .	47
IV. <i>Morphométrie des galets</i> . . . . .	49
V. <i>Orientation des galets</i> . . . . .	51
VI. <i>Conclusions</i> . . . . .	52

## INTRODUCTION

« Il me semble impossible que cette vaste contrée, si belle, si riche, si variée, si animée, ait été autrefois ensevelie sous les glaces, et que son sol, aujourd'hui si productif, n'ait été jadis qu'un lit de glacier, congelé et stérile. »

(J.-G. de CHARPENTIER, 1841.)

Constatant que les méthodes classiques, *morphologiques*, sont incapables à résoudre tous les problèmes que pose l'étude du Quaternaire dans le secteur alpin, nous en sommes venu à considérer la *pétrographie des formations glaciaires*. Il nous a paru que la nature du matériel erratique, sa texture, sa structure, sa provenance, sa distribution, son degré de diagenèse, en un mot son faciès, permettent une diagnose différentielle et donnent certainement des précisions plus grandes sur les conditions génétiques que n'en fournit l'étude de ses formes topographiques.

Dans une publication complémentaire de celle-ci (PORTMANN, 1956), nous nous sommes attaché à montrer dans quelle mesure l'étude pétrographique des moraines est susceptible de contribuer à leur connaissance. Passant en revue les divers caractères pétrographiques, nous avons mis en évidence les possibilités de l'étude de chacun d'eux, précisé les méthodes adéquates et les limites d'application de celles-ci.

Le présent travail porte sur l'application de ces méthodes ; il les légitime et en montre les avantages ; il ne constitue nullement une monographie exhaustive. Les méthodes pétrographiques que nous préconisons et qui doivent suppléer aux insuffisances des autres méthodes, permettent de connaître les conditions qui ont accompagné la genèse des dépôts ; elles sont à même de préciser l'influence de plusieurs facteurs, la nature de la roche en place par exemple, le rôle du transport glaciaire dans le façonnement des constituants ainsi que les relations entre l'orientation des galets et le sens d'écoulement du glacier vecteur.

I

LES FORMATIONS QUATERNAIRES DU GLACIER DU RHÔNE  
DANS LA RÉGION DES LACS SUBJURASSIENS

Dans le bassin du Rhône, le phénomène glaciaire s'est déroulé avec une telle complexité qu'il est actuellement impossible d'en donner un schéma, à la fois général et concis, qui tienne compte et de la multitude des formations décrites et des phases, entrevues mais encore imprécises, de l'histoire du Quaternaire.

Cette difficulté provient, en premier lieu, de ce qu'il s'agit de *dépôts de retrait, intramorainiques*. L'absence de formations fluvioglaciaires extramorainiques, découpées en terrasses étagées et s'articulant avec les moraines, dessert les méthodes morphologiques. Le fait que les dépôts de ce bassin se relaient latéralement et que leur superposition ne peut pas être suivie longuement rend les corrélations malaisées.

En outre, les formations stratifiées, à graviers, à sables, à argiles — intercalées entre des moraines — sont généralement dépourvues de fossiles. Elles ont été considérées soit comme des accumulations de progression ou de régression d'un glacier, soit comme des dépôts ou interglaciaires ou interstadias.

De plus, les glaciers de l'Aar et du Rhône confluent et, latéralement, le glacier du Rhône présente encore d'importantes anastomoses avec des glaciers locaux, jurassiens ou préalpins. Ces interférences compliquent sérieusement les problèmes. On ne connaît pas encore l'ampleur de l'apport de ces affluents temporaires et on ignore jusqu'à quel degré ils influencèrent l'extension et le comportement du glacier du Rhône.

Pour le moment, on peut tout au plus supposer que la jonction des glaciers secondaires avec la masse rhodanienne ne se produisit pas en même temps, partout. De plus, chaque glacier eut son rythme propre et il est évident que les différentes phases (progression, état stationnaire, régression) de tous ces appareils glaciaires ne furent pas synchrones. Ainsi, par exemple, les formations engendrées par la progression de deux glaciers éloignés ne sont en aucun cas contemporaines ; elles peuvent même appartenir à des intervalles de temps très espacés.

Une description détaillée paraîtra plus tard ; il importe pour le moment de présenter les formations qui, dans le présent travail, ont été étudiées du point de vue pétrographique. Ce n'est que lorsque les recherches déjà commencées dans d'autres secteurs du bassin rhodanien seront complétées qu'on pourra d'une part donner une synthèse groupant et organisant les diverses formations et d'autre part présenter la succession des événements quaternaires.

Ici, les formations de deux régions méritent mention :

A. *Formations marginales* : ce sont celles du flanc méridional de la première chaîne jurassienne, en bordure des lacs de Neuchâtel et de Biemme de même que celles des vallons jurassiens (Val-de-Travers ; Val-de-Ruz). C'est le domaine jurassien, aux calcaires et marnes mésozoïques.

B. *Formations de la dépression terminale* : c'est-à-dire celles du Bassin molassique dans la région des lacs subjurassiens, en particulier dans le Seeland. Le soubassement est constitué avant tout de grès tertiaires.

A. LES DÉPÔTS QUATERNAIRES SUR LES FLANCS DU JURA,  
DANS LA RÉGION DES LACS DE NEUCHATEL ET DE BIENNE

Jusqu'à une altitude de 1100 m, les flancs du Jura sont jonchés de roches erratiques et recouverts de moraines pétrographiquement hétérogènes, c'est-à-dire renfermant et des galets alpins et des galets jurassiens. C'est de ces dépôts, considérés comme *würmiens*, qu'il sera question par la suite. Au-delà on retrouve aussi, épars, des galets, des blocs d'origine alpine, des quartzites à patine brunâtre en particulier et même parfois quelques petits lambeaux de moraines. Il s'agit des vestiges de l'extension dite *rissienne* du glacier du Rhône, car, en dépit de l'obsession de retrouver les vestiges des périodes glaciaires et interglaciaires, identifiées par PENCK et BRUECKNER (1909) dans les bassins du Rhin, de l'Isar et ailleurs dans les Alpes autrichiennes, les traces de deux glaciations seulement ont été retrouvées dans le secteur rhodanien. Ce fait semble bien acquis quoique l'hypothèse surannée du monoglacialisme soit encore défendue.

Les lignées de blocs étagés sur les flancs du Jura ont attiré de bonne heure l'attention des géologues ; cette disposition linéaire fut un des principaux arguments d'AGASSIZ (1835) en faveur de la théorie glaciaire. Dès le début des recherches, ces accumulations de blocs ont été considérées comme correspondant à des étapes du retrait glaciaire et jalonnant des cordons morainiques ; par place il a même été possible, semble-t-il, de raccorder ces moraines latérales avec des crêtes morainiques du Bassin molassique (ANTENEN, 1936).

Des divers faciès morainiques que l'on peut rencontrer dans le domaine jurassien, seuls les caractères les plus frappants vont être mentionnés (PORTMANN, 1956).

1° *La moraine de fond*

C'est le faciès qui apparaît le moins fréquemment dans le Jura. Souvent cachée par d'autres dépôts et rarement exploitée, cette moraine n'est

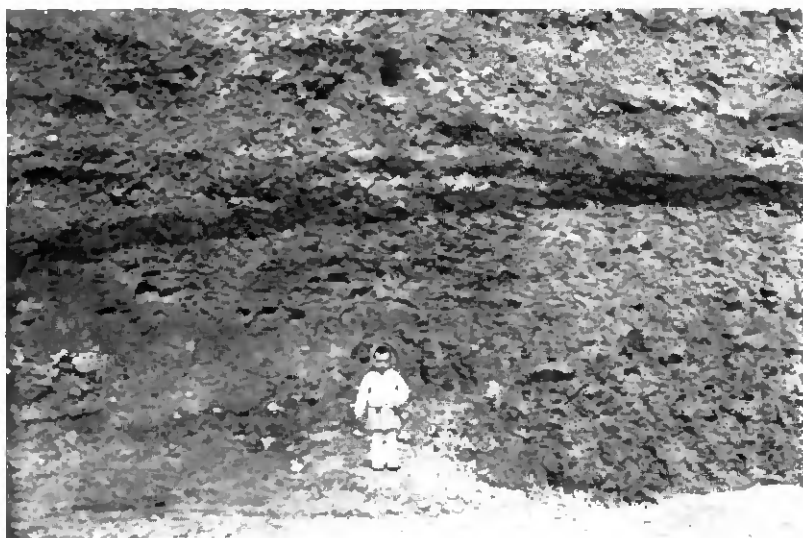


Fig. 1. - Moraine de fond séparée de la moraine superficielle par une couche limoneuse, plus sombre; Neuchâtel 562,8/205,8; avril 1954. Voir fig. 2.

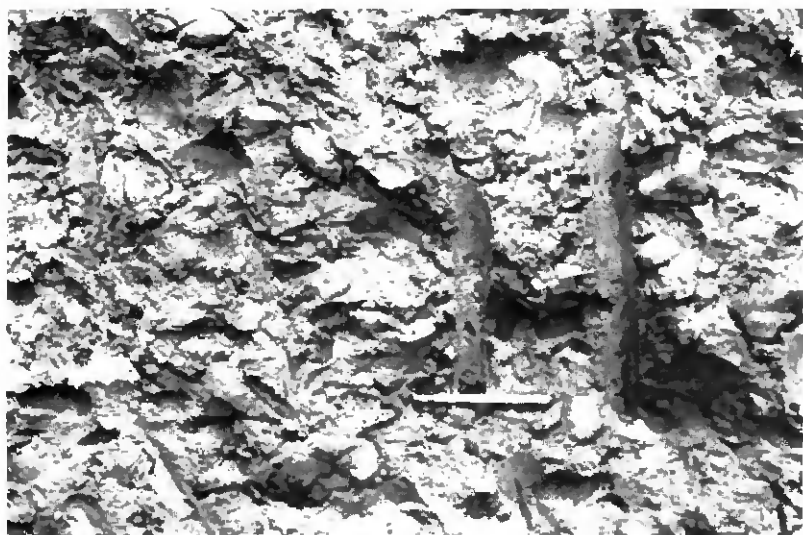


Fig. 2. - Faciès typique de la moraine de fond dans le domaine jurassien; portion inférieure de la fig. 1.



Fig. 3. — Moraine superficielle, Jura : Le Malley sur Saint-Blaise 566/4/2106,2.

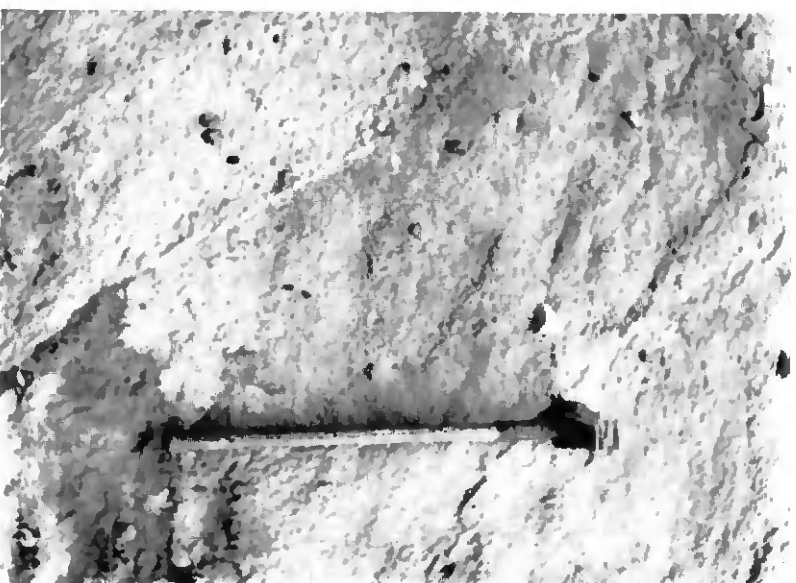


Fig. 4. — Moraine de fond particulièrement pauvre en cailloux, Bassin molassique : Champion-Anet 573, 15/2006,75.

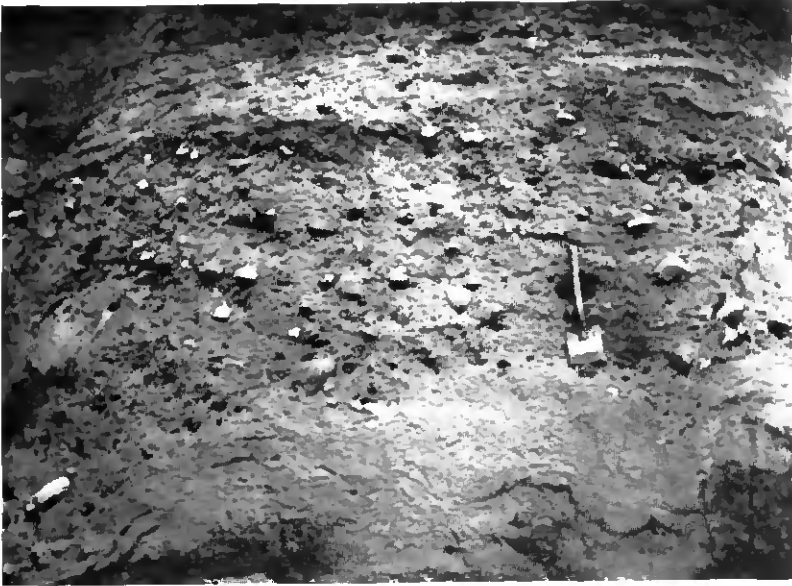


Fig. 5. — Faciès typique de la moraine de fond dans le Bassin molassique ; Anet, 574,2/205,7. Voir fig. 7, 13.

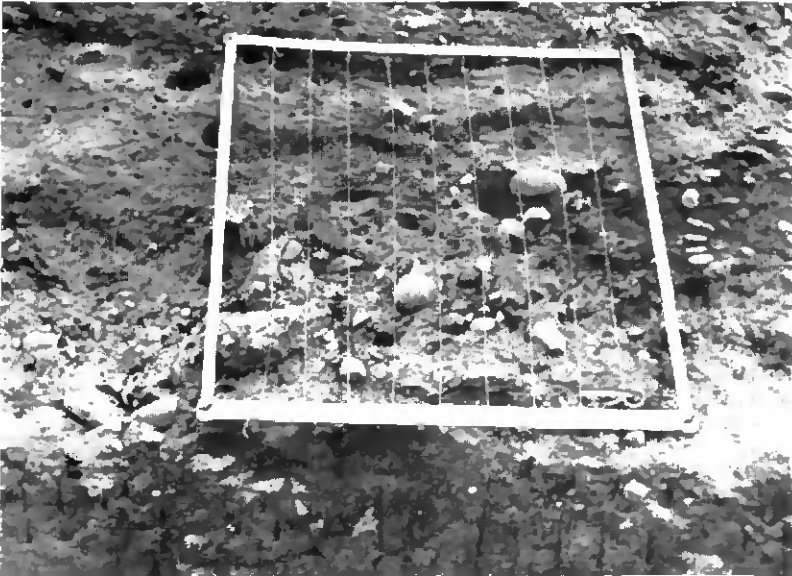


Fig. 6. - Moraine de fond enrichie en galets provenant des graviers fluvioglaciaires sous-jacents : Anet 574,20/205,7.



Fig. 7. Argiles rubannées déformées à la base de la moraine de fond et reposant sur les graviers fluvioglaciaires. La partie supérieure de ceux-ci, cimentée, correspond à la plateforme herliense. Anct 574,2/205,7.



Fig. 8. Graviers fluvioglaciaires (« ältere Seelandschotter ») sous-jacents à la moraine de fond ; portion orientale d'une zone plissée, à Monsmier 576,8/204,9. Hauteur de l'affleurement : env. 15 m.

visible qu'en quelques endroits lors de travaux de fondations, dans les talus de chemins encaissés ou lors de sondages.

Les galets, généralement arrondis, striés, sont englobés dans une matrice fine, argileuse, le tout formant une masse compacte, homogène, reposant le plus souvent sur le soubassement calcaire.

Un relief peu accidenté, aux vallonnements adoucis, aux formes empâtées paraît correspondre à ce faciès-ci (fig. 1).

### 2° *La moraine superficielle*

La moraine superficielle est plus grossière et par sa matrice et par son squelette d'éléments supérieurs à 20 mm de diamètre. Ceux-ci forment souvent, en particulier à proximité de la surface supérieure, une trame continue. Cette structure rappelle parfois une vague stratification qui, d'ailleurs, ne correspond à aucun triage net des matériaux. Les galets sont en général moins arrondis que ceux de la moraine de fond ; ils n'en offrent en tout cas pas les stries et le poli.

Cette moraine est une moraine d'ablation, engendrée lors de la fonte de la glace. Il est difficile d'en définir les formes topographiques ; ce sont le plus souvent des formes d'érosion, à l'exception, sur les flancs du Jura, de replats morainiques, jalonnés de blocs, correspondant à des stades de retrait (fig. 3).

### 3° *La moraine lavée*

Le troisième type, représenté par la moraine lavée, n'offre pas l'extension des deux premiers. Dans la région étudiée c'est un faciès rare, purement local, associé à la moraine superficielle.

La caractéristique frappante est sa stratification manifestée par une tendance au triage des matériaux. Cette stratification est moins nette que dans les formations fluvioglaciaires ; les bancs sont moins épais, les pendages changeants, sans présenter de stratification entrecroisée. Les éléments fins font défaut ; les galets et les granules sont juxtaposés en un assemblage continu, sans matrice interstitielle. Dans la région étudiée, ce faciès apparaît dans les formations marginales jalonnant le retrait du glacier, sur les flancs du Jura. Ailleurs, il présente un développement beaucoup plus important, appartenant soit à des formations marginales, soit frontales ou terminales. Dans ces dernières, les bancs redressés, constituant un ensemble à granulométrie cyclique, grossière à fine, annoncent le cône de transition, début des formations fluvioglaciaires.

## B. LES DÉPÔTS QUATERNAIRES DU SEELAND

Dans cette région, deux faciès prédominent : l'un d'eux est la moraine de fond, l'autre correspond aux dépôts fluvioglaciaires. De ces derniers, nous ignorons encore d'une façon précise leurs caractéristiques pétrographiques.

### 1° Les formations fluvioglaciaires

Dans cette région du Bassin molassique on trouve, plaqués contre les collines molassiques qui bordent le Grand Marais (Grosse Moos), des graviers surmontés de moraines (fig. 8).

Les graviers, situés de 440 à 490 m d'altitude (NUSSBAUM, 1903) s'échelonnent d'Avenches à Soleure (Solothurn), sur les flancs de l'actuelle vallée de l'Aar. Ces formations, épaisses de 20 à 30 m, ne constituent pas des nappes étendues mais apparaissent sous forme de lambeaux réduits et découpés, ce qui fait penser qu'elles se sont accumulées dans des vallées.

De nombreuses exploitations permettent d'observer les particularités locales de ces dépôts : s'ils présentent parfois une stratification horizontale, ils possèdent le plus souvent une structure deltaïque, à stratification entrecroisée et aux couches à granulométrie changeant nettement, indice des variations brusques de transport et de sédimentation. L'étude des différences locales, apparentes dans la structure déjà, permettront de reconstituer les conditions génétiques. Le matériel est composé comme le fit remarquer NUSSBAUM (1907) d'éléments alpins et jurassiens, arrondis et polis ; au SW on trouve des galets provenant du bassin de la Sarine, alors qu'à l'Est de Chiètres (Kerzers) et dans les dépôts du Sud de la vallée apparaissent des éléments du bassin de l'Aar.

Les précisions sur la nature des formations sous-jacentes à ces graviers du Seeland manquent. Ceux-ci semblent reposer sur la molasse ; à Anet (Ins) pourtant, il fut possible d'observer, pris dans les graviers, à la base des affleurements proches de la gare BN, des masses de moraine de fond.

Les formations décrites ci-dessus sont appelées *ältere Seelandschotter* par opposition aux « *jüngere Seelandschotter* », qui sont des graviers alluviaux. La genèse et l'âge de ces « *ältere Seelandschotter* » sont bien controversés : le tableau de la page 19 mentionne les interprétations les plus importantes : la plupart des auteurs les considèrent ou d'âge Riss-Würm ou post-Würm.

A l'Est du Seeland, à 500-680 m d'altitude, les éminences molassiques s'étendant entre les vallées de la Sarine, de l'Aar, du Lyssbach, de l'Urtenen et du Lympach, sont couvertes d'une vaste nappe de graviers, inclinée vers le Nord :

Ces formations ne paraissent pas liées à un système de vallées mais constituent un gigantesque delta, dirigé vers le Jura et dont la pointe s'appuierait au débouché de la vallée de l'Aar. Les constituants sont d'origine de l'Oberland bernois (quelques-uns du Jura !). Ces *Plateauschotter* sont, en général, considérés comme fluvioglaciaires ; ils reposent parfois directement sur la molasse tertiaire, parfois sur de la moraine ; cette dernière n'est jamais rhodanienne, mais constituée d'éléments provenant du bassin de l'Aar ; le nombre des galets striés augmente vers le Sud.

### 2° La moraine de fond

La moraine qui repose en discordance sur les *ältere Seelandschotter* est une moraine à matrice fine, compacte, à rares galets, arrondis et striés. A

sa base, parfois, on observe une formation argileuse, présentant une structure rubannée (fig. 7).

### LES « ÄLTERE SEELANDSCHOTTER »

(leur nature et leur âge d'après les auteurs)

AEBERHARDT, B. (1903) Formations interglaciaires : Hochterrassenschotter (Mindel-Riss).

— (1907) Formations interglaciaires : Niederterrassenschotter (Riss-Würm).

NUSSBAUM, Fr. (1907) Formations interstadiaires accumulées après le maximum würmien (plus jeunes que les moraines frontales de Wangen).

— (1911) Formations en relation avec les graviers de Wangen, déposés immédiatement avant le maximum würmien.

— (1911) Formations interglaciaires (Niederterrasse) correspondant au retrait du glacier du Riss.

AEBERHARDT, B. (1912) Zone supérieure : formations fluvioglaciaires du début du Würm.

Zone intermédiaire : formations fluviales de l'interglaciaire Riss-Würm.

Zone inférieure : formations fluvioglaciaires de la fin du Riss.

ANTENEN, F. (1936) Formations fluvioglaciaires correspondant à des oscillations lors de la progression du glacier du Würm.

NUSSBAUM, Fr. (1938) Formations fluvioglaciaires engendrées lors de la régression du glacier du Riss (Riss Rückzugschotter).

STAUB, W. (1949) Formations fluvioglaciaires marginales datant de l'oscillation précédant le stade de Soleure du Würm (Stade de Soleure = Stade de Berne du glacier de l'Aar).

— (1950) Formations fluvioglaciaires marginales du Stade de Soleure du Würm (NUSSBAUM, 1907) (Stade de Soleure = Spiezer Schwankung de BECK = (?) Burgäschischwankung de WELTEN, 1947). W<sub>1</sub>-W<sub>2</sub>.

## II

### GRANULOMÉTRIE DES MORAINES WÜRMIENNES

#### DU GLACIER DU RHÔNE

#### DANS LA RÉGION DES LACS SUBJURASSIENS

La granulométrie des moraines ne saurait être précisée par des tamisages seuls ; ceux-ci, en effet, ne peuvent porter sur la totalité des constituants d'une formation aussi hétérométrique : mélange de blocs volumineux, de galets, de sables et de particules ténues des

argiles. C'est pourquoi, il est indispensable d'estimer, sur place déjà, la proportion des constituants grossiers (supérieurs à 20 mm, par exemple) et de prélever la masse fine, interstitielle qui les englobe, afin de l'analyser, en laboratoire, par tamisages et sédimentations. D'ailleurs, la granulométrie de la matrice, généralement sableuse, argileuse, reflète celle de la trame grossière, du squelette formé par les granules, les galets et les blocs. Plus la trame est grossière, plus la matrice l'est aussi comme nous le préciserons par la suite.

Le tableau ci-dessous (N° 1) renseigne sur la désignation des diverses fractions dimensionnelles.

TABLEAU 1

*Les classes granulométriques usuelles*

<i>Désignation des fractions granulométriques</i>	<i>Diamètre en mm</i> <sup>1</sup>	
gros blocs . . . . .	>	— 1000
blocs . . . . .	600	— 1000
petits blocs . . . . .	200	— 600
gros galets . . . . .	100	— 200
galets . . . . .	60	— 100
petits galets . . . . .	20	— 60
gravillon {		
grossier . . . . .	6	— 20
fin . . . . .	2	— 6
sable {		
grossier . . . . .	0,6	— 2
fin . . . . .	0,2	— 0,6
sablon {		
grossier . . . . .	0,06	— 0,2
fin . . . . .	0,02	— 0,06
limon et argile . . . . .	<	— 0,02

A. GRANULOMÉTRIE DU SQUELETTE (éléments > 20 mm)

Bien que notre attention se soit portée avant tout sur la granulométrie de la masse interstitielle, nous avons établi cependant, pour quelques affleurements, la proportion du squelette formé par les éléments grossiers, galets et blocs d'un diamètre supérieur à 20 mm.

Les mensurations pratiquées directement sur les affleurements, suivant les principes exposés ailleurs (PORTMANN, 1956), livrèrent des résultats très disparates. Toutefois, la représentation graphique de

<sup>1</sup> Nous avons choisi les subdivisions de l'échelle internationale d'ATTERBERG dont l'usage semble se répandre en Suisse (FREI, 1953).

ceux-ci permet de dégager des traits communs et de distinguer deux ensembles. Ces derniers correspondent aux groupes génétiques mentionnés ci-dessus (p. 17 et PORTMANN, 1956) que caractérisent, d'ailleurs, d'autres particularités, la composition granulométrique de la matrice par exemple (voir page 30).

a) Les *moraines superficielles* possèdent des éléments grossiers qui constituent du 20 à 25 % de l'ensemble des fragments sur la surface d'un affleurement. Il s'agit de moraines grossières dont les galets et blocs sont abondants et appartiennent à plusieurs classes dimensionnelles. De ce fait, le spectre granulométrique est continu et étendu.

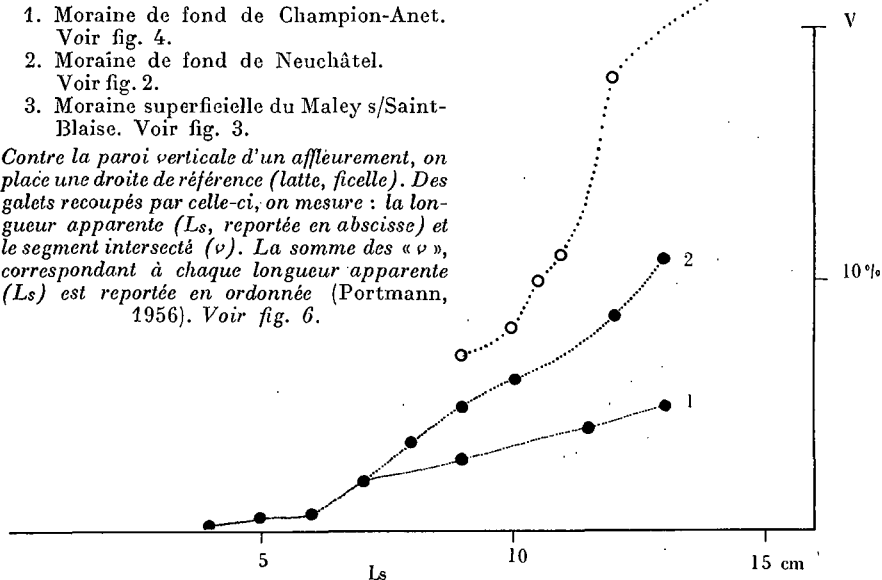
Dans ces moraines, le « diamètre apparent »<sup>1</sup> moyen est en général supérieur à 12 cm, mais n'excède toutefois pas 20 cm.

b) Les *moraines de fond* peuvent être qualifiées, quant à leur squelette, de « fines » ou même de « très fines » puisque les constituants grossiers constituent moins de 15 % ou même moins de 5 %

Fig. 9. — Courbes cumulatives représentant la granulométrie des fragments d'un diamètre supérieur à 20 mm.

1. Moraine de fond de Champion-Anet. Voir fig. 4.
2. Moraine de fond de Neuchâtel. Voir fig. 2.
3. Moraine superficielle du Maleys/Saint-Blaise. Voir fig. 3.

Contre la paroi verticale d'un affleurement, on place une droite de référence (latte, ficelle). Des galets recoupés par celle-ci, on mesure : la longueur apparente ( $L_s$ , reportée en abscisse) et le segment intersecté ( $v$ ). La somme des «  $v$  », correspondant à chaque longueur apparente ( $L_s$ ) est reportée en ordonnée (Portmann, 1956). Voir fig. 6.



<sup>1</sup> Le « diamètre apparent » est la moitié de la somme des deux plus grandes dimensions apparentes, horizontale et verticale, d'un galet pris dans une masse interstitielle et visible dans la paroi verticale d'un affleurement.  $D = \frac{h+v}{2}$ .

de l'ensemble des éléments, d'après les mensurations en section. Les galets et blocs, au nombre d'une dizaine au maximum par m<sup>2</sup>, possèdent un « diamètre apparent » moyen de 8 à 10 cm.

Non seulement les dissemblances entre les deux catégories génétiques dont il vient d'être question mais encore l'étendue du spectre granulométrique, l'absence ou la prédominance de certaines fractions sont mises en évidence par les courbes cumulatives de la figure 11. Con-

#### FRÉQUENCE DES GALETS

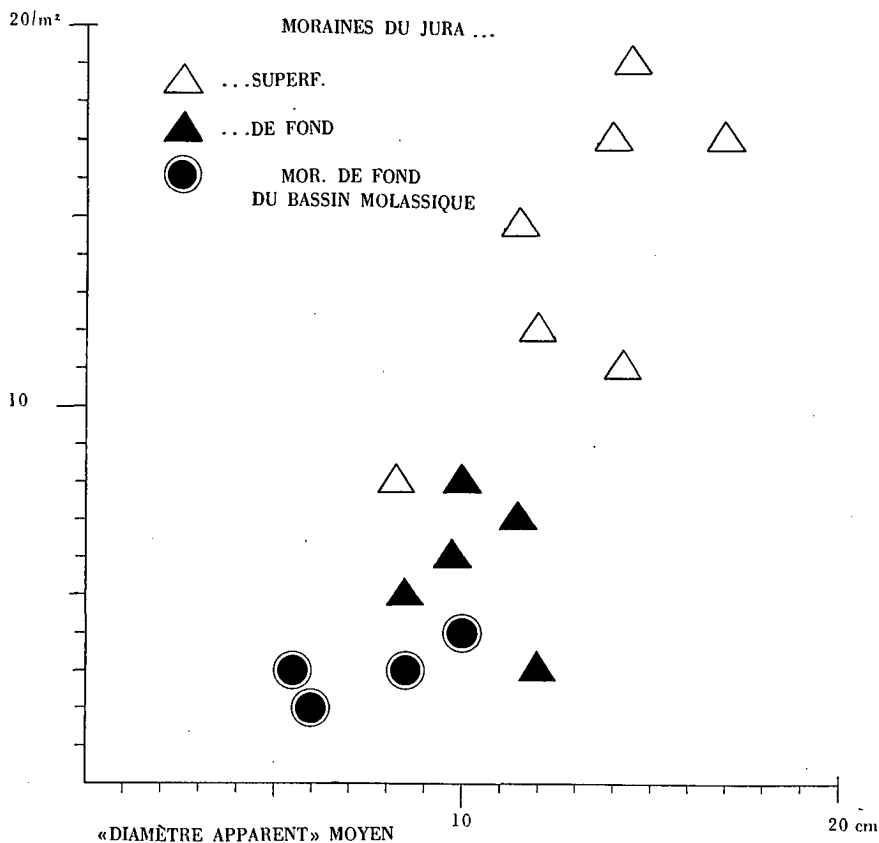


Fig. 10. — Granulométrie des éléments d'un diamètre supérieur à 20 mm; augmentation du diamètre des fragments en fonction de leur fréquence. Voir note de la page 21.

frontées avec les photographies des affleurements, ces courbes apparaissent très représentatives.

D'une façon générale, ces mensurations ont montré que l'accroissement du diamètre des galets va de pair avec l'augmentation de leur fréquence. Les galets d'une moraine qui en est riche sont, en moyenne, plus grossiers que ceux d'une moraine qui en est pauvre ; la masse interstitielle est plus grossière aussi.

### B. GRANULOMÉTRIE DE LA MASSE INTERSTITIELLE (éléments < 20 mm)

Dans la présente étude, il importait de répartir en quelques groupes principaux les analyses granulométriques de la masse fine de plus de soixante moraines du glacier würmien du Rhône. La plupart des

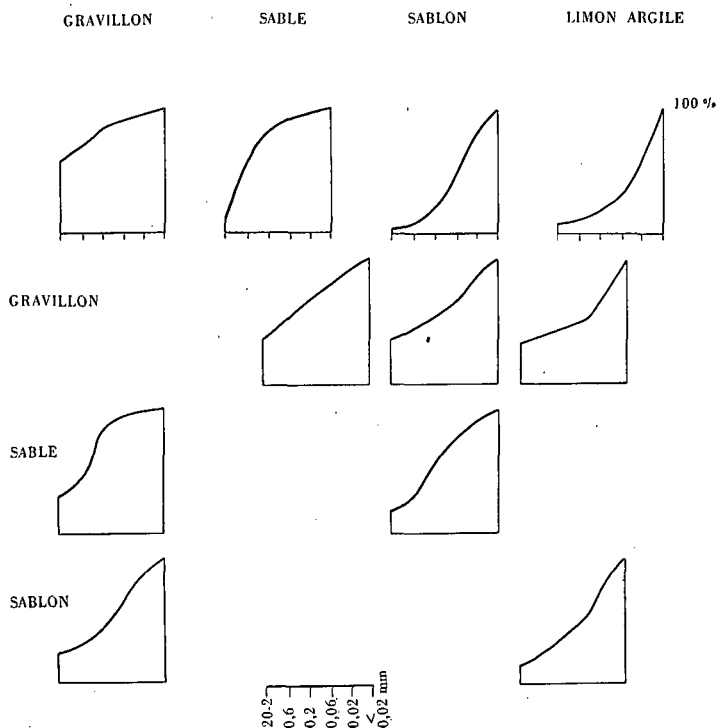


Fig. 11. — Courbes cumulatives représentant la granulométrie moyenne de la masse interstitielle (< 20 mm) des onze catégories identifiées. Le rang supérieur représente les types purs, les autres courbes correspondent à des combinaisons de ceux-ci. Voir fig. 12 et page 25.

échantillons furent prélevés, au hasard des affleurements, sur le flanc méridional du Jura et dans le secteur des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat.<sup>1</sup>

C'est par tamisage sous l'eau (tamis DIN., à mailles carrées) et par sédimentation d'après les méthodes classiques que furent séparées les fractions énumérées ci-dessus et inférieures à 20 mm.

Les tamisages furent effectués sur des échantillons préalablement desséchés. Quelques analyses comparatives de matériel brut, humide, d'une part et de matériel desséché d'autre part ont fourni des résultats presque identiques, les différences ne semblent pas attribuables à l'état du matériel.

La représentation des analyses sous forme de courbes cumulatives a révélé l'existence de 11 groupes, caractérisés par la prédominance d'une ou deux, voire trois fractions dimensionnelles (fig. 11, 12). Pourtant aucune de ces fractions ne peut être qualifiée de « caractéristique » au sens où l'entend ΚΙΝΕΚΛΕΣ (1946) qui montra que la fraction inférieure à 0,02 mm est représentative de la granulométrie des moraines de Finlande.

Les groupes dans lesquels le gravillon (2 à 20 mm de diamètre) abonde, sont les mieux représentés puisqu'ils rassemblent le 43 % des échantillons. En second lieu, les groupes « à sablon » et « à sablon et gravillon » constituent le 23,5 % de l'ensemble.

TABLEAU 2

*Pour-cent d'échantillons dans les divers groupes granulométriques*

Moraines à matrice	Nombre d'échantillons (en %)
riche en gravillon . . . . .	18,5
» avec sable et sablon . . . . .	} 24,5
» avec sablon . . . . .	
» avec sablon et limon-argile . . . . .	
sable et sablon . . . . .	14
sablon . . . . .	11
» avec gravillon . . . . .	12,5
limon-argile . . . . .	9,5
3 autres groupes granulométriques . . . . .	10

<sup>1</sup> Un catalogue des échantillons indiquant leur provenance est déposé à l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel.

TABEAU 3

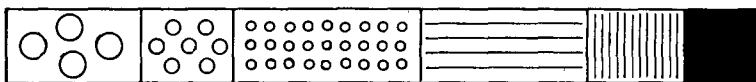
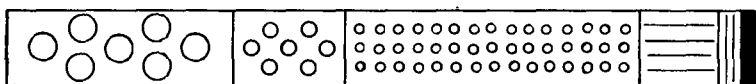
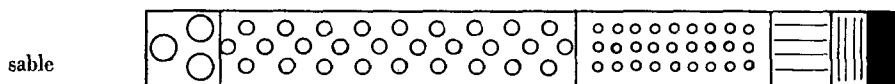
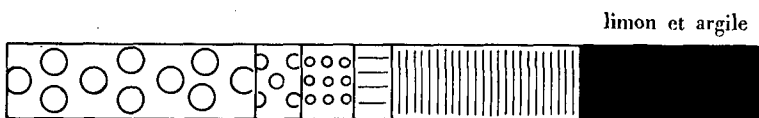
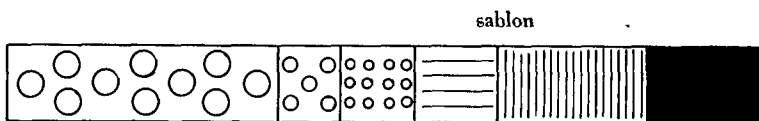
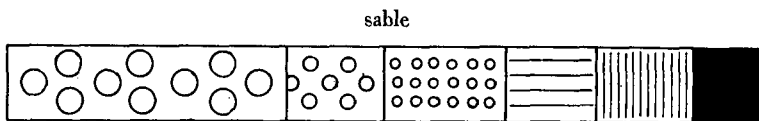
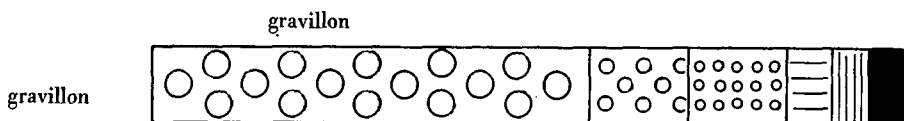
Composition moyenne des différentes catégories granulométriques

Classe dimensionnelle prédominante	Classes dimensionnelles secondaires	Diamètre en mm					
		20 à 2	2 à 0,6	0,6 à 0,2	0,2 à 0,06	0,06 à 0,02	< 0,02
1. Gravillon	. . . . .	58	13	13	6	5	5
2. »	sable et sablon	37	13	16	12	13	9
3. »	sablon	36	8	10	11	19	15
4. »	sablon et limon-argile	33	6	7	5	25	24
5. Sable	. . . . .	10	47	26	8	5	4
6. »	gravillon	30	15	39	11	3	3
7. »	sablon	18	12	25	22	13	10
8. Sablon	. . . . .	4	4	13	27	29	22
9. »	gravillon	24	8	10	22	22	14
10. »	sable et limon-argile	14	10	13	13	29	22
11. Limon-argile	. . . . .	8	4	7	15	29	38
		grav.	sable	sablon	limon-argile		

Conscient de cette diversité granulométrique, il importait d'en rechercher les causes, sachant que la granulométrie d'une formation sédimentaire est le produit final de l'action de plusieurs facteurs. Les plus importants nous paraissent être de nature lithologique, le mode de fissuration des roches du bassin d'alimentation et de la zone d'accumulation, la longueur du transport et finalement les conditions génétiques locales, conférant au dépôt son faciès (PORTMANN, 1956). Disposant de suffisamment de caractères descriptifs, il est possible de préciser l'action de quelques-uns de ces facteurs. Dans le cas particulier, il en est qu'on peut éliminer d'emblée, soit qu'ils aient été inopérants, soit qu'ils soient intervenus d'une façon identique dans la genèse des dépôts étudiés.

Les *constituants allochtones* de nos moraines proviennent de régions géologiques identiques et dérivent de roches communes. Les variations appréciables de la composition pétrographique ne sont

Fraction prédominante



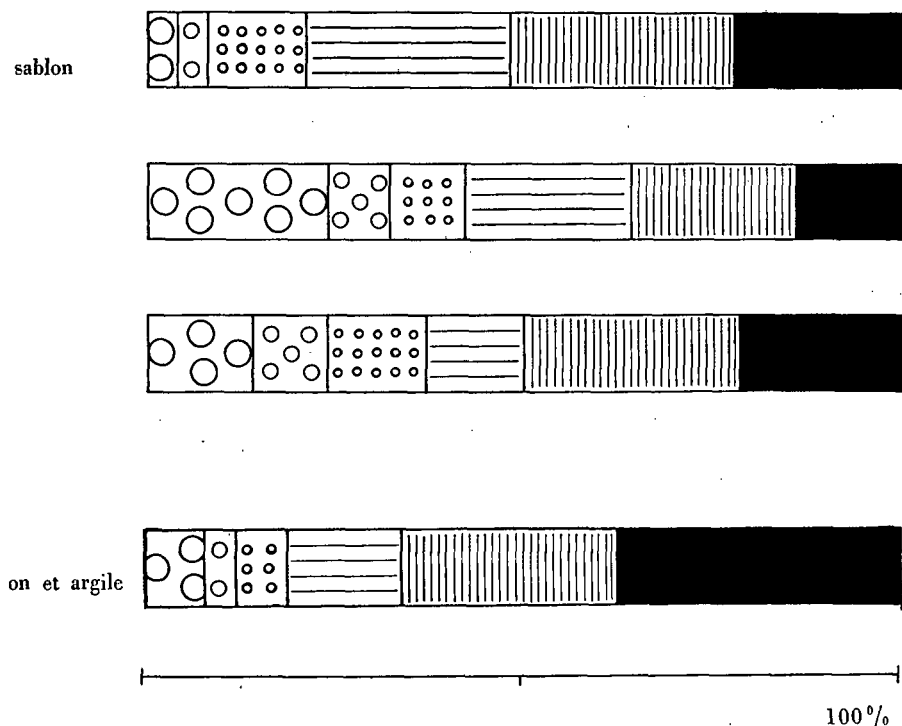


Fig. 12. — Granulométrie de la masse interstitielle (< 20 mm) des onze catégories identifiées. Voir fig. 11 et page 25.

attribuables qu'à l'apport variable des roches autochtones, ce dont il sera question plus loin (p. 38). C'est la proportion de la roche en place, et bien entendu la nature de cette dernière qui est le facteur prédominant.

La longueur du transport ne joue aucun rôle remarquable puisqu'elle a été sensiblement la même pour le matériel constituant les formations étudiées ici.

Dans le cas présent, les analyses granulométriques ont permis de mettre en évidence quelques facteurs prépondérants : a) l'influence de la nature pétrographique des roches autochtones, et b) l'influence de l'altitude, pour les moraines jurassiennes.

Quant aux conditions génétiques, elles ont présenté, évidemment, des variations infinies puisqu'elles ont conféré à chaque dépôt son individualité.

a) *Influence de la nature pétrographique des roches autochtones sur la granulométrie des moraines*

Les moraines, dont nous étudions ici la composition granulométrique, proviennent de deux régions géologiques voisines mais différenciant profondément tant par la structure et le relief que par la nature des roches.

La première de ces régions comprend la chaîne méridionale du *Jura plissé* constituée essentiellement de calcaires et de marnes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

La seconde s'étend au Sud de la précédente ; formée principalement de grès, elle appartient au *Bassin molassique tertiaire*, situé entre les Alpes et le Jura.

La nature pétrographique de ces régions est bien tranchée ; d'une part des calcaires et des marnes, de l'autre des grès avec quelques intercalations d'argile et de calcaires friables.

Une précision s'impose ! A l'aube de l'ère quaternaire, la molasse recouvrait les couches mésozoïques du Jura qui apparaissent, actuellement, mises à nu par l'érosion. Quelques lambeaux molassiques jalonnent encore les flancs du Jura alors que d'une façon générale, au fond des synclinaux, la molasse a été préservée de l'érosion. Le matériel enlevé fut partiellement englobé dans les dépôts glaciaires préwürmiens ; à leur tour, ceux-ci furent repris par le glacier du Würm.

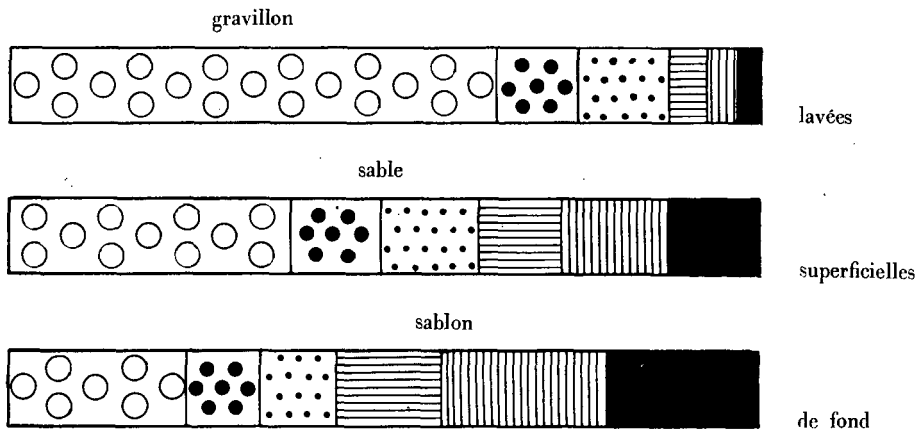
Les dimensions des fragments enlevés par un glacier à des couches calcaires dépendent de l'épaisseur des strates et de la densité des diaclases. C'est l'occasion de rappeler, ici, l'importance du phénomène de gélivation, intervenant sous climat périglaciaire. Les grès, eux, s'effritent rapidement et leurs éléments enrichissent les fractions sableuses et sablonneuses.

D'une façon générale, on constate que les moraines provenant de la région jurassienne sont nettement plus grossières que celles du Bassin molassique ; la nature du soubassement rocheux se fait sentir. De plus la diversité des moraines du Jura est plus grande. La majorité (55 %) ont une matrice riche en *gravillon*, associé parfois à une autre classe dimensionnelle. Le 14 % des échantillons possède une matrice riche en *sable* et *sablon*, 14 % en *sablon* et *gravillon* et le 9,5 % accuse une prédominance de la fraction *limon-argile*.

La moraine locale jurassienne des environs des Bayards (N° 63), formée essentiellement d'éléments calcaires (90 % de carbonates dans la fraction de 0,12 à 0,25 mm de diamètre), appartient à la catégorie à *gravillon* avec *sablon* et *limon-argile*. Cette prédominance de *gravillon* et des fractions fines a déjà été reconnue comme une caractéristique des moraines formées de roches calcaires (PORTMANN, 1956).

Les fractions fines dérivent soit de la trituration des roches calcai-

### MORAINES DU JURA



### MORAINES DU BASSIN MOLASSIQUE

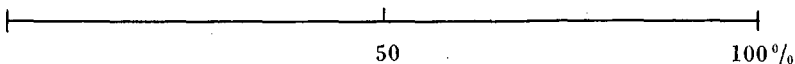
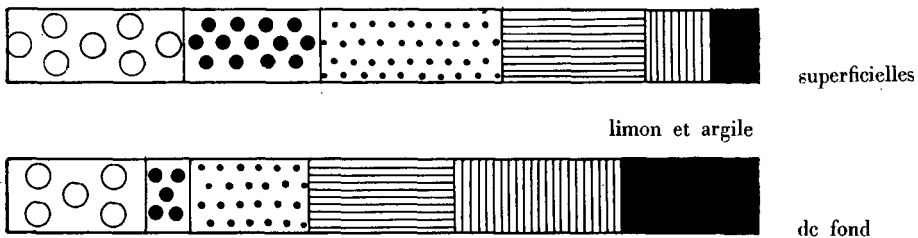


Fig. 13. — Granulométrie de la masse interstitielle (< 20 mm) de moraines.  
Voir fig. 12, 14.

res, soit de la désagrégation complète des marnes. Les assises marneuses, abondantes dans le Jura, n'ont livré aucun galet.

Les moraines du Bassin molassique offrent une dispersion moins grande ; le 30 % des échantillons de cette région est caractérisé par

l'abondance en *sablon* exclusivement. C'est la preuve que les fragments molassiques sont triturés, pulvérisés et qu'ils ne peuvent pas subsister dans des diamètres élevés.

Les moyennes générales, mentionnées dans le tableau N° 4, de même que les graphiques de la page 29, montrent clairement la différence granulométrique entre les moraines des deux régions ; le diamètre moyen (diamètre à 50 %) est, à ce point de vue, très significatif ; il est de 0,45 mm en moyenne pour les moraines du Jura et de 0,1 mm pour celles du pays molassique.

Si la granulométrie des moraines reflète, dans une certaine mesure, la nature de la roche en place, il nous a été, par contre, impossible de déceler la reprise de matériel meuble, erratique, déposé antérieurement à la dernière extension glaciaire.

#### b) *Influence de l'altitude sur la granulométrie des moraines jurassiennes*

Les moraines qui font l'objet de ce travail se répartissent entre 420 m et 1050 m, limite supérieure des matériaux erratiques du glacier du Rhône würmien ; aucun échantillon n'a été prélevé entre 710 et 830 m. En général, les moraines grossières proviennent de la zone supérieure alors qu'au-dessous de 700 m ce sont les moraines à matrice plus fine qui prédominent. Le 73 % des moraines provenant d'au-dessus de 800 m d'altitude a un diamètre moyen supérieur à 0,2 mm ; au contraire, parmi les moraines prélevées plus bas, la moitié seulement dépasse ce diamètre.

Il ne semble pas qu'il y ait influence directe de l'altitude. D'une part, les recensements pétrographiques ont montré que les moraines situées le plus à l'intérieur du Jura sont les plus riches en fragments calcaires, autochtones, relativement grossiers (p. 38). D'autre part, la structure plus fine de la matrice des moraines, se trouvant à de basses altitudes sur les flancs du Jura, pourrait être due à l'érosion de lambeaux molassiques.

#### c) *Influence des conditions génétiques*

A propos de la granulométrie des galets et des blocs, nous avons fait allusion à l'influence du mode d'accumulation des moraines (voir p. 21). Ici, nous retrouvons cette même influence de la genèse dont les conditions ont été envisagées ailleurs (PORTMANN, 1956). En effet, les moraines de fond ont une masse interstitielle nettement plus fine que les moraines superficielles, qu'elles proviennent du domaine jurassien ou du domaine molassique.

Dans le Jura, les moraines superficielles et celles qui ont été lavées

offrent une prédominance ou bien de la fraction *gravillon* associée à du sable, voire à du sablon, ou bien, pour un nombre restreint d'échantillons, de la fraction *sable* avec du gravillon.

Les moraines superficielles du Bassin molassique sont rares ; elles aussi sont plus grossières que les moraines de fond de la même région. Elles sont d'une autre nature aussi que les moraines superficielles du Jura (fig. 13, p. 29).

Les résultats portés dans la figure 14 serviront de conclusions à cette étude granulométrique. Les moraines würmiennes du glacier du Rhône, dans le secteur jurassien et dans la région molassique, se

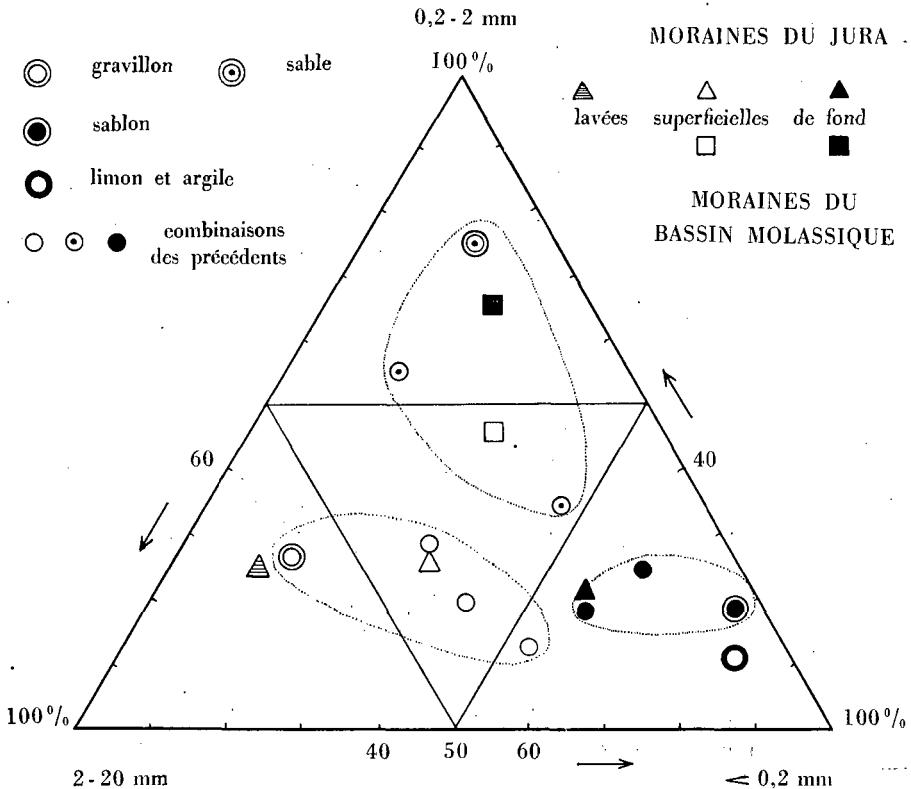


Fig. 14. — Granulométrie de la masse interstitielle (< 20 mm) des moraines...

a) ... des onze catégories identifiées,

b) ... de divers types géographiques et génétiques.

Voir fig. 12, 13.

répartissent en onze catégories, d'après la granulométrie de leur matrice. Ces onze catégories peuvent se ramener à quatre groupes caractérisés par la prédominance d'une fraction dimensionnelle, pouvant elle-même se trouver associée à une ou deux fractions accessoires.

Les moraines du Jura et celles du pays molassique possèdent des spectres granulométriques différents et particuliers. Les premières réalisent une association d'une part de gravillon et d'autre part de sablon et de limon-argile, en proportion variable. Les secondes offrent une combinaison de sablon et de sable.

Nous avons attribué cette dissemblance à la nature de la roche en place, à la nature du lit. Peut-être que la situation de ces moraines par rapport à l'inlandsis a aussi joué un rôle que nous ne pouvons, à vrai dire, pas encore évaluer. Il nous est impossible de préciser si c'est, de plus, en tant que « formations marginales » ou « formations de la dépression terminale » que ces moraines diffèrent, entre autres, par leur granulométrie.

Dans chacun de ces groupes, dits géographiques, les moraines se répartissent encore en catégories granulométriques différentes, suivant leur nature génétique. La prise en considération de la granulométrie du squelette, formé de galets et de blocs, confirme cette subdivision en moraines lavées, superficielles ou de fond (voir p. 21).

Le diagramme triangulaire ci-dessous montre clairement que les moyennes exprimant la granulométrie de ces catégories se situent dans des secteurs distincts et appartiennent à des combinaisons de fractions dimensionnelles nettement séparées.

TABLEAU 4  
COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE MOYENNE DE LA MATRICE  
DES MORAINES ÉTUDIÉES

	Diamètre en mm					
	grav.	sable		sablon		limon, argile
	20-2	2-0,6	0,6-0,2	0,2-0,06	0,06-0,02	< 0,02 mm
	%	%	%	%	%	%
<i>Moraines du Jura</i>						
Moraines lavées . . .	65	11	12	5	4	3
Moraines superficielles	38	12	13	11	14	12
Moraines de fond . . .	24	10	10	14	22	20
<i>Moraines du Bassin molassique</i>						
Moraines superficielles .	23	18	24	19	9	7
Moraines de fond . . .	18	6	16	19	23	18

III

NATURE PÉTROGRAPHIQUE DES MORAINES  
WÜRMIENNES DU GLACIER DU RHÔNE  
DANS LA RÉGION DES LACS SUBJURASSIENS

Lors de recensements pétrographiques, deux questions d'ordre méthodologique sont à préciser : le *nombre des fragments* à identifier pétrographiquement et la *fraction granulométrique la plus représentative*, celle permettant des comparaisons. Dans ce dernier choix, il faut tenir compte et de la nature pétrographique des constituants susceptibles d'être présents et de la nature génétique du dépôt (PORTMANN, 1956).

En général, cent à deux cents fragments suffisent ; c'est le nombre dont nous nous sommes contenté à la suite de comptages préliminaires.

Nombre de fragments recensés : (N° 102) :	161	234	395	(N° 158) :	124	188	212	
Jurassiens . . . . .	%	45	47	46		71	68	69
Molassiques . . . . .	%	6	4	4		4	6	6
Alpins sédimentaires . . .	%	25	26	26		14	16	16
Alpins cristallins . . . . .	%	24	23	24		11	10	9

Dans ce travail, nous nous sommes borné à répartir les galets et les granules en quatre groupes lithologiques que voici :

- a) les *calcaires du Jura* (aucun fragment provenant des assises marneuses ne subsistant dans les formations glaciaires),
- b) les *grès et calcaires du Bassin molassique*,
- c) les *roches sédimentaires* provenant des unités tectoniques de l'Autochtone, des Nappes helvétiques et préalpines,
- d) les *roches cristallines* issues des Massifs hercyniens et des Nappes penniques.

La répartition de toutes les espèces lithologiques en ces quatre groupes seulement est cause d'erreurs. En effet, ces catégories ne sont pas équivalentes, leurs roches n'affleurent pas sur des surfaces identiques ; cependant, il ne s'agit pas de fournir des proportions précises entre le nombre des fragments présents dans les moraines et le

volume de ces roches qui fut accessible à l'érosion glaciaire. Il suffit pour le moment d'être renseigné sur la nature des constituants.

Afin de déterminer les fractions représentatives auxquelles nous faisons allusion plus haut, nous avons, pour plusieurs formations, établi la proportion des constituants en fonction de la granulométrie. Les représentants des quatre groupes pétrographiques ont été répartis dans les classes dimensionnelles suivantes : 3-6 ; 6-12 ; 12-25 ; 25-50 ; 50-100 ; 100-200 mm.

Des résultats, ressortent quelques points importants :

- En général, chaque groupe pétrographique accuse, malgré la multitude d'espèces qu'il englobe, une dimension caractéristique.
- Cette dimension, caractéristique d'un groupe pétrographique, est sujette à des variations dues au type génétique du dépôt.
- Dans des dépôts jurassiens, la majorité des éléments exotiques, d'origine alpine, peuvent accuser un diamètre supérieur à celui des galets autochtones, calcaires.  
Dans plusieurs moraines de la région jurassienne, les galets provenant des calcaires autochtones ne prédominent dans aucune des fractions considérées ; ils accusent une forte dispersion granulométrique. Par contre, dans la moraine de fond, superposée aux formations fluvioglaciaires du Seeland (ältere Seelandschotter), la majorité des galets jurassiens mesurent 12 à 25 mm de diamètre.
- Les fragments de roches alpines sédimentaires sont, eux, plus abondants dans la fraction comprise entre 5 et 10 cm. Pour ces mêmes galets, cependant, la dimension caractéristique diminue, en général, dans les dépôts proches du Jura.
- Quant aux roches cristallines l'inverse semble se produire et le diamètre correspondant à la fréquence la plus élevée est plus grand dans les dépôts proches du Jura.
- Les fragments de molasse ne présentent pas aussi nettement un diamètre caractéristique. Tout d'abord ils sont moins abondants que les autres roches ; ensuite leur nature lithologique est très variable et nous n'avons pas établi de distinction entre les calcaires et les grès. Ces derniers sont beaucoup plus friables que ceux compris dans le groupe *c*), ci-dessus (roches sédimentaires alpines). Et là encore, intervient la proximité d'affleurements molassiques.

Ainsi, en recherchant la fraction granulométrique la plus représentative, pour chacun des quatre groupes pétrographiques, nous avons soulevé un problème qui méritera une étude particulière.

Il s'agira de préciser la granulométrie des principales espèces lithologiques tout en tenant compte de la genèse des formations et de la longueur du transport. Par ces recherches, on tentera de caractériser l'évolution du matériel erratique au cours de son transport et de sa dispersion.

En définitive, ce sont les éléments de 2 à 10 cm de diamètre que nous avons identifiés pétrographiquement lors de nos recensements ; ainsi, nous avons pris en considération les diamètres caractéristiques des diverses espèces pétrographiques et, de cette façon, nous disposons très rapidement d'un nombre suffisant de galets, en un même endroit.

Parfois, pour des raisons mentionnées ailleurs (PORTMANN, 1956) nous avons préféré connaître l'assortiment pétrographique des *granules*, éléments de 3 à 12 mm par exemple. Ces recensements et les mises au point préliminaires nous ont permis les constatations suivantes, à propos d'un certain nombre d'échantillons. Précisons tout d'abord que la majorité de ces échantillons accusent un pourcentage en galets jurassiens oscillant entre 50 et 75 %, alors que la proportion en sédiments alpins varie entre 5 et 20 %, en granules alpins cristallins entre 15 et 25 %. Les fragments de molasse ne dépassent pas en général 10 %.

Le pourcentage en granules jurassiens est plus élevé dans la fraction de 6 à 12 mm que dans celle comprise entre 3 et 6 mm (dans le 64 % des échantillons) et ceci d'une façon sensible (augmentation dépassant 10 % dans la plupart des cas).

Contrairement à ce que l'on aurait pu penser, les échantillons prélevés à proximité du soubassement calcaire ressemblent, à ce point de vue, aux autres échantillons.

A propos des roches sédimentaires alpines, on constate plus souvent une diminution de fréquence qu'une augmentation avec le diamètre. Ceci est particulièrement net pour les fragments de calcaires siliceux.

Quant aux roches cristallines, le pourcentage est en général plus faible dans la fraction la plus grossière.

Dans près des trois quarts des échantillons, le pourcentage en fragments de molasse ou bien reste constant ou bien diminue avec l'augmentation du diamètre.

## DOSAGE DES CARBONATES <sup>1</sup>

Bien souvent — du moins dans les régions dont il est question ici — la teneur en carbonates est plus représentative que les recensements pétrographiques de galets et de granules. Elle est meilleure indicatrice, à condition toutefois de connaître les variations possibles, dues à la *décalcification*, à la *proximité du soubassement calcaire* autochtone et au *diamètre* de la fraction considérée. Nous ne nous étendrons pas ici sur les deux premiers facteurs responsables des variations locales de la teneur en carbonates puisque leur influence a été envisagée ailleurs (PORTMANN, 1956). Par contre, nous tenons à montrer dans quelle mesure la granulométrie des échantillons analysés peut intervenir. Par tamisages, nous avons isolé les fractions comprises entre 1,2 et 0,5 mm, 0,5 et 0,25, 0,25 et 0,12, 0,12 et 0,06, ainsi que la fraction inférieure à 0,06 mm d'une cinquantaine d'échantillons. De chacune de ces fractions, nous avons déterminé la teneur en carbonates.

Du graphique ci-contre (fig. 15) ressort une dissemblance nette entre les échantillons provenant du Jura et ceux prélevés dans le Bassin molassique. Dans les premiers, la teneur en carbonates diminue sensiblement en fonction du diamètre, qu'il s'agisse de moraines de fond (argileuses et à galets striés), de moraines superficielles (voir p. 17) ou encore de sables gisant en lentilles dans les moraines. Cette diminution est particulièrement nette dans les échantillons provenant d'au-delà de la première chaîne jurassienne (Vallon de Lignières-Enges). On remarque pourtant que la fraction la plus fine (< 0,06 mm) présente une teneur en carbonates égale ou même légèrement supérieure à celle comprise entre 0,12 et 0,06 mm. Les échantillons provenant de la région molassique accusent, au contraire, une augmentation, faible il est vrai, de la teneur en carbonates en fonction du diamètre. Ceci est particulièrement marqué pour les amas sableux intercalés dans les moraines ainsi que pour les fractions sableuses des graviers fluvioglaciers. On remarquera que les valeurs concernant tous ces sables sont très proches pour la fraction comprise entre 0,12 et 0,06 mm ; elles sont plus dispersées pour la fraction de 0,5 à 0,25 mm par exemple.

Les constatations ci-dessus rendent nécessaire le choix d'une fraction caractéristique, indicatrice ; lors de nos investigations régionales,

<sup>1</sup> Les dosages de carbonates se firent par la méthode gazométrique en utilisant le calcimètre Bernard (PORTMANN, 1956). Trois analyses chimiques nous ont appris que la teneur en carbonates de magnésium constituait, en moyenne, le 14,8 % de la totalité des carbonates, le reste étant du carbonate de calcium. Ces analyses ont montré que contrairement à ce que l'on aurait pu attendre, la proportion en carbonates de magnésium n'augmente pas à proximité des Préalpes.

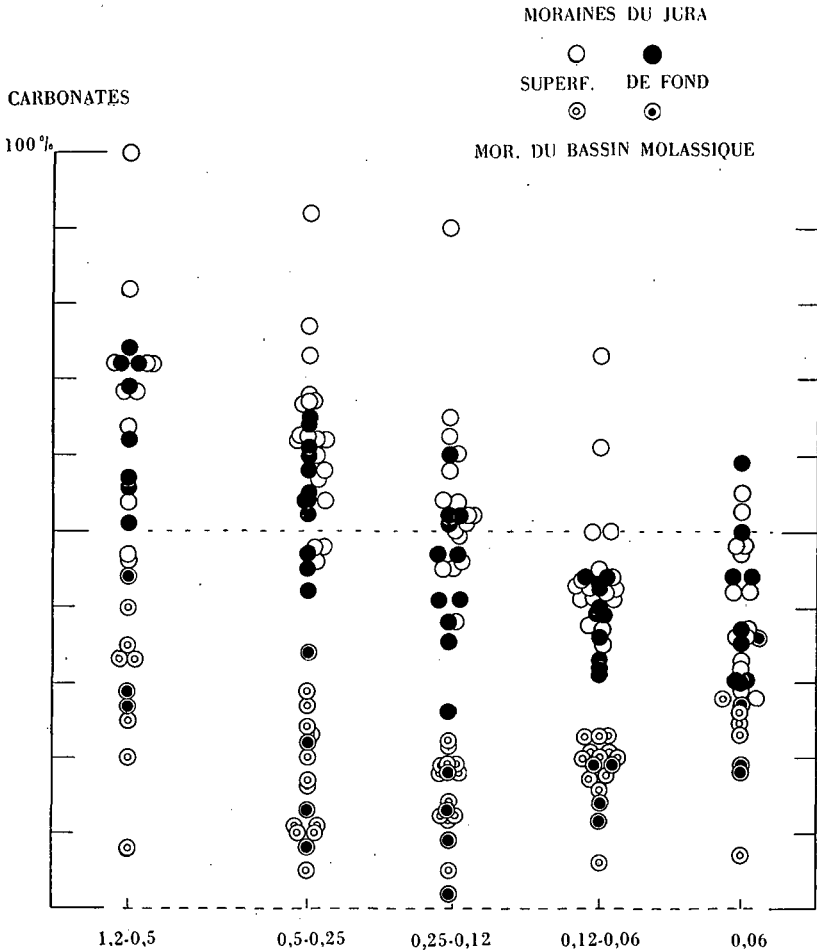


Fig. 15. — Variations de la teneur en carbonates en fonction du diamètre.

nous nous en sommes toujours tenu à la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm. Le graphique dont il vient d'être question motive ce choix.

Parmi les nombreux facteurs susceptibles d'influencer la nature pétrographique des moraines, ceux que nous avons qualifiés de locaux (PORTMANN, 1956) sont, avant tout, responsables des varia-

tions que nous allons constater. La nature de la roche en place, l'intensité de l'érosion glaciaire et, dans une certaine mesure, le mode de genèse ont conféré aux dépôts l'essentiel de leur diversité pétrographique. Ce n'est pas à dire que les autres facteurs aient été inopérants ; bien au contraire, mais leur action a été, grosso modo, identique pour toutes les formations envisagées ici. Quels que soient le type génétique du dépôt et les dimensions des éléments considérés, la proportion des diverses catégories pétrographiques diffère entre les moraines de la région molassique et du Jura.

#### A. NATURE PÉTROGRAPHIQUE DES MORAINES DU JURA

##### 1. *Les galets* (2-10 cm)

Mentionnons en premier lieu que les moraines du domaine jurassien sont avant tout riches en calcaires autochtones.

« Quand on aura songé que le glacier sorti du Valais a côtoyé la chaîne du Jura, avec ses calcaires si peu résistants à la gelée, du Chasseron jusqu'à ses moraines terminales de Wangen, c'est-à-dire sur environ 80 km de longueur..., on devra se dire que malgré l'apport de blocs alpins provenant de la moraine superficielle comme de la moraine profonde, ces moraines latérales ont dû se composer en grande partie d'éléments jurassiens » (AEBERHARDT, 1901, p. 115.)

Ainsi, les formations glaciaires du synclinal Diesse-Enges, dont l'altitude est d'environ 850 à 950 m et qui s'étend au Nord de la première chaîne du Jura, possèdent en moyenne 75 %<sup>1</sup> de galets jurassiens. Le pourcentage en fragments de roches alpines sédimentaires y atteint 9 % alors que les galets cristallins constituent le 15 %. Les galets de molasse sont rares, à peine 1 %.

La proportion des éléments jurassiens diminue avec l'altitude ou, plus logiquement, lorsqu'on s'approche du bassin molassique. Autrement dit : plus le glacier würmien du Rhône a empiété sur le domaine jurassien, plus les matériaux qu'il a transportés et déposés reflètent la nature du soubassement rocheux. On a affaire à des moraines locales ou sublocales, du point de vue de leur nature lithologique (PORTMANN, 1956).

Quatre recensements publiés par AEBERHARDT (1901) et dont nous avons converti les résultats en %, montrent aussi que les éléments jurassiens, abondants aux environs de Macolin (87, 80 %), le sont moins plus bas, dans la région de Bienne (75, 60 %).

<sup>1</sup> Les valeurs se rapportant aux galets et aux granules sont des pourcentages numériques.

La proportion des blocs peut varier aussi ; au-dessus d'Enges (les Charets, 980 m) la moitié des blocs épars dans la forêt se sont trouvés être d'origine jurassienne, alors que plus bas (700 m, « La Baraque » sur Cressier et 650 m NE. Frochaux) le pourcentage était plus faible, 25 et 10 respectivement.

Nous avons mentionné plus haut (voir page 30) que les échantillons prélevés sur les flancs méridionaux du Jura, à plus de 800 m d'altitude, possèdent une granulométrie plus grossière que ceux récoltés plus bas. Nous avons signalé à ce propos l'influence de la richesse en éléments autochtones grossiers, c'est-à-dire en galets et granules calcaires. En effet, dans le domaine jurassien du moins, les moraines les plus locales par leur nature pétrographique, sont aussi les plus grossières.

Quelques inventaires pétrographiques ont été effectués dans le *Val-de-Ruz* et dans la région comprise entre le Seyon et l'Areuse. Ici encore, les moraines, le moins à l'intérieur du Jura, présentent les pourcentages les plus faibles en galets jurassiens. A nouveau, les fragments cristallins surpassent légèrement les roches alpines sédimentaires comme le montre la carte annexée (fig. 18).

Pour établir les moyennes mentionnées ci-dessus, on a compris dans la catégorie des moraines du Jura celles provenant des synclinaux jurassiens bien qu'on ait souvent la certitude ou la présomption que la molasse en occupe le fond.

La nature molassique du soubassement est rarement révélée par des galets ; par contre des granules de grès molassiques peuvent se trouver dans les dépôts glaciaires.

La teneur en carbonates est, à ce point de vue, plus révélatrice.

#### *Le problème de la récurrence des glaciers jurassiens*

Les recensements auxquels nous nous sommes livré dans le Jura, sur son flanc méridional en particulier, nous incitent à ranimer l'ancien débat né d'une hypothèse de SCHARDT (1898), dite de la *récurrence des glaciers jurassiens*. Rappelons que d'après SCHARDT, les glaciers des chaînes méridionales du Jura auraient été barrés par le glacier würmien du Rhône, lors de son maximum. Par la suite, ils se seraient étendus, librement, vers le pied du Jura.

Ce n'est pas le lieu de retracer l'historique de cette question controversée à l'époque, notre intention n'étant pas d'épuiser ce problème qui vaut la peine d'être repris dans une étude complète et à la lumière de nos connaissances sur le comportement des glaciers actuels.

Le malentendu découla de ce que la plupart des auteurs qualifièrent de « locales », les moraines possédant plus de 50 % d'éléments jurassiens. Pas étonnant, dès lors, qu'on trouva, en de nombreux endroits, des moraines

accumulées, soi-disant, lors d'une récurrence des glaciers jurassiens. FREY (1925), dénonçant cette erreur, prétend que les valeurs comprises entre 30 et 70 % sont dénuées de toute signification sur l'origine locale ou lointaine, c'est-à-dire ou bien jurassienne ou bien rhodanienne, des moraines. Les recensements qu'il publie au sujet de moraines ou de formations fluvioglaciaires attribuées au glacier de l'Areuse (53 % d'éléments jurassiens en moyenne) concordent avec ce que nous avons constaté aussi bien en bordure du Jura que dans la région comprise entre le Seyon et l'Areuse.

Plus jurassiennes dans leur nature semblent être, par contre, les moraines de la région située en bordure du Jura vaudois, au Nord de Nyon; une région qui, elle aussi, retient l'attention dans le débat sur la récurrence des glaciers jurassiens. La moyenne des résultats publiés par AEBERHARDT (1901) s'élève, en effet, à 69 %. Cette indication se trouve confirmée par quelques recensements auxquels nous nous sommes livré, lors d'une tournée d'exploration dans cette contrée.

	Jurass.	Alpins crist.	séd.
Arzier . . . . .	% 93	7	—
Arzier . . . . .	% 85	7	8
Gingins . . . . .	% 69	23	8
Romainmôtier-Vaulion	% 61	29	10

Le fort pourcentage en fragments cristallins, dans les deux derniers recensements, est remarquable; il l'est aussi dans la moraine de fond qui s'étend en plateau au-dessus de Nyon (Nyon-Trélex) et dont nous avons extrait, d'un échantillon prélevé dans un puits, 45 % de roches cristallines, 24 % de sédiments alpins et seulement 31 % de galets jurassiens. Ces valeurs se rapprochent de celle donnée par AEBERHARDT (1901), à savoir 39 % d'éléments jurassiens, au sujet de formations qualifiées d'« alluvions anciennes » par FAVRE (1865), JACCARD (1869) et MARTIN (1875). Ces masses, graveleuses et stratifiées, épaisses de 20 à 30 m, semblent avoir été formées lors de la fonte du glacier qui déposa la moraine de fond, riche en éléments cristallins, dont nous venons de parler.

Ces quelques renseignements ne nous permettent pas de formuler une opinion univoque sur la prétendue récurrence ou extension tardive de glaciers du Jura. En tout cas, l'abondance de galets jurassiens dans certains dépôts, au débouché de vallées ou de cols jurassiens, ne constitue aucun argument en faveur de leur formation exclusivement lors d'une récurrence de glaciers locaux. Seule la présence ou l'absence reconnue de roches caractéristiques, provenant du bassin d'alimentation de ces glaciers jurassiens, ainsi que l'étude de l'orientation des constituants de ces formations, fourniraient des arguments décisifs.

Une étude systématique, en aval du Val-de-Travers, des dépôts quaternaires, vestiges des prétendus glaciers « précurseurs » et « ré-

currents » offrira un intérêt général, puisque la chronologie du célèbre gisement moustérien de Cotencher s'y trouve liée. Nos examens pétrographiques des matériaux de cette grotte nous font considérer les interprétations classiques comme problématiques et souhaiter une révision complète de la question. Nous y reviendrons dans une autre publication.

## 2. Les granules

La figure 18 représentant la répartition des granules jurassiens, molassiques et alpins, de 3 à 6 mm de diamètre, offre les mêmes traits généraux que la carte consacrée aux galets. C'est la même diminution des éléments jurassiens en se rapprochant du Bassin molassique comme le prouvent les résultats ci-dessous :

Provenance	altitude moyenne	% d'éléments jurassiens dans les fractions de	
		3 à 6	6 à 12 mm
1. Moyenne de 6 affleurements situés dans un rayon de 1,7 km aux environs d'Enges . . . . .	900 m	66	70
2. Moyenne de 4 affleurements situés dans un rayon de 2,6 km de La Neuveville . . . . .	602 m	57	57
3. Moyenne de 3 affleurements situés dans la région de Neuchâtel-Pescux	520 m	50	56

Les échantillons du Val-de-Ruz et de la marge septentrionale du lac de Neuchâtel renferment 23 % de granules cristallins, en moyenne. La proportion en roches alpines sédimentaires y atteint 17 %. Ce qui frappe surtout, c'est l'abondance relative en fragments molassiques ; ceux-ci subsistant dans ces fractions-ci, de 3 à 6 mm de diamètre.

Ces fragments proviennent des lambeaux molassiques qui jalonnent le pied du Jura. En quelques endroits, nous avons observé des amas de molasse, en particulier de marnes aquitaniennes, englobés dans des moraines.

## 3. Teneur en carbonates

*de la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm de diamètre*

Dans ses grandes lignes, la répartition des carbonates nous offre la même vue d'ensemble que l'étude des galets et des granules. C'est la même teneur élevée des formations du domaine jurassien et c'est la même diminution progressive en direction du Bassin molassique. La



(Solothurn). La moyenne de quatre échantillons n'est que de 17,5 % bien qu'il s'agisse d'une région empiétant sur le Jura.

Les moraines terminales, en plein dans le Bassin molassique, possèdent à peine moins de carbonates, 13 à 14 % en poids.

Dans le *Jura vaudois*, les carbonates sont abondants dans la fraction sableuse : 88 et 92 % à Arzier, 60 % à Bière, 53 % entre Romainmôtier et Vaultion. Par contre, en se rapprochant du Léman, la proportion est plus faible ; ainsi la moyenne se rapportant à des échantillons récoltés dans la région de Lavigny, Aubonne, Gimel, Montricher atteint 26,5 %.

L'analyse de quelques échantillons du *Jura français* (Ain) dénote le caractère jurassien des matériaux glaciaires et leur mélange progressif à des apports alpins :

N° 644	Saint-Claude	91 %	de carbonates
N° 645	Saint-Claude	92 %	»
N° 648	Martignat	91 %	»
N° 649	Saint-Germain	83 %	»
N° 650	Bellegarde	29 %	»

Le résultat concernant Bellegarde est vraiment faible si l'on tient compte de la situation géographique de cette localité.

D'après GIGNOUX et MATHIAN (1950), les matériaux charriés par le Rhône actuel possèdent, en moyenne, 25 % de carbonates dans les fractions sableuses ; ses alluvions anciennes, par contre, donnent une moyenne de 32 %, alors que celles de la Valserine présentent une teneur moyenne de 60 %. La différence entre les alluvions anciennes du Rhône et de la Valserine est en réalité plus élevée du fait que celles de la Valserine, au contraire de celles du Rhône, n'ont pas subi un long transport.

#### 4. Influence de la genèse sur la nature pétrographique des moraines du domaine jurassien

Comme précédemment, nous distinguerons deux types génétiques : les *moraines superficielles et de fond* ; les moraines lavées constituant un type secondaire, dérivé généralement des moraines superficielles.

Si l'on compare le pourcentage en *galets* jurassiens dans ces deux types de moraines, on ne remarque aucune différence appréciable. De même, les quelques recensements dans des graviers fluvioglaciaires nous ont fourni des valeurs pratiquement semblables à celles concernant les moraines.

Par contre, la différence est notable quant aux *granules*, qu'il s'agisse des diamètres compris entre 3 et 6 ou 6 et 12 mm.

Les moraines de fond possèdent davantage, cinq fois plus même, d'éléments molassiques ; pour les autres catégories pétrographiques, les valeurs sont voisines.

Si l'on fait abstraction des constituants molassiques et jurassiens et que l'on se borne à établir la proportion des éléments cristallins aux roches alpines sédimentaires, on s'aperçoit que, pour la fraction de 3 à 6 mm, les valeurs sont proches. Mais par contre, dans la fraction de 6-12 mm, les moraines de fond possèdent légèrement plus de granules cristallins que les moraines superficielles (moyennes de 61 % et 54 % respectivement).

A propos de *la teneur en carbonates* des moraines superficielles, déposées au-delà de la première chaîne jurassienne, on remarquera que la moyenne est de 10 % supérieure à celle se rapportant aux moraines de fond (tableau p. 47). Cette abondance relative en carbonates des moraines superficielles, se retrouve, mais moins marquée, pour les moraines d'autres secteurs.

On précisera encore que les moraines de fond du Jura, quelle qu'en soit l'altitude c'est-à-dire quelle qu'en soit la distance de la limite Jura-Bassin molassique présentent des valeurs quasi similaires.

## B. NATURE PÉTROGRAPHIQUE DES MORAINES DU BASSIN MOLASSIQUE

### 1. *Les galets*

Dans cette région, les grès autochtones, aux intercalations de marnes et de calcaires friables, n'ont livré que très rarement des galets. Dans ces conditions il n'est pas étonnant que les fragments de roches alpines prédominent. Cependant dans la région comprise entre les lacs subjurassiens, que l'on appelle le Seeland et qui constitue une portion de la dépression terminale du glacier rhodanien, les moraines possèdent un nombre appréciable de galets jurassiens. Ceux-ci mesurent, pour la plupart, 12 à 25 cm.

Les moraines de fond, à matrice fine et à galets striés, qui, superposées à des graviers fluvioglaciers (Seelandschotter ; p. 18) couronnent les éminences bordant le « Grand-Marais » (Grosse Moos), possèdent environ 25 % de galets jurassiens. En général, tous les niveaux du Malm (Jurassique supérieur) et du Néocomien (Crétacé inférieur) sont représentés ; les calcaires de l'Hauterivien et du Valanginien constituent à peu près le tiers des galets jurassiens.

A l'exception de l'affleurement le plus éloigné du Jura, celui de Monsmier (Müntschemier) qui présente un pourcentage élevé, tous les autres renferment d'autant plus de galets jurassiens qu'ils sont

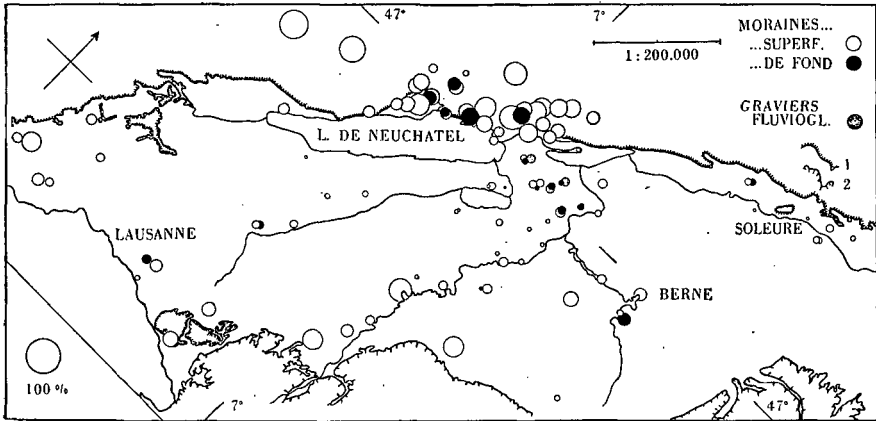


Fig. 17. — Teneur en carbonates des formations glaciaires (fraction de 0,12 à 0,25 mm de diamètre).  
 1. Limite Jura - Bassin molassique ; 2. Bassin molassique - Préalpes.

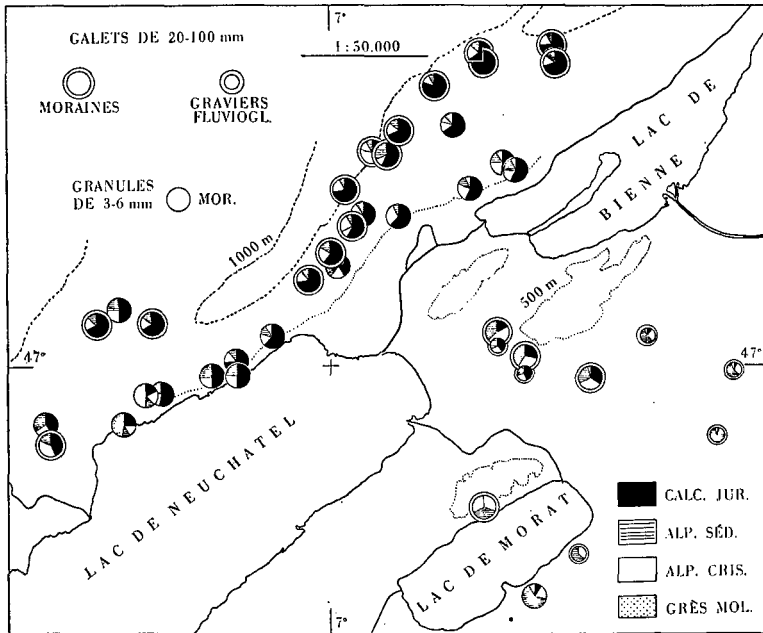


Fig. 18. — Nature pétrographique des galets et granules des formations glaciaires. Voir p. 17.

proches du Jura. Dans ces moraines, l'apport de matériel sédimentaire alpin fut important (27 %), en provenance semble-t-il du Sud-Est. Les limites et les circonstances de cet épandage sont encore à préciser. Les roches erratiques de nature cristalline constituent, elles, le 37 %, en moyenne.

Ces moraines de fond, vestiges de la dernière extension du glacier du Rhône, possèdent à vrai dire moins d'éléments jurassiens que les graviers fluvioglaciaires sous-jacents (« Seelandschotter »). La différence peut atteindre près de 20 %. Nous en déduisons que la présence de galets jurassiens dans ces moraines est secondaire ; il s'agit de fragments accumulés primitivement dans les graviers, puis repris par le glacier en progression. La présence de panaches de galets, à la base de la moraine de fond, et qui irradient de la portion supérieure des graviers, actuellement indurée, autorise cette interprétation. Elle est d'ailleurs confirmée par la granulométrie grossière de la zone basale de la moraine de fond (fig. 6).

C'est durant un stade de retrait du glacier du Rhône que les éléments jurassiens se sont épandus, en particulier dans la région comprise entre le Vully et Jolimont, à l'Est du lac de Neuchâtel, sans atteindre toutefois les rives du lac de Morat. C'est à ces larges cônes, bordant les montagnes jurassiennes, que BENOIT (1863) semble déjà faire allusion : « c'est l'apport au pied du Jura et jusque loin dans la plaine de matériaux erratiques, glaciaires, purement jurassiques [*sic*] ; c'est leur mélange progressif avec les matériaux alpins »... D'après WEGMANN (1950) ces cônes auraient été « nourris par les glaciers jurassiens, soit par un régime plus torrentiel, dû à l'augmentation de l'enneigement et à l'imperméabilité des sols gelés du Haut Jura ».

Ces « Seelandschotter » mériteront, à eux seuls, une étude pétrographique. Il suffit de signaler ici leur richesse en roches sédimentaires alpines (56 % en moyenne) qui paraît augmenter en direction du Sud et du Sud-Est.

2. *Teneur en carbonates de la fraction  
comprise entre 0,12 et 0,25 mm de diamètre*

Comme nous l'avons déjà signalé, la teneur en carbonates des fractions fines des moraines du Bassin molassique est peu élevée, 17 % en moyenne. En général, les variations d'un endroit à l'autre sont faibles ; on enregistre une nette augmentation dans la zone méridionale, en bordure des chaînes préalpines.

N° 141	Plaffeien . . . . .	63 %
N° 569	1,2 km. SE. Ecuwillens.	64 %
N° 572	E. Vuadens . . . . .	62 %

Il nous a paru intéressant de comparer les résultats concernant les moraines à ceux livrés par PORTNER (1948) au sujet de 15 échantillons de grès et de marnes molassiques du Vully (Aquitainien). La moyenne pour la fraction comprise entre 0,12 et 0,25 mm est de 12,7; elle est légèrement plus faible, 11,4 %, pour la fraction de 0,06 à 0,12 mm. Ainsi les moraines du pays molassique nous apparaissent plus calcaires que les sédiments autochtones, du moins pour les fractions considérées.

Dans ses recherches sur la géologie et la stratigraphie du *Jorat*, BERSIER (1938) donne aussi la teneur en carbonates de sédiments molassiques. La moyenne de ses mesures (14 échantillons sans indication de la fraction granulométrique) est de 41,2 %.

TABLEAU 5

0,12 - 0,25 mm	Moraines de fond	Moraines superficielles	Sables glaciaires
<i>Jura</i>			
Nord de la chaîne méridionale	40,4	49,5	42,6
<i>Bassin molassique</i>			
Seeland	13,8	16,5	21

Teneur en carbonates (% pondéral.)

### C. LES MINÉRAUX LOURDS

On trouvera dans le tableau ci-dessous (N° 6) l'énumération des minéraux lourds recensés dans trois échantillons de moraines würmiennes du glacier du Rhône. Ces minéraux ont été isolés de la fraction granulométrique comprise entre 0,12 et 0,25 mm selon la technique mise au point par EDELMAN (1933).

Le nombre très restreint de nos analyses n'autorise pas des conclusions fermes; il s'agit d'une première approximation qu'il faudra compléter. Il y aurait lieu tout d'abord de mettre en évidence les variations de l'assortiment minéralogique dans les moraines en général et en fonction du diamètre en particulier. D'après JÆRNEFORS (1952) le choix de la classe dimensionnelle analysée serait particulièrement important pour les moraines; cet auteur estime que la fraction comprise entre 62 et 125  $\mu$  est la plus adéquate. De plus il serait opportun, dans nos régions, d'étudier l'évolution du spectre minéralogique des moraines à partir des Alpes jusque dans les zones péri-

phériques des anciens glaciers. D'autres investigations qui mériteraient d'être entreprises devraient permettre des comparaisons entre les minéraux lourds des dépôts würmiens et ceux des régions limitrophes qui n'ont été recouvertes que par le glacier du Riss. Pour augmenter la valeur de nos analyses, nous les avons comparées à quelques résultats dispersés dans plusieurs publications.

TABLEAU 6

	1	2	3		1	2	3
Minéraux opaques	17	26	8	Minéraux opaques	17	26	8
	%	%	%		%	%	%
Saussurite	47	34	76	Pyroxène	0	16	0
Epidote	25	16	15	Chloritoïde	0	1	0
Amphibole	12	12	5	Tourmaline	3	6	0
(sans Glaucophane)				Grenat	13	10	3
Glaucophane	0	5	0	Zircon	0	0	0

Diamètre 0,12-0,25 mm.

1 = N° 377, Enges (Jura). 2 = N° 144, Le Malcy s/St-Blaise (Jura).

3 = N° 143, Motier-Vully (Bassin mol.).

a) Les échantillons analysés par DÉVERIN (1948, p. 3) accusent, comme les nôtres, une proportion élevée de saussurite et d'épidote. Le zircon y est « fréquent », « abondant » et même « dominant » alors qu'il fait défaut dans le matériel que nous avons étudié. On constate l'inverse pour le grenat, aussi abondant que l'hornblende dans nos échantillons et rare dans ceux analysés par Déverin. Cet auteur prétend que « l'association de la glaucophane à l'épidote et au chloritoïde est constante dans les dépôts würmiens répartis sur une vaste étendue entre les Préalpes et le Jura ». Cette association (épidote et glaucophane) a été trouvée à Chasseral, à Sommartel et à l'île de Saint-Pierre (C.-E. WEGMANN ; recherches inédites).

b) L'assortiment minéralogique recensé par VAN ANDEL (1950, p. 60) dans un sable fluvial récent de l'Aar, dans le secteur des moraines würmiennes du Rhône en aval de Bienne, se rapproche de nos résultats. Les minéraux dominants y sont le grenat et l'épidote alors que les sédiments actuels de la Sarine (MÜLLER, 1938) en sont presque dépourvus ; par contre la tourmaline et le zircon y abondent. D'après VAN ANDEL le glaucophane et la tourmaline bleue, considérés comme minéraux alpins typiques par SINDOWSKY (1949), font défaut dans les sables de Suisse qu'il a étudiés. A vrai dire, ces minéraux sont aussi rares dans nos quelques échantillons.

c) Von Moos (1935), étudiant les minéraux lourds de la Molasse, a établi quelques comparaisons avec ceux des dépôts quaternaires de l'Est de la Suisse. Les différences y seraient faibles : « Die diluvialen unrezenten Ab-

lagerungen zeigen noch enge Beziehungen zur Molasse, bei den diluvialen Ablagerungen fällt der vermehrte Hornblendegehalt... auf » (p. 230). GEIGER (1943), étudiant les formations de Suisse orientale et se livrant aux mêmes comparaisons que von Moos, signale aussi la présence d'hornblende dans les dépôts quaternaires.

IV

MORPHOMÉTRIE DES GALETS

Nos mensurations morphométriques, effectuées suivant les méthodes de CAILLEUX (1952) sont trop rares pour nous permettre des affirmations catégoriques. Pour le moment nous ne disposons que de quelques mesures d'aplatissement.

Nous pouvons cependant confirmer que l'aplatissement des galets de 5 à 10 cm, façonnés au cours du transport par la glace, dépend de leur nature pétrographique. A propos de l'aplatissement toujours, les fragments de calcaires jurassiens présentent, cela se conçoit, une gamme de valeurs beaucoup plus étendue ( $A = 1-4$ ) que les galets alpins sédimentaires. Les éléments cristallins possèdent des formes plus homogènes, des indices d'aplatissement voisins, s'échelonnant entre 1 et 2.

TABLEAU 7

*Aplatissement des galets de 4 à 10 cm de quelques formations glaciaires anciennes*

Localité	Nature du dépôt	Jurassiens		Alpins	
				crist.	séd.
Maley (N° 114)	Moraine sableuse-graveleuse . . . . .	1,95		2,34	
Les Buissons (14.VI.52).	Moraine . . . . .	1,65		—	
Coffrane (N° 106)	Moraine de fond . . . . .	2,40		2,27	
Gampelen Ins (15.IV.47).	Moraine de fond				
	Galets striés			1,92	
	Galets non striés . . . . .	—		1,98	
Gampelen Ins (15.IV.47)	Fluvioglacière . . . . .	1,76		1,90	
Treiten (N° 172)	Fluvioglacière . . . . .	1,90		1,75	
Faug (N° 153)	Fluvioglacière . . . . .	—		1,65	
Faug (N° 154)	Fluvioglacière . . . . .	—		1,90	
Neuchâtel (3.IV.54)	Mor. superf. . . . .	1,60	1,60		1,81
	Moraine de fond . . . . .	1,7	1,64		1,92

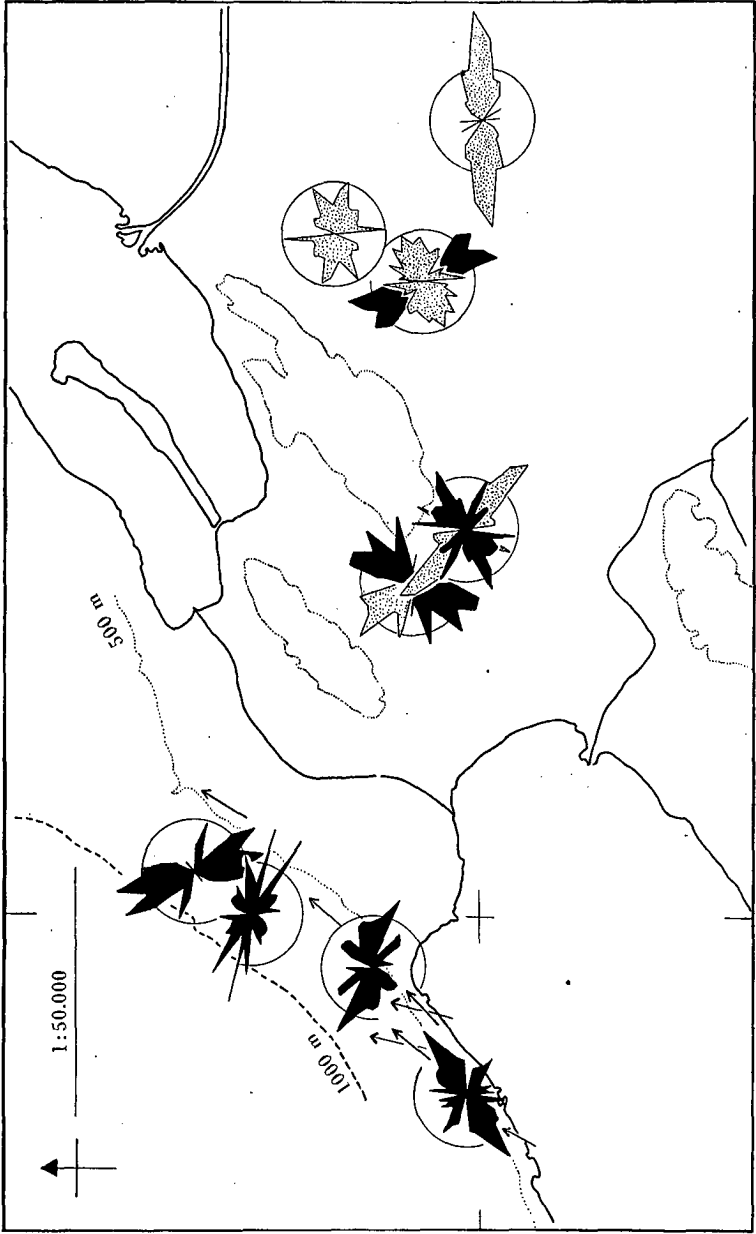


Fig. 19. — Orientation du grand axe des galets dans des moraines (en noir) et dans les graviers fluvioglaciers du Seeland. Les flèches indiquent deux générations de stries glaciaires. La circonférence correspond à 10 %. Voir p. 51

## L'ORIENTATION DES GALETS

Dans le *secteur jurassien*, l'intérêt de ces mensurations est accru par la présence de stries glaciaires bien conservées sur le calcaire autochtone. Il faut se souvenir, toutefois, que les stries peuvent être antérieures au dépôt de la moraine qui les recouvre actuellement. En certains endroits, il est aisé de discerner deux générations de stries. Il est bien entendu que toutes les stries de plusieurs polis glaciaires et appartenant à une même génération ne sont pas forcément contemporaines.

Les stries anciennes oscillent, dans leur direction, entre N 5° E et N 45° E ; les plus jeunes présentent une plus grande dispersion, mais elles sont orientées dans le même quadrant que les premières.

En général, il y a une relation nette entre l'orientation des stries et des galets ; ces derniers étant, pour la plupart, disposés perpendiculairement aux stries. A des niveaux différents d'un même affleurement, les diagrammes de dispersion peuvent être quelque peu dissemblables, néanmoins leur allure générale reste la même.

Dans un cas précis (affleurement des Portes-Rouges, à la tête nord du Pont du Mail, à Neuchâtel) le diagramme se rapportant à la moraine de fond reproduit celui de la moraine superficielle, mais d'une façon plus diffuse.

L'orientation du grand axe des galets des *graviers fluvioglaciaires* du Seeland (« Seelandschotter ») est très caractéristique. Dans les affleurements de Champion-Anet (Gampelen-Ins) et d'Anet (Ins), la direction en est nettement NW-SE. Dans les affleurements de Treiten et de Finsterhennen, plus à l'Est, la dispersion est plus grande ; néanmoins une orientation générale est discernable en direction de l'ENE, à Treiten et de l'Est à Fräschels. De ces mesures, on peut conclure que l'apport de ces graviers s'est effectué du NW vers le SE dans la zone comprise entre le Vully et Jolimont. C'est d'ailleurs ce que nous avait déjà appris la dispersion des galets jurassiens dans cette région (p. 46).

Plus à l'Est, dans la vallée de l'Aar, le cours fut moins net ; la sédimentation y fut d'ailleurs plus calme ainsi que nous l'avons déjà mentionné et tout porte à croire que ce fut une sédimentation lacustre.

Dans les *moraines de fond* du Seeland, les galets présentent une orientation bien marquée, nettement différente pourtant de celle des constituants des graviers fluvioglaciaires sous-jacents. Dans l'affleu-

rement situé entre Champion-Anet, les galets sont disposés en direction NE, alors qu'à Treiten, ils s'orientent du NNW au SSE.

Nous nous rendons compte que nos mesures ne sont pas suffisamment denses pour préciser, dans les détails, la direction d'écoulement de glacier würmien du Rhône. Néanmoins, elles ont prouvé leur intérêt et la véracité de leurs indications. Il ne suffit, dès lors, que de les multiplier et d'en effectuer le plus grand nombre possible dans les études régionales.

## CONCLUSIONS

Ce travail, complémentaire d'un exposé méthodologique sur l'étude pétrographique des dépôts glaciaires (PORTMANN, 1956), a procédé d'une double intention. Il s'agissait :

- *tout d'abord d'appliquer les méthodes préconisées et de mettre en évidence les renseignements qu'elles peuvent fournir,*
- *en second lieu de définir la pétrographie des moraines de la région des lacs subjurassiens et d'obtenir ainsi des valeurs comparatives auxquelles se référer lors de recherches ultérieures.*

Il importait aussi de préciser les rapports existant entre les formations de la « dépression terminale » et celles des régions marginales (p. 15). Par la suite il sera possible, et c'est notre intention, 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 (p. 15). De nombreux problèmes subsistent, nous en avons signalé quelques-uns comme, par exemple : la question de la prétendue récurrence des glaciers jurassiens (p. 39), la datation des gisements archéologiques de Cotencher (p. 41), la genèse des graviers fluvio-glaciaires du Seeland (p. 18).

Une remarque générale s'impose : ce travail ne constitue en aucun cas une monographie complète, ni une description raisonnée des dépôts glaciaires, dans la région des lacs subjurassiens. Nous le répétons, son but est avant tout l'application de méthodes dont les avantages sont démontrés. Elles rendent possible la reconstitution des conditions qui ont accompagné la genèse des dépôts (p. 30) ; elles sont à même de préciser l'influence de plusieurs facteurs, ainsi la nature de la roche en place (p. 28), le rôle du transport glaciaire dans

le façonnement des éléments (p. 49), les relations entre l'orientation des galets et le sens d'écoulement du glacier vecteur (p. 51).

Au terme de cette première application systématique des méthodes pétrographiques, les perspectives qu'elles offrent peuvent être formulées comme suit :

- *possibilité non seulement de définir des types descriptifs mais encore des types génétiques.*
- *possibilité d'établir des diagnoses différentielles mettant en évidence des identités et permettant des corrélations et finalement une synthèse groupant et organisant les divers dépôts d'une région étendue.*

Nos résultats dont les tableaux des p. 24, 32, 47 donnent un aperçu, démontrent l'intérêt de l'étude pétrographique des moraines.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AEBERHARDT, B. (1901). Étude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. *Ecl. geol. helv.* 7, p. 103-119, 9 fig.
- (1903). Note sur le quaternaire du Seeland. *Arch. sc. phys. et nat. (IV)* 16, p. 71-85 et 213-228.
- (1907). Les gorges de la Suze. *Beilage zum Jahresbericht d. Gymnasiums in Biel f. d. Schuljahr 1906-1907* (Biel, Ad. Moser), 35 p., 3 pl.
- (1912). L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. *Ecl. geol. helv.* 11/6, p. 752-770, pl.
- AGASSIZ, L. (1835). Distribution des blocs erratiques sur les pentes du Jura. *Bull. Soc. géol. France (I)* 7, 1835-36, p. 30.
- ANDEL VAN, T. J. H. (1950). Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Thèse, Wageningen. 129 p., 45 fig., 28 tabl.
- ANTENEN, FR. (1936). Géologie des Seelandes. (Biel, Heimatkunde Kommission), 231 p., XI pl., fig.
- BENOIT, E. (1863). Note sur les dépôts erratiques alpins dans l'intérieur et sur le pourtour du Jura méridional. *Bull. Soc. géol. France (II)* 21, 1862-63, p. 321-355.
- BERSIER, A. (1938). Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Mém. Soc. vaud. sc. nat.* 6/3, 128 p., fig.
- CAILLEUX, A. (1952). Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. *Geol. Rundschau* 40/1, p. 11-19, 6 fig., 4 tabl.

- CHARPENTIER DE, J. G. (1844). Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. (Lausanne, libr. M. Ducloux), avec des vignettes, des planches, et une carte du terrain erratique du bassin du Rhône, X et 363 p.
- DÉVERIN, L. (1948). Minéralogie des fonds de la tourbière des Tenasses et de quelques dépôts glaciaires du canton de Vaud. Bull. Soc. vaud. sc. nat. 64, N<sup>o</sup> 271. 6 p.
- EDELMAN, C. H. (1933). Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair. Amsterdam.
- FAVRE, A. (1865). Sur l'origine des lacs alpins et des vallées. Arch. sc. phys. et nat. (II) 22, p. 273-288.
- FREY, E. (1925). Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. Matér. Carte géol. Suisse (nouv. sér.) 55/3, 97 p., 3 pl., 7 fig.
- FREI, E. (1953). Beurteilung der Körnung des Bodens nach dem Dreieckdiagramm 1953. Landwirtsch. Jahrb. d. Schweiz. (N. F.) 2, p. 575-580.
- GEIGER, E. (1943). Sedimentpetrographische Untersuchungen der oberen Süsswassermolasse und der pleistocänen Ablagerungen im Thurgau. Atlas géol. suisse, Feuilles 56-59, Notice explicative, Berne, 62 p., 4 pl.
- GIGNOUX, M. et MATHIAN, J. (1950). Les conditions géologiques de l'aménagement hydroélectrique du Rhône entre Genève et Seyssel. « Génisiat », numéro hors-série de « La Houille Blanche », Grenoble ; 38 p., 12 fig., 20 photos.
- JACCARD, A. (1869). Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelais... .. feuilles VI, XI et XVI de l'Atlas fédéral. Matér. Carte géol. suisse Livr. VI.
- JÆRNEFORS, B. (1952). A sedimentpetrographic study of glacial till from the Pajala District, N. Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 74/2, p. 185-211, 11 fig.
- KIVEKÆS, E. K. (1946). Zur Kenntniss der mechanischen, chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der finnischen Moränen. Acta agralia Fennica 60/2, Helsinki, 122 p., 14 fig., 4 tabl., 2 annexes.
- MARTIN, Ch. (1875). Recherches récentes sur les glaciers actuels et la période glaciaire. Revue des Deux Mondes (Paris), (III) 45/8, p. 838-861 [Arch. sc. phys. et nat. (III) 57, p. 376].
- MOOS VON, A. (1935). Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Bull. Soc. suisse min. et pétrog. 15/1-2, p. 169-265, 9 fig., 10 tabl.
- MÜLLER, A. (1938). Die mechanische u. mineralogische Konstitution der Saane-Sände. Ber. Schwyz. Naturforsch. f. Gesell. 2, 1936-1938.

- NUSSBAUM Fr. (1907). Ueber die Schotter im Seeland. Mitteil. Naturforsch. Gesell. Bern, p. 169-197, 1 carte.
- (1911). Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a.A. Mitteil. Naturforsch. Gesell. Bern, 1910, p. 141-168, 3 pl.
- (1939). Ueber Eiszeiten und Flussverschiebung in der Westschweiz. Mitteil. Naturforsch. Gesell. Bern 1938, p. VIII-X.
- PENCK, Alb. et BRÜCKNER, Ed. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter. (Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz), 3 vol.
- PORTMANN, J.-P. (1955). Étude pétrographique de quelques moraines würmiennes du glacier du Rhône. Actes Soc. helv. sc. nat. Altdorf, p. 130-132.
- (1956). Les méthodes d'étude pétrographique des dépôts glaciaires. Geol. Rundschau [45/2; à paraître].
- PORTNER, C. (1948). Étude de sables molassiques du Vully. Travail inédit, Inst. de géol. Univ. de Neuchâtel.
- SCHARDT, H. (1898). Ueber die Rekurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers. Ecl. géol. helv. 5 ; p. 511-513.
- SINDOWSKY, K. H. (1949). Results and Problems of Heavy Mineral Analysis in Germany. Jour. Sedim. Petrog. 19, p. 1-25.
- STAUB, W. (1949). Rückzugstadien des würmeiszeitlichen Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland. Geogr. helv. 4/4, p. 256-257.
- (1950). Die drei Hauptstadien des Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland zur letzten Eiszeit. Bericht über das Geobot. Forschungsinstitut Rübel in Zürich f. d. Jahr 1949, p. 110-114, 1 fig., 1 pl.
- WEGMANN, E. (1950). L'exploration des espaces intercontinentaux. Bull. Soc. neuch. sc. nat. (III) 73, p. 81-100, 1 fig.