METHODES D'ETUDE DES FORMATIONS DETRITIQUES CONTINENTALES

A. PISSART

&

E. JUVIGNÉ (pour le chapitre sur la détermination de la nature des minéraux)

METHODES D'ETUDE DES FORMATIONS DETRITIQUES CONTINENTALES

A. PISSART

&

E. JUVIGNÉ (pour le chapitre sur la détermination de la nature des minéraux)

"When you can measure a thing, you begin to know something about it; until you measure it, your knowledge remains meagre and unsatisfactory".

Lord KELVIN (1824-1907)

INTRODUCTION

Les méthodes d'étude des formations détritiques que nous allons étudier apportent souvent des éléments qui permettent de solutionner des problèmes géomorphologiques ou géologiques. A titre d'exemple, nous montrerons l'apport de ces techniques à la connaissance d'un dépôt graveleux localisé près de Charleville: le cailloutis de Cons-la-Grandville (A. PISSART, 1959).

Un cailloutis dont l'origine est restée obscure a été observé dès 1881 par JANNEL entre la Grandville et Nouzonville. Vu la localisation de ce dépôt à proximité de la pénéplaine posthercynienne exhumée, dans une région où la limite des transgressions tertiaires est mal connue, il a été proposé successivement des hypothèses diverses pour rendre compte de la genèse et de l'âge de cette formation. JANNEL (1881) l'interprète comme un reste d'un diluvium remanié par la transgression liasique; DUBAR (1923) hésite à en faire des alluvions anciennes de la Meuse ou des dépôts éocènes; CONTRERAS (1937) estime que ces graviers sont des formations continentales pliocènes....

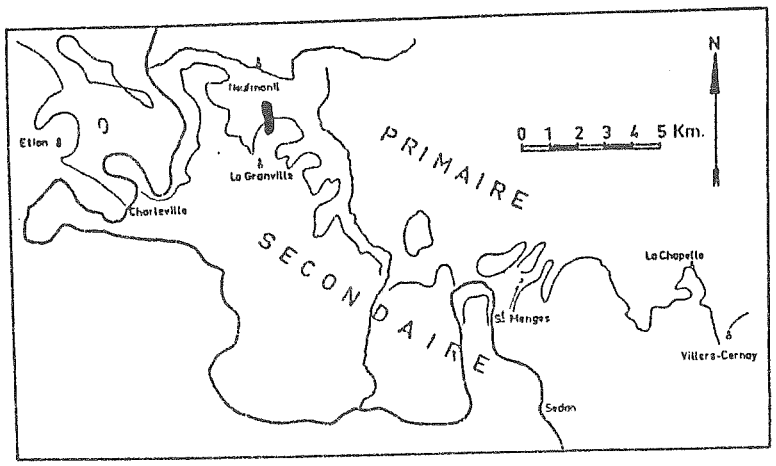


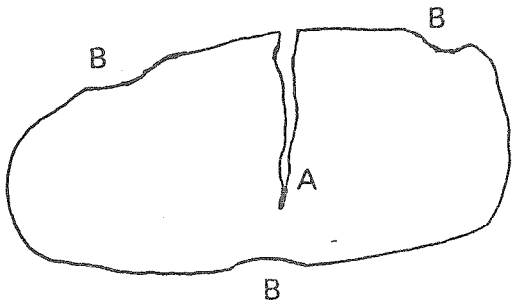
Figure 1. En noir, le cailloutis de Cons-la-Grandville, au nord de ce village.

L'étude sédimentologique a permis d'apporter des éléments nouveaux. L'étude de l'émoussé des cailloux de quartz a montré tout d'abord qu'il existait une nette différence entre la partie supérieure et inférieure du dépôt, aussi bien pour les cailloux de 2 à 3 cm que pour les éléments de 4 à 6 et de 8 à 12 cm. A la partie supérieure, l'émoussé est typiquement marin, tandis que en-dessous, il est moins marqué et présente des valeurs fluviatiles caractéristiques.

L'étude morphoscopique des sables a montré que les grains de quartz de 0,8 mm du cailloutis inférieur sont anguleux ou présentent un aspect mat irrégulier qui résulte de la désagrégation de grès. Le sable accompagnant le cailloutis supérieur est un mélange de grains marins usés et de grains non usés; il a été également mis en place par une rivière.

La nature du cailloutis atteste également de la différence entre les deux dépôts. Le nombre de cailloux de quartz est beaucoup plus élevé dans la partie supérieure de la coupe Les quartzites bleus à cubes de pyrite du Revinien constituent 50 % du dépôt inférieur. En outre, des éléments rares ont été retrouvés dans chaque formation : à la base des cailloux d'arkose métamorphique du Franc Bois de Willerzie (Est du massif de Rocroi); au sommet des silex et des cailloux d'oolithes silicifiées.

Un grand nombre d'éléments du cailloutis inférieur sont tectonisés. Ils présentent des fissures béantes sans que les cailloux n'aient jamais été brisés en morceaux distincts La roche est restée intacte sur la partie du caillou opposée à la fissure béante. D'autre part, beaucoup d'éléments sont impressionnés, c'est-à-dire qu'ils portent la trace en creux des cailloux voisins. Ces impressions, comme ces fissures, résultent d'une pression considérable mais progressive qui résulte de mouvements tectoniques.



A. Fissure béante.

B. Creux (impression) apparu au contact d'un caillou voisin.

Figure 2. Schéma d'un caillou tectonisé.

Ces observations ont permis de conclure que le dépôt inférieur est très ancien: il est formé de sédiments fluviatiles venus du nord, à un moment où l'ancienne vallée de la Meuse passant à Nouzonville n'existait pas; comme ce dépôt ne comprend aucun sédiment liasique, il est antérieur à cette transgression. Le dépôt supérieur est également un dépôt fluviatile, mais beaucoup plus récent, qui serait, comme le montrent les kieseloolithes, l'équivalent de la traînée mosane, soit un témoin d'une des premières terrasses de la Meuse.

Postérieurement à cette étude sédimentologique, l'étude d'une flore découverte au milieu de couches argileuses se trouvant au sein du cailloutis inférieur a démontré que ces formations étaient apparues au Hettangien (Lias inférieur).

Cet exemple nous a permis de passer en revue les principales techniques dont il sera question dans ce cours. Nous les étudierons maintenant en considérant successivement les techniques et les résultats des recherches granulométriques, les méthodes d'étude des sables, puis les méthodes d'étude des cailloutis.

I. LA GRANULOMÉTRIE

1) INTRODUCTION

a) Définition

Etude de la plus ou moins grande fréquence des éléments selon leurs dimensions.

Généralement, la taille considérée est la largeur, de façon à comparer directement les résultats avec ceux obtenus par tamisage qui prend en compte la largeur des éléments.

On considère soit la granulométrie globale, c'est-à-dire tout le sédiment, soit la granulométrie partielle, par exemple celle de la fraction inférieure à 2 mm. Cette fraction intéresse particulièrement les pédologues car c'est elle qui est importante pour la vie des plantes.

b) Terminologie des différentes fractions granulométriques

Comme le montre le tableau 1, extrait d'une publication de A. CAILLEUX datant de 1954, un accord est loin d'exister entre tous les auteurs en ce qui concerne la signification de termes usuels comme sable, limon, gravier, etc. Il est important de se rendre compte de cette situation et il est donc indispensable, lors de la lecture des publications, de se demander quelle signification l'auteur a donnée aux termes qu'il a utilisés.

Dans ce cours, nous adopterons les limites mentionnées ci-dessous :

0,002 mm	0,05 mm	2 mm	20 mm	
argile	limon	sable	gravier	cailloux

Ces limites sont celles retenues par le "U.S.A. bureau of soils" avec la traduction de "silt" en "limon". Ce choix est très discutable, spécialement en ce qui concerne la limite sable-limon à 50 µm. Il nous a cependant semblé nécessaire que

A. CAILLEUX

LIMITES DIMENSIONNELLES ET NOMS DES FRACTIONS

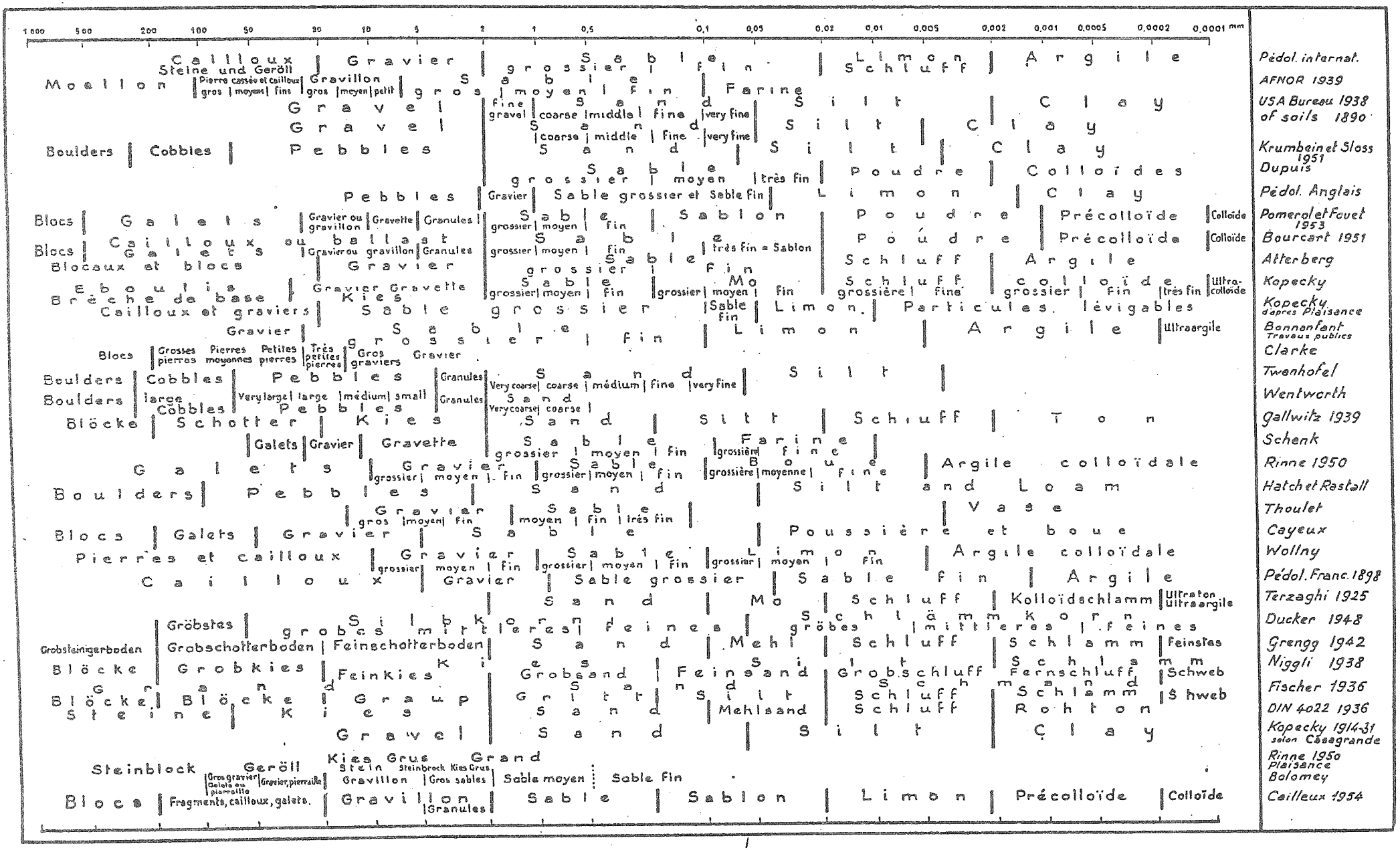


TABLEAU 1

nos limons éoliens, dont le mode granulométrique se trouve autour de 30 µm, soient rangés dans les limons et non dans les sables comme le proposent de nombreux auteurs.

Quand un mélange de plusieurs fractions granulométriques se présente, ce qui est le cas général, il est important de définir aussi les termes qu'il convient d'utiliser. Ici encore, il est important de préciser la classification retenue qui varie d'un auteur à l'autre, tout autant que les limites granulométriques. Nous donnons à la figure 3, l'image de trois diagrammes de textures utilisés par les pédologues, aux U.S.A., en Belgique et à la F.A.O.

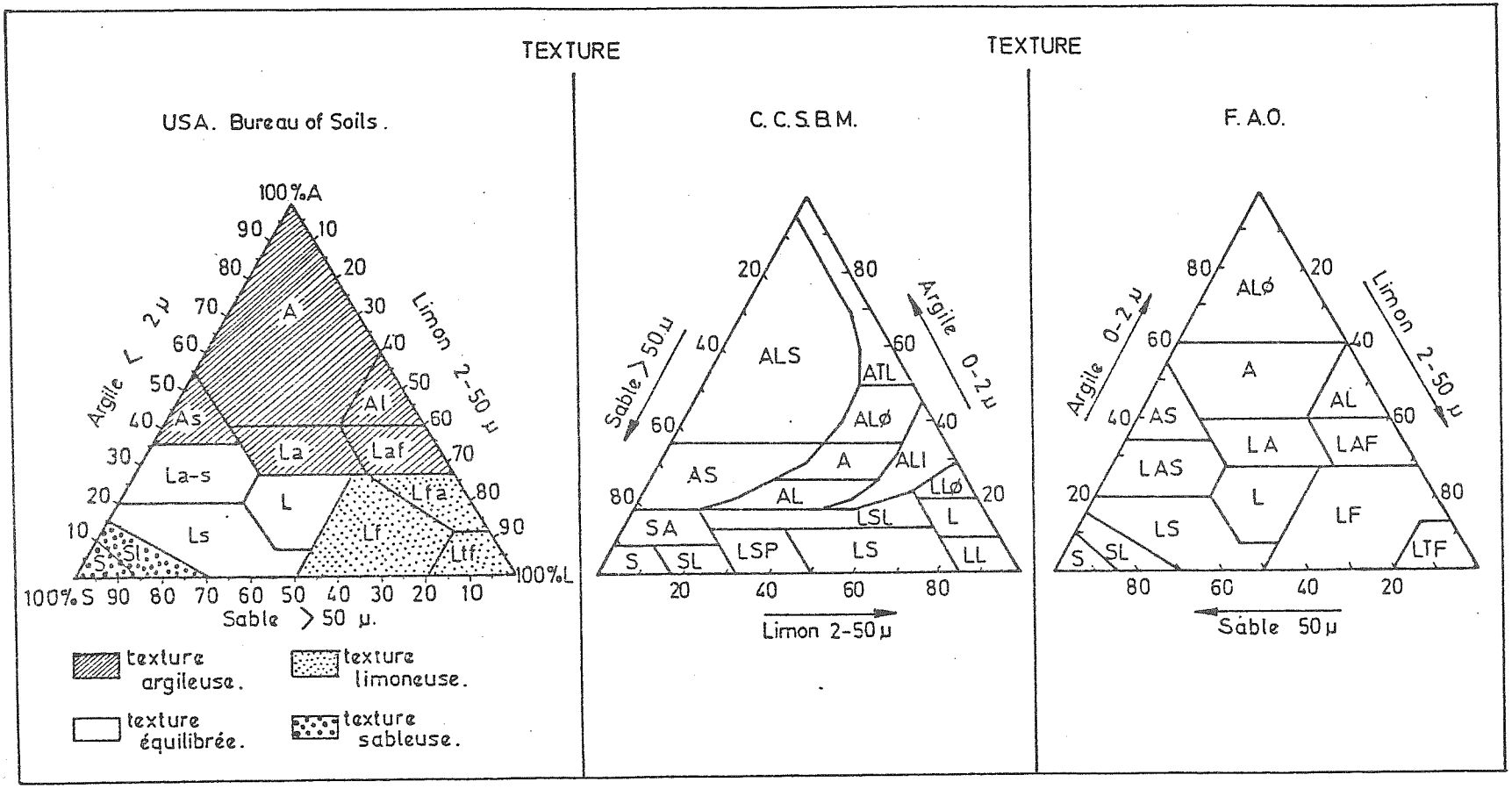
c) Récolte de l'échantillon

Quantité traitée : généralement 100 g pour les sables. Pour considérer un même nombre d'éléments parmi un gravier composé de galets de 50 mm et parmi un sable dont les grains ont en moyenne 0,5 mm, il faudrait prendre un échantillon de 100 t. En pratique, on étudie 7 à 20 kg. Pour les sédiments fins, limoneux et argileux la quantité utilisée se limite à quelques grammes.

d) Préparation de l'échantillon

Généralement, on veut étudier la granulométrie correspondant à celle du sédiment au moment du dépôt. La préparation est donc variable selon l'échantillon que l'on étudie. Une décalcification à HCl s'impose si l'on veut enlever le calcaire venu ultérieurement, qui a cimenté les grains et est sans signification. Il faut s'efforcer de toute manière de briser les agrégats sans casser les grains.

Pour l'étude des fractions fines, en appliquant la loi de Stokes, comme nous le verrons plus loin, il est important de suivre strictement les modes opératoires préconisés par les différents laboratoires avec lesquels les résultats seront comparés. Nous n'entrerons pas ici dans le détail des "recettes" utilisées.



Voir la signification des lettres dans les légendes données p.9

Figure 3

Légendes des diagrammes triangulaires de granulométrie

U.S.A. Bureau of soils (d'après Duchaufour)

A = Argile a = argileux f = fin
L = Limon l = limoneux
S = Sable s = sableux

C.C.S.B.M. = Centre de Cartographie des Sols de la Belgique Méridionale (Service Science du Sol, Gembloux)

ATL = Argile très lourde
ALS = Argile lourde sableuse
ALØ = Argile lourde
ALI = Argile limoneuse
A = Argile
AS = Argile sableuse
AL = Argile légère
LLØ = Limon lourd
L = Limon
LL = Limon léger
LSL = Limon sableux lourd
LS = Limon sableux
LSP = Limon sableux léger
SA = Sable argileux
SL = Sable limoneux
S = Sable

F.A.O. = Food Agriculture Organisation

ALØ = Argile lourde
A = Argile
AL = Argile limoneuse
AS = Argile sableuse
LAF = Limon argileux fin
LA = Limon argileux
LAS = Limon argilo-sableux
LTF = Limon très fin
LF = Limon fin
L = Limon
LS = Limon sableux
SL = Sable limoneux
S = Sable

2) METHODES D'ETUDE

Les méthodes d'étude varient en fonction de la taille des éléments considérés. On ne peut pas traiter de la même façon des cailloux, des grains de sable et des particules d'argile. Nous considérerons successivement les méthodes utilisées quand on étudie des sables (tamisage), des galets (triage à main, granulométrie linéaire), des éléments plus petits que 50µm qui ne traversent plus régulièrement des tamis dont les mailles ont cette largeur.

a) Tamisage

La largeur des mailles d'une série de tamis varie suivant une progression géométrique. La série suivante ayant pour raison $\sqrt{2}$ est souvent utilisée : 105 µm, 149 µm, 210 µm, 297 µm, 420 µm, etc....

Il est fondamental de vérifier avant l'exécution d'un tamisage la dimension des tamis. Il faut sous un binoculaire examiner la régularité des ouvertures en s'assurant de l'absence d'étirages en losanges (permettant le passage plus aisé des plaquettes) et s'assurer que des trous n'existent pas dans les tamis. Des sources d'erreurs semblables peuvent être reconnues parfois en étudiant les résultats des tamisages, mais il est malheureusement trop tard à ce moment pour y apporter des corrections.

Exécution d'un tamisage

1) Séchage de l'échantillon;
2) Pesage;
3) Tamisage;
4) Pesage de chaque fraction.

La durée du tamisage varie en fonction de la taille des éléments. Il ne faut pas la prolonger plus que nécessaire car les secousses des tamis peuvent engendrer la fracturation des éléments.

A titre d'indication, nous donnons ci-dessous le pourcentage d'erreur en fonction de la durée, pour 100 g de sable placé dans un tamis de 0,5 mm, avec 68 % de la masse constituée de grains plus grossiers et 32 % de tout venant (CAILLEUX et TRICART, 1959, p.128).

Erreur relative en fonction de la durée du tamisage :							
Durée en minutes	1	2	4	8	16	32	64
Erreur relative en %	10	6,5	4,3	2,7	1,5	0,6	0

b) Etude granulométrique des éléments plus grossiers que les mailles des plus grands tamis

Triage à main

Peut être réalisé en utilisant un pied à coulisse ou des pochoirs de dessinateurs.

Granulométrie linéaire

Application d'une technique pétrographique utilisée sur lames minces d'abord pour déterminer le pourcentage des éléments de différentes natures.

Méthode

Tendre un fil sur l'affleurement en restant dans la couche que l'on veut étudier. Mesurer avec une règle les dimensions suivantes :

α) la longueur apparente du caillou dans le plan de la coupe. Cette valeur est comprise entre la largeur et la longueur réelles du caillou. Dans cette méthode approximative, cette valeur est considérée comme représentant la largeur de l'élément.

β) la longueur de segmentation du caillou par la ficelle. Cette longueur est considérée comme représentative de la masse du caillou.

γ) la longueur totale de la ficelle représente la masse totale de l'échantillon. Il faut cependant en soustraire les vides qui, dans une masse sableuse, sont considérés comme représentant 5 % de toute la masse.

Le fondement théorique de cette méthode apparaît clairement si l'on imagine que l'on reproduit de nombreuses fois l'opération en déplaçant chaque fois la corde dans une direction déterminée. Chaque caillou apparent est alors recoupé par la ficelle sur toute sa surface. En considérant la somme de tous les transects successifs, chaque caillou apparaît avec une valeur qui correspond à sa surface. Si l'on imagine la même démarche dans un plan perpendiculaire, c'est alors le volume qui est considéré. En conséquence, pour une ficelle assez longue, recoupant un nombre suffisant de cailloux, et pour autant que le matériau ait une granulométrie homogène, la longueur de segmentation des cailloux de différentes tailles est représentative du volume qu'occupent ces éléments au sein du dépôt. Rappelons que la fréquence dans le tamisage est exprimée en masse. Cette méthode n'est donc valable que pour autant que les masses soient proportionnelles aux volumes, c'est-à-dire que les densités des éléments constitutifs du dépôt soient voisines.

En pratique, la granulométrie linéaire donne des résultats très voisins de ceux qui sont obtenus par d'autres méthodes.

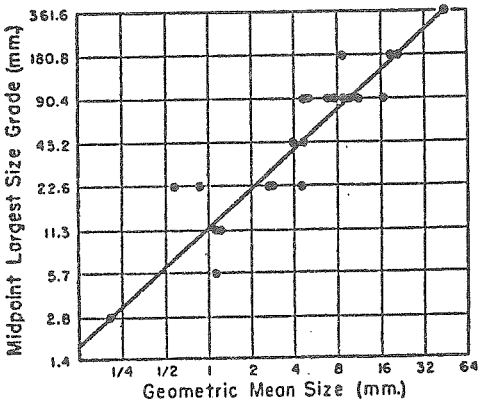
Méthode du carré multiple (centile)

On peut, devant un affleurement, caractériser rapidement la grossièreté du sédiment en déterminant des valeurs du centile le plus grossier. Il s'agit de reconnaître dans le plan de la coupe, un caillou qui est l'élément le plus grossier dans un carré de surface 100 fois plus grande que la sienne ... Ce caillou est déterminé en un endroit en considérant une surface 100 fois supérieure à celle d'un caillou pris au hasard et en recherchant dans les limites de cette surface le plus gros élément. Cet élément sert à son tour à déterminer une surface 100 fois plus étendue ... Le plus gros élément correspond à un point de la courbe granulométrique, à savoir le point extrême de la courbe. Il convient, bien entendu, de réaliser ce travail dans une couche bien déterminée et de ne pas passer en cours d'opération à une couche différente. Dans de nombreux graviers fluviatiles, la taille maximum des éléments est une fonction de la taille moyenne, comme le montre la figure 4.

De ce fait, il est possible de substituer à l'étude de la taille moyenne, celle des plus gros éléments plus facilement mesurée dans la cartographie des faciès sédimentaires.

Relation entre la taille moyenne et la dimension des plus gros éléments dans un dépôt d'Outwash (PETTIJOHN, 1957, p.249)

Figure 4



c) Etude granulométrique des éléments plus petits que 50 µm

En-dessous de 50 µm, les grains ne passent plus régulièrement au travers des tamis. Il est donc indispensable de travailler en utilisant une autre technique. Il en existe un grand nombre, mais toutes sont basées sur la loi de Stokes (1851) qui donne la force de frottement qui s'exerce sur un grain sphérique se déplaçant dans un liquide. Cette loi s'exprime sous la forme $F = 3 \pi \eta d V$ (1) dans laquelle :

F = la force de frottement

η = la viscosité de l'eau

d = le diamètre du grain

V = la vitesse du grain

Appliquée à la chute de particules descendant dans un liquide sous l'influence de la pesanteur, cette formule permet de calculer la vitesse de descente des éléments de taille différente. Cette vitesse est, en effet, celle pour laquelle le poids de la particule est exactement compensé par la somme de la force d'Archimède et des forces de frottement définies par la loi de Stokes, soit

$$\frac{4}{3}\ \pi\ \left(\frac{d}{2}\right)^3\ mg = \frac{4}{3}\ \pi\ \left(\frac{d}{2}\right)^3\ m_o g + 3\ \pi\eta dV \qquad (2)$$

dans laquelle m = la masse spécifique de la particule
m_o = la masse spécifique du liquide
g = l'accélération de la pesanteur
(la signification des autres lettres a été donnée plus haut)

simplifiée, cette formule (2) prend la forme

$$V = \frac{d^2 g(m - m_o)}{18\ \eta} \qquad (3)$$

Cette formule exprime donc une relation entre le diamètre de la particule et sa vitesse de chute. C'est en mesurant cette vitesse de chute que les sédimentologues arrivent à connaître la dimension des grains. Cette formule est applicable à la décantation des particules fines aux conditions suivantes :

1. tous les grains sont théoriquement sphériques;
2. il faut opérer à de faibles concentrations;
3. la méthode est applicable seulement pour les grains de diamètre compris entre 100 et 1 µm. Pour les particules plus grandes, la vitesse de chute est plus faible que celle calculée pour la loi de Stokes. Pour les particules très très fines, la vitesse de chute est aussi très faible, en raison de la répulsion intergranulaire qui résulte de l'accumulation de charges électriques identiques à la surface des grains eux-mêmes.

Méthodes

Les variations de concentration des suspensions sont mesurées de diverses façons : par densimétrie (voir plus bas), par prélèvements à une profondeur déterminée et après un temps bien défini dans la suspension étudiée (méthode de la pipette), par mesure directe de la quantité se déposant sur les plateaux d'une balance immergée dans la suspension (balance de sédimentation), par lévigation (en créant un courant d'eau ascendant de vitesse connue qui emporte les éléments dont la vitesse de chute est inférieure à celle du courant d'eau). Dans la lévigation, la principale somme d'erreurs résulte de ce que la vitesse n'est pas constante partout dans le tube. Des essais

montrent une reproductibilité de ± 1 %, avec une récupération variant entre 94 et 99 % de l'échantillon. Mais il est évident qu'aucune méthode n'est à l'abri de critiques.

Exemple : la mesure densimétrique

Une quantité connue de sédiment à analyser est mise en suspension dans un litre d'eau. Par agitation, la suspension est rendue homogène au moment du début de l'expérience. Des mesures au densimètre sont effectuées après 1, 2, 4, 8, 16, etc ... minutes. La suspension est tenue à température constante par immersion du vase dans un bain maintenu à la même température par un thermostat. Comme les grains mis en suspension dans l'eau descendent progressivement vers le fond du récipient, la densité diminue peu à peu.

Chaque lecture au densimètre donne deux résultats :

a) la profondeur à laquelle la densité est mesurée. Cette valeur permet de calculer le diamètre des grains pour lequel la valeur de la fraction granulométrique supérieure peut être calculée comme nous le montrons maintenant.

La lecture faite à l'aréomètre exprime à la profondeur p où se trouve le bulbe de l'aréomètre, la concentration de la suspension en grammes par litre. Cette concentration diminue constamment parce que les grains descendent petit à petit vers le fond du récipient. Ce sont les grains les plus volumineux qui descendent le plus vite. Lorsqu'ils ont dépassé le niveau du bulbe de l'aréomètre, ils n'interviennent plus dans la mesure densimétrique.

Il est possible de déterminer, en se servant de la formule (3), pour chaque mesure effectuée sur l'aréomètre, le diamètre des grains qui interviennent encore dans la mesure. Ce sont ceux dont la vitesse de chute est inférieure à la vitesse $V = \frac{p}{t}$ où

p = la profondeur du bulbe de l'aréomètre

t = le temps écoulé depuis l'homogénéisation de la suspension.

En remplaçant dans la formule (3), V par $\frac{p}{t}$, on obtient

$$d = \sqrt{\frac{18\ \eta\ p}{g(m-m_o)\ t}} \qquad (4)$$

b) la densité. Cette valeur permet de calculer, pour la quantité de matière mise en suspension, le pourcentage de particules de diamètre équivalent inférieur au diamètre d. En effet, au moment de la mesure, à la profondeur du densimètre, il n'y a plus de particules de diamètre supérieur à d car leur sédimentation est plus rapide. Par ailleurs, au même moment t, au niveau de la mesure, la concentration des particules de diamètre inférieur à d est restée identique à celle de l'instant initial puisque les vitesses de sédimentation sont constantes.

La lecture de l'aréomètre donne une mesure par unité de volume de la masse de la suspension (qui comprend des matières solides et de l'eau). Les matières en suspension au moment de la mesure (soit après un temps t) consistent, comme nous l'avons vu, en des particules solides de diamètre équivalent inférieur à d. Par rapport à la masse totale (M) de matières mises en suspension, la quantité de matière qui intervient dans la mesure est un pourcentage (x) de cette masse M, qui doit être divisé par le volume de la suspension (v). Par conséquent, la masse de matières en suspension de dimension inférieure à d est égale à $\frac{x.M}{v}$ (5)

Le volume de l'eau qui intervient dans la mesure est inférieur au volume occupé par l'aréomètre. En effet, les grains de la suspension occupent un certain volume qu'il faut déduire du volume d'eau à considérer. Le volume d'eau est donc, si le volume de l'aréomètre est égal à l'unité, de $1 - \frac{x.M}{v.m}$ (6)

Par conséquent, la mesure à l'aréomètre donne le résultat suivant :

$$\frac{\frac{x.M}{v} + m_o\ (1 - \frac{x.M}{v.m})}{1} \qquad (7)$$

dont il est possible d'extraire x, c'est-à-dire le pourcentage de grains inférieurs au diamètre d.

Les calculs longs que nécessiterait l'application des formules (4) et (7) sont très simplifiés par l'usage d'abaques où l'on peut trouver graphiquement les réponses. Les mesures sont réalisées dans un bain thermostatique pour que la densité et la viscosité du liquide ne varient pas.

Le nomogramme donné sur la figure 6 permet de déterminer l'influence des différents facteurs qui interviennent lors de la réalisation des mesures. Il permet entre autres d'apprécier l'effet d'une variation de température du bain dans lequel la mesure est effectuée.

A. LAURANT (1979) a démontré que les variations de densité des particules minérales généralement rencontrées ne modifient pas de façon significative le résultat des mesures; aussi, dans notre laboratoire, nous n'effectuons plus de détermination au picnomètre et nous utilisons des abaques simplifiés qui doivent cependant être modifiés chaque fois qu'on utilisera un autre densimètre.

La méthode nécessite une préparation soigneuse et longue de l'échantillon, destinée à isoler toutes les particules les unes des autres pendant l'expérience; elle consiste en l'élimination des carbonates par attaque à l'HCl, l'élimination des matières organiques par attaque à l'H_2O_2, l'addition d'un peptisant.

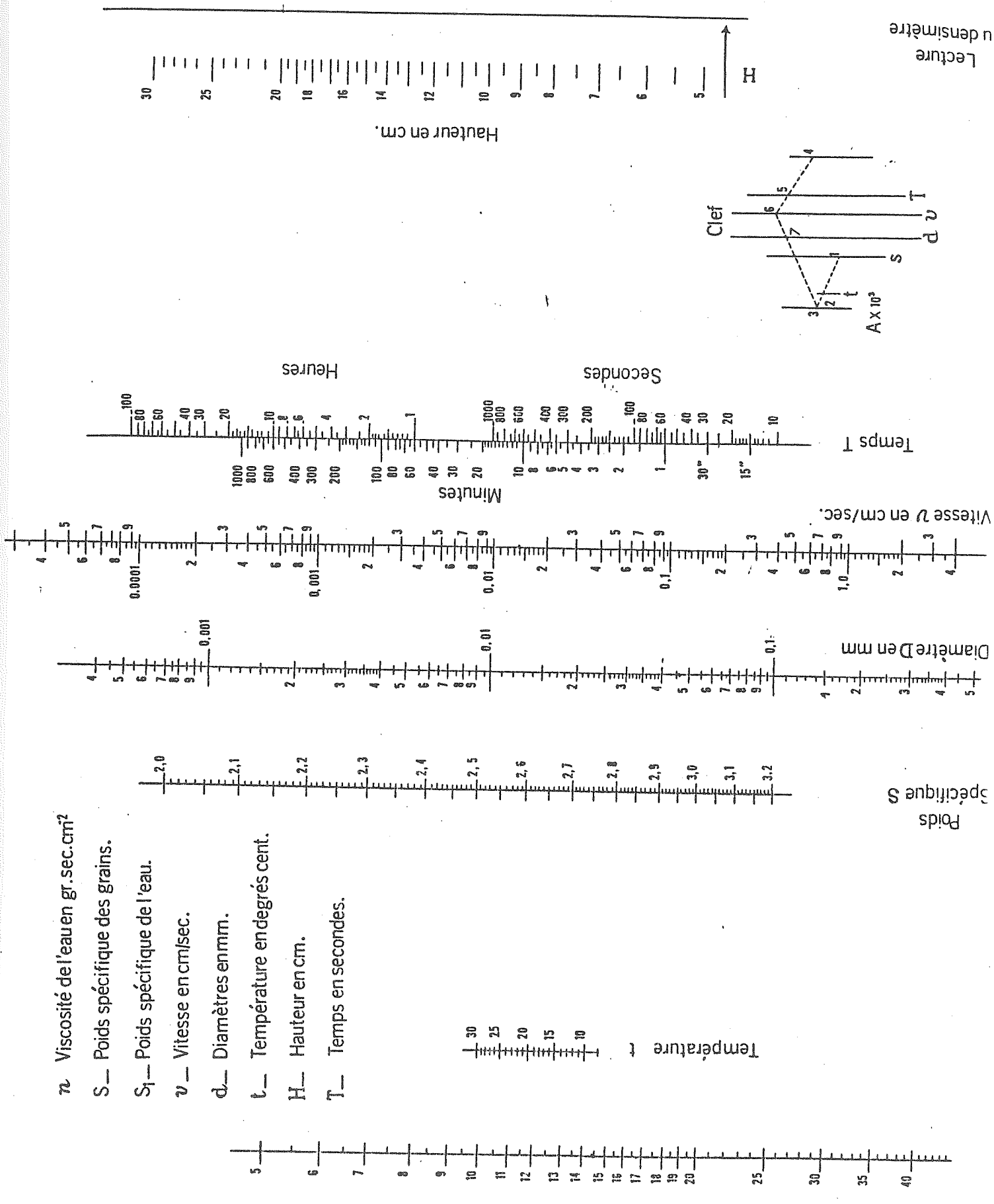


Figure 6. (VERGER, 1963)

Remarque: Mesure de m

La mesure du poids spécifique des sols est réalisée à l'aide d'un picnomètre dont la figure 5 donne un schéma. Les opérations suivantes sont effectuées :

1. On pèse le picnomètre vide, muni de son bouchon, après l'avoir bien nettoyé et séché (P 1).
2. On pèse le picnomètre rempli d'eau distillée et à 20°C (P 2).

   Le volume du picnomètre = $V = \frac{P2 - P1}{\delta}$ (8)

   δ = (densité de l'eau à 20°C = 0,9982343)
3. On verse environ 25 g du sol desséché à l'étuve à 110°C dans le picnomètre et l'on pèse (P 3). Le poids des grains solides de l'échantillon est $P3 - P1 = P$ (9)
4. On remplit alors d'eau distillée le picnomètre en évitant que des bulles d'air microscopiques restent attachées au sol. Eventuellement, on fait bouillir pendant au moins 1 heure pour chasser ces bulles. Le volume absolu des grains est donné après la pesée P 4 par

   $$\frac{P_2+P_3-P_1-P_4}{\delta} \quad (10)$$
5. Le poids spécifique est donné par la formule

$$\sigma = \frac{P_3-P_1}{\left(\frac{P_2+P_3-P_1-P_4}{\delta}\right)} \quad \text{soit} \quad \frac{(P_3-P_1)\ \delta}{P_2+P_3-P_1-P_4} \quad (11)$$

(pour plus de détails, voir R. PELTIER, 1965)

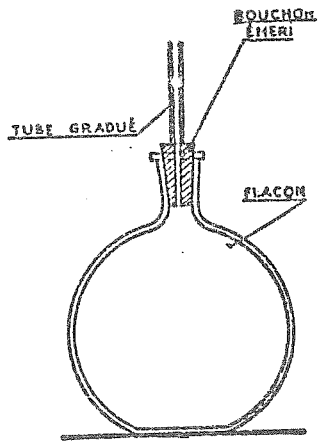


Figure 5. Schéma du picnomètre

3) LES RESULTATS

a) La figuration des résultats

Les résultats des analyses granulométriques peuvent être représentés sous forme d'histogrammes (fig. 7) et de courbes cumulatives (fig. 8), les uns et les autres étant figurés sur un papier à coordonnées semi-logarithmiques. L'histogramme présente l'avantage de faire clairement apparaître le mode (abscisse du maximum sur l'histogramme). Il est cependant très peu employé et la courbe cumulative est généralement utilisée pour représenter les résultats de mesures granulométriques.

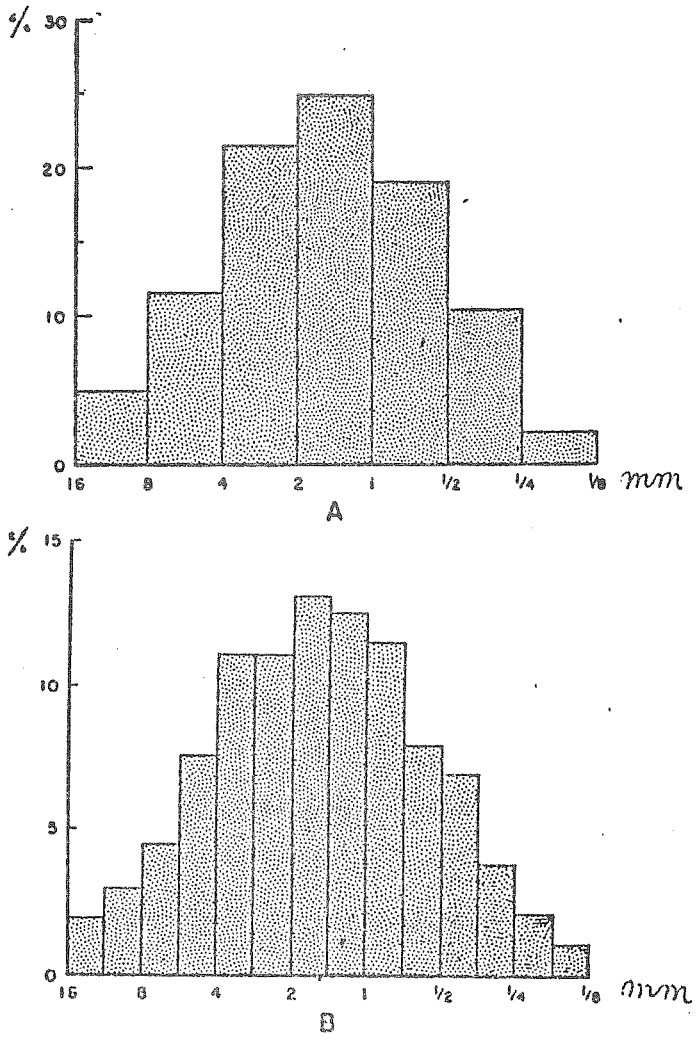


Figure 7. Histogrammes granulométriques établis en considérant des fractions granulométriques de taille différente.

Extrait de PETTIJOHN, 1957, p.43.

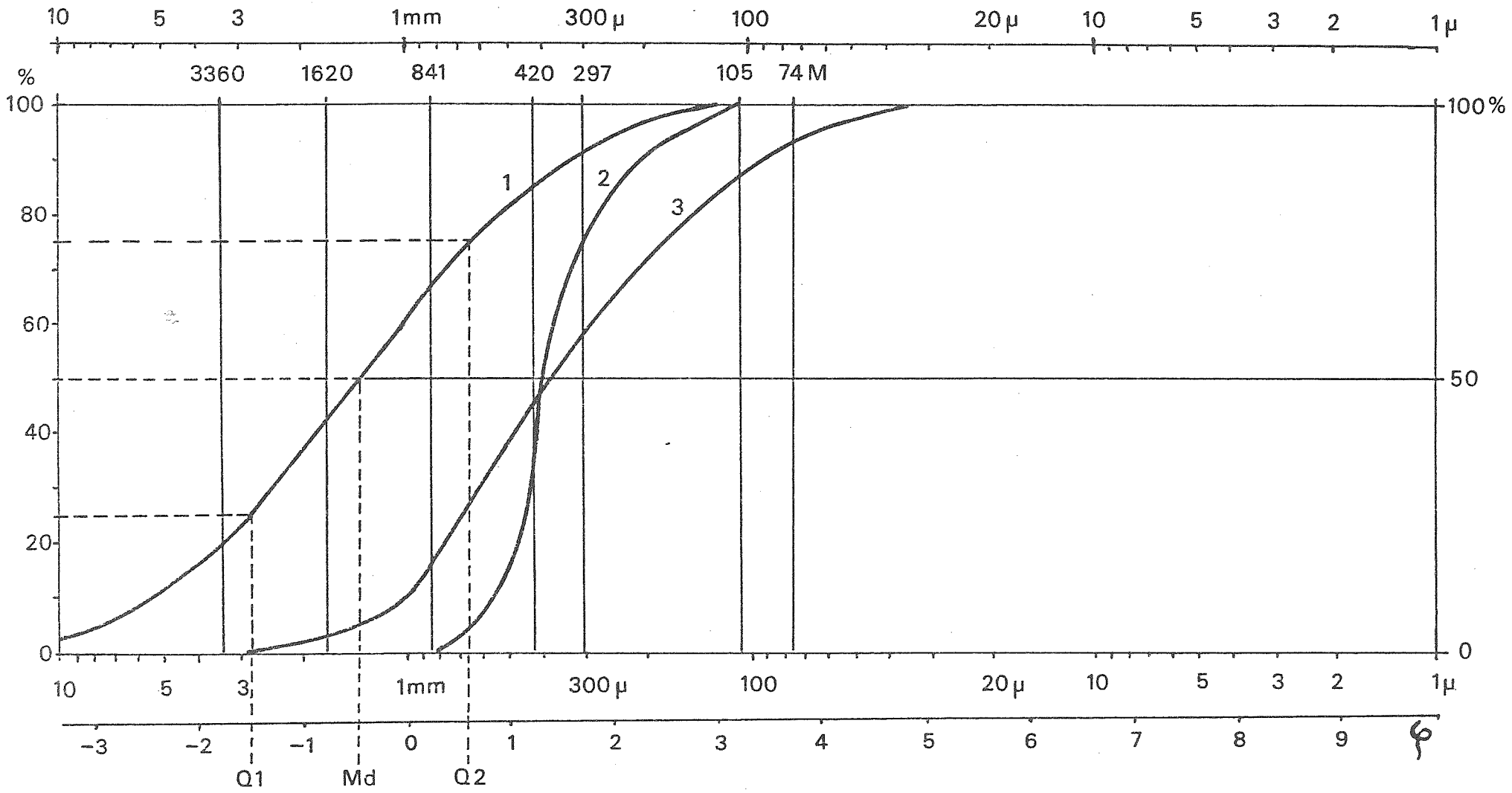


Figure 8. Exemples de courbes granulométriques cumulatives. Les courbes 1 et 2 ont le même indice de triage. Les sédiments donnés sur les courbes 2 et 3 ont la même taille moyenne mais des indices de triage différents. Q_1 = premier quartile; Q_2 = troisième quartile; Md = médiane de la courbe (1).

Voir en annexe un exemple de papier semi-logarithmique généralement utilisé.

Elle permet en effet le calcul d'indices dont nous donnerons quelques exemples plus loin. Dès 1939, il a été proposé de dessiner les courbes cumulatives sur un papier où les pourcentages sont exprimés selon une échelle de probabilité gaussienne (fig. 9) de telle sorte que le sédiment apparaisse sur un tel papier comme une droite s'il obéit à la loi de Gauss. Malgré l'intérêt de cette représentation, elle n'est pas encore adoptée par la majorité des chercheurs.

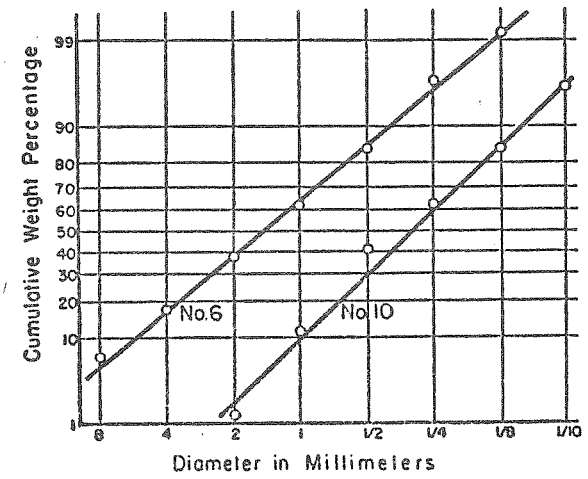


Figure 9. Courbe granulométrique établie sur échelle de probabilité gaussienne. La courbe 6 correspond à l'échantillon présenté sur la figure 7 et la courbe 1 de la figure 8.
(d'après PETTIJOHN, 1957, p.40)

Conventionnellement, nous placerons sur l'axe horizontal les éléments grossiers à gauche et les éléments fins à droite et nous compterons les pourcentages en commençant par la fraction la plus grossière (fig. 7, 8 et 9). Il n'y a aucune raison particulière qui justifie l'adoption de cette disposition. Pour permettre aisément la comparaison des diverses courbes, il est cependant intéressant que tout le monde procède de la même manière au sein d'un même laboratoire.

Un diagramme triangulaire est parfois utilisé pour représenter les proportions relatives de trois fractions granulométriques judicieusement choisies (fig. 3).

J. DOEGLAS a préconisé l'utilisation d'un diagramme rectangulaire qui est dessiné sur la figure 10. Les données de chaque analyse granulométrique sont réparties sur des lignes horizontales différentes, dessinées sur ce diagramme rectangulaire. Ces lignes horizontales sont distribuées verticalement en fonction des variations de pourcentage qu'occupent sur la courbe cumulative les éléments d'une taille judicieusement choisie. En d'autres termes, la position de chaque droite horizontale est choisie en la déplaçant verticalement jusqu'à ce que le pourcentage correspondant à la dimension choisie, corresponde à la droite oblique dessinée au travers du diagramme rectangulaire. L'image des variations de pourcentage que présentent d'une courbe à l'autre les différentes classes granulométriques est donnée par des droites qui relient, sur le diagramme rectangulaire, les mêmes fractions des différentes classes granulométriques. La figure 11 montre un exemple d'utilisation d'un diagramme semblable à un problème de sédimentation marine.

b) Les indices

Afin de pouvoir comparer facilement entre elles les courbes granulométriques, de nombreux auteurs se sont efforcés de trouver des indices qui permettent d'exprimer numériquement les caractères des courbes : dimension moyenne, indice de classement, d'asymétrie, etc ...

Les principaux indices utilisés de nos jours sont exprimés selon une échelle de dimensions qui simplifie les calculs et qui est dénommée : échelle des ϕ. Elle est définie par la relation : $\phi = - \log_2 d$ (d = dimension en mm). De cette relation, on tire le tableau de correspondance suivant :

mm:	... 4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,0625	0,0312 ...
ϕ :	...-2	-1	0	1	2	3	4	5 ...

Le graphique représenté sur la figure 12 permet aisément, en l'absence de machine à calculer, de trouver la correspondance entre les valeurs exprimées en échelle de ϕ et en mm.

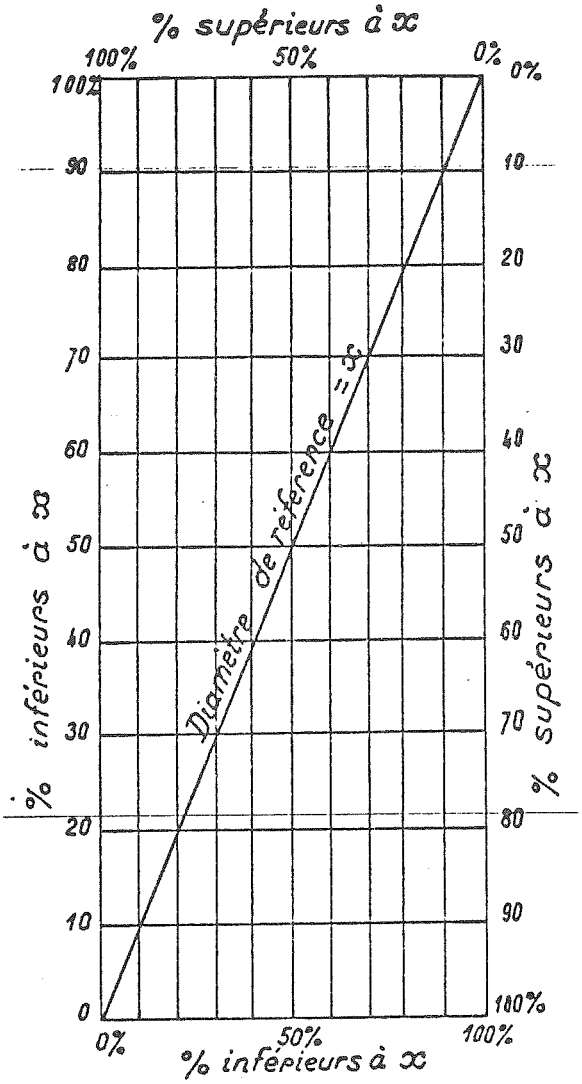


Figure 10. Modèle de diagramme rectangulaire de DOEGLAS.

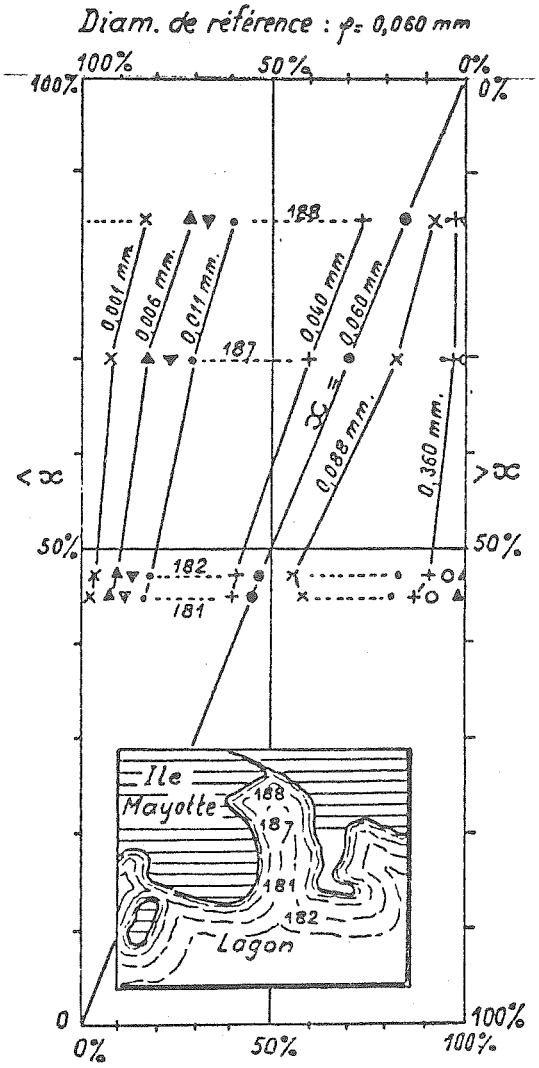


Figure 11. Exemple d'utilisation du diagramme rectangulaire de DOEGLAS - Baie au S.S.E. de l'Ile Mayotte (Comores) entre les pointes Dapani et Charifou - Croquis de position dans la partie inférieure de la figure -

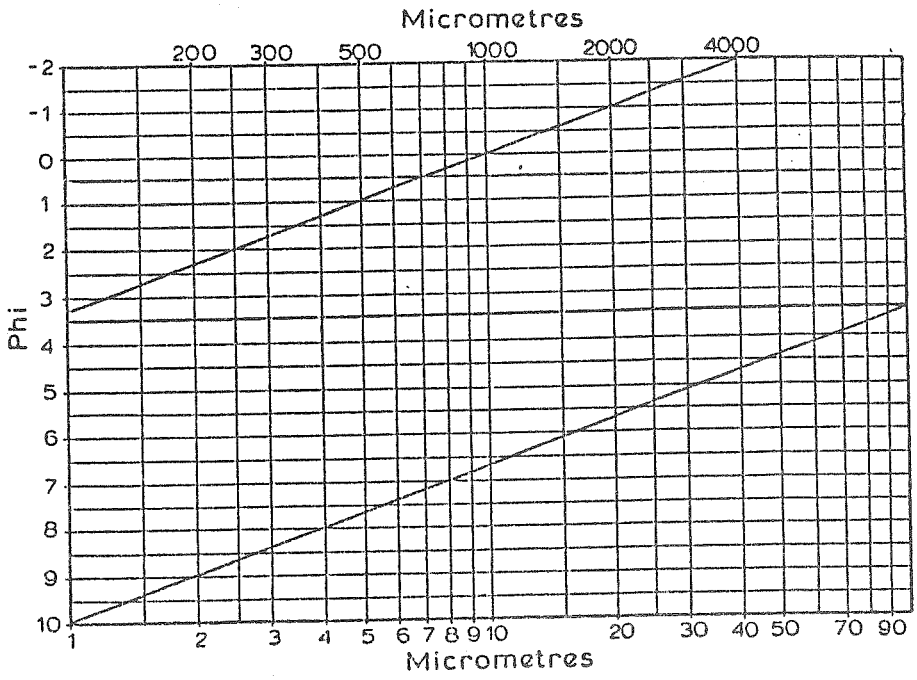


Figure 12. Graphique permettant la conversion de l'échelle des ϕ en microns. (BRIGGS, 1977, p.59)

L'utilisation de l'échelle des ϕ provient de ce que la majorité des sédimentologistes admettent qu'en utilisant cette échelle, les sédiments se répartissent selon une courbe de Gauss. Grâce à cette échelle des ϕ, il est plus facile de calculer les différents paramètres des courbes granulométriques et de déterminer dans quelle mesure elles s'écartent de courbes de Gauss typiques. Elle permet également de comparer le classement des différentes parties de la courbe.

Mesure de la taille moyenne		EFFICACITE
- médiane (Trask - 1930)	D50	64 %
- Otto (1939)	$\frac{D16 + D84}{2}$	74 %
- Folk and Ward (1957)	$\frac{D16 + D50 + D84}{3}$	88 %
- Mac Cammon (1962)	$\frac{D10 + D30 + D50 + D70 + D90}{5}$	93 %
- Mac Cammon (1962)	$\frac{D5 + D15 + D25 + \ldots + D75 + D85 + D95}{10}$	97 %

L'efficacité d'un estimateur est définie comme le rapport existant entre d'une part la variance minimum possible de ce que l'on étudie (ici la variance des moyennes de taille où interviennent toutes les classes granulométriques) et d'autre part, la variance de l'indice considéré.

Indice de triage (hétérométrie, classement, sorting) (fig. 13)

L'indice $So = \sqrt{\frac{D25}{D75}}$, exprimé en mm, a été proposé par TRASK en 1930. Employé très largement jusqu'il y a quelques années, cet indice était exprimé dans l'échelle des ϕ par Krumbein comme Q de $\phi = \frac{(\phi 75 - \phi 25)}{2}$. Actuellement, les indices sont exprimés par rapport à l'écart type de la série σ , ce qui permet de paralléliser les mesures avec celles qui sont utilisées en mathématique et dans les autres sciences.

Dans les courbes de Gauss, 50 % des observations sont comprises entre $\bar{x}-0,67\sigma$ et $\bar{x}+0,67\sigma$; 68 % des observations sont comprises entre $\bar{x}-\sigma$ et $\bar{x}+\sigma$; 95 % entre $\bar{x}-1,96\sigma$ et $\bar{x}+1,96\sigma$, etc.

Sur cette base, les indices suivants ont été proposés :

		Efficacité
So ou Q de ϕ (en valeur de σ)	$\frac{\phi 75 - \phi 25}{1,35}$	37 %
Otto (1939)	$\frac{\phi 84 - \phi 16}{2}$	54 %
Folk and Ward (1957)	$\frac{(\phi 84 - \phi 16)}{4} + \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{6,6}$	79 %

Cet indice de Folk and Ward varie de 0 à ∞. Cet auteur a proposé d'adopter la terminologie ci-contre pour qualifier les différentes valeurs de triage :

$\sigma < 0,35$ = très bien classé
$0,35 < \sigma < 0,50$ = bien classé
$0,50 < \sigma < 1,00$ = modérément classé
$1,00 < \sigma < 2,00$ = mal classé
$2,00 < \sigma < 4,00$ = très mal classé
$\sigma < 4,00$ = extrêmement mal classé

Mac Cammon (1962)	$\frac{(\phi 85 + \phi 95 - \phi 5 - \phi 15)}{5,4}$	79 %
Mac Cammon (1962)	$\frac{(\phi 70+\phi 80+\phi 90+\phi 97-\phi 3-\phi 10-\phi 20-\phi 30)}{9,1}$	87 %

L'indice d'hétérométrie de Cailleux (Hé) est l'expression en ϕ de la différence d'abscisse qui correspond à une variation de 25 % du pourcentage cumulatif. Il se mesure directement sur les courbes cumulatives. Il correspond à un domaine encadrant le mode et non la médiane.

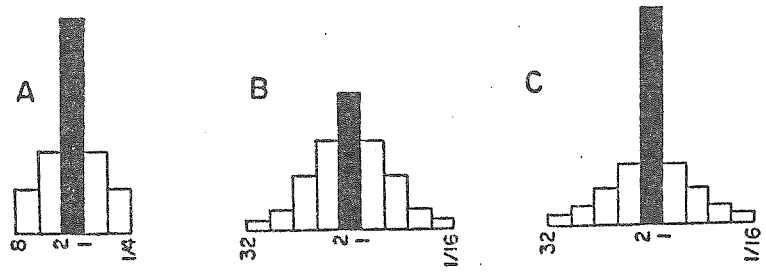


Figure 13. Différents histogrammes montrent des caractères différents. A, B et C ont une moyenne identique. A et B diffèrent par leur triage. C est semblable en triage et en moyenne avec B mais il en diffère par son acuité. (PETTIJOHN, 1957, p35)

Indice d'asymétrie (Skewness) (fig. 14)

Inman (1952) propose pour la partie centrale de la courbe :

$\frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{\phi 84 - \phi 16}$ et pour les extrémités : $\frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{\phi 84 - \phi 16}$

Folk and Ward proposent :

$$\frac{\phi 84 + \phi 16 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 95 + \phi 5 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}$$

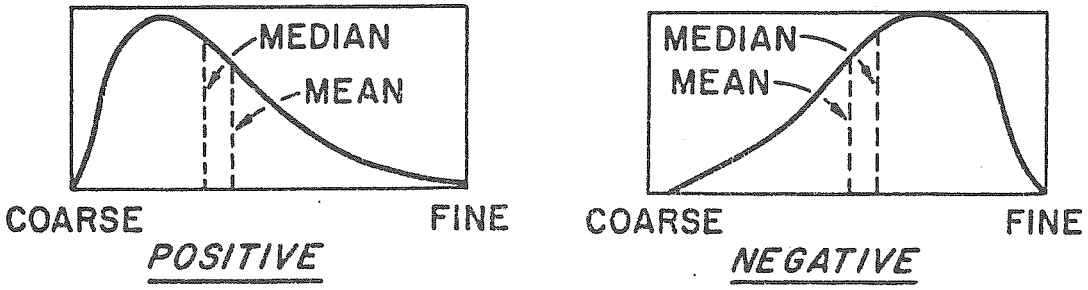


Figure 14. Courbes montrant une asymétrie positive (exemple dunes) et négative (exemple plage). (FRIEDMAN, 1978)

Les valeurs d'asymétrie varient de - 1 à + 1. Folk and Ward (1957) ont proposé la terminologie ci-dessous:

$-1,0 < Sk_J < -0,3$	: forte asymétrie négative
$-0,3 < Sk_J < -0,1$	: asymétrie négative
$-0,1 < Sk_J < 0,1$	: symétrie
$0,1 < Sk_J < 0,3$	: asymétrie positive
$0,3 < Sk_J < 1,0$	: forte asymétrie positive

Indice d'acuité (kurtosis) (fig. 13)

Folk and Ward ont proposé pour cet indice la formule

$$kg = \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{2,44\ (\emptyset 75 - \emptyset 25)}$$

Cet indice varie de 0,41 à ∞ mais, en pratique, entre 0,5 et 8,0. La terminologie suivante a été proposée par les mêmes auteurs:

Kg<0,67 : très platykurtique
0,67<Kg<0,90 : platykurtique
0,90<Kg<1,11 : mésokurtique
1,11<Kg<1,50 : leptokurtique
1,50<Kg<3,00 : très leptokurtique
Kg>3,00 : extrêmement leptokurtique.

Signalons que l'indice d'acuité d'une courbe de Gauss typique est de 1. Cet indice mesure le contraste entre le triage de la partie centrale de la courbe et celui des extrémités de cette courbe.

c) Signification géologique des résultats
Dimensions absolues

1. Influence de l'agent de désagrégation

Modes granulométriques

Il est bien établi que les dépôts grossiers fluviatiles présentent très souvent une allure bimodale, avec un maximum localisé parmi les graviers et le second maximum parmi les sables. Les chercheurs se sont beaucoup interrogés sur la signification de ces deux pics visibles sur les histogrammes. Certains estiment que ces modes représentent deux sédimentations différentes se produisant successivement, à savoir la mise en place des graviers et ensuite, plus tard, la descente dans les interstices de sables. Un argument en faveur de cette façon de voir réside dans le fait que la masse des éléments les plus fins représente environ 20 % de l'échantillon, ce qui correspond bien aux vides qui devaient exister originellement parmi les cailloux.

Une autre explication a, d'autre part, été invoquée. En considérant plus de 1000 granulométries publiées, PETTIJOHN (1957) a constaté qu'il y avait une déficience dans la fraction de 2 à 4 mm et de 2 à 1 mm. La démonstration était établie sur le fait que les modes tombent très rarement dans les dimensions considérées (Tableau 2). S'il en est bien ainsi, il est fort possible que cette déficience résulte de l'action des trois

Class (mm)	Geometric Means	Medians	1st Modes	2nd Modes	3rd Mode
256 to 128	....	....	2	6	1
128 to 64	....	....	7	2	....
64 to 32	....	7	34	13	....
32 to 16	3	20	21	7	1
16 to 8	31	16	11	4	1
8 to 4	34	30	....	2	2
4 to 2	32	21	2	1	2
2 to 1	....	6	8	21	2
1 to ½	....	....	10	31	5
½ to ¼	....	....	5	13	10
	100	100	100	100	24

TABLEAU 2. Distribution de diverses données granulométriques dans les graviers alluviaux.
(PETTIJOHN, 1957, p.42)

processus de désagrégation différents qui s'exercent dans la nature à savoir, la fracturation des roches selon les joints, la désagrégation granulaire et la désagrégation chimique. Les grains de taille intermédiaire entre les différents processus pourraient être fort rares selon CAILLEUX et TRICART (1959). Cette interprétation ne peut cependant pas être considérée comme définitive à l'heure actuelle.

Remarquons pour terminer que les graviers d'origine marine ne montrent très généralement qu'un seul mode granulométrique (PETTIJOHN, 1957, p.245).

2. Influence des genres de transport

sur centile

ou exprimé autrement, les dimensions les plus grandes des objets transportés sont les suivantes :

Vent : au ras du sol 2 mm, sur surface verglacée 40 à 50 mm, mais aussi des coquilles aplaties de 1 à 2 cm de longueur.

Torrents : 2,8 m et 1 m^3 sur des km; 10 m sur des courtes distances.

Laves torrentielles : 8 à 10 m de longueur, soit 25 m^3.

Glacier : 150 m de longueur.

Iceberg : 6 m, 20 m^3 (et beaucoup plus pour les îles de glace de l'Arctique)

Bois flotté : 30 cm.

Algues arrachées : 10 - 20 cm.

Courants de turbidité : 3 à 4 cm, parfois plus.

sur médiane

158 médianes de dépôts éoliens montrent deux maximums, l'un vers 0,2 mm (sables), l'autre vers 0,03 mm (limon). Aucune raison n'a été trouvée pour justifier ces deux maximums (signalés d'ailleurs par PETTIJOHN) et qui résultent peut-être d'un échantillon trop réduit.

sur mode

Les loess sont bien triés et présentent un mode granulométrique très marqué. Dans la région liégeoise, le mode des loess est proche de 30 µm. Le mode des sables éoliens est généralement compris entre 105 et 150 µm. Il faut remarquer qu'une altération des loess affecte leur médiane bien avant de modifier la valeur du mode.

3. Influence des vitesses de transport (fig. 15)

Rappel de la courbe de Hjülström.

4. Variation au cours du transport

Eboulis: le centile progresse vers l'aval.
Eboulement, coulées boueuses, de solifluxion, courants de turbidité: pas de variation vers l'aval.
Rivières: pas de loi simple; de nombreux effets antagonistes jouent et notamment le remaniement de dépôts anciens, les pavages, la largeur et la profondeur du lit, etc ...

5. Commande tectonique ou bioclimatique

Les géologues ont eu tendance à expliquer toute variation granulométrique par des déformations tectoniques ayant ravivé le relief. Il faut tenir compte des fluctuations possibles des courants marins mais surtout des changements du système d'érosion.

Exemples: en Campanie, en bordure des Apennins, les plages marines sont sans galet, alors qu'ils sont nombreux près de la Rochelle où s'est exercé le gel quaternaire.

près de Paris, les alluvions quaternaires sont plus grossières qu'au Miocène et qu'actuellement, parce que le climat était différent.

en Corse, dans le torrent Alesani : centile dans les dépôts pliocènes 700 mm, Quaternaire ancien 640 mm, Quaternaire récent 650 mm, actuel 190 mm. Les modifications sont dues aux changements climatiques.

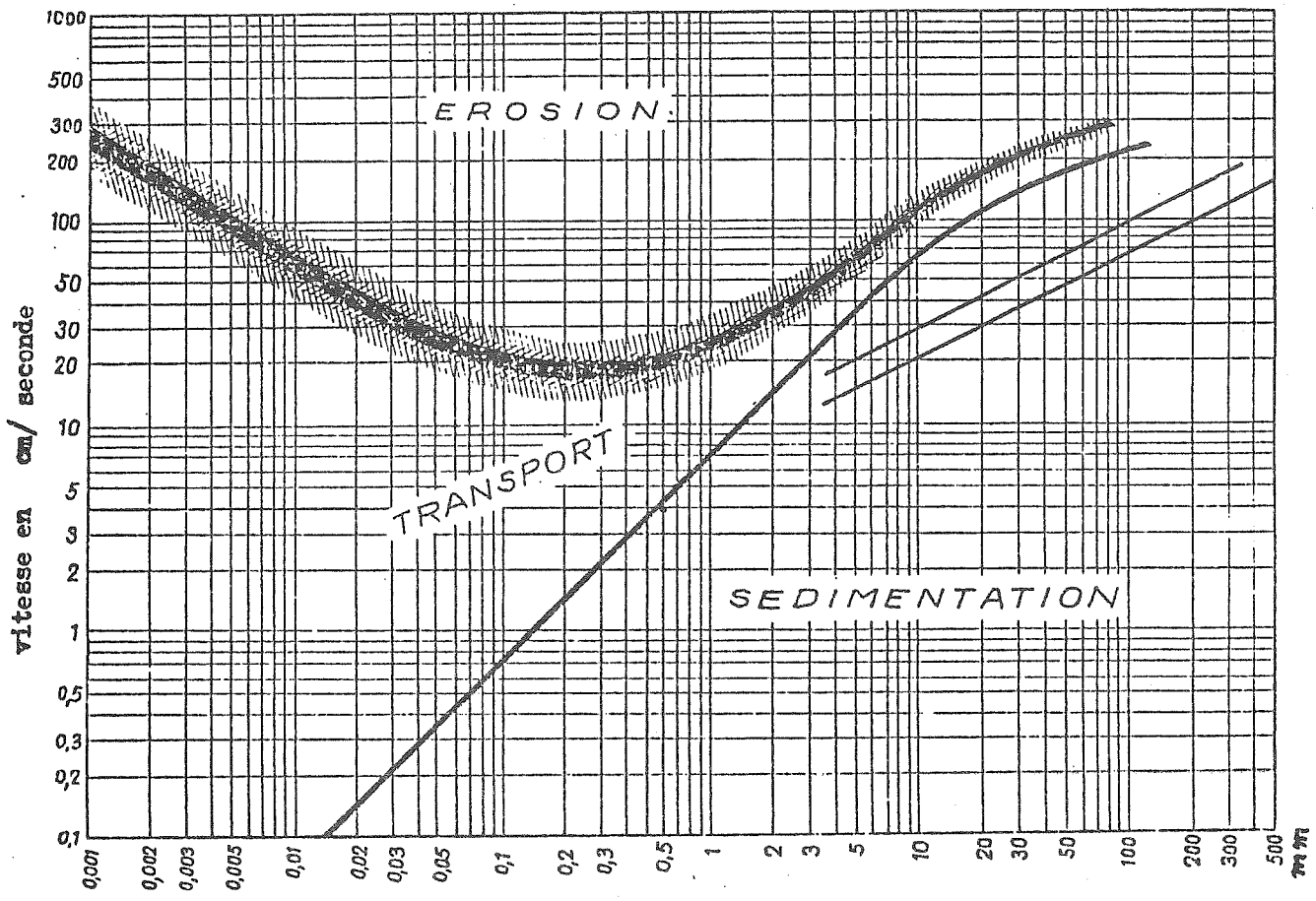


Figure 15. Courbe de Hjulström donnant pour différentes tailles des éléments les vitesses permettant l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments.

d) Quelques méthodes permettant d'apporter des indications sur la genèse des sédiments

Les indices de triage

Les valeurs des hétérométries ne permettent pas d'avancer avec certitude un diagnostic génétique. Il est cependant évident qu'elles fournissent des indications précieuses. En abscisse logarithmique, les courbes ayant une même origine sont à peu près parallèles, quelle que soit la dimension (fig. 16). Les fluctuations des indices de classement sont cependant considérables comme le montre la figure 17; elles ont une signification qu'il faut chercher à définir autant que possible.

Combinées avec les valeurs des dimensions absolues, les valeurs des hétérométries ont une importance considérable pour préciser les mécanismes géomorphologiques. Ainsi, après la crue catastrophique qui a ravagé le Queyras en juin 1957, J.TRICART a reconnu par ses études granulométriques, non seulement un écoulement très chargé passant à des laves torrentielles et dû à des avalanches de neige mouillée, mais encore des sédiments mieux triés correspondant à un écoulement torrentiel classique et enfin une phase bien lavée due à la fin de la crue. Ces données, à première vue très changeantes, ont permis de reconstituer les mécanismes de la crue (création d'embâcles, coups d'eau, etc ...) et ont dirigé les travaux d'aménagement.

Les indices de triage déterminent par ailleurs les qualités des matériaux. Ils rendent compte par exemple de l'intérêt d'utiliser des graviers pour faire du béton. Comme le ciment coûte plus cher que le gravier, il convient d'utiliser des matériaux au sein desquels les vides sont les moins importants possible. Le tableau ci-dessous donne des exemples de graviers fluviatiles convenant bien à un tel usage.

	médiane mm	Q de ϕ
maximum	16	1,85
médiane	5	1,60
minimum	1,4	1,35

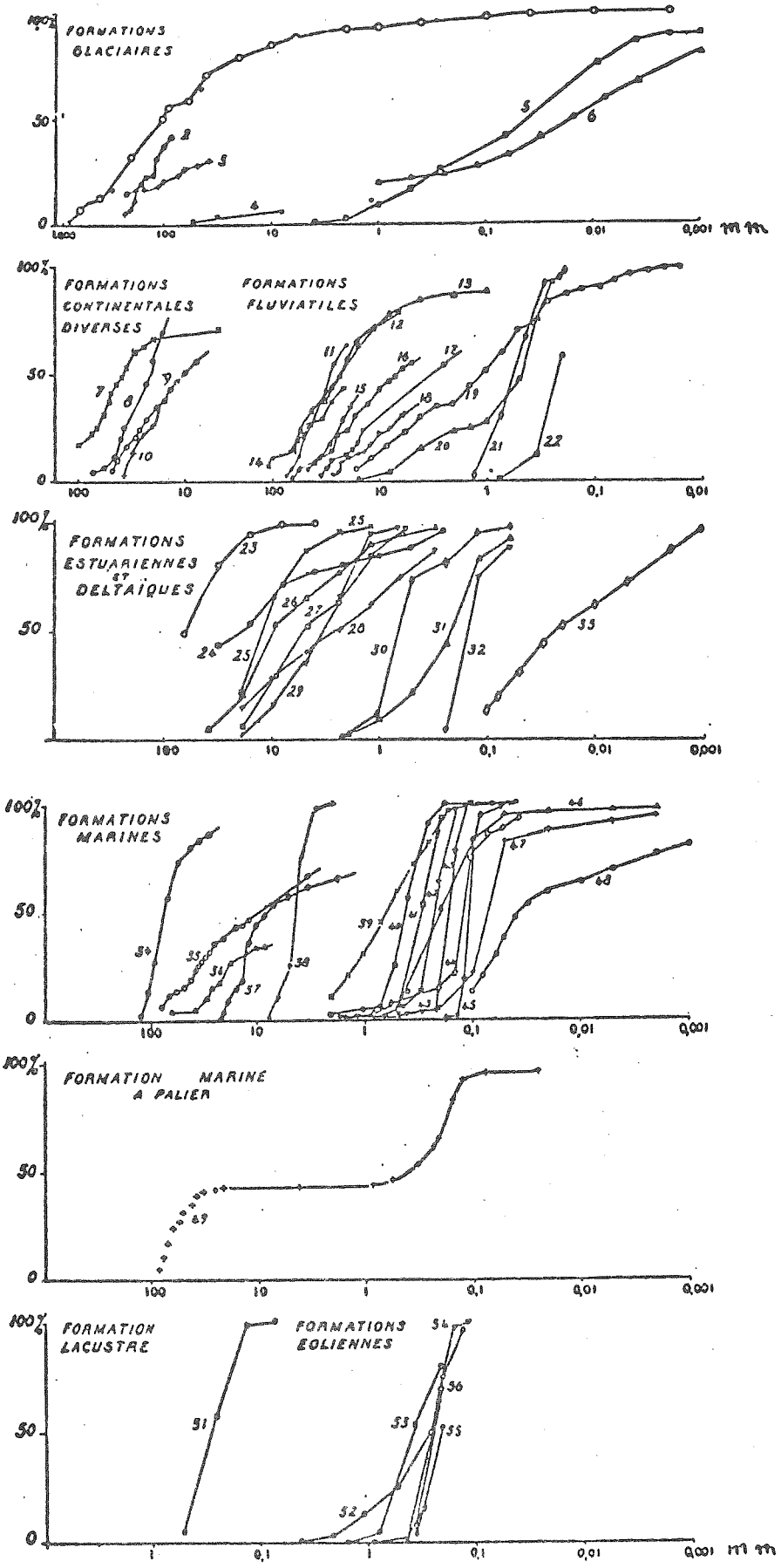


Figure 16. Courbes granulométriques cumulatives de formations, d'origines diverses.
(CAILLEUX et TRICART, 1957, p.174-175)

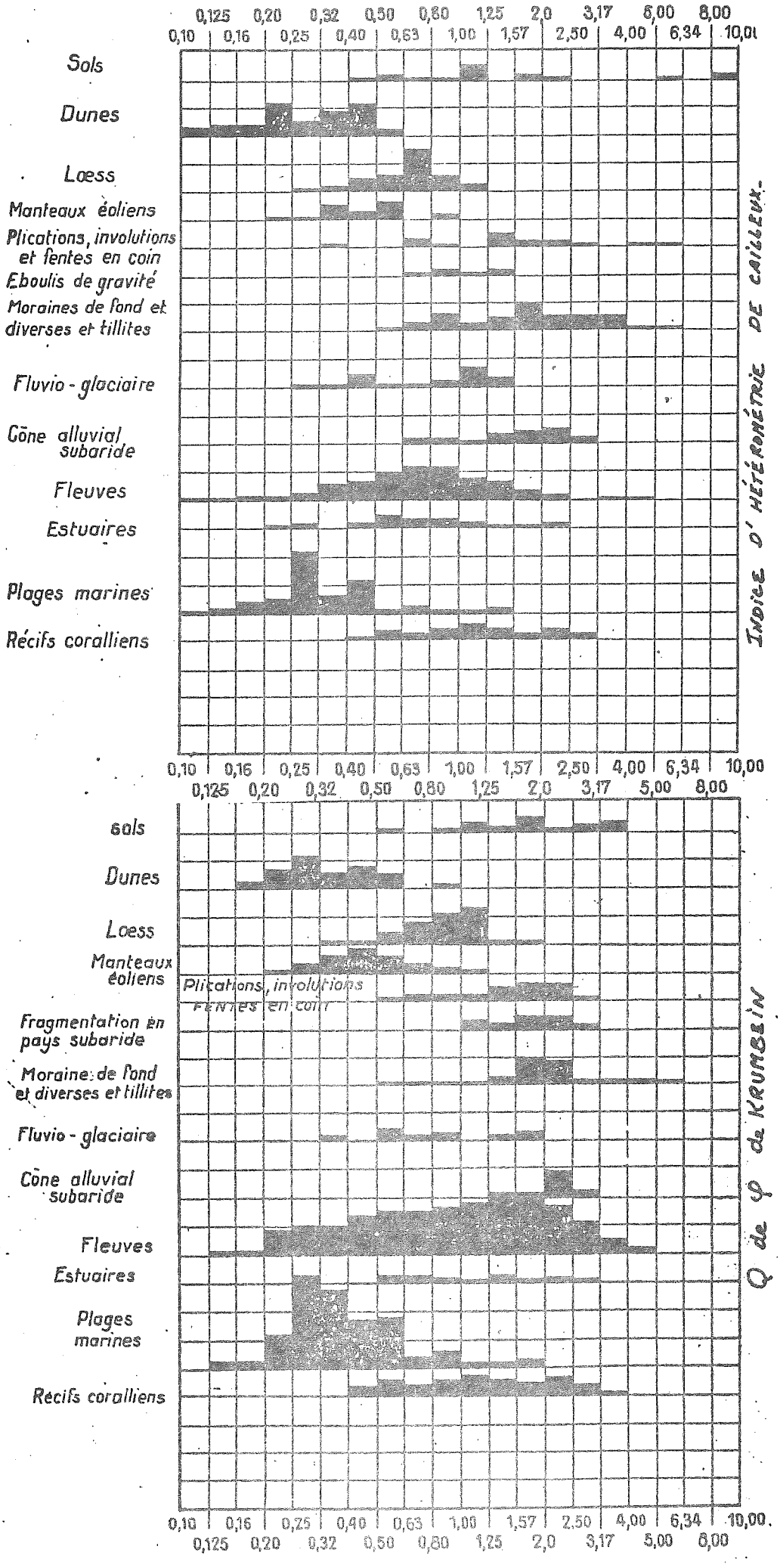


Figure 17. Histogramme de répartition de deux indices de classement, le Q de φ de Krumbein et le Hé de Cailleux en fonction de l'origine des différents sédiments.

Les sables pour filtres doivent par contre avoir un triage excellent afin de présenter entre les grains des vides égaux. Des sables marins présentant les valeurs ci-dessous pourraient convenir pour cet usage :

	médiane mm	Q de ϕ
maximum	2,3	0,54
médiane	0,7	0,40
minimum	0,2	0,27

Les types sédimentaires de DOEGLAS et SMITHUYSEN

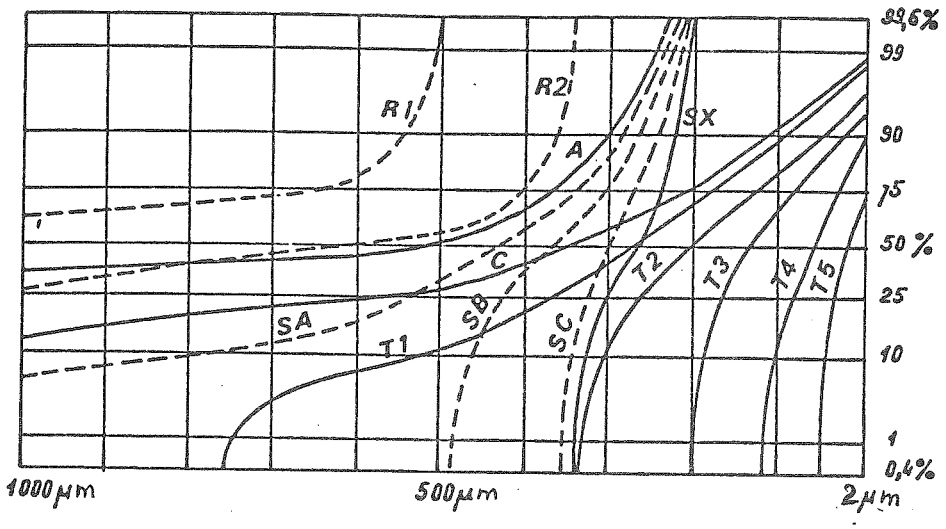
DOEGLAS et SMITHUYSEN (1941) ont distingué 3 types de courbes granulométriques sur papier à probabilité gaussienne et représentant des conditions de dépôt différentes par l'eau courante. La figure 18 en donne l'allure. Le tableau qui accompagne cette figure précise l'origine des sédiments qui correspondent à chaque type sédimentaire.

Les diagrammes triangulaires

Les diagrammes triangulaires sont particulièrement utiles pour distinguer les limons éoliens typiques des autres limons. La figure 19 présente, à titre d'exemple, une figure publiée par L.J. PONS en 1957 et qui permet de distinguer près de Nimègue les limons mosans et les limons éoliens.

Les combinaisons d'indices

Diverses combinaisons d'indices permettent de distinguer plus ou moins bien des sédiments d'origines diverses. Nous en donnons quelques exemples montrant la combinaison de la taille moyenne et de l'asymétrie (fig. 20), de la taille moyenne et du triage (fig. 21), du triage et de l'asymétrie (fig. 22), de l'asymétrie et de l'acuité (fig. 23).



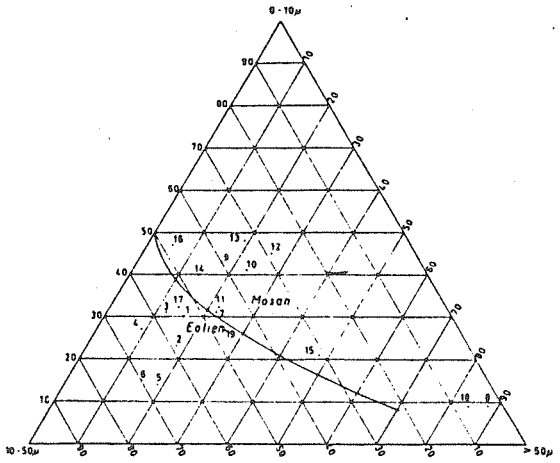
Types de sédiments	Origine	Conditions de dépôt
R	Courant de vitesse constante élevée, courant central maximum d'une rivière. Fort courant marin et ressac, matériel fluvial érosion.	Dépôts homogènes ou en couches minces. Cailloux, graviers, sables grossiers, anciens dépôts d'éluvium, dépôts dus à la chute brusque du courant.
S	La capacité de transport décroît, il se produit un classement par passage latéral ou par couches.	Côté sous le vent des dunes, hauts fonds des rivières, rides, endroits abrités.
T	Eau stagnante dépôt total des matériaux en suspension.	Lacs, baies, mers fermées. Endroits abrités dans les lagunes et les deltas. Eaux marines profondes.
Mélanges dépôts mixtes		Dépôts stratifiés et hétérogènes
R + S	Eau courante à vitesse variable.	Lits de rivière, courants marins et action des vagues sur les hauts fonds. Pied de falaise.
S + T	Eau courante dont la vitesse varie de zéro à une vitesse modérée.	Dépôts côtiers, sables de lagunes, estuaires.
S + T avec une petite augmentation de T		Presque tous les sables ont un petit pourcentage de matériaux du type T.
R + S + T	Eau courante à vitesse très variable, le courant cesse à certaines périodes.	Suspension de rivières. Argiles fluviatiles, argiles à blocaux, matériaux eluviaux, débris étalés par les vagues, éboulis de pentes, dépôts de solifluxion.
R + S + T avec prédominance de T	Eau courante à vitesse très variable, mais une vitesse prédomine.	Très nombreux sables.

Figure 18. Les différents types de sédiments mis en place par l'eau courante d'après DOEGLAS et SMITHUYSEN (1941).

Figure 19.

Diagramme triangulaire proposé par L.J. PONS (1957) pour distinguer près de Nimègue, les limons éoliens et mosans.

(PONS, 1970)



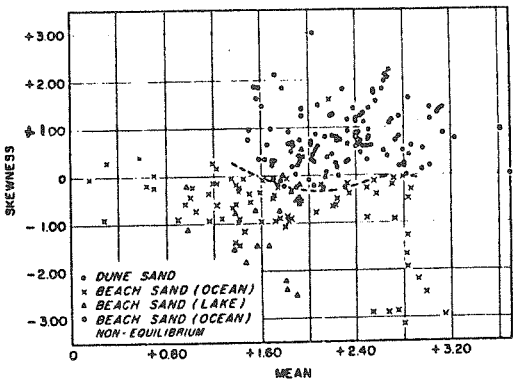


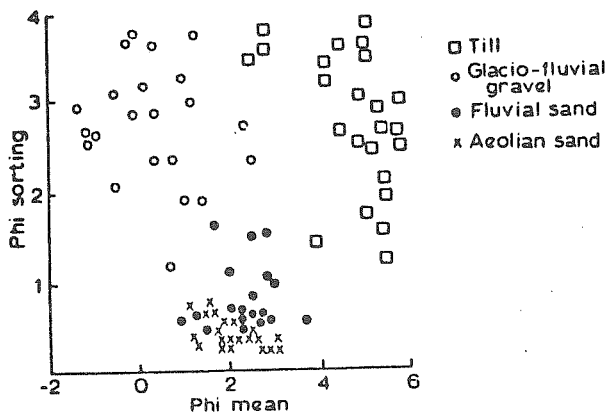
Figure 20.

Figure combinant taille moyenne en valeur de ϕ et asymétrie afin de distinguer les sables dunaires, marins et lacustres, d'après FRIEDMAN (1978).

Figure 21.

Combinaison des indices de taille moyenne et de triage pour distinguer des sédiments glaciaires, périglaciaires, fluviatiles et éoliens.

(BRIGGS, 1977, p.88)



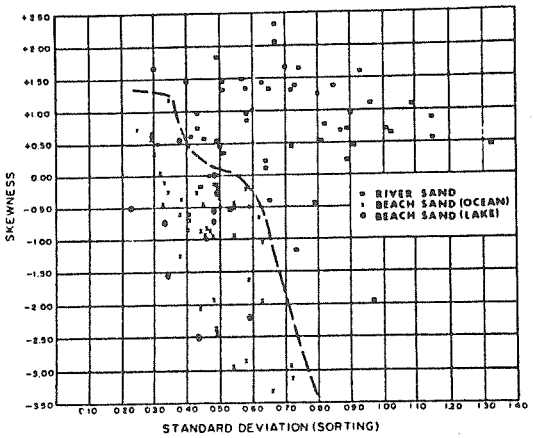


Figure 22.

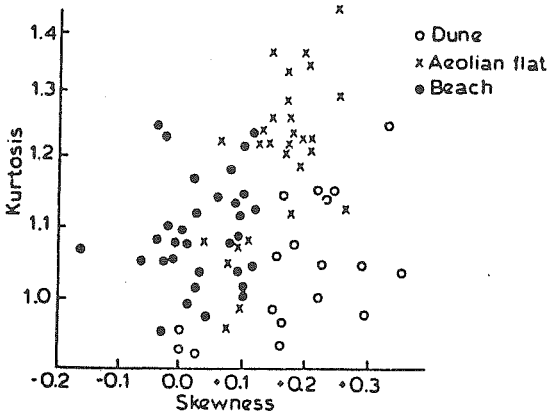
Combinaison des indices d'asymétrie et de triage (écart type), utilisant une échelle de ϕ pour des sables de plage et de rivière.

(FRIEDMAN, 1978)

Figure 23.

Combinaison des indices d'asymétrie et d'acuité pour distinguer des sables de dunes, des sables de couverture et des sables de plage.

(BRIGGS, 1977, p.86)



II. L'ÉTUDE DES SABLES (< 2 mm)

1) LA NATURE DES GRAINS DE SABLE

Sous un binoculaire, il est possible de reconnaître un certain nombre de constituants des sables : mica, pyrite, glauconie, limonite. L'utilisation de l'acide chlorhydrique permet de reconnaître les grains calcaires; l'emploi de l'acide fluorhydrique, les feldspaths; une séparation par densimétrie, les minéraux denses; au séparateur magnétique ou à l'aimant, les minéraux magnétiques. Nous examinerons successivement ci-dessous les différentes techniques que nous venons d'énumérer.

A. Grains reconnaissables sous le binoculaire

Un certain nombre de constituants des sables sont reconnaissables directement sous un binoculaire, tels les micas, les pyrites, les grains de glauconie ou de limonite. La présence de ces éléments peut donner des indications intéressantes. C'est ainsi que l'existence de grains de pyrite dans un dépôt signifie, vu la fragilité de ce minéral à l'altération, que le dépôt a été peu exposé à une désagrégation chimique. Les éléments de limonite peuvent provenir du démantèlement ou du remaniement de gravillons latéritiques, d'horizons d'accumulation de podzols et avoir subi plusieurs remaniements. La glauconie, qui se forme dans la mer uniquement, peut être remaniée dans beaucoup d'autres formations. Ainsi, les sables de l'Ornain (Est du bassin de Paris) contiennent beaucoup de glauconie provenant de sables verts marins du Crétacé inférieur. Les micas pourraient, en fonction de leur forme particulière, être facilement transportés par le vent, aussi un auteur a-t-il suggéré que ces éléments ne devaient pas exister dans les sables éoliens.

Cette étude de la nature des grains de sable doit, pour être significative, être réalisée sur une fraction granulométrique déterminée. Ceci pourra être réalisé soit par tamisage du sédiment, soit en considérant uniquement dans une masse non

triée les grains dont la taille ont la même dimension approximative. A Strasbourg, l'école de J. TRICART sépare et examine successivement les fractions de 2 à 1,6 mm, de 0,63 à 0,50 mm et 0,31 à 0,25 mm. A. CAILLEUX considère uniquement sous le binoculaire les grains voisins de 0,7 mm pour les sables grossiers, de 0,3 mm pour les sables fins. G. MAARLEVELD (1966) préconise de regarder séparément les grains de 75-105, 150-210, 300-420 µm, fractions séparées par tamisage. Les grains sont dispersés sur du papier collant transparent qui est fixé sur une lame de verre. Les différents types de grains sont ensuite dénombrés dans des zones préalablement délimitées correspondant à la surface de répartition de 1000 grains (fig. 24). Ainsi, des familles d'associations minéralogiques reconnues par des caractères externes faciles à déterminer sans utilisation du microscope polarisant peuvent être observées (par exemple, nombre de grains opaques, verts, etc,...) et leur répartition peut être aisément étudiée. Cette méthode d'étude rapide est susceptible d'orienter le prélèvement d'échantillons pour une étude minéralogique plus complète. Dans l'article mentionné ci-dessus, l'auteur donne des exemples d'utilisation de cette technique aux Pays-Bas.

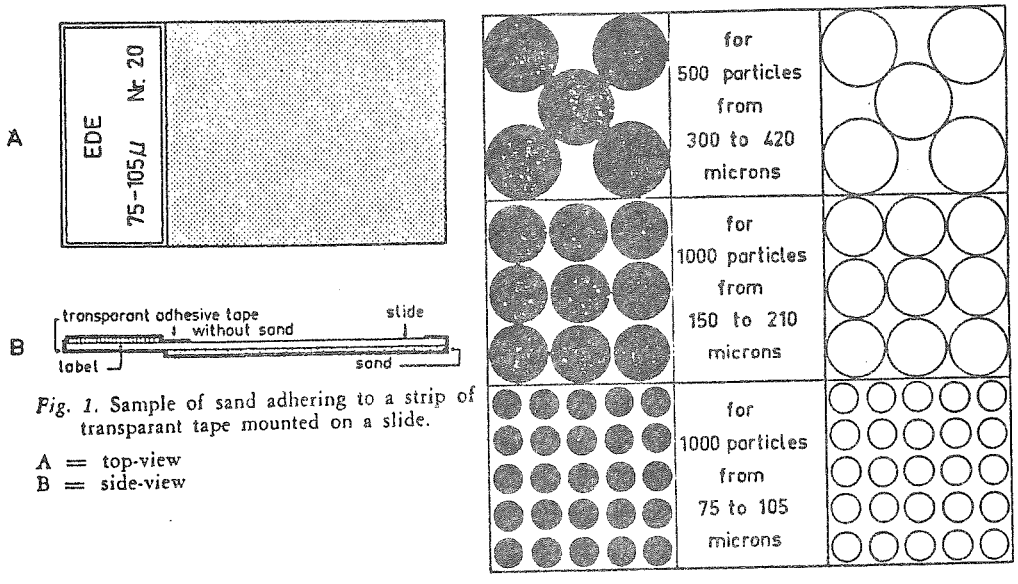


Fig. 1. Sample of sand adhering to a strip of transparant tape mounted on a slide.

A = top-view
B = side-view

Figure 24. A et B. Vue en plan et en coupe du montage des sables sur une lame de verre selon la méthode mise au point par Maarleveld.
A droite: Les surfaces circulaires utilisées pour examiner les sables au binoculaire (MAARLEVELD, 1966).

B. Fraction calcaire

L'attaque à l'acide chlorhydrique permet de reconnaître et de mesurer l'importance de la fraction calcaire dans le sédiment. La mesure de cette fraction peut être réalisée par attaque totale de la fraction calcaire par l'acide et mesure de la perte de poids qui en résulte. Elle peut aussi être déterminée au moyen du calcimètre de Bernard (fig. 25) qui permet de mesurer la quantité de CO^2 dégagé. Comme on sait qu'à 20°C et à la pression atmosphérique normale de 760 mm de mercure, 1 cm^3 de CO^2 est fourni par 4,17 mg de carbonate (alors qu'à la même pression barométrique la valeur est de 4,33 mg à la température de 10°, et 3,84 mg à la température de 30°) il est facile de calculer la teneur initiale en $CaCO_3$.

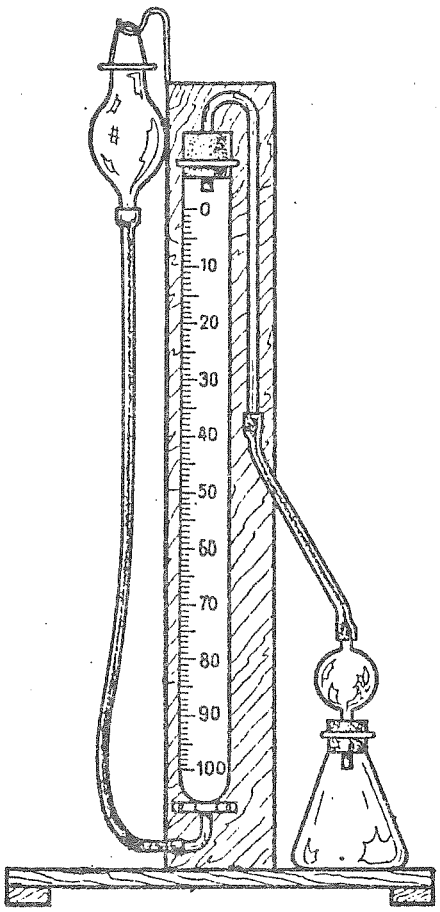


Figure 25. Le calcimètre de Bernard

Utilisation du calcimètre de Bernard

a) Placer l'échantillon à analyser en a (1 à 10 g).
b) Placer de l'acide chlorhydrique dans l'éprouvette déposée en a.
c) Fermer le récipient.
d) Mesurer la hauteur d'équilibre en déplaçant le vase amovible.
e) Agiter le récipient a pour que l'acide tombe sur l'échantillon.
f) Attendre la fin de la réaction.
g) Mesurer la hauteur d'équilibre en déplaçant le vase amovible.

La différence entre les valeurs obtenues en d) et g) correspond au volume de gaz dégagé.

Une reconnaissance des horizons carbonatés dans des sols peut être extrêmement utile; ils sont aisément déterminables sur le terrain en aspergeant de l'acide directement sur la coupe. Une mesure précise de la teneur en $CaCO_3$ est dans certains cas fort utile. C'est ainsi que dans les loess quaternaires qui existent près de Strasbourg, la teneur en calcaire varie de 24 à 31 %. Dans les alluvions du Rhin, la teneur est comprise entre 20 et 30 % pour la fraction de 0,01 à 0,05 mm. La comparaison de ces résultats donne un argument en faveur d'une origine locale, par déflation sur la plaine alluviale, des loess d'Alsace.

C. Détermination de la nature des minéraux

Remarque préliminaire

Pour les détails relatifs aux propriétés physiques et chimiques des minéraux ainsi qu'aux aspects techniques abordés dans ce chapitre, nous renvoyons à l'ouvrage de PARFENOFF, POMEROL et TOURENQ (1970).

Dans ce chapitre, nous nous en tenons aux seuls minéraux largement répandus dans les sédiments d'Europe occidentale et plus particulièrement en Belgique.

Nous n'en donnerons qu'une description sommaire en nous limitant aux propriétés effectivement perceptibles avec des techniques d'étude simple.

+

+ +

Dans les sédiments, les minéraux sont toujours plus ou moins émoussés si bien que les faces et clivages des cristaux ne sont que très rarement reconnaissables.

La couleur est différente suivant qu'on examine un grain en lumière transmise (microscope polarisant) ou en lumière incidente (loupe). C'est pour cette raison que dans le texte, nous rapporterons les deux de la manière suivante "incolore/blanc laiteux", correspondant dans l'ordre aux lumières transmise et incidente.

L'examen à la loupe ne renseigne pratiquement que sur la forme et la couleur du grain, c'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser le microscope polarisant pour effectuer les déterminations. Grâce à celui-ci, on peut recueillir des informations sur le relief, le pléochroïsme, la biréfringence, la dispersion, l'allongement et le signe optique. Pour des explications sur toutes ces propriétés, nous renvoyons au cours de minéralogie.

Dans les pages qui suivent, les minéraux sont présentés par groupes en fonction de leur densité. En minéralogie, il est habituel de séparer les minéraux d'un sédiment à l'aide de bromoforme dont la densité est de 2,8. Les minéraux sont ainsi séparés en deux ensembles :

- ceux qui flottent dans ce liquide comme le quartz, les feldspaths, les feldspathoïdes, les verres volcaniques ....; on les appelle les minéraux "légers".
- ceux qui coulent comme les pyroxènes, les amphiboles, les ferro-titanés ...; on les appelle les minéraux "denses" ou "lourds".

Quelques minéraux ont des plages de densité telles qu'elles se répartissent de part et d'autre de celle du bromoforme. Au cours des séparations, on en retrouve donc une partie dans chacun des 2 groupes précédents et dans ce cas, ils ne peuvent être pris en compte dans des résultats quantitatifs établis après séparation; ce sont par exemple les micas, la calcite, la glauconie, ...

I. Les minéraux légers

a) Quartz, feldspaths et feldspathoïdes

Ensemble, le quartz, les feldspaths et les feldspathoïdes sont les minéraux les plus fréquents des roches de l'écorce terrestre. On les qualifie généralement de "légers" en fonction de leur densité relativement faible comprise entre environ 2,5 et 2,65.

Le quartz (SiO_2) appartient au système rhomboédrique et, lorsque sa forme primitive est conservée, il se présente le plus souvent en prisme hexagonal bipyramidé aux extrémités. Il est le plus souvent incolore/blanc laiteux. L'une de ses propriétés les plus importantes pour expliquer sa distribution dans les sédiments est sa résistance particulièrement élevée tant à l'érosion mécanique qu'à la corrosion chimique. La première s'explique par sa dureté (7 sur l'échelle de Mohs) et l'absence de clivages internes, et la seconde par le fait que seul HF peut le dissoudre.

Les feldspaths sont constitués de mélanges isomorphes des trois molécules suivantes :

$K\ Al\ Si_3\ O_8$ = Orthose (fig. 26 : K)

$Na\ Al\ Si_3\ O_8$ = Albite (fig. 26 : Na)

$Ca\ Al_2Si_2\ O_8$ = Anorthite (fig. 26 : Ca)

Ces 3 molécules peuvent se combiner comme indiqué dans la figure 26.

Les combinaisons de K et Na constituent les feldspaths alcalins . Ce sont des minéraux incolores/blanc laiteux; l'orthose est souvent rose. Quand leurs formes primitives sont

conservées, ils se présentent en prismes appartenant au système monoclinique et caractérisés par un clivage qui développe un réseau de stries parallèles entre elles. Il n'est pas rare qu'ils s'associent suivant la macle de Carlsbad.

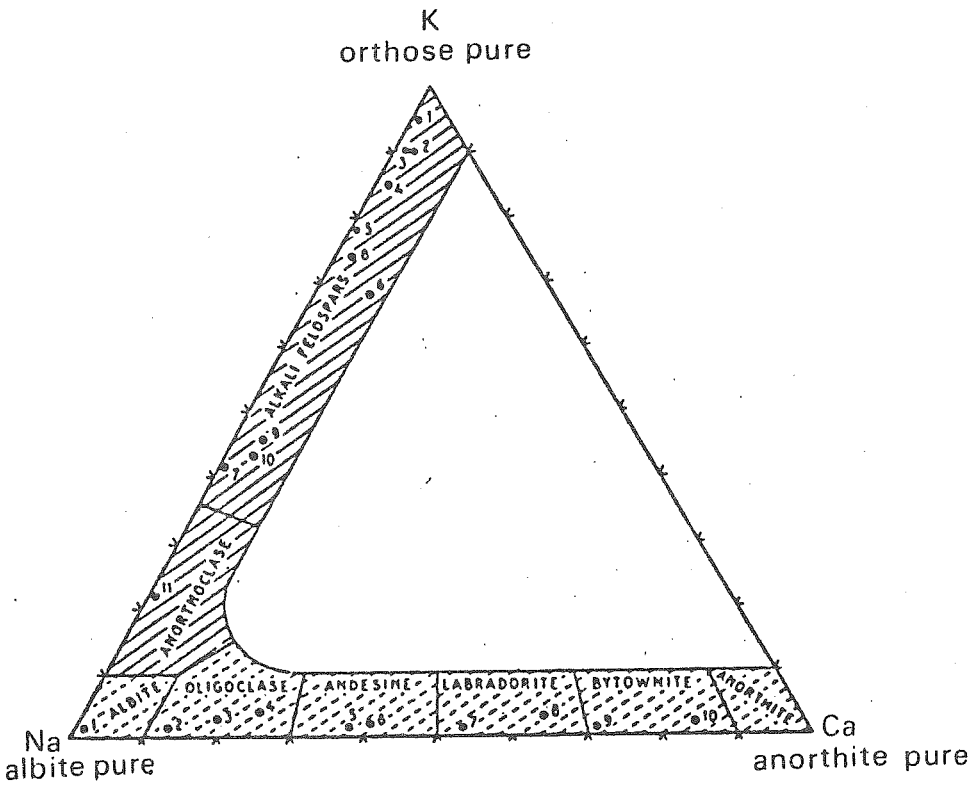


Figure 26. Diagramme triangulaire illustrant la composition chimique des feldspaths et la nomenclature des différentes séries.
(tirée de L. VAN DER PLAS, 1966, p.2)

Les combinaisons de Na et Ca constituent les plagioclases. Ce sont des minéraux incolores, blanc laiteux. Quand leurs formes primitives sont conservées, ils se présentent en prismes appartenant au système triclinique et sont souvent associés en macles polysynthétiques qui développent un réseau de stries parallèles entre elles qui s'ajoutent aux stries des clivages.

Si la dureté (valeur 6) des feldspaths leur garantit une certaine résistance, leurs plans de clivage favorisent leur désagrégation mécanique et par voie de conséquence leur désagrégation chimique. Celle-ci est particulièrement active dans les sols sous l'action des racines des plantes à la recherche de K, Na et Ca.

Les feldspathoïdes se distinguent des feldspaths par un déficit relatif en silice; nous citerons à titre d'exemple :

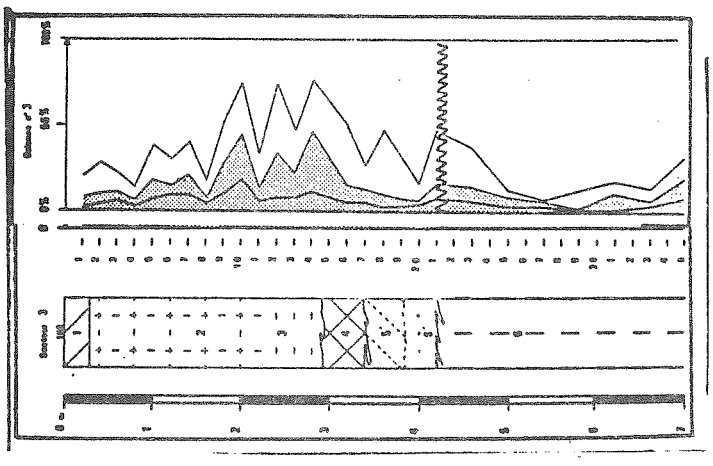
- $K\ Al\ Si_2O_6$ = Leucite (comparer à l'orthose)
- $Na\ Al\ SiO_4$ = Néphéline (comparer à l'albite).

Comme les feldspaths, ce sont des minéraux en général incolores/blanc laiteux. Ils cristallisent dans les systèmes cubique ou hexagonal. Leurs clivages sont en général bien développés de sorte que, comme les feldspaths, ils sont particulièrement sensibles à la désagrégation mécanique et chimique.

b) Intérêt du contenu en quartz, feldspaths et feldspathoïdes en sédimentologie

En raison d'une part de la résistance élevée des grains de quartz et d'autre part de la fragilité relative des feldspaths et feldspathoïdes, les seconds ont tendance à s'effacer devant les premiers, notamment dans les phénomènes d'altération. Ceci entraîne généralement un enrichissement en quartz dans les classes des limons et des sables tandis que l'altération des feldspaths et feldspathoïdes a pour effet d'approvisionner la classe des argiles.

Cette altération différentielle a été utilisée, par exemple, pour tenter d'identifier des niveaux plus ou moins altérés dans des coupes de limon d'origine éolienne (A.TIJTGAT, 1976). Dans la figure 27, on voit fluctuer verticalement le rapport quartz/feldspaths dans la coupe. Ce rapport est particulièrement élevé dans le sol actuel (partie supérieure) et



Evolution stratigraphique du rapport quartz/feldspath dans une coupe de limon à Ans.
La part des feldspaths est représentée par la zone grise, celle des quartz en blanc.
Le sol actuel a environ 150 cm d'épaisseur, le niveau 4 est un paléosol du Würm. Le niveau 6 est un complexe de sols interglaciaires.

(A. TIJTGAT, 1976)

Figure 27.

les sols interglaciaires (partie inférieure). Dans les limons de la dernière glaciation compris entre ces deux unités, les pics du même rapport peuvent être mis en relation avec des sols interstadiaires. Le principe d'une telle conclusion implique bien entendu que l'on accepte la stabilité du rapport dans les limons au moment où le vent les a déposés.

Dans les régions assez proches des roches mères pour que l'altération n'ait pas encore détruit feldspaths et feldspathoïdes, les minéraux légers peuvent être utilisés pour établir les relations entre les sédiments et leurs sources. Par exemple les roches volcaniques ont des contenus variables des différents minéraux légers. Sur la figure 28, on voit entre autres que les roches rhyolitiques à dacitiques peuvent fournir aux sédiments du quartz et des feldspaths mais pas de feldspathoïdes, tandis que les roches phonolithiques à téphritiques peuvent fournir des feldspathoïdes et des feldspaths mais pas de quartz. De la même façon, les trachytes livrent surtout des feldspaths alcalins tandis que les andésites et les basaltes fournissent plutôt des plagioclases.

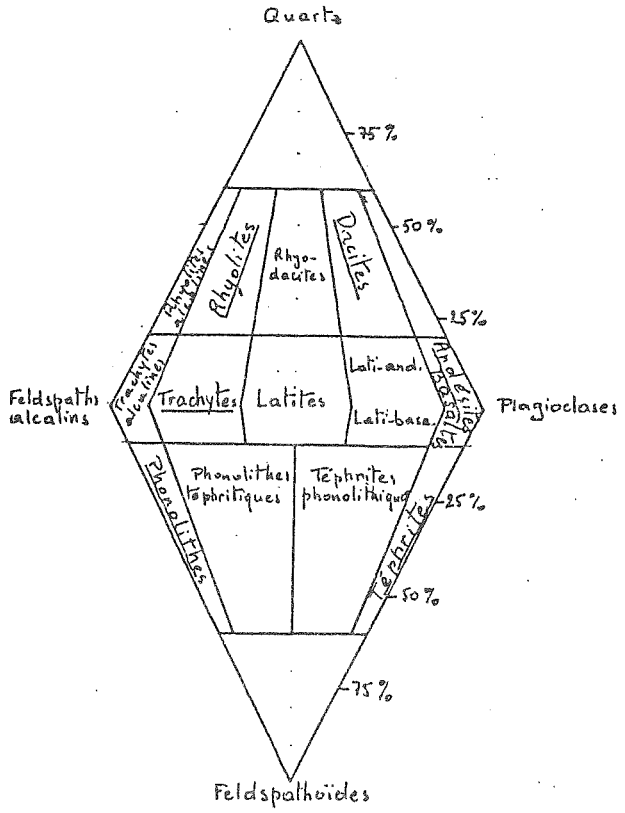


Figure 28.

Contenu des roches volcaniques en quartz, feldspaths et feldspathoïdes.

c) Détermination des minéraux légers

Les considérations qui précèdent impliquent évidemment que l'on puisse distinguer les minéraux les uns des autres.

Il existe pour ce faire plusieurs méthodes : chimiques, physiques ou optiques.

A la loupe

Tous ces minéraux sont généralement blancs et dans la plupart des cas indéterminables en l'absence de faces et clivages effacés par l'émoussé.

Au microscope polarisant

Tous sont incolores. Dans quelques cas, des clivages des feldspaths peuvent apparaître. L'indice de réfraction ne permet qu'une discrimination très partielle (voir tableau 3). L'épaisseur des grains n'étant pas mesurable, la biréfringence est peu utile car elle est comprise dans une plage très étroite qui va de 0,007 à 0,013.

Tableau 3. Les principaux indices de réfraction des feldspaths.

		np	nm	ng
Orthose		1.5190	1.5237	1.5260
Albite Ab		1.5292	1.5331	1.5393
Oligoclase - albite	Ab87An13	1.5337	1.5376	1.5429
Oligoclase	Ab78An22	1.5389	1.5431	1.5469
Andésine	Ab60An40	1.549	1.553	1.556
Labradorite		1.554	1.557	1.562
Anorthite	Ab9 An91	1.5752	1.5833	1.5884

Baume

remarques : - les indices soulignés sont également ceux du quartz ou très proches.

- la limite tracée dans le tableau localise la valeur d'indice du baume de Canada.

Les systèmes cristallins fournissent des indications:
- les feldspathoïdes du système cubique sont donc isotropes;
- le quartz (système rhomboédrique) et les feldspathoïdes du système hexagonal sont uniaxes;
- les feldspaths cristallisés dans les système monoclinique ou triclinique sont biaxes et tous ont un grand 2V (77° à 90°).

Dans l'ensemble, les propriétés optiques qui peuvent être fournies par le microscope polarisant ne permettent que des déterminations très partielles et souvent incertaines au sein d'une population variée de minéraux légers et il faut souvent accepter un pourcentage très élevé de minéraux indéterminés.

La géochimie

Elle peut fournir des résultats globaux exprimés en % d'oxydes de différents éléments à partir desquels on peut calculer une composition normative théorique qui ne prouve en rien l'état cristallin des grains analysés.

Exemples:

SiO_2 = 100 %; laisse supposer que tous les grains composant l'échantillon sont des quartz mais il pourrait aussi s'agir de grains de silice amorphe (silex, cherts).

SiO_2 : 64 %; Al_2O_3: 19 à 20 %; K_2O: 10 à 15 %; Na_2O: 1 à 5 %; Ca O : 0,5 %, laisse supposer que tous les grains sont de l'orthose (feldspath potassique).

SiO_2 42-44 %; Al_2O_3: 32-34 %; Na_2O : 11-17 %; K_2O : 4 à 12 % correspond à la néphéline (feldspathoïde sodique).

Les microsondes

Elles peuvent fournir des déterminations précises mais il n'est guère concevable de les utiliser pour déterminer - comme c'est souvent le cas en sédimentologie - au moins 200 grains par échantillon et ceci pour de grandes séries d'échantillons.

La coloration

C'est une méthode qui n'implique pas l'utilisation d'équipements sophistiqués et elle ne requiert pas une grand spécialisation. Nous la décrirons sommairement ici parce qu'elle peut

être pratiquée à peu de frais en donnant de bonnes indications sur les parts de chaque groupe de minéraux légers. Des détails peuvent être obtenus dans le travail d'A. TIJTGAT (1976).

La détermination se fait à la loupe binoculaire après coloration sélective basée sur les propriétés chimiques. Les colorants utilisés sont les suivants :

a) Le cobaltinitrite de sodium (détecteur de potassium) colore les feldspaths et feldspathoïdes potassiques en jaune.

b) Le rhodizonate de potassium (détecteur de barium) colore les plagioclases en rouge après que ceux-ci aient été prétraités au Ba Cl_2 pour substituer des ions Ba aux ions Na et Ca des plagioclases.

c) L'hématéine (détecteur d'aluminium) colore tous les feldspaths en bleu.

Remarques

1) Dans chaque cas, les quartz ne prennent aucune coloration puisqu'ils ne contiennent aucun des ions colorés (K, Na, Ca, Ba).

2) Cette méthode ne permet pas de distinguer les feldspaths des feldspathoïdes.

Les méthodes de coloration sont simples en apparence mais présentent des difficultés d'autant plus importantes que les grains sont petits; elles sont encore inapplicables à des fins quantitatives aux grains de moins de 40 µm.

Les raisons fondamentales sont les suivantes :

1) Un prétraitement aux vapeurs d'acide fluorhydrique est nécessaire pour altérer la surface des grains et favoriser la prise de coloration. La difficulté réside dans le temps d'exposition aux vapeurs qui doit être adapté à la taille des grains, les plus petits risquant de disparaître intégralement.

2) Il semble que les produits utilisés donnent des colorations même en présence de traces d'ions détectables, si bien qu'il est très difficile de faire des distinctions précises entre les plagioclases et les feldspaths potassiques.

Les verres (fig. 29)

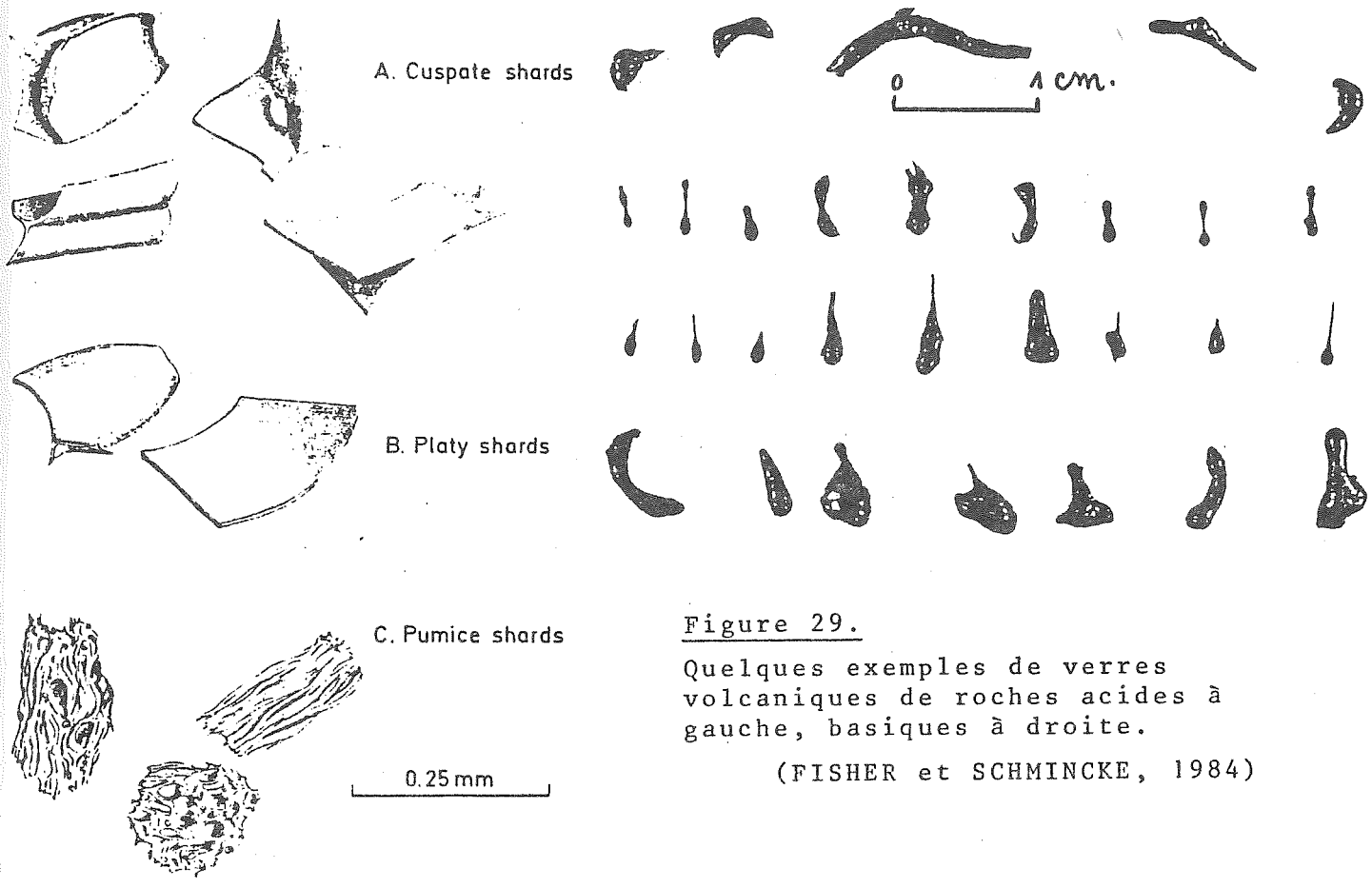


Figure 29.

Quelques exemples de verres volcaniques de roches acides à gauche, basiques à droite.

(FISHER et SCHMINCKE, 1984)

Ce sont des particules de magma dont l'essentiel de la masse n'a pas cristallisé mais peut contenir à l'état d'inclusions des microcristaux et des débris lithiques divers.

Ils sont le plus souvent formés par projection et pulvérisation de magma gazeux dans l'atmosphère. Ils sont de ce fait vésiculaires et parfois à ce point que leur densité peut être inférieure à 1. Dans ces conditions, ils peuvent être transportés sur de plus longues distances que les autres constituants plus denses des téphra. Ceux de densité inférieure à 1 peuvent même traverser des océans portés par les eaux et entraînés par les courants marins.

L'étude des verres n'est véritablement indiquée que pour les sédiments en relation avec des roches volcaniques et plus particulièrement avec les dépôts pyroclastiques.

Dans la classe des sables et limons, les verres se présentent soit comme des petits grains vésiculaires ou des éclats courbes qui sont souvent des morceaux de parois qui séparaient deux vésicules. Ils sont incolores/gris très clair pour les morceaux de ponces acides, bruns à opaques/bruns à noirs pour les particules basaltiques.

En raison de leur structure vésiculaire et vitreuse, ces éléments sont extrêmement peu résistants à l'altération et se réduisent aisément en poussière au sein de laquelle on peut encore retrouver des esquilles de parois qui séparaient les vésicules.

II. Les minéraux de densité intermédiaire

a) Les micas

Les micas les plus répandus dans les sédiments sont la muscovite et la biotite.

L'un et l'autre se présentent en petites plaquettes qui sont des sections perpendiculaires à l'axe du cristal qui appartient au système monoclinique. Ils sont incolores (muscovite) ou bruns (biotite). Ces plaquettes ont elles-mêmes une structure finement lamellaire. Leur densité est un peu supérieure à celle des quartz et feldspaths; elle varie entre 2,77 et 2,88 pour la muscovite et entre 2,7 et 3,3 pour la biotite, mais leur forme très aplatie les rend particulièrement transportables.

La muscovite est principalement issue des roches métamorphiques et cristallophylliennes; elle est particulièrement abondante dans nos limons éoliens.

La biotite provient aussi de certaines roches métamorphiques mais également de projections volcaniques acides.

En raison de leur forme, les micas sont très aisément reconnaissables tant au binoculaire qu'au microscope polarisant.

Leur dureté faible (2,5 à 3) et leur structure lamellaire les rendent particulièrement fragiles et de la sorte tout comme les feldspaths ils sont destinés, par désagrégation, à enrichir la fraction argileuse des sédiments.

b) La calcite

La calcite est après le quartz un des minéraux les plus répandus. C'est le minéral dominant de nombreuses roches sédimentaires (calcaires, marnes). Elle se forme à température et pression atmosphérique normales mais aussi dans des filons hydrothermaux.

C'est un minéral souvent incolore/blanc. Il appartient au système rhomboédrique. Plusieurs clivages y sont souvent bien développés. Sa dureté est de 3. Sa densité varie entre 2,72 et 2,94.

Au microscope polarisant, elle est aisément reconnaissable par son faux pléochroïsme et sa biréfringence extrêmement élevée.

Pour comprendre sa distribution, il faut bien sûr tenir compte d'une part des sources constituées par les terrains fournissant CaO mais d'autre part de la solubilité du minéral qui s'exprime même dans des milieux faiblement acides.

Si à sa grande solubilité, on ajoute sa faible résistance mécanique due à sa faible dureté et ses clivages, on comprend que la distribution de ce minéral puisse être assez limitée en dehors des régions mères.

c) La glauconite

Les conditions de formation de ce minéral sont mal connues mais liées essentiellement au milieu marin. Dans cette mesure, la présence de glauconite dans un sédiment atteste de sa relation directe ou indirecte avec un dépôt marin.

Le minéral appartient au système monoclinique, il est incolore à verdâtre/vert. Sa densité varie de 2,4 à 2,95. Sa dureté est faible (2) et il est clivé si bien qu'il s'altère aisément.

III. Les minéraux lourds

a) Généralités

Les minéraux denses que l'on a rencontrés le plus fréquemment dans les sédiments d'Europe occidentale sont le zircon, la tourmaline, le rutile, l'anatase, l'épidote, la topaze, la sillimanite, l'apatite, l'andalousite, le disthène, le staurotide, le sphène, l'olivine, des grenats, des pyroxènes, des amphiboles et des minéraux ferro-titanés.

Dans l'ensemble, leur densité est comprise entre environ 2,9 et 5. Nous renvoyons aux manuels spécialisés pour leurs propriétés et leur détermination.

Parmi les minéraux précités, il faut remarquer que les ferro-titanés sont opaques et doivent être déterminés en lumière réfléchie sur des sections polies.

En général, les minéraux denses ne représentent ensemble qu'une très faible part des sédiments (de l'ordre du pourcent) mais leurs associations sont souvent plus variées que celles des autres minéraux et dans certains cas, un minéral peut être spécifique d'une couche déterminée. Il présente de ce fait un intérêt tout particulier pour résoudre des questions relatives à l'origine des sédiments.

b) Altération des minéraux

Nous avons déjà souligné au passage la grande fragilité des verres volcaniques et aussi la faible résistance relative des feldspaths et feldspathoïdes par rapport au quartz, due principalement à leurs clivages. La solubilité de la calcite en milieu acide ainsi que celle des oxydes de fer en milieu réducteur a aussi été signalée.

Il existe de nombreuses échelles d'altération des minéraux, chacune basée sur des critères différents :

- structure du réseau cristallin,
- dureté,
- composition chimique en relation avec l'environnement.

Une synthèse de quelques échelles peut être consultée dans BUSTAMANTE SANTA CRUZ (1973).

Dans les différentes listes, les minéraux ne se présentent pas dans le même ordre. Toutefois, il s'en dégage des généralités résumées ci-dessous :

Très stables : zircon, rutile, tourmaline, quartz.
Résistants : staurotide, disthène, andalousite, topaze, sillimanite.
Altérables : épidotes, amphiboles, grenats, pyroxènes.
Très altérables : olivine, apatite, feldspaths et feldspathoïdes.

c) Quelques exemples d'application de la technique des minéraux denses

α. *Reconnaissance de l'origine géographique des sédiments*

1. La distinction sur le plateau des Hautes Fagnes des sables d'altération du substrat primaire (ubiquistes seulement) et de sables oligocènes identiques aux sables de Boncelles par leur contenu en disthène, staurotide, topaze, andalousite (P. BOURGUIGNON, 1954).

2. L'origine allochtone des limons éoliens de Moyenne Belgique dont l'association à base de hornblende verte, épidote et grenat n'est connue dans aucune roche de notre pays (E. JUVIGNE, 1978).

3. Dans la plaine alluviale du Rhin (fig. 30), l'apport des minéraux volcaniques de l'Eifel oriental est particulièrement remarquable aux environs de Coblence. L'évolution de l'association minéralogique vers l'aval démontre l'influence fondamentale de la granulométrie sur le contenu en minéraux denses (T. VAN ANDEL, 1950).

4. Dans les terrasses de la Meuse (fig.31), les variations stratigraphiques du contenu en minéraux denses attestent l'influence d'une part de l'altération tertiaire qui se marque par la prépondérance des minéraux résistants dans la terrasse supérieure (Mortroux-Rabosée) et d'autre part du détournement vers le Rhin de la Moselle supérieure qui se marque par la régression continue de la hornblende brune des Vosges dès la terrasse d'Elsloo (L. BUSTAMANTE SANTA CRUZ, 1974).

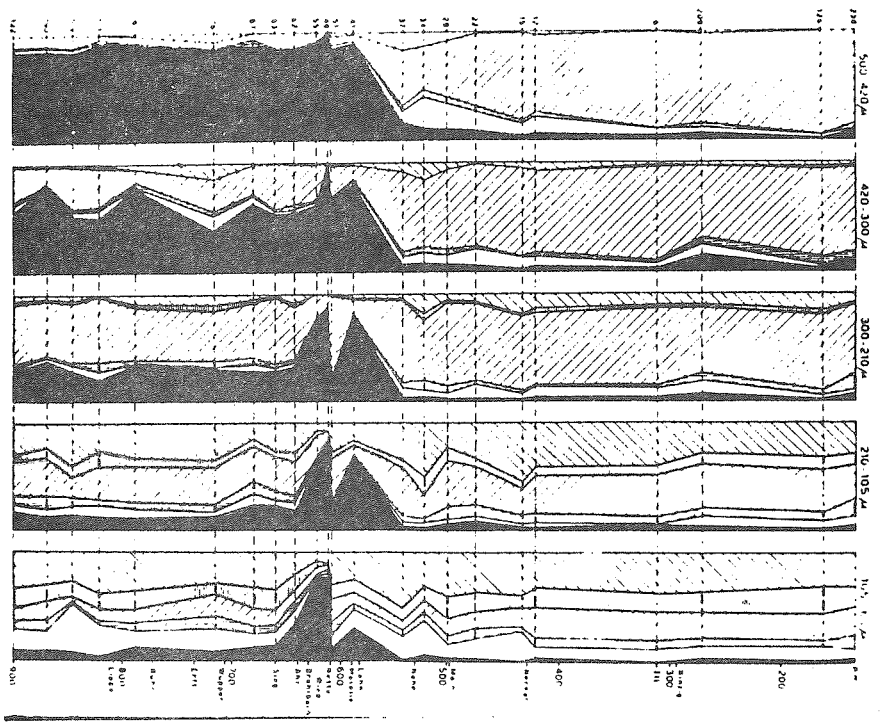


Figure 30. Analyses fractionnées de minéraux denses dans la plaine alluviale du Rhin. La part des minéraux volcaniques est en noir. (T. VAN ANDEL, 1951)

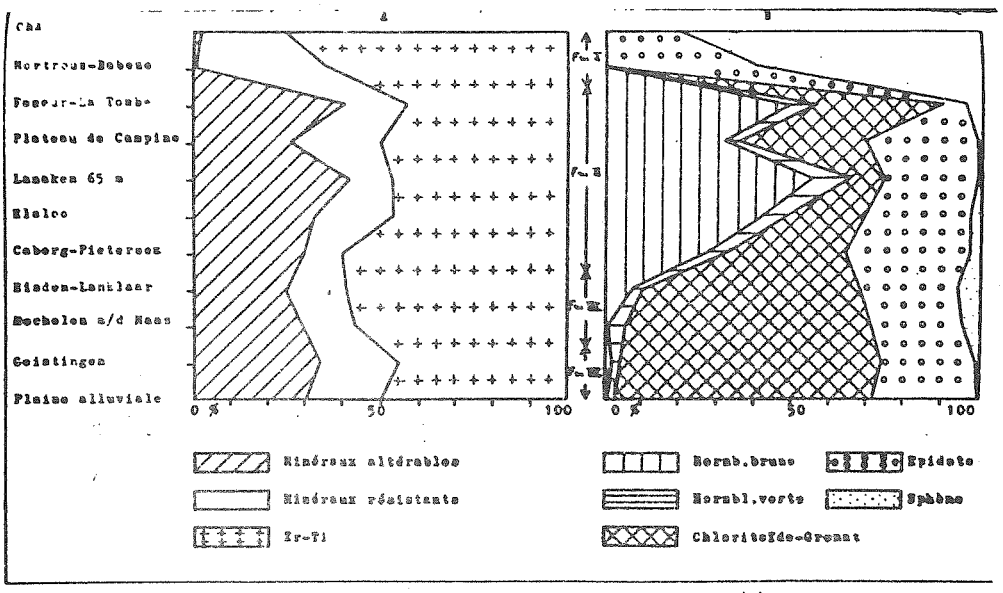


Fig.16 - VARIATIONS DES PROPORTIONS RELATIVES DE TROIS GROUPES MINERALOGIQUES (A) ET DES VARIATIONS DES PROPORTIONS INTERNES DES MINERAUX ALTERABLES (B) DES TERRASSES ET DE LA PLAINE ALLUVIALE DE LA MEUSE

Figure 31. Evolution stratigraphique des minéraux denses dans les terrasses de la Meuse. (BUSTAMANTE SANTA-CRUZ, 1973)

β. *Identification de repères stratigraphiques*

1) Dans les sédiments de Moyenne et de Haute Belgique, on connaît actuellement au moins 3 cinérites :

- Le Laacher See Tuff, 11.000 B.P., caractérisé par l'association hornblende basaltique, augite, sphène, apatite (E. JUVIGNE, 1980).
- L'Eltviller Tuff, 22.000 à 30.000 B.P., caractérisé par l'augite et l'olivine (E. JUVIGNE et A. SEMMEL, 1981).
- Le Tuf de Rocourt, 51.000 à 115.000 B.P., caractérisé par l'enstatite, l'augite et la hornblende basaltique (E.JUVIGNE, 1977).

A titre d'exemple, nous rapportons à la figure 32 l'extension géographique du "Laacher See Tuff".

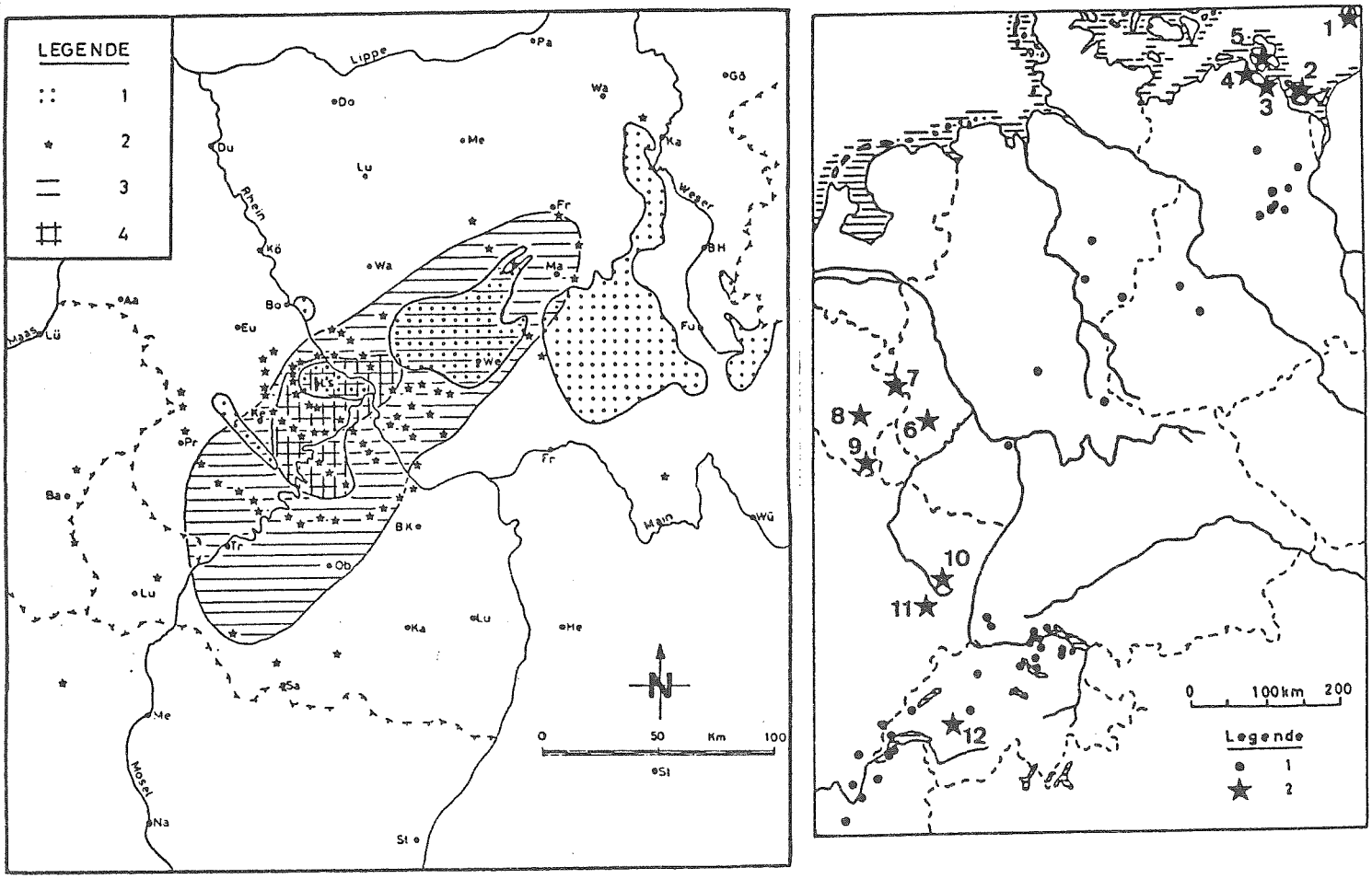


Figure 32. Répartition géographique des dernières retombées du Laacher See. A gauche, sur base de comptages de grains dans les sols actuels; à droite, sur base de cinérites en place. (E. JUVIGNE, 1980)

2) Dans les limons éoliens de notre pays, on distingue deux types d'associations (fig. 33). L'une riche en hornblende verte et grenat est propre aux limons vistuliens, l'autre pauvre en ces mêmes minéraux caractérise l'ensemble des limons prévistuliens (E. JUVIGNE, 1978).

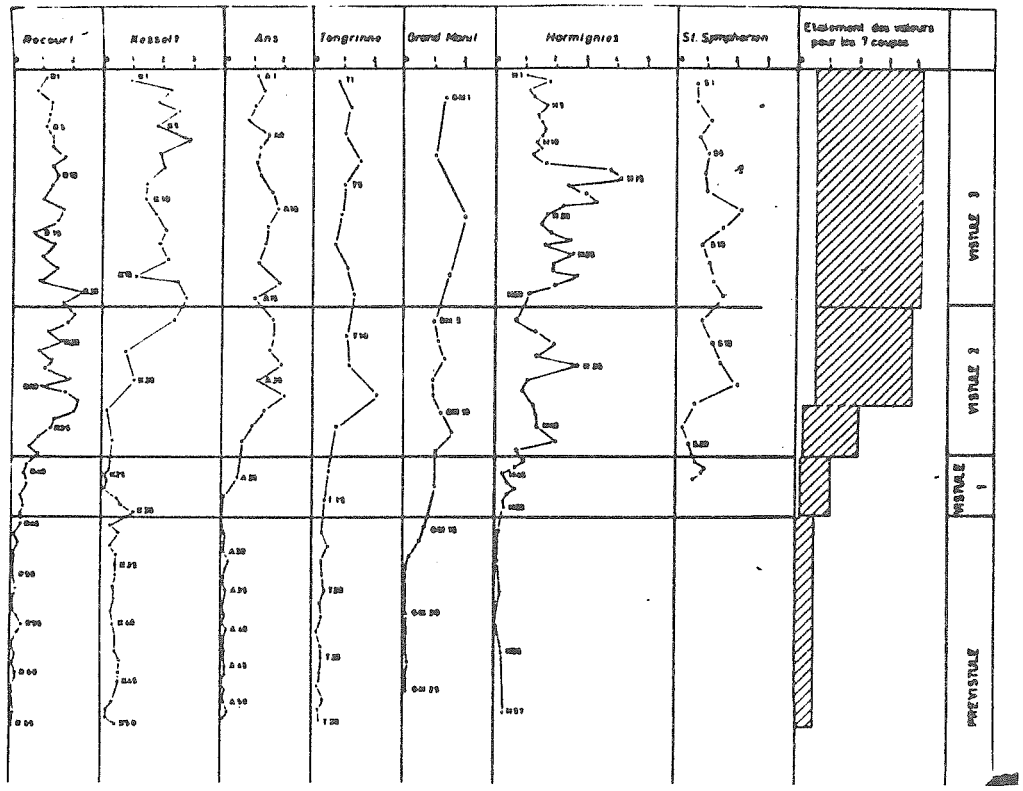


Figure 33. Variations du rapport hornblende+grenat/zircon+rutile dans 7 coupes de loess de la Moyenne Belgique (E. JUVIGNE, 1976).

3) Dans les sables éoliens de Campine, il existe une différence identique à celles des limons entre la formation supérieure et la formation inférieure (fig.34; J.DE PLOEY, 1961).

La question se pose de savoir s'il y a une relation stratigraphique entre les changements d'associations observés dans les sables et les limons. D'autre part, ces changements peuvent s'expliquer aussi bien par des changements dans la direction des vents (donc de provinces d'alimentation), que par l'altération de la hornblende et du grenat dans les formations inférieures plus anciennes.

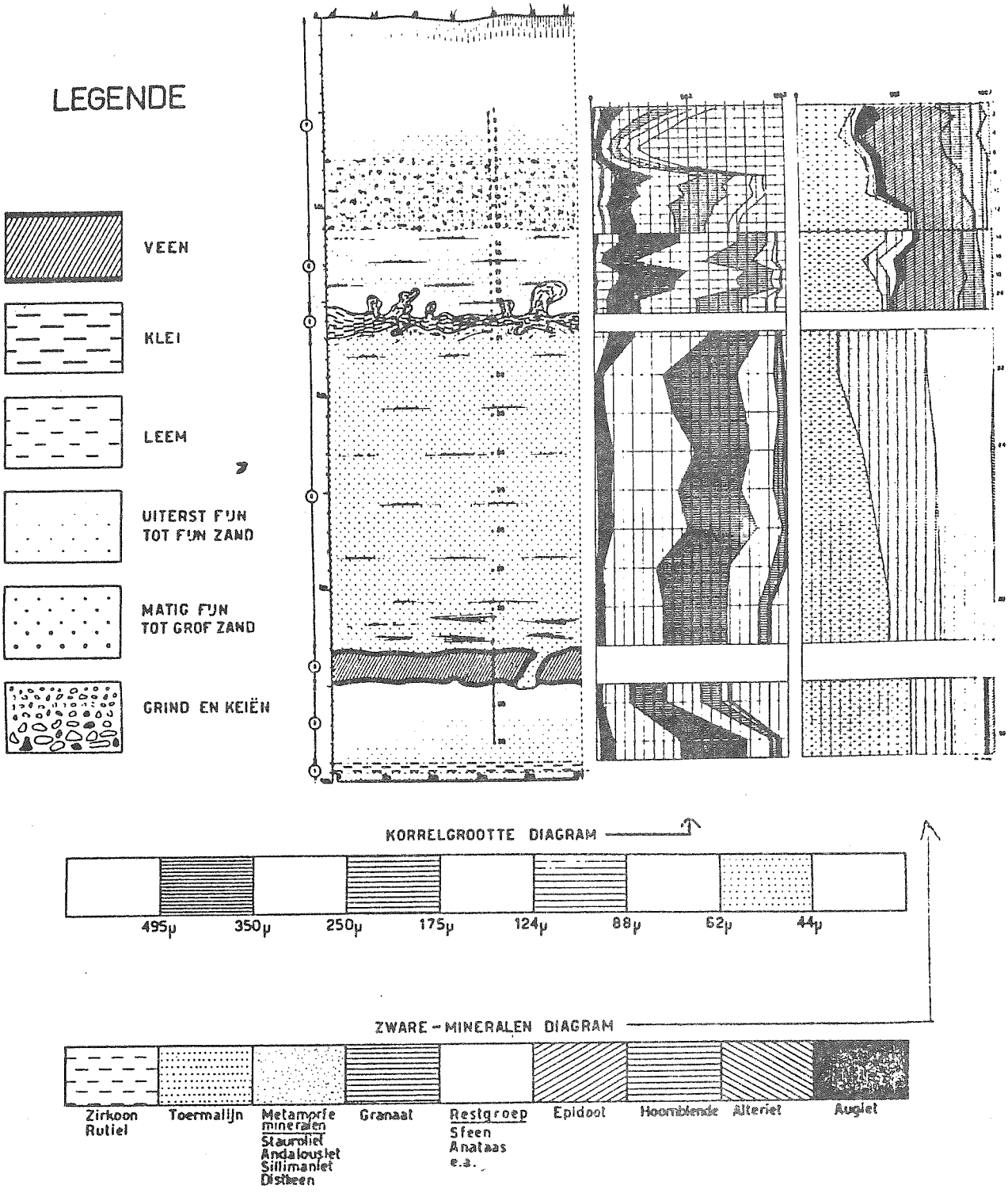


Figure 34. Variations stratigraphiques de la granulométrie (colonne centrale) et des minéraux denses (colonne de droite) dans les sables de couverture en Campine.

(J. DE PLOEY, 1961)

γ. *Reconnaissance de variations chimiques dans un sédiment en fonction du temps*

Les minéraux opaques ferro-titanés sont particulièrement sensibles aux processus d'oxydation et de réduction. Les grands traits de leurs transformations sont résumés dans le tableau 4.

TABLEAU 4

	Eventuellement formation de pyrite (FeS_2) en présence de matières organiques			rutile: TiO_2
En milieu réducteur lessivage ↑	mise en solution du fer	mise en solution du fer	mise en solution du fer	leucoxènes (↘% de fer)
Minéral primaire	Magnétite FeO Fe_2O_3	Hématite Fe_2O_3	Ilménite FeO TiO_2	
En milieu oxydant ↓	Maghémite γFe_2O_3 Hématite Fe_2O_3	Minéral stable	Formation de deux minéraux distincts: Hématite Fe_2O_3	rutile TiO_2
En milieu oxydant très humide (marais, lacs...) ↓	minerais de fer hydratés: limonite FeOOH, nH_2O et/ou goethite cryptocristalline hydratée		goethite FeOOH orthorhombique	

D. Les séparations minéralogiques

Dans ce chapitre, nous avons déjà insisté à plusieurs reprises sur la difficulté de déterminer les minéraux en grains. Ces difficultés sont d'autant plus grandes que les grains sont émoussés et petits; elles augmentent aussi avec la variété des minéraux dans un sédiment qui multiplie les confusions possibles.

Pour cette dernière raison, il est très souvent utile d'isoler le ou les types de minéraux qui permettront de répondre à la question posée. Pour ce faire, il existe un grand nombre de méthodes basées sur les propriétés physiques et chimiques des grains ou même plus simplement sur leur taille.

Nous ne décrirons ici que les méthodes les plus simples, les moins coûteuses et partant les plus accessibles.

a) Le tamisage

En raison de leur forme, de leur taille originelle, et de leurs densités différentes, les divers minéraux d'un sédiment n'ont pas la même distribution granulométrique.

Les zircons trapus et très denses (4,6-4,7) sont toujours beaucoup plus petits dans un dépôt donné, que les micas très aplatis et peu denses.

Les zircons trappus et très denses (4,6-4,7) sont toujours beaucoup plus petits que les micas très aplatis et peu denses.

La figure 30 montre que si dans les alluvions du Rhin, on veut limiter le plus possible les confusions entre les minéraux volcaniques de l'Eifel et ceux d'autres provenances, il y a intérêt à isoler la classe granulométrique supérieure à 420 µm.

De même, à certains niveaux dans nos limons éoliens dont la taille des grains ne dépasse pratiquement pas 100 µm, il existe des minéraux issus de retombées volcaniques dont la taille peut atteindre jusqu'à 400 µm. Un tamisage à 100 µm donne donc des concentrations plus intéressantes de ces derniers minéraux.

b) La dissolution sélective

Elle permet d'éliminer certains types de minéraux. Par exemple, une attaque à l'HCl peut éliminer les carbonates et les oxydes de fer.

c) Les séparations densimétriques (tableau 5)

- *Séparation en 2 fractions*

En principe, il s'agit simplement de verser des grains dans un liquide dont la densité est portée à un niveau adapté au type de séparation souhaitée.

TABLEAU 5. DENSITE DES MINERAUX CITES DANS CE COURS

Glauconite	2,4 - 2,95
Feldspaths et feldspathoïdes	2,55 - 2,66
Quartz	2,65
Biotite	2,7 - 3,3
Limonite	2,7 - 4,3
Calcite	2,71 - 2,94
Muscovite	2,77 - 2,88
Augite	2,96 - 3,52
Hornblende commune	3,02 - 3,45
Tourmaline	3,03 - 3,25
Apatite	3,1 - 3,35
Andalousite	3,13 - 3,16
Hornblende basaltique	3,19 - 3,30
Enstatite	3,21
Sillimanite	3,23 - 3,27
Olivine	3,25 - 3,40
Hypersthène	3,3 - 3,5
Epidote	3,38 - 3,49
Sphène	3,45 - 3,55
Topaze	3,49 - 3,57
Chloritoïde	3,51 - 3,8
Disthène	3,53 - 3,65
Grenat	3,58 - 4,3
Staurotide	3,74 - 3,83
Anatase	3,82 - 3,97
Hématite	4,2 - 5
Rutile	4,23 - 5,5
Goethite	4,3
Zircon	4,6 - 4,7
Ilménite	4,7 - 4,78
Magnétite	4,9 - 5,02
Pyrite	4,95 - 5,03

Pour ce faire, les solutions les plus couramment utilisées sont basées sur les mélanges suivants :

acétone (δ = 0,8) + bromoforme (δ = 2,82)

eau (δ = 1) + iodure de méthylène (δ = 3,3)

eau (δ = 1) + liqueur de Clerici (δ = 4,06)

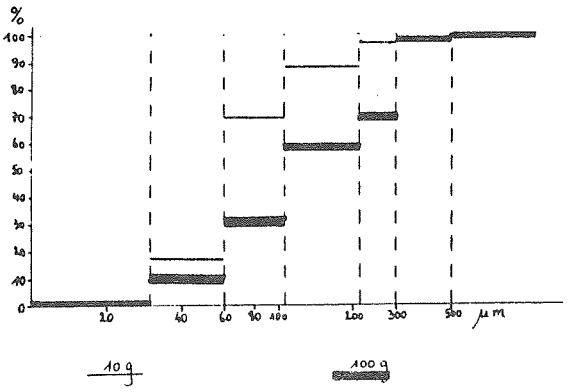
En pratique, les séparations peuvent s'effectuer de deux façons :

1°) en ampoules au sein desquelles les mouvements ascensionnels ou de chute des grains sont régis par l'accélération de la pesanteur.

2°) par centrifugation sous l'effet de l'accélération centrifuge ou centripède ($\omega^2 r$) qui peut être plusieurs dizaines de milliers de fois supérieure à l'accélération de la pesanteur. Dans ce dernier cas, la meilleure méthode pour récupérer sans pollution la fraction dense consiste à congeler dans l'azote liquide le fond du tube de centrifugeuse où reposent les minéraux denses.

La figure 35 démontre que la supériorité de la centrifugation sur la méthode de l'ampoule est d'autant plus grande que le sédiment est fin.

En répétant les séparations en deux fractions avec des solutions de densité différente, on peut développer le fractionnement.



Rendement comparé de la séparation des minéraux denses par ampoules et par centrifugeuse. Dans les ampoules, deux séries d'essais ont eu lieu avec 200 cc de bromoforme: dans la première série 10 g de de sédiment, dans la seconde avec 100 g.

(E. JUVIGNE, 1979)

Figure 35.

- *Séparations multiples par gradient de densité*

Dans la burette représentée sur la figure 36, un gradient de densité a été réalisé avec deux solutions miscibles; chaque particule de l'échantillon s'y est stabilisée à une profondeur correspondant à sa propre densité. La courbe d'évolution de la densité est dessinée en marge sur base d'étalons introduits dans le gradient. Les anneaux noirs sont respectivement des matières organiques (densité ± 1,5), des quartz et des feldspaths (densité ± 2,6). Les minéraux denses reposent sur le fond de la burette. Quelques grains de densité intermédiaire sont en suspension dans d'autres zones du gradient.

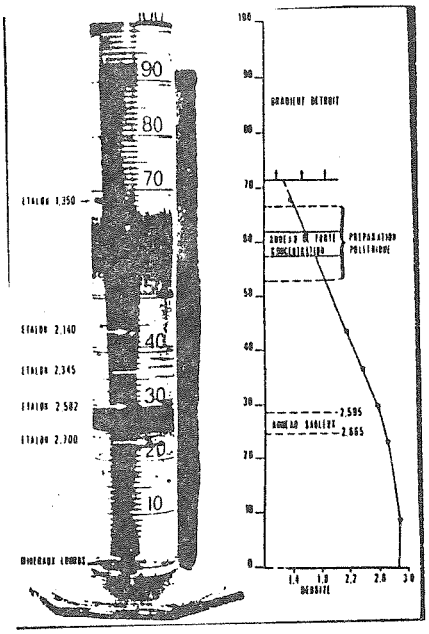


Figure 36.

Séparation de sédiment par gradient de densité

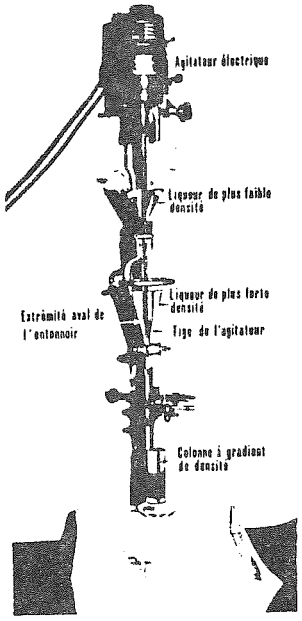


Figure 37.

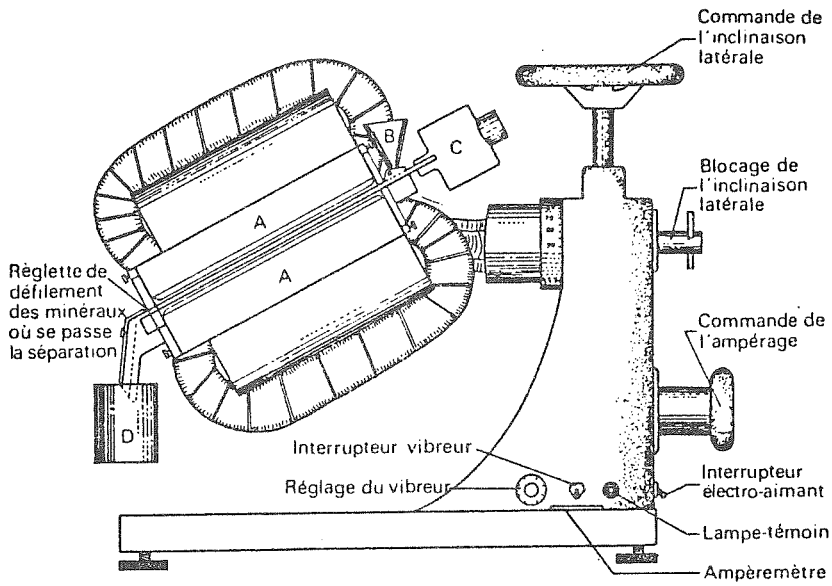
Appareillage pour la réalisation de gradients de densité.
(J.C.DUCHESNE in E.JUVIGNE, 1973)

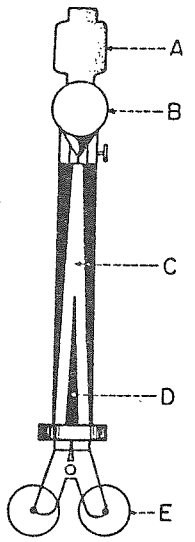
Un type d'appareillage très simple pour réaliser des gradients est représenté à la figure 37. La solution de plus forte densité est dans l'ampoule (enceinte fermée). Chaque fois qu'on laisse échapper une goutte de l'ampoule vers la burette, elle est remplacée dans l'enceinte par une goutte de solution de l'entonnoir. L'agitateur mélange la solution dans l'ampoule pour uniformiser la densité du nouveau mélange. Goutte après goutte, la densité diminue dans l'ampoule et conséquemment dans la colonne de la burette.

d) Les séparations magnétiques

Un aimant à main élémentaire ne permet guère d'extraire que les minéraux de magnétite d'un sédiment.

Pour extraire les autres minéraux qui ont tous une susceptibilité magnétique inférieure (tableau 6), il faut utiliser, par exemple, un séparateur de Frantz (fig. 38). En modifiant l'inclinaison de la réglette du séparateur et/ou l'intensité du courant électrique dans le bobinage, on peut modifier la force FM. En augmentant progressivement cette force, tout en répétant la descente de l'échantillon sur la réglette, on peut séparer les grains en plusieurs fractions.





Électro-aimant Frantz Isodynamic (ISNARD, 1957).
A) pièces polaires ; B) entonnoir d'alimentation en minéraux ;
C) vibreurs de la réglette ; D) godets de récupération des fractions minérales.
L'axe permettant la modification de la pente longitudinale est masqué par les pièces polaires.

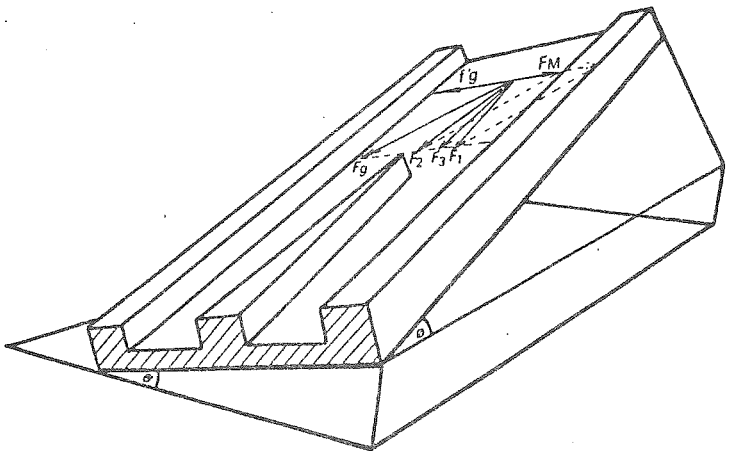


Figure 38.

Séparateur magnétique de Frantz.
(PARFENOFF et al., 1970)

TABLEAU 6 - REPARTITION DE QUELQUES MINERAUX DANS LES FRACTIONS ELECTROMAGNETIQUES OBTENUES AU SEPARATEUR FRANTZ ISODYNAMIC.

Les traits les plus épais correspondent aux répartitions qui paraissent les plus fréquentes.

Minéraux	Fractions $d < 2,9$ et $d > 3,3$										
	Magnétisme										
	Aimant naturel	*attirable à l'aimant ventouse Ugine* ($f = 50$ kg)					*non attirable à l'a. v. Ugine*				
		Électro-aimant Frantz (pente et inclinaison 15°, fraction attirée dans un champ correspondant à ... Ampère)									
	0 A	0,1 A	0,2 A	0,3 A	0,4 A	0,5 A	0,6 A	0,8 A	1 A	A max.	Non attirable
Fraction $d < 2,9$:											
Béryl											
Calcite											
Chlorites											
Collophane											
Feldspaths											
Feldspathoïdes											
Glauconite											
Gypse											
Muscovite											
Quartz											
Scapolite											
Zéolites											
Fraction $d > 3,3$											
Aegyrine											
Allanite											
Anatase											
Angiésite											
Arfvedsonite											
Augite											
Barytine											
Blende											
Brookite											
Cassitérite											
Cérusite											
Chalcopyrite											
Chloritoïde											
Chromite											
Cinabre											
Columbo-tantalite											
Corindon											
Diamant											
Diopside-hedenbergite											
Disthène											
Épidote											
Euxénite											
Fergusonite											
Galène											
Grenats											
Hématite											
Hornblendes											
Hypersthène											
Ilménite											
Leucoxène											
Limonite											
Magnétite											
Marcasite											
Martite											

Les résidus de l'industrie du fer ont fourni des indications intéressantes quant à la vitesse de sédimentation des limons dans les plaines alluviales de Haute Belgique et ont donné des renseignements sur la dispersion atmosphérique des poussières produites par cette industrie. Ces éléments qui se trouvent en quantité infime dans les sédiments ont pu être aisément extraits du fait de leur susceptibilité magnétique. Un aimant à main du type de celui qui est dessiné sur la figure 39 permet en effet de recueillir rapidement les particules magnétiques. La séparation est réalisée le plus facilement en passant l'aimant sur les sédiments dispersés dans de l'eau, puis en libérant, également sous eau, sur un verre de montre par exemple, la fraction recueillie. L'examen de cette fraction est ensuite réalisé au binoculaire, sous eau, directement dans le verre de montre, de façon à reconnaître, parmi les autres éléments magnétiques, les restes de l'industrie du fer.

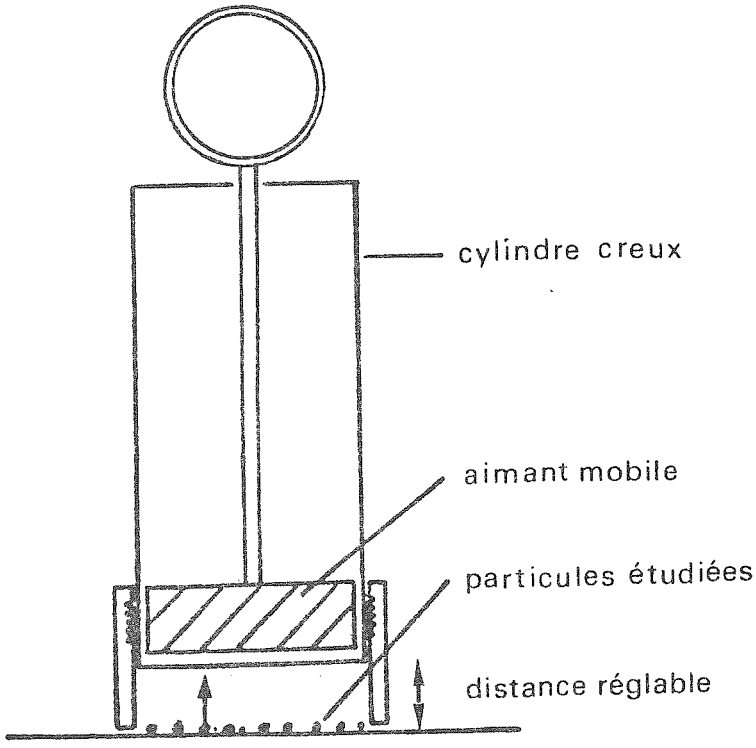


Figure 39. Aimant à main du type "Clausthal". Les particules magnétiques sont attirées par l'aimant et adhèrent à la partie inférieure du cylindre. Elles sont libérées et tombent lorsque l'aimant est soulevé dans le cylindre.

Ceux-ci se présentent sous deux formes distinctes :

a) des éclats de scories, débris anguleux d'un corps vitreux. Ils se reconnaissent aisément par leurs couleurs, leurs cassures conchoïdales et la présence de vacuoles. Il s'agit de morceaux de mâchefers ou magmas ferrifères qui flottaient à la surface du bain en fusion et qui ont été brisés, soit pour récupérer les parties encore riches en fer, soit pour être abandonnés (ou jetés à la rivière).

b) des billes parfaitement sphériques de couleur terne ou métallique dont le diamètre varie entre 10 et 735 µm. Ces sphérules résultent (surtout au moment du soufflage dans l'aciérie Thomas) de la projection de particules en fusion qui se solidifient dans l'air en sphères régulières creuses, craquelées et isotropes, de pouvoir réflecteur élevé et comprenant plus de 40 % de fer.

En se basant sur la répartition de ces éléments, J. HENROTTAY (1973) a démontré que la majeure partie des limons accumulés dans les plaines alluviales avait été déposée après le début du présent millénaire, car c'est au début de celui-ci que l'industrie du fer s'est installée dans les plaines alluviales (fig. 40).

Suite à l'étude de la répartition des sphérules magnétiques, C. RICHARDEAU (1977) a établi des cartes de répartition des poussières produites par l'industrie du fer et dispersées dans l'atmosphère. La figure 41 donne un exemple des résultats de son étude. Elle retrouve les forges anciennes comme l'indiquent les maxima observés à Chevron et à Malmédy.

Remarque

Des sphérules magnétiques tout à fait comparables à celles dont nous venons de parler ont une origine extra-terrestre. Elles sont bien connues dans les dépôts océaniques de grande profondeur où, vu la lenteur de la sédimentation, elles existent en quantité non négligeable. La démonstration de leur origine météorique a été apportée en filtrant un grand volume

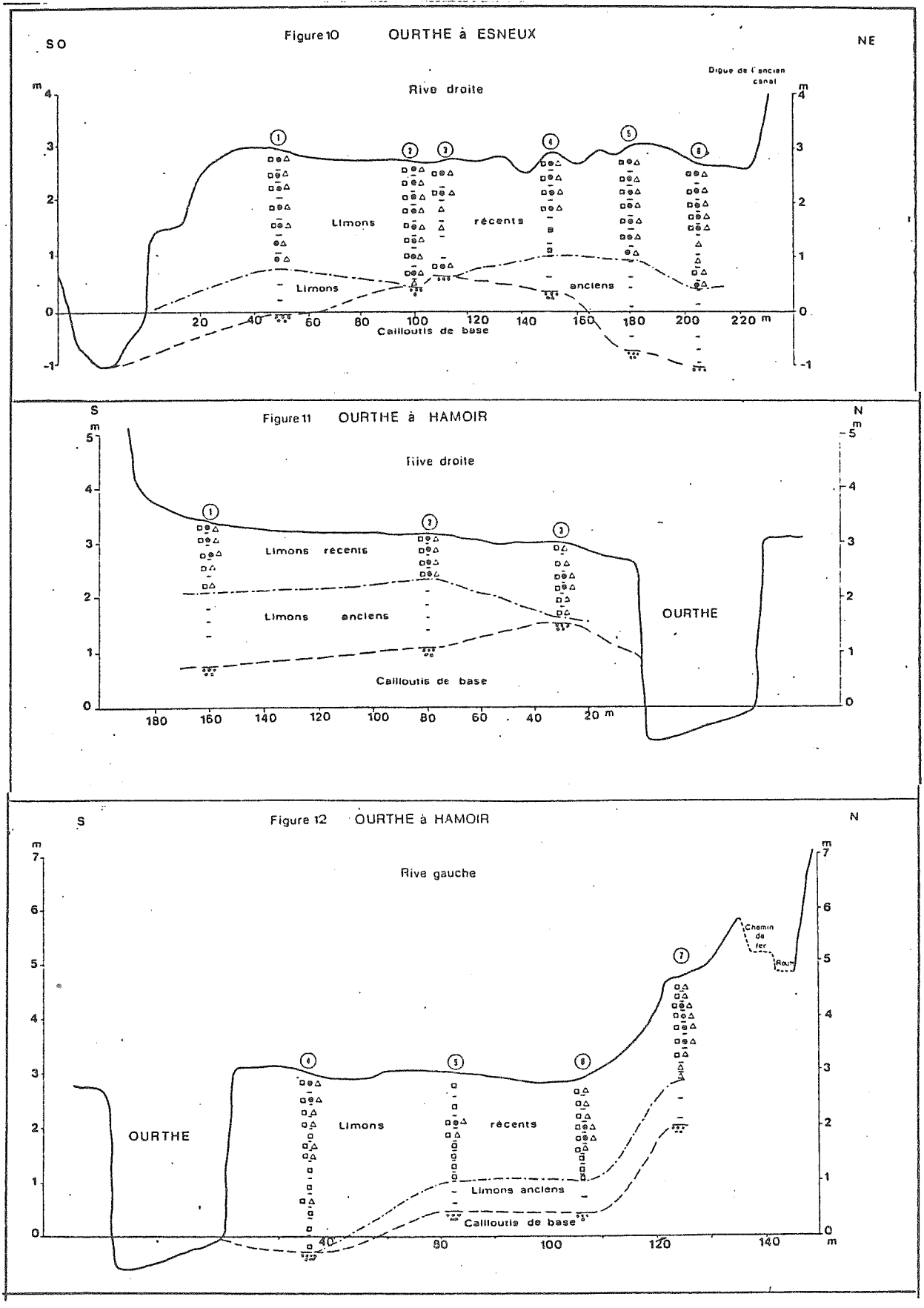


Figure 40. Distinction entre les limons anciens et les limons récents (postérieurs à l'an mille de notre ère) par les résidus de l'industrie du fer.
1. Scories microscopiques; 2. Billes; 3. Plaquettes.

(J. HENROTTAY, 1973, p.111)

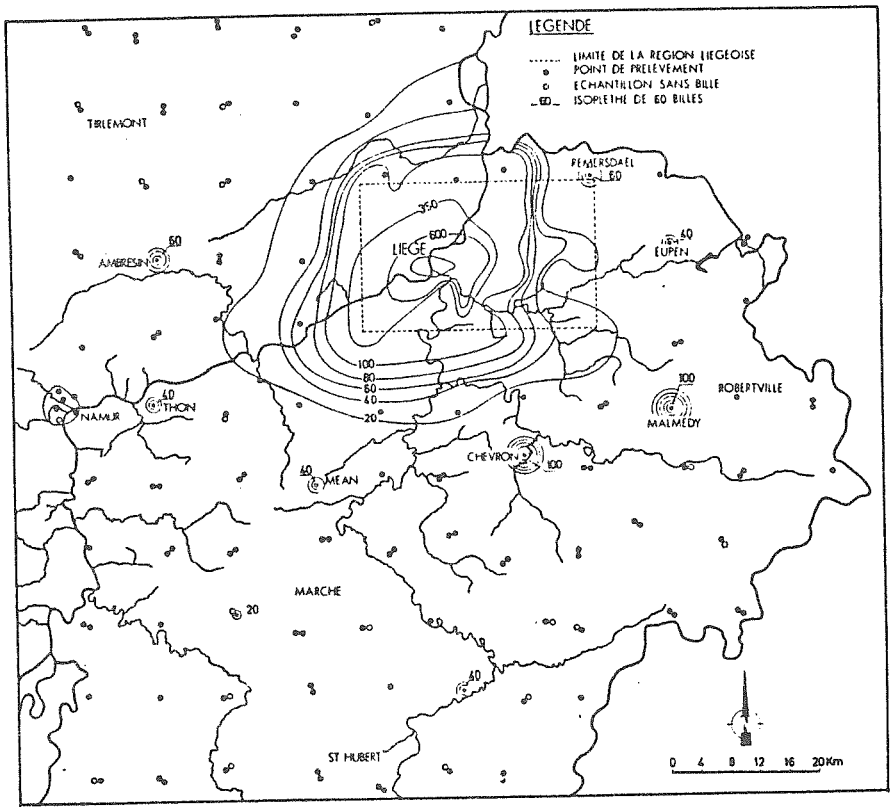


Figure 41

Nombre de sphérules magnétiques contenues dans 20 g de terre prélevés dans la couche superficielle du sol, sur le territoire couvert par les cartes au 1/100.000, de Liège, Dinant et Malmédy, de l'Institut géographique militaire (C. RICHARDEAU, 1977, p.162).

d'air à différentes latitudes d'août à octobre 1967. La présence simultanée de maxima de concentration aussi bien dans l'Antarctique que dans l'Arctique ou sur l'Equateur exclut la possibilité d'une origine terrestre de ces particules (J. ROSINSKY, 1970).

Les sphérules extra-terrestres sont probablement formées par la fusion de particules microscopiques pendant leur entrée dans l'atmosphère ou par la fragmentation de météores plus gros. Leur diamètre varie de 0,1 à 230 µm. T. LAEVASTU et O. MELLIS (1955) ont calculé que 264.000 sphérules extra-terrestres atteignent chaque année chaque kilomètre carré de la surface terrestre, ce qui correspond à un apport de 24,6 sphérules par m^2 et par siècle. Ces sphérules extra-terrestres sont creuses et ressemblent fort aux billes d'origine industrielle. L'étude d'un profil de 7 mètres dans les limons de Rocourt a bien vérifié la présence de ces sphérules mais en quantité très faible (C. RICHARDEAU, 1977).

2) LA FORME DES GRAINS DE SABLE

Nous commencerons par exposer la technique que A.CAILLEUX a mise au point et utilisée dans la thèse qu'il a présentée en 1942. L'emploi de cette méthode ne nécessite comme appareillage qu'un binoculaire. Elle est donc à la portée de tous les chercheurs; elle fournit toutefois des données très intéressantes.

A. Morphoscopie des grains de sable selon A.CAILLEUX

Récolte des échantillons

1. Chercher un endroit non pollué, dépourvu de placage éolien.
2. Prélever 20 à 100 grammes de sable. Inscrire soigneusement: le lieu de prélèvement, la date, l'assise géologique.
3. Un tel prélèvement est généralement possible dans des grès, à condition de chercher les endroits où la roche est friable.

Préparation des échantillons

1. Se brosser les ongles.
2. Vider dans une tasse une cuillerée à café de sédiments mélangés à de l'eau. Frotter avec deux doigts, le plus vite possible avec pression des doigts la plus forte contre les parois de la tasse. Ainsi, les micas se cassent, les calcaires poreux et les oxydes de fer s'écrasent.
   Evacuer l'eau trouble et répéter jusqu'à ce que l'eau reste claire.
3. Si le sable est calcaire, laver à l'HCl.
4. Si le sable est ferrugineux, laver à l'HCl à chaud (ébullition, 1 minute).
5. Après un dernier lavage, sécher l'échantillon qui est composé essentiellement de quartz et de feldspaths.

Observation des échantillons

Les grains de sable sont examinés au binoculaire. Pour cet examen, ils sont disposés sur un fond noir et éclairés par une source lumineuse ponctuelle, placée de telle sorte que l'angle des rayons lumineux par rapport à l'axe optique du binoculaire soit de 45°. Un micromètre cible, placé dans l'oculaire de l'appareil, permet de mesurer la dimension des grains.

Les principaux types de grains

- Non usés (N.U.)

Contours anguleux, grains aux faces planes; en tapotant sur le support, les grains apparaissent tantôt comme très brillants, tantôt comme ternes, suivant l'orientation des faces par rapport à la source lumineuse.

- Emoussés luisants (E.L.)

Angles émoussés ou arrondis. Toutes les parties saillantes sont brillantes. L'image de la lampe apparaît à la surface supérieure du grain. Comme le grain est bien transparent, l'image de la lampe est aussi visible au travers du grain à la surface inférieure.

- Ronds mats (R.M.)

Le grain est en général bien arrondi. La surface est entièrement dépolie, picotée. Sur cette surface, il n'apparaît pas d'image par réflexion, mais des taches plus claires sont visibles, là où l'image apparaîtrait. Ne pas confondre avec des E.L., des quartz laiteux où une image par réflexion existe sur la partie bombée.

- Emoussés luisants moirés (E.L.M.)

Picotis plus fin et plus serré que les R.M. Des marques de choc n'existent pas. La forme n'est pas ronde même vers 0,8 mm. Un même grain peut apparaître moiré ou luisant. Tous les grains ont le même aspect dans une même couche, aussi bien les gros que les petits.

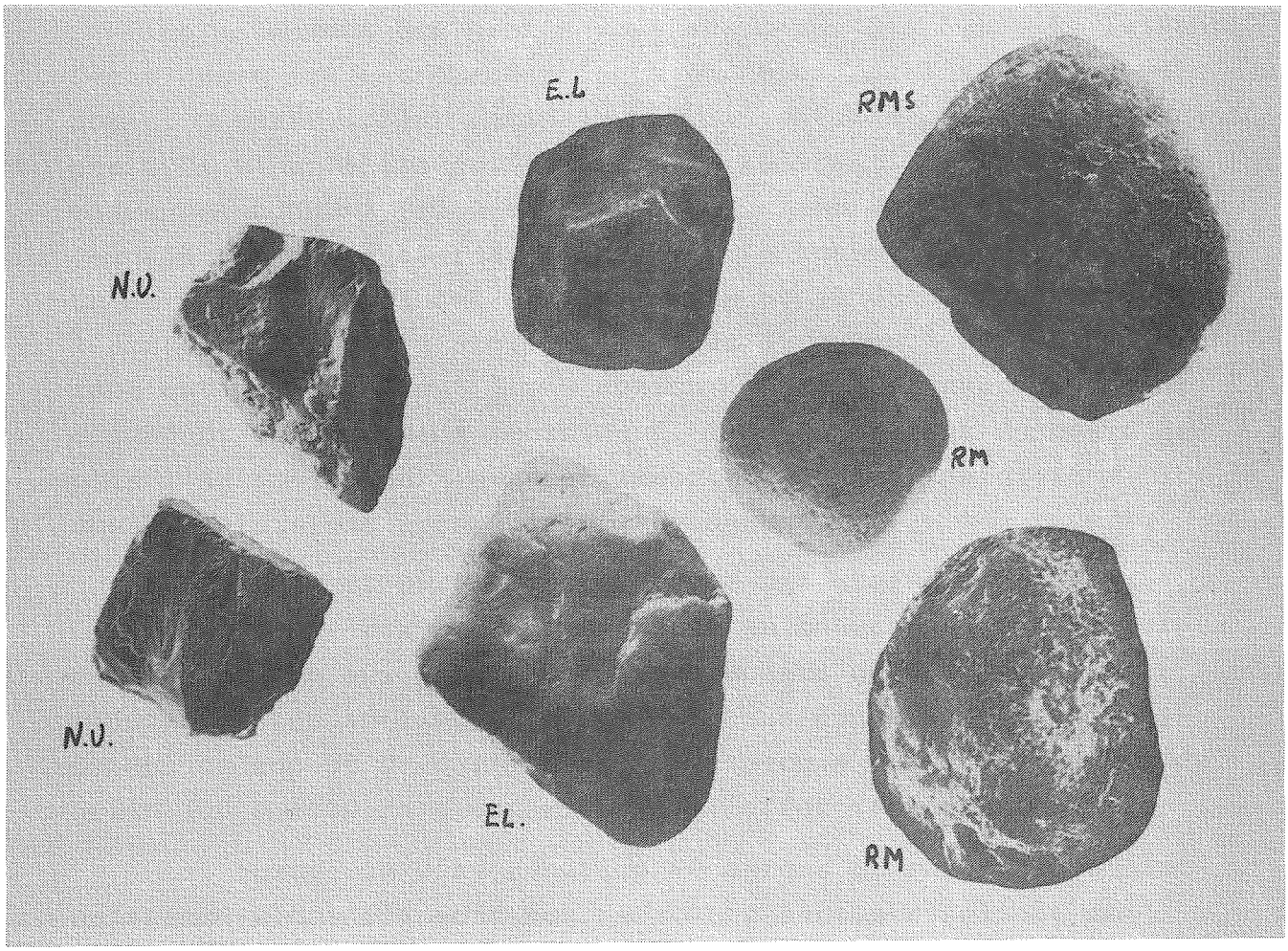


Figure 42. Photographie au microscope électronique de grains typiques dénommés, selon CAILLEUX, non usés (N.U.), ronds mats (R.M.) et ronds mats sales (R.M.S.)
(L. LE RIBAULT, 1977, planche I)

- Ronds mats sales (R.M.S.)

Ronds mats qui ont été cimentés dans un grès. Sur ces grains subsistent des traces de ciment ou des traces de recristallisation.

Agents de façonnement des grains de sable

Le mouvement des grains sous eau donne des émoussés luisants. Cette usure est extrêmement lente et dépend de l'agitation de l'eau. DAUBRÉE (1879) estimait que la perte de poids ne dépassait pas 0,01 % par mille de déplacement. KUENEN (1959) trouve une valeur de 0,002 %. Il a calculé qu'un grain de quartz cubique devrait parcourir 50 fois le tour de la terre pour devenir rond ! Comme l'aspect poli des grains existe aussi dans les creux où l'abrasion ne peut s'exercer, on peut dire que l'aspect de surface est dû avant tout à une action chimique, l'usure du grain dépendant de processus mécaniques. Il est aisément démontré que plus l'agitation de l'eau est importante, plus les grains émoussés-luisants apparaissent rapidement.

Le transport par le vent façonne des grains ronds-mats. L'usure est due aux chocs des grains en mouvement. Chaque percussion enlève aux grains de petits éclats qui arrondissent rapidement les angles. L'action éolienne donne donc très rapidement un aspect de surface mat et provoque une usure rapide du grain 100 à 1000 fois supérieure à l'effet de l'eau courante.

Les agents de désagrégation mécanique et chimique donnent naissance à des éléments non usés. Les sables résultant de l'action du gel, tout comme les arènes, sont constitués de grains non usés.

Contrairement à ce que A. CAILLEUX croyait en 1942, la matité des grains n'est pas seulement due à l'action du vent. D'autres aspects mats existent qui sont dus à la dissolution et aux reprécipitations. Ce sont les grains moirés. Ce type de phénomène est surtout fréquent dans les régions intertropicales et surtout dans les déserts où les rosées sont fréquentes. Un des caractères distinctifs permettant d'éviter des confusions est la localisation de ce "frosting" dans des creux des grains, en des endroits où l'action mécanique est impossible.

Comptage des différents types de grains

Comme nous allons le voir dans un instant, la proportion des différentes catégories de grains varie au sein d'un même échantillon avec la taille. De ce fait, il est indispensable de tenir compte de la taille de chaque grain de sable. Deux méthodes peuvent être utilisées. La première consiste à tamiser le sable qui doit être étudié et à examiner chaque fraction granulométrique séparément. La seconde consiste, en fixant un micromètre cible dans l'objectif du binoculaire, à ne considérer que les grains d'une dimension donnée. Exemple: 0,7 mm $\pm$ 10 %.

A. CAILLEUX estime qu'une mesure n'est significative que si l'on compte au moins 25 grains.

Les résultats et leur représentation

L'étude du pourcentage de grains ronds-mats et ronds-mats sales de 0,7 mm de diamètre au cours des différentes périodes géologiques a été effectuée en Allemagne. Dans les roches les plus dures, il existe en effet des parties désagrégées qui peuvent être recueillies et étudiées au point de vue de la morphoscopie des grais de quartz. Le tableau 7 en montre une vue générale.

Précambrien	70 %
Cambrien	90 %
Dévonien	56 %
Permien	50 %
Trias	55 %
Jurassique	20 %
Crétacé	15 %
Eocène	15 %
Oligocène	10 %
Miocène	15 %
Pliocène	5 %
Quaternaire	50 %

Tableau 7

Pourcentage de grains R.M. et R.M.S. de 0,7 mm de diamètre dans diverses formations géologiques d'Allemagne.

Deux ruptures majeures apparaissent dans ce tableau. La première entre le Trias et le Jurassique correspond à l'apparition d'une forêt d'angiospermes qui a couvert le sol à partir du Jurassique. L'autre, entre le Pliocène et le Quaternaire, est en relation avec la disparition de la couverture végétale pendant les périodes froides du Pléistocène (revoir à ce sujet la figure 42 du cours de Géologie du Quaternaire). C'est, en effet, avant tout la couverture végétale qui contrôle les actions éoliennes.

Selon la taille des grains de sable considérés, le pourcentage des différentes espèces varie. A. CAILLEUX a montré combien il était fructueux de présenter en graphique les variations de pourcentage des diverses classes morphoscopiques. En voici quelques exemples.

A. POURCENTAGE DE GRAINS EMOUSSES-LUISANTS DANS LES ALLUVIONS DE LA LOIRE ET DE L'ALLIER (figure 43).

Commentaire

Cette figure montre clairement que plus les grains sont volumineux, plus ils sont rapidement façonnés. C'est donc en regardant la taille des plus gros éléments que l'on peut voir l'action la plus récente qui a affecté ces grains. Par ailleurs, dans les alluvions de rivière, le nombre de grains émoussés-luisants dus aux processus fluviatiles est toujours faible.

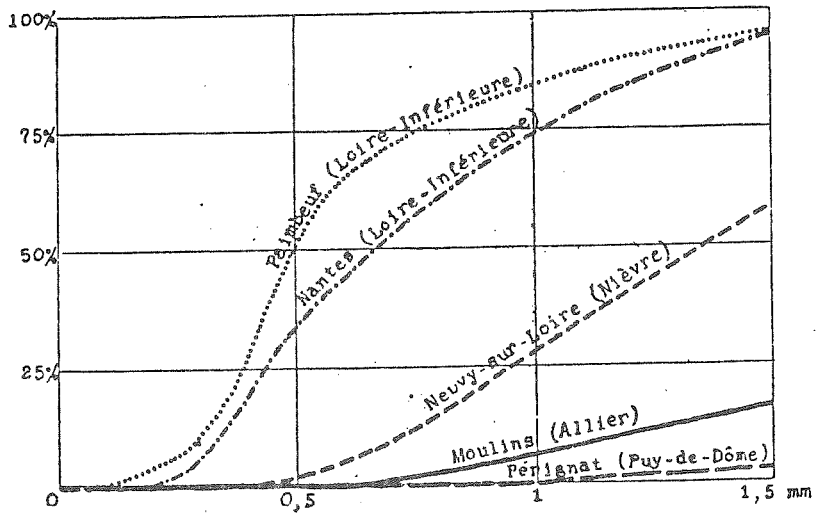


Figure 43. Variation du pourcentage des grains émoussés-luisants d'amont en aval dans les sables fluviatiles de la Loire et de l'Allier. (CAILLEUX et TRICART, 1959, p.87)

B. POURCENTAGE DES GRAINS EMOUSSES-LUISANTS DANS DES DEPOTS MARINS ACTUELS (figure 44) ET ANCIENS (figure 45).

Commentaire

Ces figures montrent que le pourcentage de grains émoussés-luisants est généralement plus important dans les sables marins que dans les sables fluviatiles. Aussi il est possible, en considérant les grains plus petits, de dire parfois avec certitude que les grains ont été façonnés par la mer. A. CAILLEUX considère comme ayant une origine marine certaine les sables qui contiennent à la dimension de 0,3 mm, plus de 30 % de grains E.L. L'origine marine est probable lorsque le pourcentage d'émoussés-luisants est compris entre 20 et 30, à cette dimension de 0,3 mm.

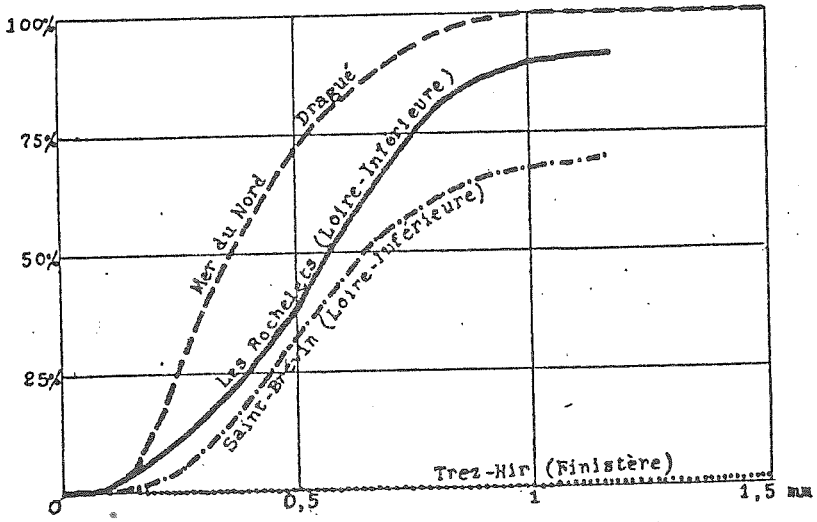


Figure 44

Sables marins actuels. Variation du pourcentage de grains émoussés-luisants dans des dépôts marins actuels. En trait plein, cas le plus fréquent; interrompu, assez fréquent; traits et points, assez rare; pointillés, le plus rare.

(CAILLEUX et TRICART, 1959, p.89)

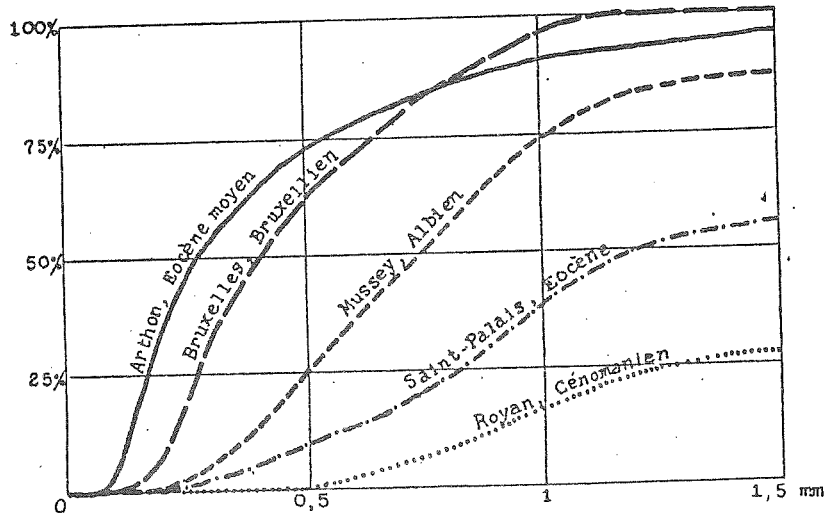


Figure 45

Pourcentage de grains émoussés-luisants dans des formations marines anciennes.

(CAILLEUX et TRICART, 1959, p.90)

C. MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE SABLE DANS LES ALLUVIONS DE LA SEINE A VIGNEUX (UN PEU EN AMONT DE PARIS) (figure 46).

Commentaire

Le pourcentage des grains non usés diminue avec l'augmentation de la dimension des grains. Les grains les plus petits acquièrent beaucoup plus difficilement un façonnement que les éléments plus volumineux. La courbe des grains ronds-mats montre un maximum pour la taille de 0,7 mm. Ce maximum existe toujours dans les sables éoliens. Les grains volumineux sont difficilement déplacés par le vent. Les grains de petite taille retombent moins souvent au sol et leur masse est telle que le départ de matière suite aux chocs des grains les uns sur les autres, est moins grand. Le nombre de grains émoussés luisants augmente avec la taille des éléments au-dessus de 1 mm. Cette partie de la courbe résulte de l'usure fluviatile récente des grains de sable. Le maximum de grains émoussés-luisants vers la dimension de 0,4 mm est la preuve du remaniement de formations marines (sables tertiaires oligocènes).

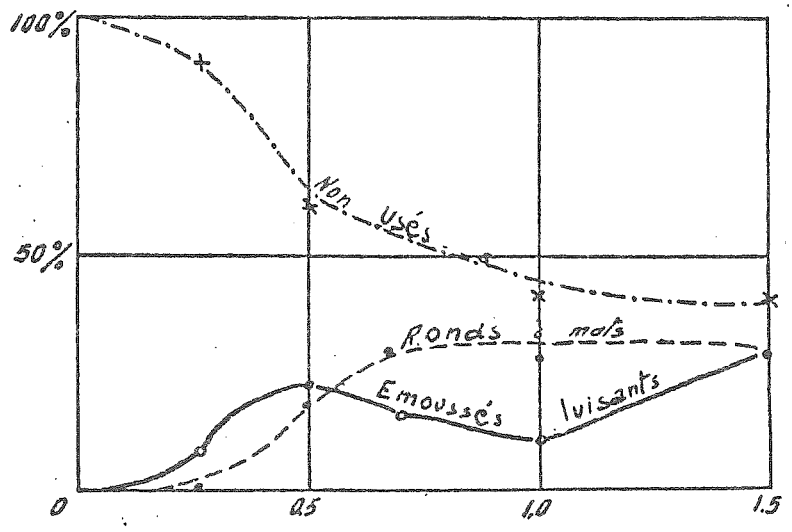


Figure 46. Pourcentage des grains non usés, ronds-mats et émoussés-luisants dans les alluvions de la Seine à Vigneux (amont de Paris).

(CAILLEUX et TRICART, 1959, p.99).

D. MORPHOSCOPIE DES SABLES DE LA VILAINE APRES 140 KM DE TRAJET (figure 47).

Commentaire

Le commentaire est fort semblable à celui qui vient d'être donné pour les alluvions de la Seine à Vigneux. Les émoussés-luisants proviennent du remaniement du Pliocène marin. Les ronds-mats témoignent de l'éolisation périglaciaire quaternaire. L'augmentation des non-usés est interprétée comme résultant d'un apport de matériel neuf provenant de la désagrégation.

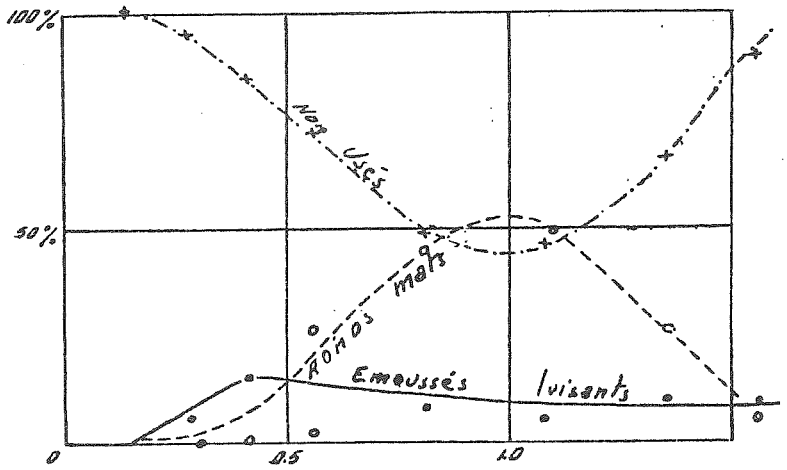


Figure 47. Morphoscopie des sables dans les alluvions de la Vilaine après 140 km de trajet.
(CAILLEUX et TRICART, 1959, p.98)

E. LES SABLES DU GRAND ERG OCCIDENTAL (ALGERIE) (figure 48)

Commentaire

"Les plus gros grains racontent l'histoire la plus récente". De ce fait, les grains R.M. montrent l'éolisation actuelle du désert. Les grains E.L. témoignent d'un remaniement de formations marines crétacées. La courbe des N.U. est toujours la même et s'explique comme nous l'avons dit plus haut.

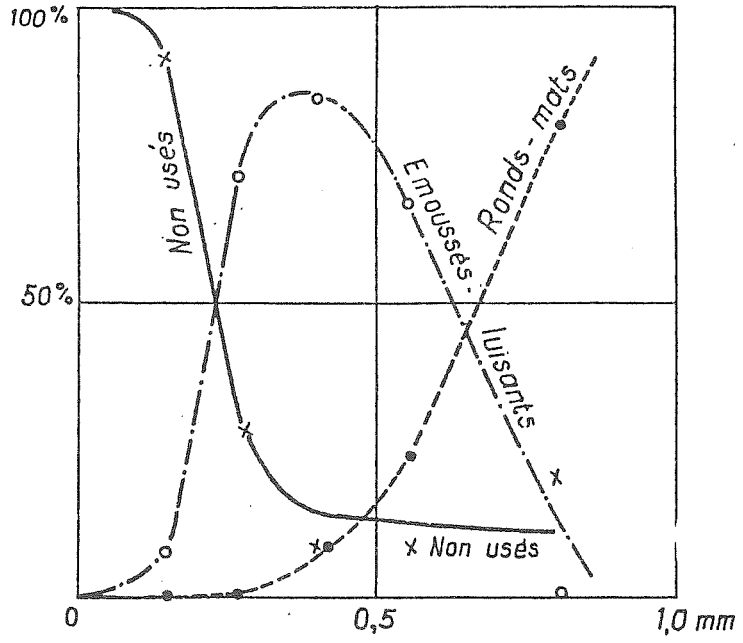


Figure 48. Pourcentage des grains non usés, ronds-mats et émoussés-luisants dans les sables du Grand Erg occidental.
(CAILLEUX et TRICART, 1959, p.97).

Inconvénients de la méthode utilisée par A. CAILLEUX

Les grains intermédiaires (par exemple, un grain de plage E.L., repris par le vent et montrant un début d'action éolienne) posent de gros problèmes aux chercheurs qui s'efforcent d'utiliser la méthode de A. CAILLEUX. Ces difficultés résultent avant tout de ce que A. CAILLEUX a classé les grains en associant leur forme et leur état de surface. La séparation des deux caractères est justifiée par le fait que la forme résulte avant tout d'actions mécaniques tandis que l'état de la surface est souvent l'effet d'actions chimiques. Aussi la méthode que nous avons vue n'est pas unanimement acceptée et d'autres techniques d'étude morphoscopique des grains de sable ont été proposées.

Autres techniques morphoscopiques

M.C. POWERS (1953) a proposé d'étudier l'émoussé des grains en les comparant à une table sur laquelle des photos de chaque type de grain sont données. La comparaison des photos et des grains examinés permet de les placer immédiatement dans une classe de forme déterminée.

Le laboratoire de géographie de l'Université de Strasbourg (L.I.G.U.S., 1958) a proposé de séparer l'état de la surface et la forme du grain en plaçant directement les observations sur un tableau disposé comme ci-dessous.

N° Taille Origine Remarques

Forme / Etat de surface	0 Anguleux	2 Sub-émoussés	4 Emoussés	6 Ovoïdes	8 Ronds
Mat					
Luisant					
Picoté-luisant					

Les grains considérés comme sub-émoussés ont une forme dans l'ensemble irrégulière avec toutefois des arêtes émoussées; les éléments émoussés ont toujours des courbes concaves; les ovoïdes n'ont pas de rentrant mais sont allongés; pour considérer un grain comme rond, sa plus grande longueur ne doit pas dépasser 1,5 fois sa plus grande largeur. L'émoussé de l'ensemble de la formation est exprimé lorsque l'on a examiné 100 grains par la formule (nombre de sub-émoussés X 2) + (nombre d'émoussés X 4) + (nombre d'ovoïdes X 6) + (nombre de ronds X 8), le résultat de cette somme étant divisé par 1000.

Par ailleurs, d'autres auteurs, et notamment V. TONNARD (Gembloux), ont proposé de mesurer l'usure des grains de sable par une technique très semblable à celle préconisée par A. CAILLEUX pour mesurer l'émoussé des cailloux (voir plus loin). Ces mesures très longues ne paraissent pas avoir apporté des résultats qui justifient le temps qu'elles exigent.

B. L'exoscopie des quartz

Par le terme exoscopie, on entend l'étude morphoscopique au microscope électronique à balayage des grains de sable. Comme cet appareil permet d'obtenir des images agrandies de 40 à 100.000 fois, le type de renseignement recueilli est très différent de celui obtenu sous un binoculaire. Ces études ont été entreprises dès 1962 par divers auteurs. Elles sont évidemment très coûteuses en raison du prix du microscope à balayage et, de ce fait, elles n'ont été qu'assez peu utilisées. Loïc LE RIBAULT (1977) a présenté une synthèse des connaissances actuelles sur le sujet. Nous présenterons ici seulement quelques résultats donnés dans cet ouvrage pour montrer ce que l'on peut en attendre.

Précisons tout d'abord qu'à l'échelle où l'on travaille sous le microscope à balayage, il est possible de distinguer les actions qui s'exercent sur les sommets, les faces planes et les dépressions des grains.

Les actions mécaniques, dues par exemple à l'action des vagues sur une plage, se marquent tout d'abord sur les sommets, dans une mesure moindre sur les faces planes, tandis que les dépressions sont dépourvues de toute marque d'impact. Une répartition différente indique un héritage. Ainsi, si les sommets sont dépourvus de toute trace d'impact et sont parfaitement polis, tandis que les faces planes sont affectées de traces de choc, nous avons la preuve qu'une évolution en un environnement aquatique à forte agitation a été suivie d'un polissage essentiellement chimique dans un milieu aquatique à faible agitation et sous-saturé en silice.

Les actions mécaniques préparent et facilitent considérablement les actions chimiques à la surface des grains de quartz. Elles forment, en effet, à la partie externe des grains, de la silice amorphe sans doute par destruction mécanique du réseau cristallin. Or, la silice amorphe se dissout beaucoup plus facilement que la silice bien cristallisée interne. Les actions mécaniques paraissent donc toujours jumelées avec des actions chimiques.

Les principaux types de traces d'actions mécaniques (fig.49 à 53)

Diverses traces d'actions mécaniques ont été reconnues. Nous les passerons en revue en renvoyant le lecteur à la copie des planches photographiques de L.LE RIBAULT (1977) que nous avons reproduites après le texte ci-dessous (figures 53 à 59).

Les grandes cassures conchoïdales avec des figures de cisaillement apparaissent aussi bien sur les grains glaciaires, torrentiels, intertidaux, éoliens que non évolués. Elles résultent de chocs violents ou de fortes pressions.

Les figures de frottement (fig. 49, 54). D'une longueur de 1 à 50 µm, les figures de frottement se présentent sous forme de stries plus ou moins profondes, droites ou légèrement incurvées, sur lesquelles s'implante une succession de V arrondis ou de croissants qui donnent à l'ensemble une morphologie caractéristique en "arête de poisson". Excellent critère de reconnaissance de grains ayant subi de fortes pressions tels les quartz volcaniques ou glaciaires. Elles peuvent apparaître aussi sur d'autres quartz, soumis à de fortes pressions lorsque le sédiment possède une forte proportion d'éléments grossiers (graviers et galets).

Les cupules (fig. 53-66). De forme circulaire ou semi-circulaire, leur diamètre varie entre 3 et 400 microns, ces cupules sont accompagnées de figures de cisaillement. Elles semblent dues à des pressions ou des chocs violents.

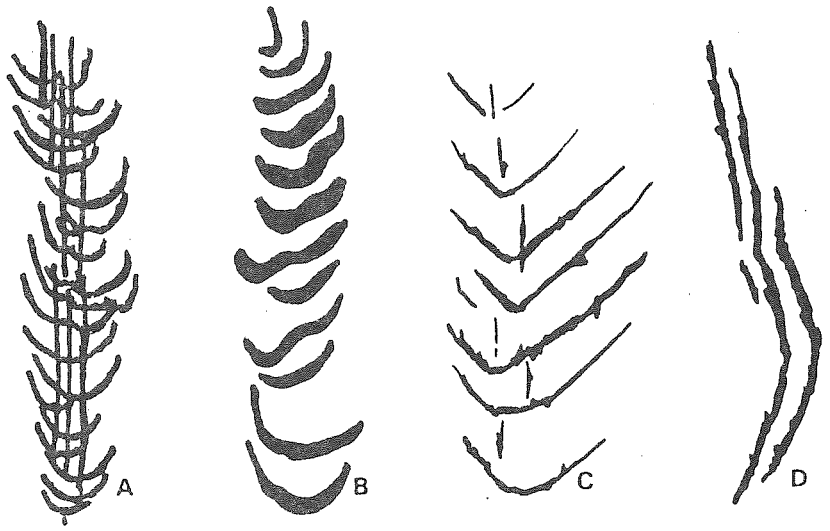


Figure 49a. Différents types de figures de frottement = stries et figures de broutage (A et C), figures de broutage seules (B) et stries seules (D).

(L. LE RIBAULT, 1977, p.30)

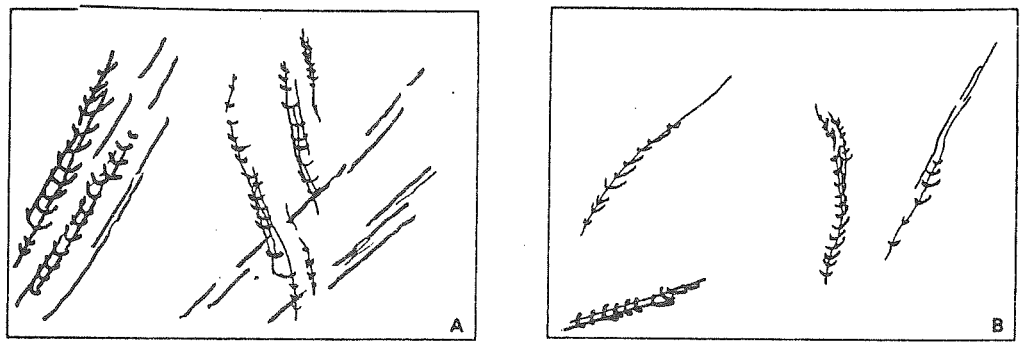


Figure 49b. Figures de frottement groupées sur les quartz glaciaires et volcaniques (A), isolées sur les quartz littoraux et éoliens (B).

(L. LE RIBAULT, 1977, p.3)

Les croissants (fig. 55, n°67), également appelés "marques en coup d'ongle", ont des dimensions qui varient de 1 à 30 µm. Ils sont très fréquents sur les quartz éoliens, mais existent aussi sur les quartz littoraux. Ils sont très rares sur les grains torrentiels et glaciaires.

Les V de chocs (fig. 55, n°70) sont les figures les plus fréquentes sur tous les quartz subissant un transport, tant aquatique qu'éolien. La taille des V est comprise entre une fraction de micron et 150 µm.

Les traces de broyage (figures 55 n°72 et 56 n°74). Observées à ce jour uniquement sur les quartz glaciaires. De forme circulaire ou subcirculaire, elles présentent en leur centre une zone tourmentée profondément creusée à partir de laquelle des figures de cisaillement concentriques s'étendent jusqu'à la périphérie de la trace de broyage.

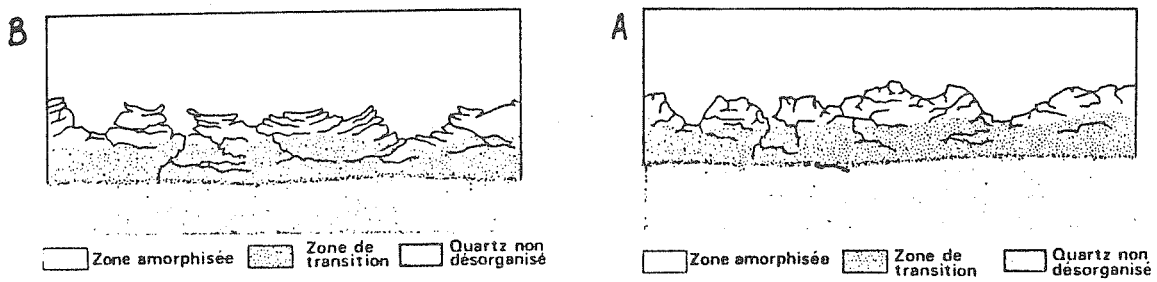


Figure 50

A. Aspect de la désorganisation créée à la surface d'un quartz par les actions mécaniques. Le passage de la zone amorphisée au quartz est très progressif.

B. Exploitation de la désorganisation d'origine mécanique par la dissolution. Celle-ci se traduit pas la desquamation (écailles concaves) de la zone amorphisée, suivie de l'apparition d'un réseau de dissolution anastomosé quand l'attaque atteint la zone de transition. Enfin, lorsque la corrosion atteint le quartz non désorganisé, les figures de dissolution géométrique apparaissent.

(L. LE RIBAULT, 1977, p.33)

La morphologie de détail des traces de choc permet de savoir avec certitude si les actions mécaniques responsables de leur apparition se sont exercées en milieu aérien (éolisation) ou aquatique. Dans le premier cas, les contours des traces d'impact sont aigus, anguleux, sans aucune trace de polissage; dans le second, les traces de choc sont d'autant plus polies qu'elles sont plus anciennes car sous eau se produit en même temps un polissage des sommets.

Les caractères d'origine chimique

Contrairement aux marques mécaniques, les caractères d'origine chimique vont apparaître à n'importe quel endroit de la surface des grains, qu'il s'agisse des sommets, des faces planes ou des dépressions.

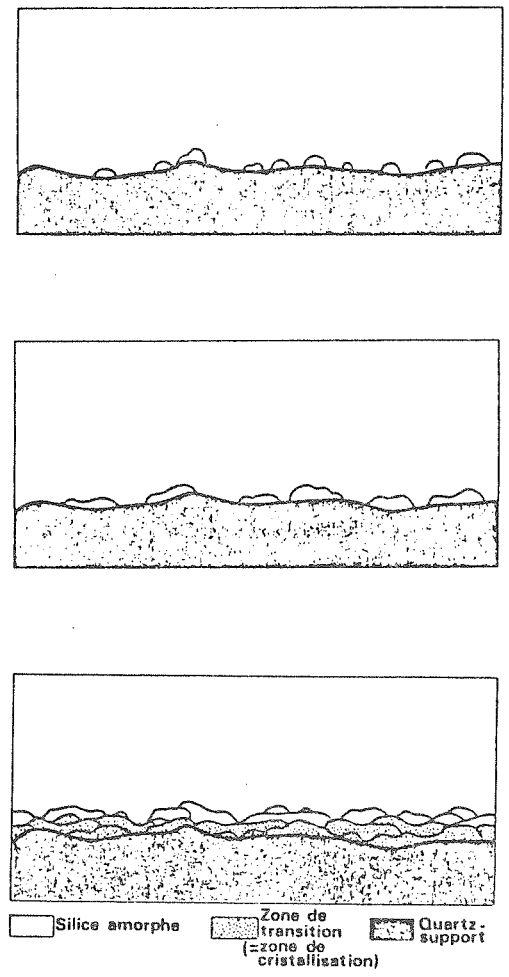


Figure 51

La coalescence de globules siliceux (A) donne des écailles siliceuses convexes (B). L'accumulation de celles-ci forme les pellicules siliceuses (C).

(L. LE RIBAULT, 1977, p.34)

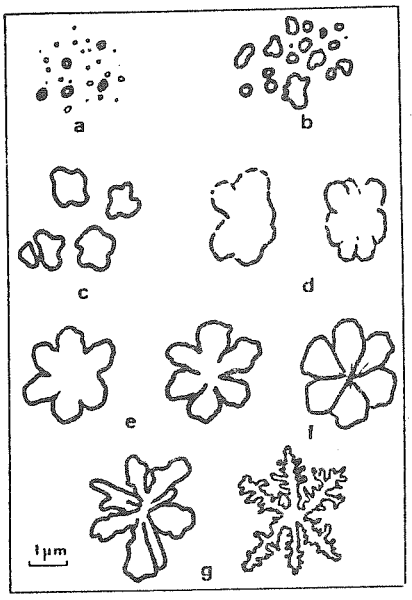


Figure 52

Les différents types de fleurs de silice:

a) globules de silice;

b) écailles de silice;

c) Type 1. les fleurs commencent à s'individualiser;

d) Type 2. Début d'apparition de l'aspect radié des fleurs;

e) Type 3. l'aspect radié s'affirme;

f) Type 4. les rayons joignent la périphérie de la fleur à son centre;

g) Type 5. fleurs parfaitement cristallisées.

(L. LE RIBAULT, 1977, p.35)

Les marques de dissolution (figures 50-55)

- Les écailles siliceuses concaves résultent d'une dissolution localisée le long des fissures résultant soit de l'action de la structure, soit de l'action de chocs répétés.

- Les réseaux de dissolution anastomosés ont pour origine la dissolution d'un matériau qui n'est ni amorphe, ni parfaitement cristallisé en quartz.

- Les figures de dissolution ressemblent à des triangles isocèles et sont l'expression de l'édifice cristallin du quartz qu'elles affectent. Parfois ces figures sont emboîtées les unes dans les autres.

Les traces de précipitation de silice (fig. 51, 52, 57-58)

Les analyses par rayons X ont montré qu'outre le silicium, d'autres éléments entrent dans la composition des dépôts.

Les globules siliceux. Circulaires ou subcirculaires, diamètre compris entre 0,05 et 0,25 µm. Apparaissent sur les quartz fluviatiles, intertidaux, pédogénétiques. Dans la gamme croissante des dépôts siliceux, L. LE RIBAULT distingue les

écailles siliceuses convexes (0,25 à 5 µm), les pellicules siliceuses et les fleurs de silice (1 à 20 µm). Ces fleurs de silice ont été trouvées sur des quartz pédogénétiques ainsi que sur des quartz immobilisés sur les hautes plages et dans des environnements deltaïques.

Ces marques mécaniques et chimiques suivant leur intensité, leur combinaison, leur localisation sur le grain, permettent de reconnaître un grand nombre d'environnements au sein desquels les grains ont été façonnés. Ainsi se distinguent bien les horizons A1 et A2 des podzols où la silice est dissoute et les horizons B où elle s'accumule. Les quartz glaciaires présentent des caractères particuliers à savoir le relief tourmenté des grains, la présence de cassures conchoïdales, de figures de cisaillement, de frottement, des traces de broyage, des cupules de pression. Sur les sommets de grains fluvioglaciaires, apparaissent de petits V de chocs et des traces de polissage.

Les actions éoliennes sont bien visibles. Quand l'éolisation est faible, les traces de choc sont bien marquées et présentent toujours un contour très franc, anguleux. Aucun polissage n'est visible. Quand la violence de l'éolisation s'accroît, des croissants de choc apparaissent à côté des V de chocs très nombreux. Les cupules de choc apparaissent seulement dans les milieux de haute énergie.

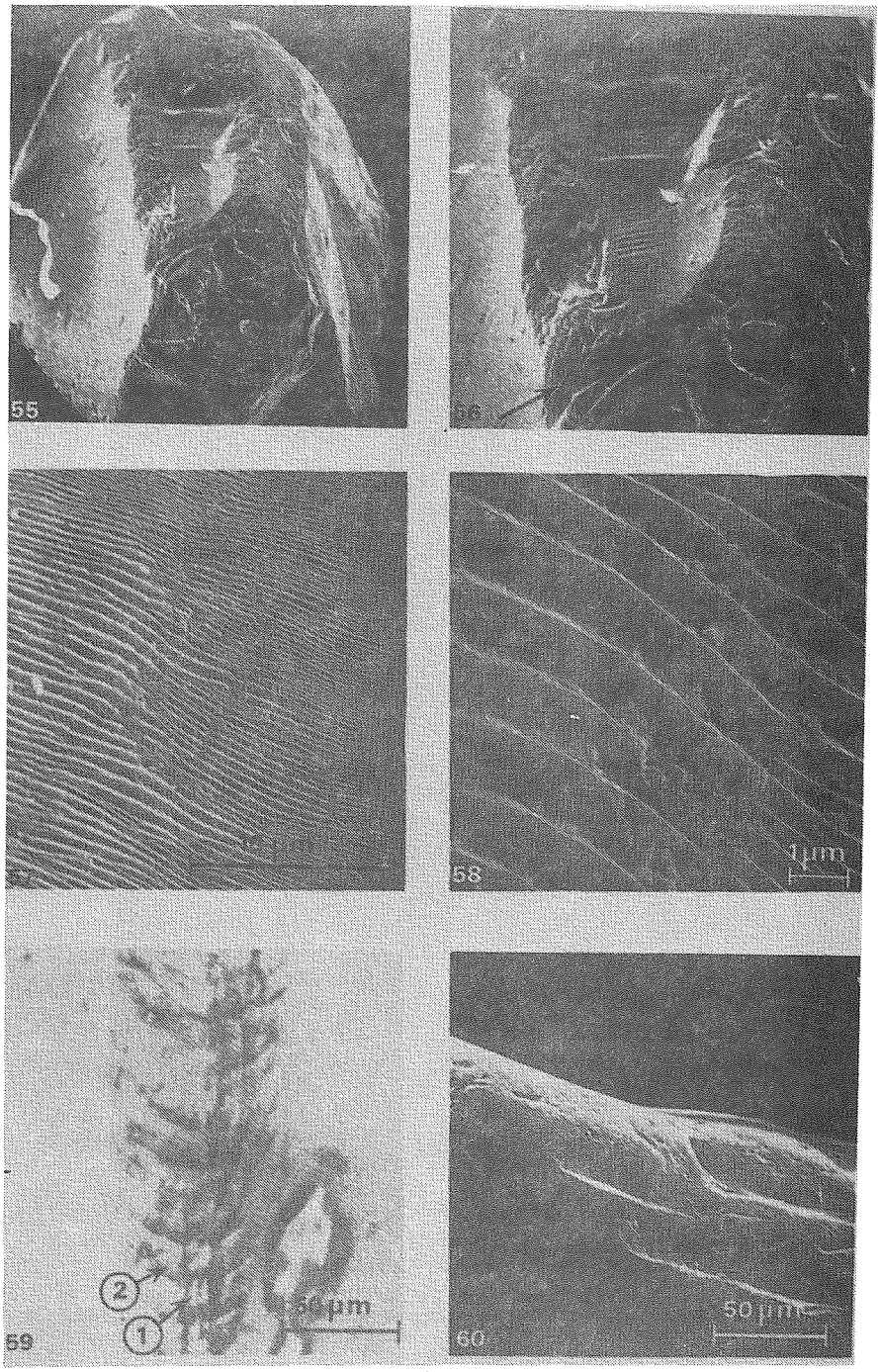
Les quartz des déserts chauds sont recouverts d'une pellicule écailleuse qui est constituée de fins éclats de quartz arrondis par la dissolution et cimentés sous l'action de la rosée. Des traces de chocs éoliens se devinent sous la pellicule et souvent résultent d'un dernier épisode éolien.

LE RIBAULT distingue également les quartz torrentiels, fluviatiles, les quartz infratidaux, littoraux et deltaïques. Nous renvoyons le lecteur à ses publications.

Figure 53

Traces d'actions mécaniques.

(LE RIBAULT, 1977, planche V)



55. — *Les sommets des grains de quartz sont les portions de leur surface les plus exposées aux chocs* : aussi les traces d'impact sont-elles toujours plus nombreuses sur les sommets des grains que sur leurs faces planes.
Provenance : sables et argiles du Bourbonnais, Plio-Quaternaire, France (collection J. Tourenq).

56. — *Détail de la photographie précédente, sur lequel on voit une cupule de choc* (flèche). Remarquer également dans la dépression centrale des figures de cisaillement vraisemblablement génomorphiques. La taille et la densité des traces de choc indiquent une évolution torrentielle.

57. — *Figures de cisaillement.*
Provenance : Lac Guillaume-Delisle, Québec, Canada.

58. — *Détail de la photographie précédente.*

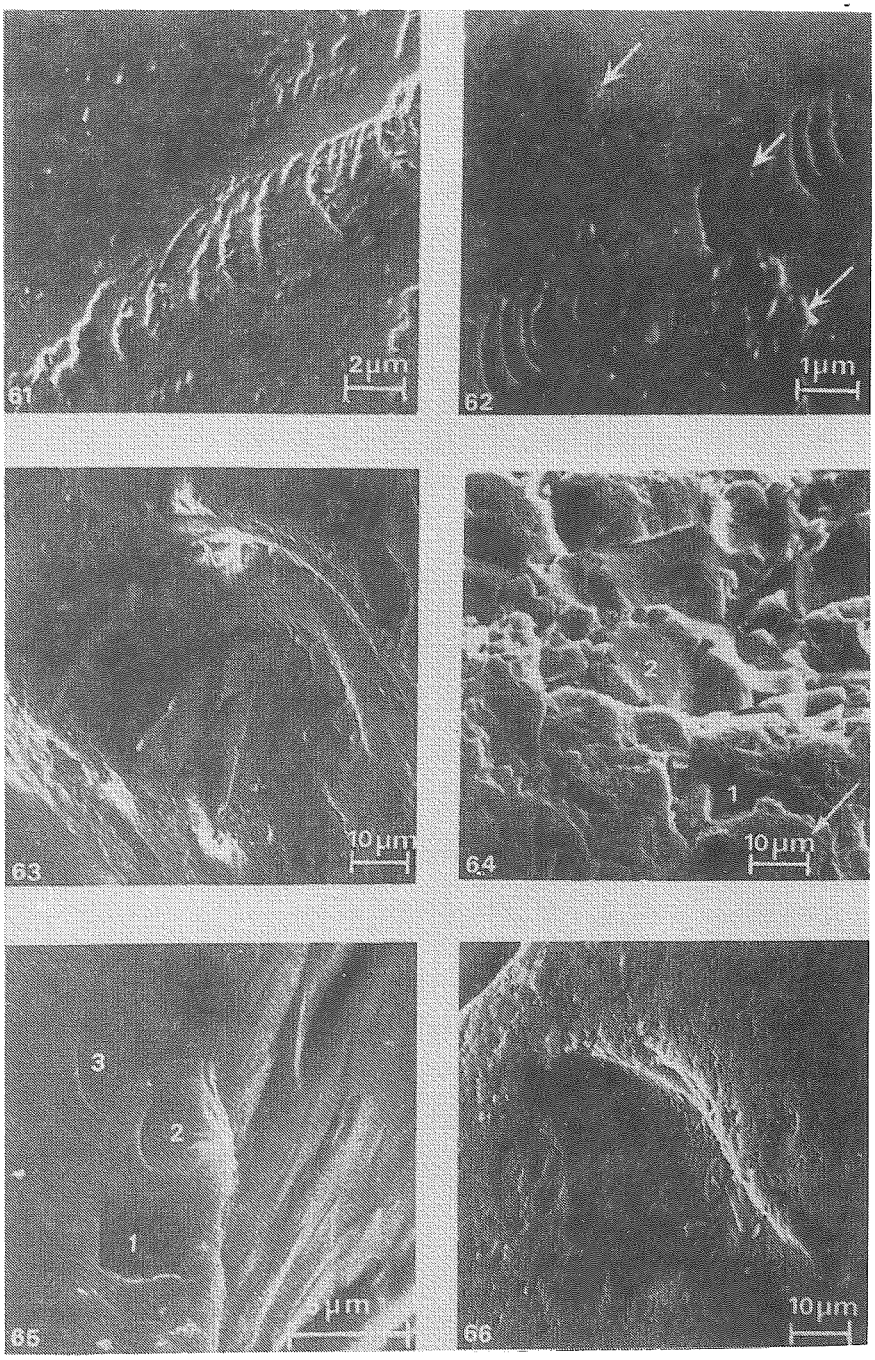
59. — *Figure de frottement photographiée au microscope photonique sur un quartz rhyolitique.* On distingue les stries (1) et les figures de broutage (2).
Provenance : plage de Sainte-Lucie, Petites-Antilles (collection R. Clocchiatti).

60. — *Stries très profondes de figures de frottement glaciaires.*
Provenance : sable des Landes, Hostens, Gironde, France (collection Ph. Legigan).

Figure 54

Traces d'actions mécaniques

(LE RIBAULT, 1977, planche VI)



61 — *Figures de frottement polies par un transport aquatique.* Les stries ont disparu, et seules subsistent les figures de broutage, plus profondes.
Provenance : sable des Landes, Hostens, Gironde, France (collection Ph. Legigan).

62. — *Figures de frottement très polies par un transport aquatique.* On ne distingue plus que quelques figures de broutage. Remarquer les globules siliceux et les écailles (flèches) dont la localisation sur cette face plane prouve une évolution fluviatile d'énergie modérée.
Provenance : rivière le Trieux, Lézardrieux, Côtes-du-Nord, France.

63. — *Cupule de choc de grande taille sur un quartz de plage.* L'aspect semi-circulaire de cette trace est caractéristique.
Provenance : Sainte-Lucie, Petites-Antilles (collection R. Clocchiatti).

64. — *Quartz de haute plage, affecté de nombreuses traces de choc à bord anguleux, caractéristiques d'un épisode éolien.* Le polissage antérieur (flèche), recoupé par l'éolisation, montre que ce grain avait auparavant subi une évolution en milieu aquatique. On observe ici un mélange de V (1) et de cupules (2) de choc, ainsi que de nombreuses figures intermédiaires.
Provenance : plage de Pirou, Manche, France.

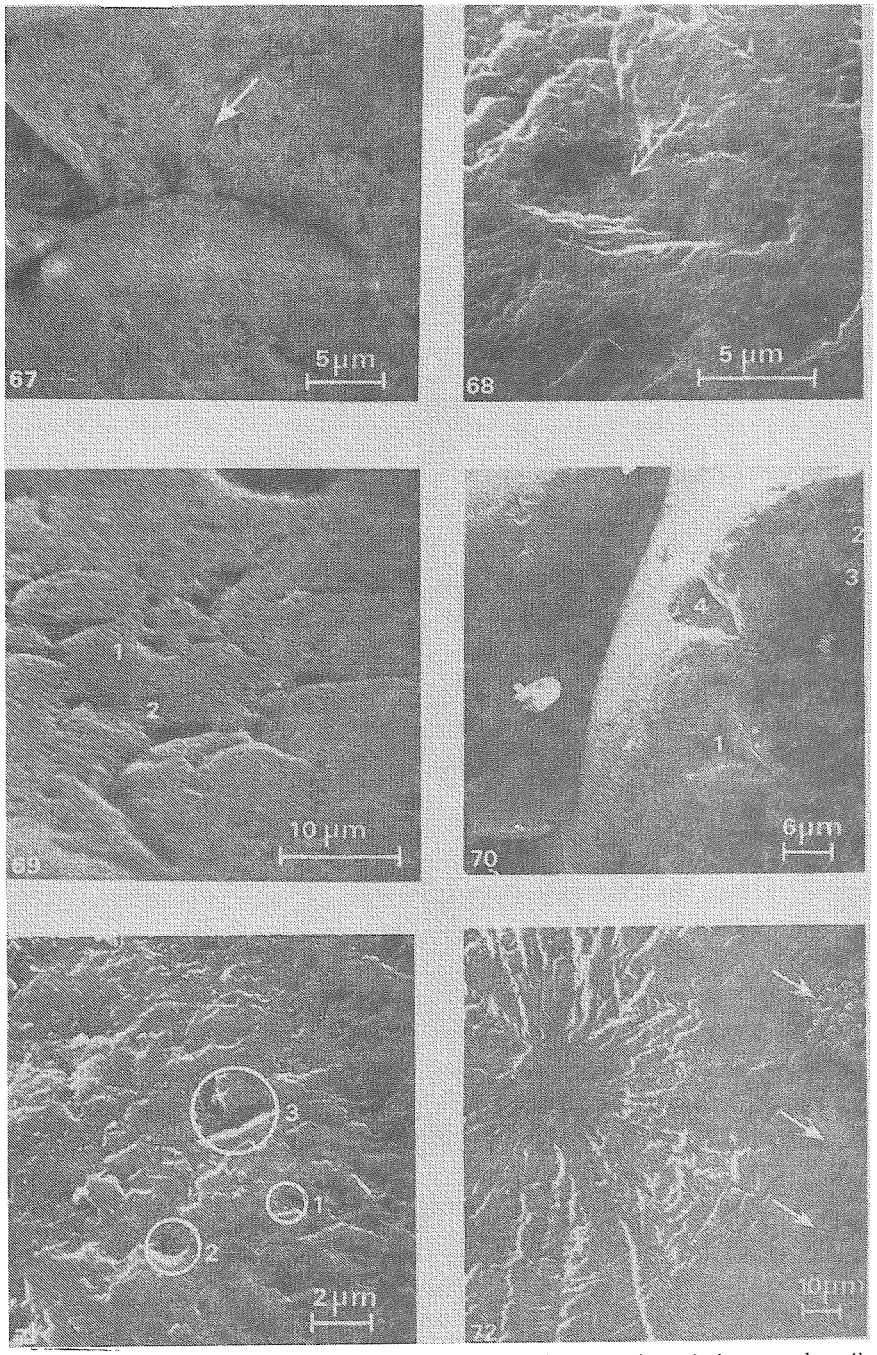
65. — *Traces de choc à gradient de polissage d'origine torrentielle :* la plus polie, donc la plus ancienne, est un V de choc (1) ; la plus récente (3) est une cupule de choc dans laquelle on voit des figures de cisaillement groupées en faisceau. En (2) apparaît une cupule d'âge intermédiaire entre le V et l'autre cupule.
Provenance : fleuve Rhône, environs d'Arles, Bouches-du-Rhône, France.

66. — *Cupule de choc polie sur un quartz de plage.* Noter son contour émoussé. Les Diatomées qui sont piégées par des dépôts siliceux au fond de cette cupule prouvent une évolution intertidale.
Provenance : Sainte Lucie, Petites-Antilles (collection R. Clocchiatti).

Figure 55

Traces d'actions mécaniques

(LE RIBAULT, 1977, planche VII)



67. — *Croissant de choc typiquement éolien* (bordure aigue, sans la moindre trace de polissage), *lui-même recoupé par des traces de choc* (flèche) *au contour très anguleux.*
Provenance : haute plage, Montmartin, Manche, France.

68. — *Autre aspect d'un croissant de choc, également d'origine éolienne.* Ici, toutefois, la bordure est légèrement polie, et prouve une reprise aquatique. En outre, on remarque des dépôts siliceux (flèche) strictement localisés au fond du croissant de choc, et qui indiquent que cette reprise aquatique est de type intertidal.
Provenance : plage de Cap-Ferret, Gironde, France.

69. — *Nombreux croissants de choc très polis d'origine éolienne sur un quartz du plateau continental.* Entre les croissants, quelques traces de choc également très polies subsistent (2); par contre, les arêtes émoussées (1) en sont dépourvues. Toute la surface du grain est très propre, dépourvue de dépôts siliceux. Ces divers caractères montrent que ce grain d'origine éolienne a été repris par la mer et déposé dans un milieu infratidal de faible énergie.
Provenance : carotte 20 (Campagne Terebel 69), Manche Orientale. Profondeur dans le sédiment : de 1,10 à 1,20 m. Profondeur sous la mer : 20 m.

70. — *En* (1), *V de choc éolien bien formé. En* (2) et (3), *deux V de choc plus petits et orientés différemment par rapport au premier. En* (4), *trace de choc de type intermédiaire entre un V et une cupule mal formée.*
Provenance : limons quaternaires du Sud-Est du Bassin Aquitain, région de Toulouse, France (collection J. Hubschman).

71. — *Traces de choc à gradient de polissage, preuve d'une évolution aquatique.* En (1), V de choc ancien très poli ; en (2), petite cupule de choc moins polie ; en (3), V de choc récent au contour encore anguleux.
Provenance : lac Guillaume-Delisle, Québec, Canada.

72. — *Figure de broyage polie d'origine glaciaire.* Noter sa morphologie rayonnante caractéristique. A droite du cliché (flèches) apparaissent des groupes de fleurs de silice qui traduisent l'immobilisation du grain.
Provenance : plage du Lac Saint-Jean, Québec, Canada, (collection A. Cailleux).

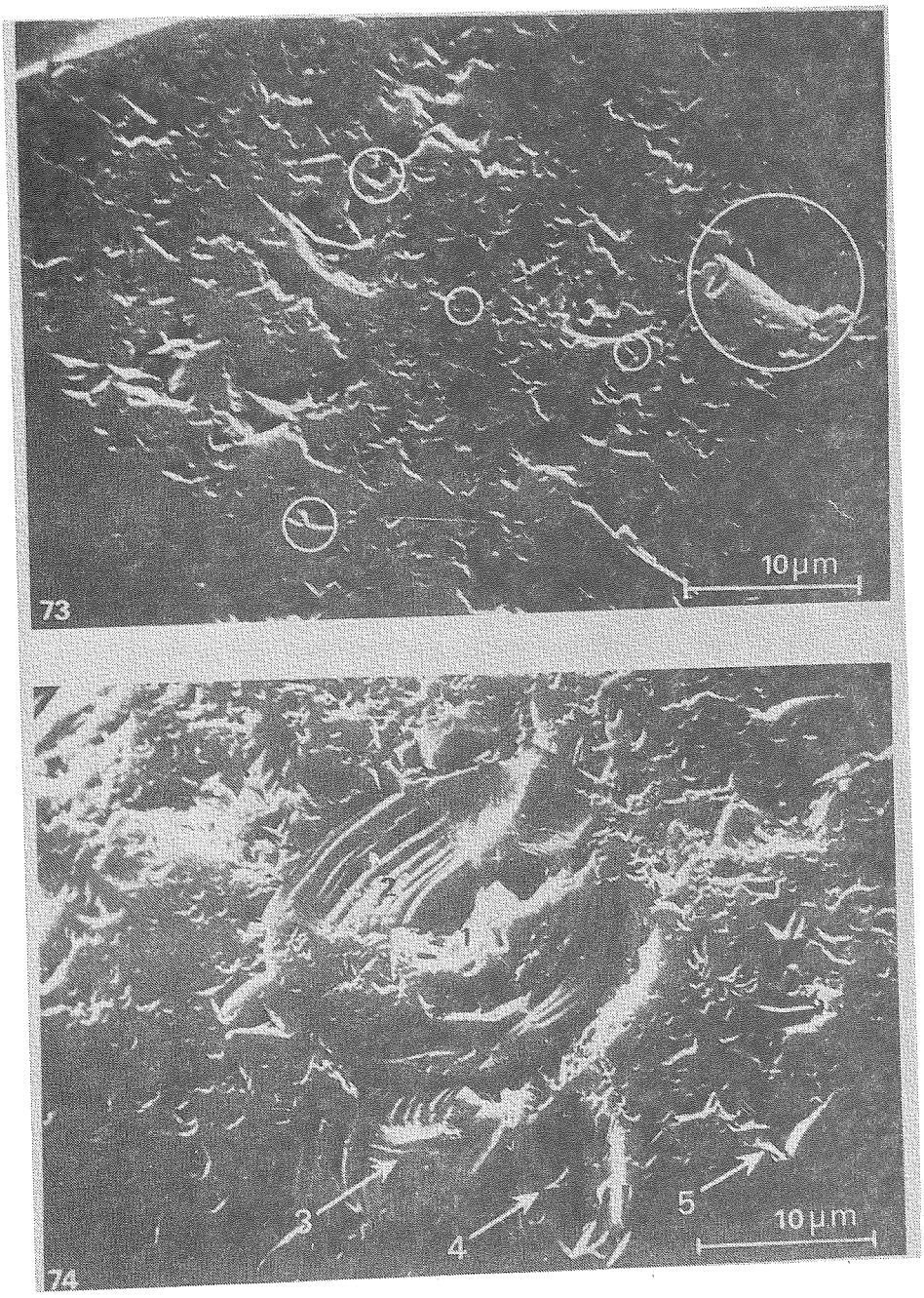


Figure 56. Traces d'actions mécaniques (LE RIBAULT, 1977, planche VIII).

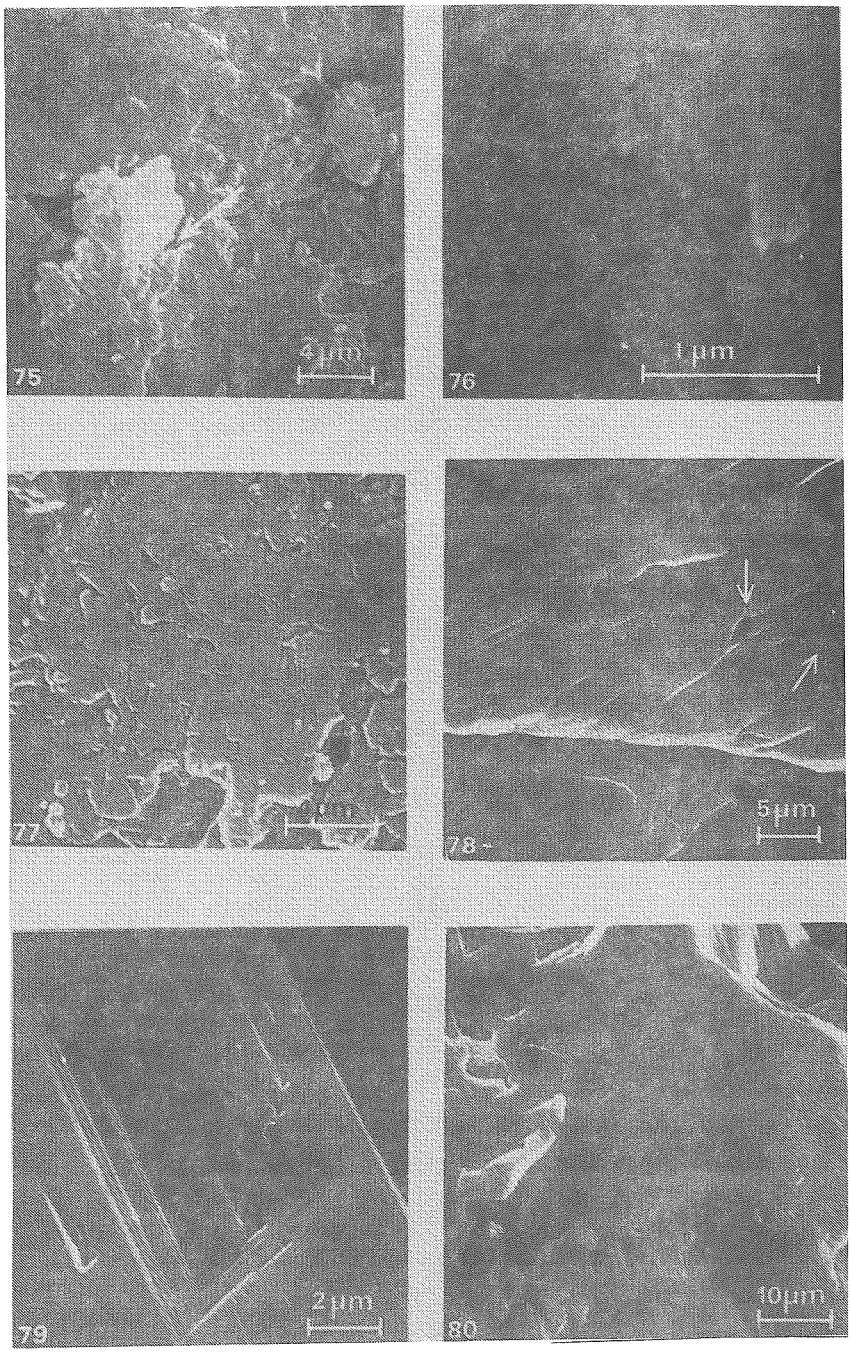
73. — *Traces de choc sur une face plane de quartz.* Remarquer la taille (cercles), l'orientation et l'angle d'ouverture très variables des traces de choc en V.

74. — *Trace de broyage d'origine glaciaire,* légèrement polie, sur laquelle on distingue le centre profondément creusé (1) et les figures de cisaillement concentriques (2). En (3) apparaît une figure de frottement très peu développée, avec stries et figures de broutage, en (4) une trace de choc intermédiaire entre croissant et cupule et en (5) un V de choc.

Figure 57

Influence de la dissolution.

(LE RIBAULT, 1977, planche IX)



L'INFLUENCE DE LA DISSOLUTION

75. – *Desquamation superfielle sur un quartz de géode altéré.* Chaque plaque (flèche) qui se détache du support est constituée de nombreuses écailles.
Provenance : Saint-Prix, Morvan, France (collection M.-F. Pesme).

76. – *Ecailles concaves, caractéristiques du phénomène de desquamation, et illustrant l'amorphisation du quartz.* Noter leur aspect dentelé et irrégulier, et leur tendance à se détacher du support.
Provenance : rhyolites de l'Estérel, France (collection R. Clocchiatti).

77. – *Réseau de dissolution anastomosé sur un quartz marin.*
Provenance : golfe normand-breton, Manche occidentale. Profondeur : 49 m. Localisation : 49°25' lat. N, 2°15' long. W. (*in* M.P. Aubry et P. Hommeril, 1975).

78. – *Figures de dissolution sur un quartz pédogénétique.* Des figures de frottement d'origine glaciaire, très polies par un long transport aquatique, sont encore visibles (flèches).
Provenance : horizon A1 de podzol, Hostens, Gironde, France (collection Ph. Legigan).

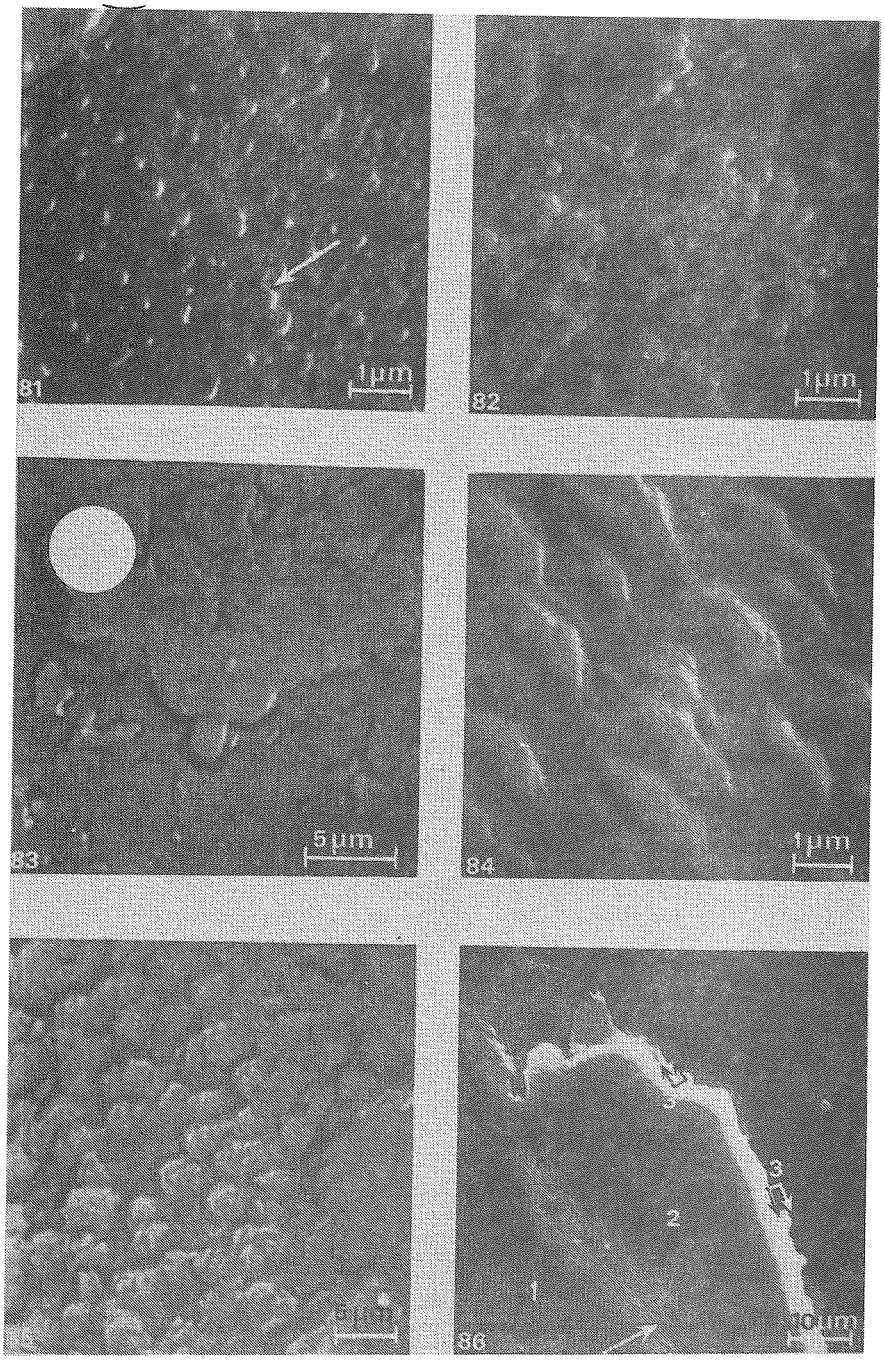
79. – *Très belles figures de dissolution emboîtées sur un quartz pédogénisé.*
Provenance : sol superficiel, région de Kakoulima, Guinée (collection L.R. Lafond).

80. – *Autre portion du grain représenté sur le cliché précédent.* Des figures de dissolution apparaissent tout autour de la surface centrale, qui est dépourvue de tout indice d'attaque chimique par des agents dissolvants : c'est une surface protégée.
Provenance : sol superficiel, région de Kakoulima, Guinée, (collection L.R. Lafond).

Figure 58

Les précipitations

(LE RIBAULT, 1977, planche X)



81. – *Globules siliceux épars à la surface d'un quartz.* La coalescence de ces globules (flèche) donnera, selon les cas, des écailles convexes ou des fleurs de silice.
Provenance : horizon B1 de podzol sur sables stampiens de la Forêt de Fontainebleau, Seine-et-Marne, France.

82. – *Ecailles siliceuses convexes.* Leur contour, festonné, est beaucoup plus arrondi que celui des écailles concaves de dissolution. A leur surface, on distingue encore nettement la forme des globules siliceux dont la coalescence a provoqué la formation des écailles convexes.
Provenance : Argelès, Pyrénées-Orientales, France.

83. – *Pellicule siliceuse sur une face plane.* Elle est constituée d'un grand nombre d'écailles semblables à celles représentées sur le cliché précédent.
Provenance : quartz de géode, Saint-Prix, Morvan, France (collection R. Clocchiatti).

84. – *Globules siliceux sur une face inclinée d'un cristal de quartz.* Cette photographie permet de comprendre comment se forment les pellicules siliceuses en coulées.
Provenance : quartz de géode, Saint-Prix, Morvan, France (collection R. Clocchiatti).

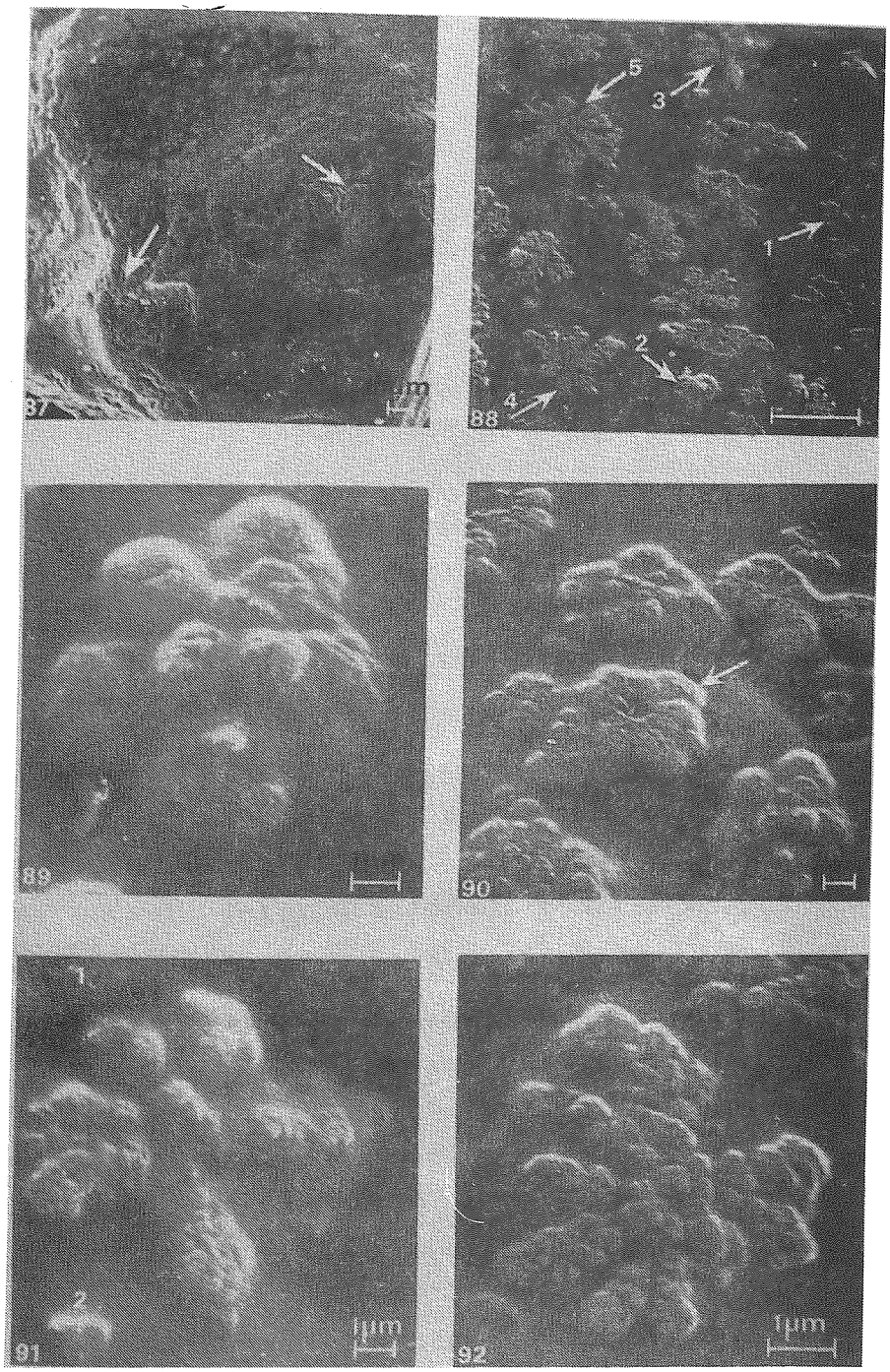
85. – *Pellicule siliceuse en coulées.*
Provenance : granite altéré, La Cadène, Aveyron, France (collection M.-F. Pesme).

86. – *Le contact entre le quartz-support (1) et la pellicule siliceuse provoquée par les phénomènes de précipitation est toujours très net* (flèche). La zone de transition (2) et la zone externe soluble en écailles convexes (3) sont bien visibles.
Provenance : rhyolite de l'Estérel, France (collection R. Clocchiatti).

Figure 59

Les fleurs de silice.

(LE RIBAULT, 1977, planche X)



87. — *Groupe de fleurs de silice sur un quartz soumis à la pédogenèse ;* elles sont localisées à une dépression dans laquelle la silice s'est accumulée. Les traces de choc (flèches) sont beaucoup plus nombreuses sur les arêtes que sur les faces planes.
Provenance : lac Saint-Jean, Québec, Canada (collection A. Cailleux).

88. — *Groupe de fleurs de silice sur un autre quartz de même provenance que le précédent.* Tous les types de fleurs (1, 2, 3, 4, 5) sont représentés ici et toutes portent un voile silicieux.
Provenance : lac Saint-Jean, Québec, Canada (collection A. Cailleux).

89. — *Fleur de type 2.* L'aspect radié commence à apparaître, mais les contours de la fleur sont encore très flous.

90. — *Vue du même quartz à plus faible grandissement ;* on reconnaît en bas et à droite la fleur représentée sur la fig. 89. Au centre (flèche), on en voit une autre dont l'aspect radié est beaucoup plus net, ainsi que les contours : c'est une fleur de type 3.

91. — *Fleur de type 3.* Les rayons joignent la périphérie de la fleur à son centre. En (1), globules siliceux ; en (2), écaille siliceuse convexe.
Provenance : lac Saint-Jean, Québec, Canada (collection A. Cailleux).

92. — *Fleur de type 5, bien cristallisée.*
Provenance : lac Saint-Jean, Québec, Canada (collection A. Cailleux).

III. L'ÉTUDE DES GALETS

1. NATURE DES GALETS

Dans certains cas, la découverte de quelques cailloux peut fournir des indications fort intéressantes. A titre d'exemple, rappelons que l'existence de cailloux de granite dans les terrasses de la Meuse apporte la preuve de la capture de la Moselle. Cependant, le plus souvent, des indications précieuses ne sont obtenues qu'en étudiant le pourcentage des différents éléments qui constituent le cailloutis. C'est ce type d'étude que nous considérerons maintenant.

La dimension des cailloux doit être considérée

L'étude de la nature des éléments d'un cailloutis doit être réalisée en tenant compte de la dimension des éléments. Il est absolument nécessaire de procéder à un triage granulométrique avant de commencer toute étude de ce type. Le triage peut être obtenu par tamisage, mais il est généralement réalisé en raison de la forte taille des éléments, en utilisant un pied à coulisse.

Les dimensions souvent retenues dans de telles études sont les suivantes : 25 mm, 50 mm, 100 mm, 200 mm. Il est évident que l'on ne peut considérer uniquement les éléments qui ont exactement la taille mentionnée. Généralement, on décide à l'avance de se donner une tolérance dimensionnelle de 10 ou 20 % en plus et en moins. Ainsi, pour les cailloux de 25 mm, on pourra garder les éléments de 20 à 30 mm. Pour rester logique, dans la même étude, il conviendra de prendre ensemble les éléments de 40 à 60 mm, ceux de 80 à 120 mm, etc.

Les prélèvements

Les prélèvements doivent être effectués avec le plus grand soin de façon à éviter de choisir les cailloux que l'on recueille. Une des techniques les meilleures consiste à délimiter une surface ou un volume dans lequel on ramasse tous les éléments de la dimension choisie.

Représentation des résultats

Les résultats des comptages de cailloux peuvent être représentés sous forme de graphiques donnant d'un côté le pourcentage d'éléments de différentes natures, de l'autre la dimension considérée. Il est parfois intéressant de présenter sur un graphique l'évolution de fréquence de divers éléments de taille déterminée de l'amont vers l'aval de la rivière. Quelquefois, il est utile d'exclure une catégorie de cailloux dans les comptages; il en est ainsi notamment si on veut comparer des alluvions récentes avec des alluvions anciennes où les cailloux calcaires ont disparu.

Validité des résultats

Les résultats d'un comptage ne représentent qu'imparfaitement le pourcentage des différents éléments d'un cailloutis. Une des causes d'erreur résulte du fait que l'échantillon qui a été considéré est limité et risque de ne pas être représentatif. Pour donner une comparaison simple, il s'agit de déterminer la probabilité de définir le pourcentage de boules noires et blanches contenues dans un sac après en avoir retiré un certain nombre. La question abordée ici ne concerne donc, ni les erreurs de détermination, ni les erreurs qui résultent de prélèvements inadéquats.

Le diagramme que nous reproduisons à la figure 60 et qui a été proposé en 1965 par VAN DER PLAS et TOBI, permet très facilement, en fonction du nombre d'éléments considérés, de définir avec 95 % de chance l'intervalle dans lequel se trouve le résultat. Ce diagramme qui peut être employé pour toute distribution binomiale, est utilisable dans le problème de comptage que nous considérons parce que l'on peut admettre que pour chaque nature de caillou, nous distinguons seulement deux classes: les cailloux de cette nature et les autres.

Ce graphique est basé sur la formule ci-dessous qui, dans un échantillon homogène, permet de déterminer la valeur de l'écart type σ.

$$\sigma = \sqrt{\frac{p(100-P)}{n}}$$

Dans cette formule, p est le % réel d'éléments existant dans le cailloutis, P est le % obtenu dans un comptage et n est le nombre d'éléments considérés.

Cette formule signifie que notre estimation tombera entre $p + \sigma$ et $p - \sigma$ dans $\pm$ 68% des cas, entre $p + 2\sigma$ et $p - 2\sigma$ dans environ 95% des cas et entre $p + 3\sigma$ et $p - 3\sigma$ dans environ 99,7% des cas. Le graphique de la figure 60 donne les valeurs de 2σ, qui, pour différentes valeurs de n et de P, constituent l'intervalle de confiance dans lequel on a 95 % de chance de trouver p.

Sur ce graphique (fig. 60), les zones où n.P et n (100 - P) sont plus petites que 500 ne sont pas figurées car il convient alors de tenir compte de la forme asymétrique de la loi binomiale et déterminer une limite inférieure p_1 de P et une limite supérieure p_2 de P, c'est-à-dire un intervalle de confiance asymétrique de P à un seuil de signification à convenir. Ces valeurs peuvent être trouvées dans des tables qui fournissent les limites demandées, comme par exemple les tables Geigy dont nous donnons des extraits en annexe.

Dans les exemples qui suivent, il ne sera plus question de ces limites de confiance car elles n'ont à ce jour été considérées que dans la publication de F. DUCHESNE et A. PISSART, 1985.

Interprétation des résultats

Par quelques exemples extraits du livre de TRICART et CAILLEUX (1959), nous montrerons les diverses influences susceptibles d'intervenir dans l'interprétation des résultats.

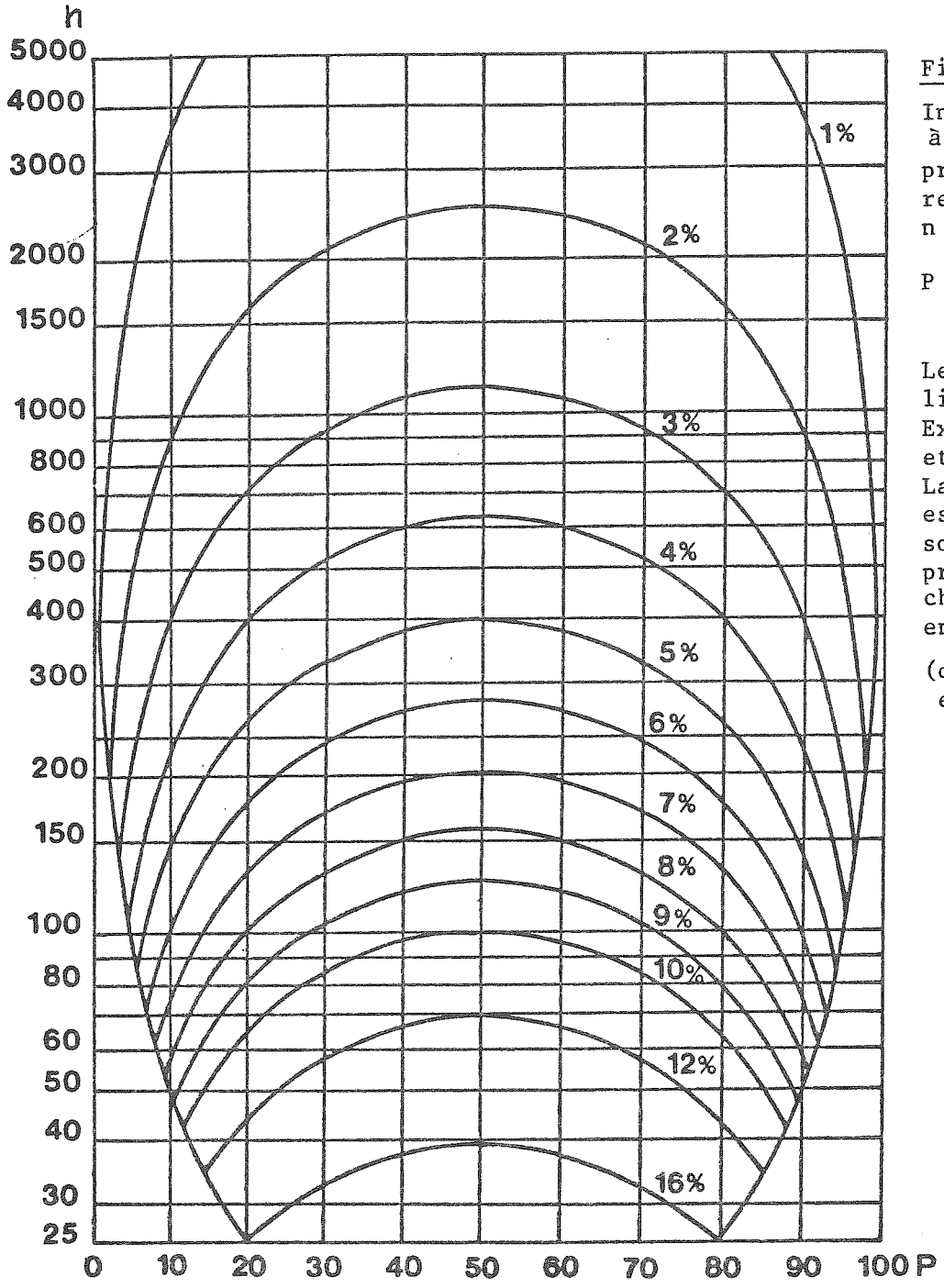


Figure 60

Intervalle de confiance à 95% pour l'étude des proportions de différents minéraux.
n = le nombre total de grains comptés;
P = la proportion estimée d'un minéral particulier.
Les courbes donnent les limites de confiance.
Exemple pour n = 500 et P = 28 %.
La limite de confiance est de 4%, de telle sorte que la vraie proportion a 95 % de chances de se trouver entre 24 et 32 %.

(d'après VAN DES PLAS et TOBI, 1965)

A. Influence de la dimension originelle

Tableau 8 - Alluvions périglaciaires de la Charente à St James

Longueur en mm	20	50	100	200
Silex et chailles	26	60	81	100
Quartz	57	16	4	0
Grès	0	2	4	0
Concrétions siliceuses	17	22	11	0

Les silex et chailles dominent aux dimensions de 100 et 200 mm. Les cailloux de quartz sont plus nombreux aux petites dimensions. Ces caractères s'expliquent par le fait que les silex sont de forte taille alors que les quartz sont en minces filons et en amandes dans les gneiss.

B. Influence de l'amenuisement

TRICART et CAILLEUX (1959) écrivent que lorsque l'on constate une forte diminution du nombre d'éléments d'une roche, de l'amont à l'aval du cours d'une rivière, on est tenté d'attribuer ce caractère à l'usure mécanique. Or, les études récentes ont montré qu'il s'agit beaucoup moins souvent d'amenuisement que de triage ou de remaniement de formations plus anciennes de composition différente. Un amenuisement peut, certes, exister pour des roches friables comme des schistes ou de la craie. L'usure mécanique dans le cours de la rivière est souvent peu importante pour les cailloux résistants, beaucoup moins par exemple que l'altération aux basses eaux.

Cette opinion n'est toutefois pas unanimement acceptée. PETTIJOHN (1957) estime en effet que des changements en composition se produisent systématiquement vers l'aval au sein de graviers grossiers et moyens des rivières, en conséquence de la disparition des éléments les moins résistants. Il précise même que cette caractéristique peut être utilisée pour reconnaître et la direction de l'écoulement et la distance de transport. Un exemple d'une telle variation a été donné par PLUMLEY (1948) en exprimant la variation des différents éléments par rapport à ceux qui sont les plus résistants, c'est-à-dire dans le cas considéré des cherts. (L'indice considéré s'exprime de la manière suivante = $\frac{\text{chert}}{\text{chert} + x}$ 100, x représentant le nombre de cailloux de nature déterminée dont l'usure est étudiée).

La disparition des calcaires dans les alluvions de l'Ourthe inférieure a par ailleurs bien été démontrée par F. DUCHESNE (1982) après un transport de seulement 5 km. C'est ici certainement la dissolution qui est l'agent principal. En effet,

WENTWORTH (1919) a montré par des recherches expérimentales qu'il fallait 700 milles de déplacement pour réduire des cailloux de 180 à 10 g (PETTIJOHN, 1957, p.535).

Il convient de toute manière d'être prudent dans l'utilisation de cette explication car il est très malaisé de reconnaître la part des 2 facteurs d'explications invoqués ci-dessus.

C. Influence du degré de dissection du terrain
(ou principe de la sédimentation inverse)

Près de Colmar, les cailloutis oligocènes comprennent surtout des calcaires du Jurassique et du Trias; dans le Pliocène, la majorité des éléments proviennent du grès bigarré; le Quaternaire est formé en quantités égales de cailloux de grès bigarré et d'éléments de roches primaires.

Cette variation systématique s'explique par le degré de dissection des Vosges d'où viennent ces éléments. Quand ce massif s'est soulevé au début du Tertiaire, la succession suivante de terrains existait de bas en haut : un massif ancien granito-gneissique, une couverture paléozoïque plissée et partiellement arasée, des grès du Trias inférieur, des calcaires du Trias moyen, des marnes du Trias supérieur, des calcaires jurassiques.

La fréquence des cailloutis provenant des différentes assises varie dans un ordre inverse de celui de la sédimentation originelle, dans les dépôts remaniant ces formations.

D. Influence du lieu d'origine

C'est le plus souvent pour reconnaître l'origine du cailloutis que la nature des éléments est étudiée. Il est possible, par ce moyen, de distinguer aux Pays-Bas, dans les cailloutis du Quaternaire moyen, des origines très diverses, comme le montre le tableau ci-dessous.

Tableau 9. Pourcentage de cailloux de 2 à 3 cm de large aux Pays-Bas selon l'origine du sédiment.

	Meuse	Rhin	Weser	Allemagne (est du Rhin) et Scandinavie	Scandinavie
Quartz	24	50	2	18	3
Phtanite	1	5	3	15	0
Cristallin	<1	<1	10	8	32
Silex	15	3	0	<1	18

De la même manière, à proximité de la confluence Seine-Marne, on reconnaît aisément les apports de chacune de ces rivières.

Tableau 10

	Seine	Marne
Calcaire	17	34
Silex	61	3
Meulière	11	62
Chailles	8	0
Grès	3	1
Granite et porphyre	1	0

Dans les apports locaux, l'influence de la dimension est souvent prépondérante. Ainsi, dans les alluvions quaternaires du Riss ou du Würm de la Seine à Vigneux (un peu en amont de Paris), l'importance des apports locaux peut être estimée suivant la dimension aux pourcentages ci-dessous : Tableau 11

L en mm	% des apports locaux	Nature des galets lointains
200	99	rarissimes
100	50	Sx crétacés
50	15	Sx, Calc. et Chailles jurassiques
20	10	Calc. jurassiques; Sx crétacés.
10	5	Calc. jurassiques; cristallins.

E. Influence du mode de transport

Dans les alluvions de rivière, il arrive parfois que des cailloux d'une nature déterminée et d'origine lointaine soient assez abondants aux petites, mais aussi aux plus grandes dimensions. Par exemple, dans les alluvions de la Dordogne, près de Libourne, les cailloux de granite et de gneiss venus du Massif Central après environ 250 km de transport représentent 22 à 23 % du sédiment entre 20 et 30 mm, 0 à 1 % entre 50 et 80 mm et 22 % pour les rares blocs dont la taille dépasse 200 mm. Cette augmentation anormale du pourcentage des très gros blocs s'explique par le fait que ces éléments ont été transportés par des radeaux de glace.

F. Influence du système morphoclimatique d'érosion

Le tableau ci-dessous donne le pourcentage moyen de quartz reconnu parmi les galets de 20 à 60 mm dans différents systèmes d'érosion. Les données présentées se rapportent à des formations actuelles, ou appartenant au Quaternaire récent.

TABLEAU 12

Système d'érosion	Minimum	Médian	Maximum	Nombre de mesures
Glaciaire et fluvioglaciaire	0,5	8	25	21
Périglaciaire	0	4	60	20
Erosion en montagne	0,2	2	14	12
Erosion mécanique de massif ancien	0	6	12	8
Semi-désert (Californie, Arizona)	0	5	64	12
Forêt chaude humide (Guyane, Trinidad, Nigéria)	83	90	100	10
Basse Côte d'Ivoire	100	100	100	4

Le nombre de quartz dépend évidemment de la fréquence de cet élément dans la roche-mère: au sein des schistes sédimentaires ou métamorphiques, des micaschistes, des gneiss, des granites, les filons et amygdales de quartz occupent 0 à 2 % du volume.

En tenant compte de cette remarque, il est clair que le quartz résiste beaucoup mieux à l'altération que les autres éléments. Sa résistance différentielle s'affirme surtout sous les climats chauds et humides où la majorité des roches se dissolvent et s'altèrent rapidement.

Au sein des dépôts de terrasses d'Europe occidentale, une variation systématique du nombre de quartz a été également reconnue. Pour la Meuse, par exemple, le pourcentage de quartz passe de ± 10 % dans la plaine alluviale à ± 35 % dans les terrasses les plus élevées, pour les cailloux de 4 à 6 cm.

Une variation semblable est observée aussi bien pour la Seine que pour le Rhin. Elle s'explique par le fait que des climats chauds ont existé chez nous pendant le Tertiaire. A la fin de cette époque, il subsistait un important résidu quartzeux qui a été progressivement déblayé pendant le Quaternaire. La désagrégation mécanique étant alors beaucoup plus importante que la désagrégation chimique, elle a donné un matériel beaucoup plus varié qui a noyé les éléments quartzeux devenus de plus en plus rares.

Conclusion

Cette liste d'influences diverses montre que l'interprétation des comptages de nature des cailloutis est souvent délicate. Elle nécessite, entre autres, une excellente connaissance de tout le bassin versant et de son histoire.

2. FORME DES GALETS

Quelquefois, un seul galet raconte toute une histoire car il porte les marques de plusieurs façonnements successifs reconnaissables. Il est ainsi parfois possible sur un seul élément caillouteux de reconnaître l'action du vent et celle d'un glacier. Mais c'est en vain que l'on cherchera à distinguer l'action d'une rivière et celle de la mer sur un seul caillou. Cette distinction est cependant possible si on observe plusieurs dizaines d'éléments. Ce n'est plus alors un seul caillou que l'on considère mais la formation tout entière, en prenant en compte une série de mesures effectuées sur les éléments.

Dans ces notes, nous examinerons les caractéristiques du façonnement éolien et de l'action glaciaire avant de voir quelles sont les mesures qui permettent de définir la forme de lots de cailloux.

Les cailloux éolisés

L'acuité des arêtes des cailloux éolisés est généralement très caractéristique de l'action éolienne. Les arêtes séparant deux faces ne sont pas coupantes quoique leur rayon de courbure est habituellement inférieur à 0,5 mm pour des cailloux ayant 50 à 100 mm de longueur. Lorsque les blocs ont une taille supérieure à 500 mm, les arêtes ont souvent un rayon de l'ordre de 1 mm.

Les faces planes sont caractéristiques, mais il n'y a pas plus de cailloux à 3 faces (dreikanters), qui étaient considérés comme caractéristiques autrefois, que d'éléments à 2, 4 ou 5 faces. Généralement, l'action du vent est limitée à une simple retouche de la forme initiale.

La surface des cailloux éolisés est lisse et luisante, très douce au toucher. Examinée au binoculaire, elle montre l'aspect mat qui caractérise les grains ronds mats.

Les cupules constituent l'aspect le plus caractéristique du façonnement éolien. Cet aspect existe rarement sur les cailloux éolisés mais n'est jamais reconnu ailleurs. Les cupules ont une forme ovale dont la longueur peut varier de 2 à 30 mm. Souvent toutefois, leur longueur est comprise entre 5 et 15 mm. Leur profondeur est généralement comprise entre 1/3 ou 1/10 de la largeur maximum de la forme. Le parallélisme de ces marques éoliennes est très remarquable. Elles présentent le plus souvent en coupe un profil dissymétrique, le pente forte étant située du côté d'où soufflait le vent qui les a façonnées.

Figure 61

Profil dissymétrique des cupules éoliennes.

Les cailloux glaciaires

Les cailloux façonnés par les glaciers ont, lorsqu'ils sont typiques, une forme générale polyédrique. Leurs angles sont arrondis et tronqués. Ils sont généralement courts et présentent un émoussé et un aplatissement peu marqués. Des stries existent sur ces cailloux quand il s'agit de roches à grains fins où elles sont bien visibles. Dans 75 % des cas, ces stries sont parallèles à l'allongement du caillou, ce qui prouve qu'au sein du glacier les éléments se disposent parallèlement à l'écoulement glaciaire. Des marques de pression apparaissent également quelquefois, sous forme de fractures rayonnantes. La surface des cailloux est généralement polie.

Morphométrie des cailloux

Les indices

L'étude de la morphométrie des cailloux ne porte pas sur des éléments isolés mais sur un grand nombre de galets. Etant donné le poids élevé des éléments en question, souvent on considère en laboratoire uniquement les cailloux plus petits que 6 cm; les cailloux plus volumineux sont mesurés directement sur le terrain. Les principaux indices utilisés sont l'indice d'aplatissement, l'indice de dissymétrie et l'indice d'émoussé. En voici les définitions :

Indice d'aplatissement : $\frac{L + l}{2\ E}$ où L = la plus grande longueur des cailloux, l = la plus grande largeur perpendiculaire à la longueur, E = la plus grande épaisseur perpendiculaire au plan comprenant l et L.

Indice de dissymétrie : $\frac{A\ C}{A\ B} = \frac{A\ C}{L}$. Les droites L et l représentent la longueur et la largeur du caillou posé à plat. Vues en projection verticale, ces deux droites sont perpendiculaires. Elles ne se trouvent cependant pas nécessairement dans le même plan, et le point C est le point d'intersection des deux droites projetées selon une droite perpendiculaire en même temps à L et l. La mesure de la dissymétrie est rigoureuse, mais délicate. La position de l est déterminée plus aisément en remarquant que les tangentes aux deux extrémités de l sont parallèles. La mesure est effectuée en posant le caillou sur du papier millimétré.

Indice de sphéricité = $\sqrt[3]{\frac{l\ e}{L^2}}$ (KRUMBEIN, 1941)

Il a paru intéressant de comparer la forme des cailloux avec la sphère, puisque cette forme correspond à la surface la plus réduite pour un volume déterminé, et donc à la vitesse de chute la plus rapide dans un liquide quelconque. La meilleure mesure de la sphéricité a été définie par WADELL en 1932 comme la relation $\frac{S}{V}$ (S étant la surface de l'élément considéré et V étant son volume). La mesure de la surface d'un objet aussi complexe qu'un caillou étant pratiquement irréalisable sur des séries de cailloux, KRUMBEIN en 1941 a proposé de prendre la formule donnée ci-dessus. La figure 62 présente un graphique qui donne plus aisément que par de longs calculs la mesure de la sphéricité.

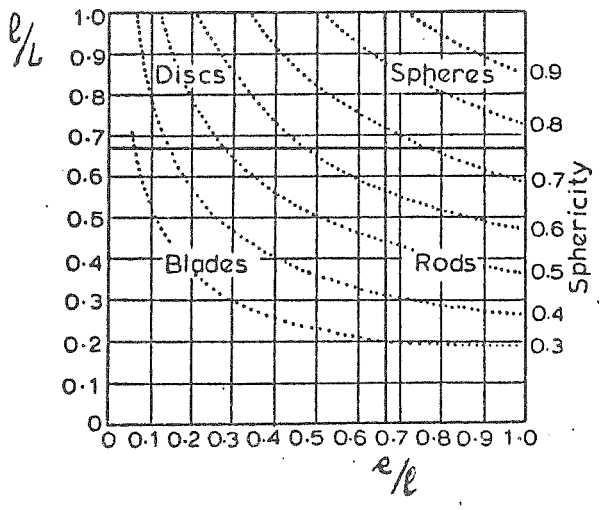


Figure 62

Le classement des types de forme selon ZINGG, et leur relation avec la sphéricité de KRUMBEIN.

Remarque

L'indice de sphéricité de Wadell = $\sqrt[3]{\frac{\text{volume de la particule}}{\text{volume de la sphère circonscrite}}}$

Le volume d'une sphère = $\frac{4}{3}\ \Pi.\text{rayon}^3 = \frac{\Pi.\text{diamètre}^3}{6}$

En conséquence, l'indice de sphéricité de Wadell = $\sqrt[3]{\frac{d^3}{L^3}} = \frac{d}{L}$

d étant le diamètre de la sphère dont le volume est celui du caillou

L étant la plus grande longueur du caillou.

KRUMBEIN en 1941 a proposé de remplacer le volume de la sphère équivalente par la valeur de l'ellipsoïde défini par les valeurs L, l et e. Ce volume est égal à $\frac{\Pi.L.l.e.}{6}$, de la sorte la formule devient

$$\sqrt[3]{\frac{\frac{\Pi\ L.l.e.}{6}}{\frac{\Pi\ L^3}{6}}} \qquad \sqrt[3]{\frac{l.e}{L^2}}$$

Classification de forme des cailloux selon ZINGG (1935)

Dans le but de classer les cailloux selon leurs formes, ZINGG a proposé en 1935 de considérer les relations suivantes $\frac{l}{L}$ et $\frac{e}{l}$ et de classer les éléments connus ressemblant le plus à des

- sphères quand $\frac{l}{L} > 0,67$ et $\frac{e}{l} > 0,67$
- disques $> 0,67$ $< 0,67$
- baguettes $< 0,67$ $> 0,67$
- plaques $< 0,67$ $< 0,67$

Le graphique (fig. 62) montre les relations existant entre cet indice de forme de ZINGG et l'indice de sphéricité de KRUMBEIN que nous venons de définir.

Classification de forme des cailloux selon SNEED and FOLK (1958)

Une distinction de forme plus précise a été proposée par SNEED et FOLK (1958) qui, comme l'illustre parfaitement la figure 63, distinguent les formes aplaties (platy), lamellaires (bladed) et allongées (elongate) et leur plus ou moins grande compacité. En tiretés obliques sur cette figure, apparaît l'indice de sphéricité de KRUMBEIN. Les deux rapports considérés pour localiser les points sur le graphique sont $\frac{e}{L}$ $(\frac{S}{L})$ et $\frac{L-l}{L-e}$ $(\frac{L-l}{L-S})$.

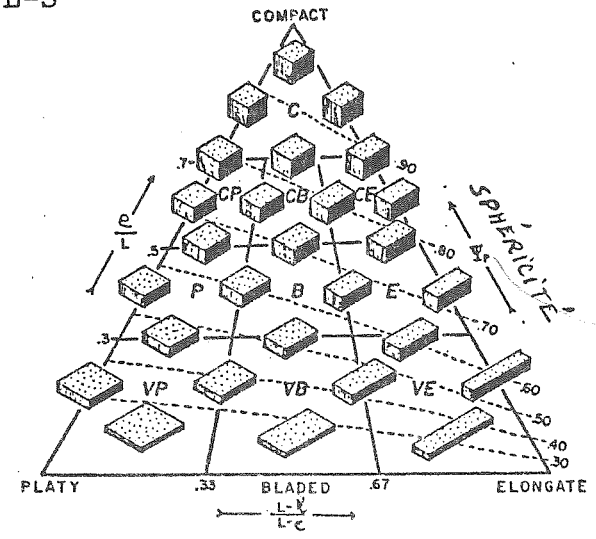


Figure 63

Les différentes formes de cailloux classées selon la méthode de SNEED and FOLK (1958). En traits obliques apparaissent les valeurs de la sphéricité de KRUMBEIN (1941).

Indice d'émoussé : $\frac{2\ r'}{L}$. 1000. r' est le plus petit rayon de courbure mesuré sur le caillou posé à plat sur une cible (fig. 64). On appelle indice d'émoussé de premier ordre la valeur déterminée pour le plus petit rayon de courbure, de second ordre lorsqu'on considère le rayon de courbure directement supérieur, etc ...

Nous verrons plus loin que la mesure de l'émoussé peut être obtenue plus rapidement, et probablement avec plus de précision, en classant les cailloux étudiés selon leur ressemblance avec des silhouettes de cailloux d'émoussés connus (méthode de KRUMBEIN).

Expression et figuration des résultats

TRICART et CAILLEUX (1959) affirment que les résultats de ces mesures d'indice peuvent être exprimés par la médiane de la série de mesures effectuées dans un sédiment et ils précisent que l'expérience a montré que cette valeur n'est significative que si l'on considère au moins 25 cailloux.

Le choix de la médiane se justifiait à la fin des années 1950 par le souci d'éviter le long calcul qui permet de définir la moyenne. Actuellement, avec la multiplication des machines à calculer de poche, cette difficulté n'existe plus. Il est aussi facile d'obtenir la moyenne que la médiane. Or, P. DAGNELIE (1970) montre qu'il faut disposer d'environ 160 observations pour obtenir, par l'intermédiaire de la médiane, une estimation de qualité comparable à la moyenne de 100 observations. Il ajoute: "On peut dire également que la substitution de la médiane à la moyenne fait perdre 36% de l'information contenue dans l'échantillon". En conséquence, il est évident que la moyenne doit remplacer la médiane. Les histogrammes qui nécessitent, pour être construits, de disposer d'une centaine de mesures, donnent des indications beaucoup plus nuancées. Les courbes cumulatives présentent l'avantage de permettre le calcul d'indices, exactement comme nous l'avons vu pour les courbes granulométriques. Des graphiques à double entrée, combinant par exemple aplatissement et émoussé, fournissent parfois des données intéressantes.

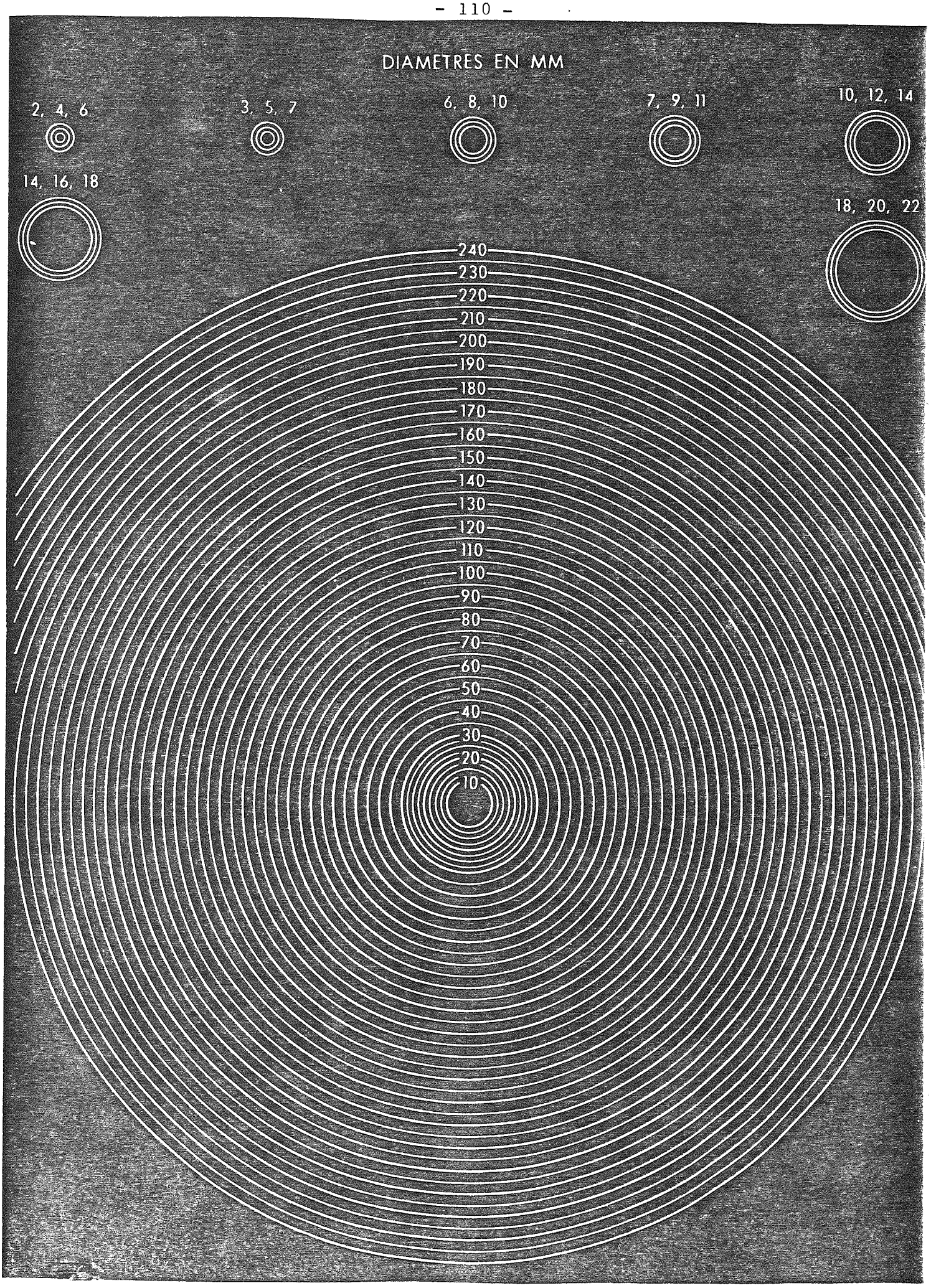


Figure 64. Cible permettant la mesure de l'émoussé selon la méthode de Cailleux.

Précision des mesures

D'une manière identique à ce que nous avons défini quand il a été question de la nature des galets, il n'est pas satisfaisant de connaître seulement la valeur de la moyenne d'émoussé mais il faut préciser encore l'erreur relative maximum qui peut affecter cette valeur pour un degré de confiance déterminé. La formule de l'intervalle de confiance que l'on peut attribuer à une moyenne de mesures du type de celle que nous considérons ici est la suivante (DAGNELIE, 1970, p.14):

$$\bar{X} \pm t_{1-\frac{\alpha}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}} \qquad (1)$$

où σ = l'écart type des mesures

n = le nombre de mesures

t = la variable de Student (celle-ci est utilisée plutôt que la variable normale réduite du fait que l'erreur standard n'est pas connue: l'intervalle en devient un peu plus large, mais la différence s'estompe rapidement pour les grands échantillons)

$1 - \frac{\alpha}{2}$ = degré de confiance considéré avec α représentant le risque d'erreur accepté lorsque l'on affirme que la moyenne de la population se trouve dans l'intervalle calculé autour de $\bar{X}$. Par exemple, pour un risque d'erreur de 5%, et donc un intervalle de confiance de 95%, $1 - \frac{\alpha}{2}$ est égal à 0,975.

Le tableau 13 nous fournit la table de distribution t de STUDENT pour $1 - \frac{\alpha}{2}$ exprimé par le symbole p et le nombre de mesures moins un (c'est-à-dire le nombre de degrés de liberté) exprimé par le symbole k.

En guise d'application, précisons que pour une série de 100 mesures ayant donné une moyenne d'émoussé $\bar{X} = 152$, et un écart type $\sigma = 80$, les intervalles de confiance sont pour $\alpha = 0,05$ de

$$152 \pm \frac{1,984 \cdot 80}{\sqrt{100-1}} = 152 \pm 16 \qquad (2)$$

et pour $\alpha = 0,01$ de

$$152 \pm \frac{2,626 \cdot 80}{\sqrt{100-1}} = 152 \pm 21$$

TABLES

B. Table des distributions t de Student

Valeurs critiques t_p telles que :

$$\int_{-\infty}^{t_p} c(1 + t^2/k)^{-(k+1)/2} dt = p,$$

pour $p = 0{,}6(0{,}1)0{,}9,\ 0{,}95,\ 0{,}975,\ 0{,}99,\ 0{,}995,\ 0{,}999,\ 0{,}9995$
et $k = 1(1)30,\ 40(20)100,\ 200,\ 500,\ \infty$.

k \ p	0,6	0,7	0,8	0,9	0,95	0,975	0,99	0,995	0,999	0,9995
1	0,325	0,727	1,376	3,078	6,314	12,71	31,82	63,66	318,3	636,6
2	0,289	0,617	1,061	1,886	2,920	4,303	6,965	9,925	22,33	31,60
3	0,277	0,584	0,978	1,638	2,353	3,182	4,541	5,841	10,22	12,94
4	0,271	0,569	0,941	1,533	2,132	2,776	3,747	4,604	7,173	8,610
5	0,267	0,559	0,920	1,476	2,015	2,571	3,365	4,032	5,893	6,859
6	0,265	0,553	0,906	1,440	1,943	2,447	3,143	3,707	5,208	5,959
7	0,263	0,549	0,896	1,415	1,895	2,365	2,998	3,499	4,785	5,405
8	0,262	0,546	0,889	1,397	1,860	2,306	2,896	3,355	4,501	5,041
9	0,261	0,543	0,883	1,383	1,833	2,262	2,821	3,250	4,297	4,781
10	0,260	0,542	0,879	1,372	1,812	2,228	2,764	3,169	4,144	4,587
11	0,260	0,540	0,876	1,363	1,796	2,201	2,718	3,106	4,025	4,437
12	0,259	0,539	0,873	1,356	1,782	2,179	2,681	3,055	3,930	4,318
13	0,259	0,538	0,870	1,350	1,771	2,160	2,650	3,012	3,852	4,221
14	0,258	0,537	0,868	1,345	1,761	2,145	2,624	2,977	3,787	4,140
15	0,258	0,536	0,866	1,341	1,753	2,131	2,602	2,947	3,733	4,073
16	0,258	0,535	0,865	1,337	1,746	2,120	2,583	2,921	3,686	4,015
17	0,257	0,534	0,863	1,333	1,740	2,110	2,567	2,898	3,646	3,965
18	0,257	0,534	0,862	1,330	1,734	2,101	2,552	2,878	3,611	3,922
19	0,257	0,533	0,861	1,328	1,729	2,093	2,539	2,861	3,579	3,883
20	0,257	0,533	0,860	1,325	1,725	2,086	2,528	2,845	3,552	3,850
21	0,257	0,532	0,859	1,323	1,721	2,080	2,518	2,831	3,527	3,819
22	0,256	0,532	0,858	1,321	1,717	2,074	2,508	2,819	3,505	3,792
23	0,256	0,532	0,858	1,319	1,714	2,069	2,500	2,807	3,485	3,767
24	0,256	0,531	0,857	1,318	1,711	2,064	2,492	2,797	3,467	3,745
25	0,256	0,531	0,856	1,316	1,708	2,060	2,485	2,787	3,450	3,725
26	0,256	0,531	0,856	1,315	1,706	2,056	2,479	2,779	3,435	3,707
27	0,256	0,531	0,855	1,314	1,703	2,052	2,473	2,771	3,421	3,690
28	0,256	0,530	0,855	1,313	1,701	2,048	2,467	2,763	3,408	3,674
29	0,256	0,530	0,854	1,311	1,699	2,045	2,462	2,756	3,396	3,659
30	0,256	0,530	0,854	1,310	1,697	2,042	2,457	2,750	3,385	3,646
40	0,255	0,529	0,851	1,303	1,684	2,021	2,423	2,704	3,307	3,551
60	0,254	0,527	0,848	1,296	1,671	2,000	2,390	2,660	3,232	3,460
80	0,254	0,527	0,846	1,292	1,664	1,990	2,374	2,639	3,195	3,415
100	0,254	0,526	0,845	1,290	1,660	1,984	2,365	2,626	3,174	3,389
200	0,254	0,525	0,843	1,286	1,653	1,972	2,345	2,601	3,131	3,339
500	0,253	0,525	0,842	1,283	1,648	1,965	2,334	2,586	3,106	3,310
∞	0,253	0,524	0,842	1,282	1,645	1,960	2,326	2,576	3,090	3,291

Exemples: $t_{0,975} = 2{,}228$ pour $k = 10$ degrés de liberté;
$t_{0,025} = -2{,}086$ pour $k = 20$ degrés de liberté.

Tableau 13 donnant la variable de STUDENT.

(P. DAGNELIE, 1970, p.407)

Détermination du nombre de cailloux à mesurer

Il est impossible de calculer le nombre de cailloux qu'il faut considérer pour obtenir un résultat avec un degré de confiance déterminé et une marge d'erreur relative choisie sans avoir déterminé par une mesure préalable le coefficient de variation du matériel étudié, c'est-à-dire sans mesurer au préalable un lot de cailloux pour déterminer ce coefficient de variation.

Précisons que le coefficient de variation est $\frac{\text{écart-type}}{\text{moyenne}} = \frac{\sigma}{\bar{X}}$
La formule qui permet de connaître le nombre de cailloux à mesurer est la suivante (P. DAGNELIE, 1970, p.18):

$$n = \frac{t^2_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot V^2}{d_r^2} \qquad (3)$$

dans laquelle $t_{1-\frac{\alpha}{2}}$ a la signification donnée dans la formule (1) c'est-à-dire qu'il représente la variable de Student donnée au tableau 13.

n = nombre de galets à mesurer.

V = coefficient de variation = $\frac{\text{écart-type}}{\text{moyenne}}$ exprimé en % de la moyenne.

d_r = erreur que l'on accepte sur la mesure, exprimé en % de la moyenne.

Pour l'exemple considéré en (2) ci-dessus, si l'on veut connaître avec un degré de confiance de 95% le nombre de cailloux qu'il faut considérer pour avoir un résultat avec une précision de 4% de la moyenne (soit à $\pm$ 6 de valeur d'émoussé), il est donc possible de faire le calcul suivant :

Le coefficient de variation est de $\frac{80}{152} = 0{,}53$ soit 53 %.

En conséquence, le nombre recherché est de

$$n = \frac{1{,}984^2 \cdot 53^2}{4^2} = 691.$$

Avec une précision recherchée de 5% de la valeur de la moyenne, le nombre recherché est de

$$n = \frac{1{,}984^2 \cdot 53^2}{5^2} = 441.$$

Il convient de remarquer que les valeurs de t, pour des degrés de liberté (nombre de cailloux mesurés - 1) allant de 30 à ∞, varient pour un intervalle de confiance de 95 % entre 2,042 et 1,960, soit d'une manière peu importante. Dans ces conditions, la formule peut être simplifiée en $n \simeq \frac{4\ V^2}{d_r^2}$ Pour un intervalle de confiance de 99%, la même formule devient $n \simeq \frac{7\ V^2}{d_r^2}$.

Les résultats des mesures

Influence de la dimension

Les résultats des mesures varient avec la taille. Il faut donc considérer ensemble les cailloux d'une taille identique (par exemple 5, 10 et 20 cm) et préciser chaque fois la taille considérée au moment de la présentation des résultats. SNEED and FOLK (1958) soulignent l'importance fondamentale de la taille en écrivant que le passage de grains de taille moyenne de 35 à 60 mm affecte la sphéricité et la forme des cailloux plus qu'une différence de transport par une rivière sur 320 km.

Influence de la nature des cailloux

Chaque catégorie de roche présente un comportement différent aux divers agents de transport. Il convient donc de traiter séparément les cailloux de nature différente. Les résultats obtenus sont homogènes pour des quartz, des calcaires, des roches volcaniques compactes. Les grès donnent des résultats très variables; ils peuvent fournir des données valables dans une région, alors qu'ailleurs les résultats sont hétérogènes. Dans des roches très fragiles comme les schistes, les études morphométriques sont pratiquement impossibles à réaliser. Des roches très dures comme les cherts donnent des résultats aberrants suite aux cassures qui se font préférentiellement selon le plan de stratification.

Influence des agents de transport ou de façonnement

A. Aplatissement

Les fragments détachés par le gel ont une forme qui dépend souvent des fissures existant dans la roche. L'aspect de ces fragments est donc très variable. Dans les calcaires massifs, souvent le gel détache des fragments extrêmement aplatis.

Les glaciers façonnent des cailloux isodiamétriques. Les cailloux plats sont fragiles et aisément brisés au cours du transport.

La dissolution donne généralement des éléments bombés.

Les actions fluviatiles respectent assez bien la forme originelle des éléments.

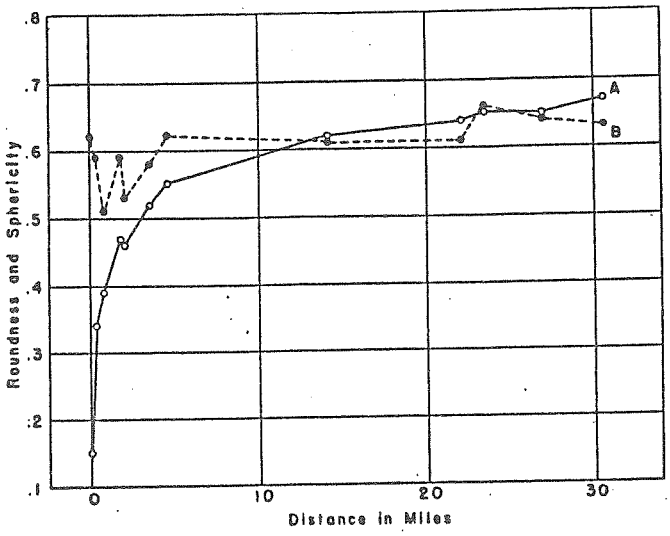
De même, la mer accentue souvent la forme de départ des éléments, du moins sur des plages sableuses. Sur de telles côtes, en pente douce, les éléments aplatis glissent sur le sable et par usure s'aplatissent de plus en plus; par contre, les cailloux qui se déplacent en roulant sous l'action des vagues et du ressac s'arrondissent de plus en plus. Sur une côte rocheuse, où les vagues viennent se briser, l'aplatissement des éléments tend au contraire à diminuer rapidement.

B. Dissymétrie

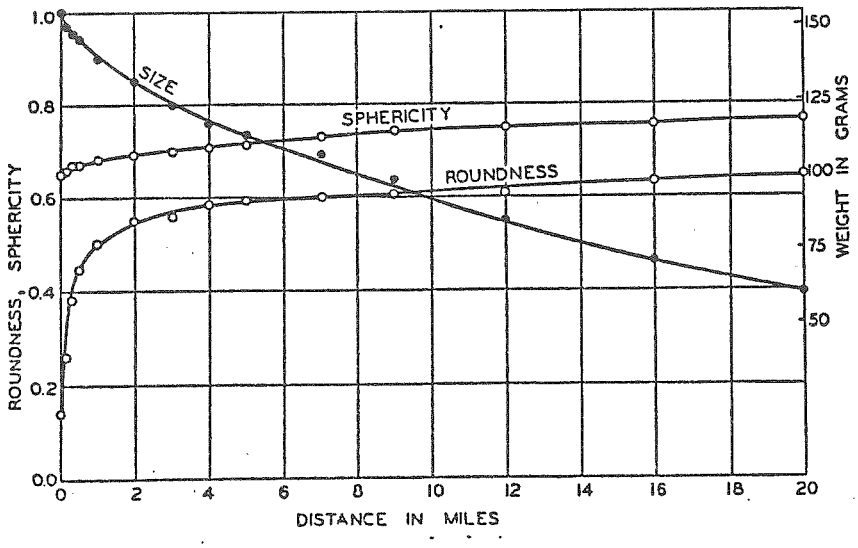
La dissymétrie des cailloux a été peu étudiée. Il est cependant apparu que les fragments de roche frais ont une forte dissymétrie que l'usure fluviatile réduit très lentement, alors que l'action marine est beaucoup plus efficace.

C. Sphéricité et forme des cailloux

L'étude de la sphéricité confirme bien les résultats obtenus par les mesures de la dissymétrie et de l'aplatissement. La forme originelle des cailloux est bien respectée du moins par les actions fluviatiles. La figure 65a (PLUMLEY, 1948) montrant la variation de l'émoussé et de la sphéricité pour des calcaires fluviatiles le démontre clairement. Et cependant, dans le cas étudié,



a.



b.

Figure 65.

a. Variation de la sphéricité et de l'émoussé avec la distance de transport le long de la Rapid Creek (South Dakota, U.S.A.) selon PLUMLEY, 1948, p.558.
Calcaire 16 à 32 mm; A. Emoussé; B. Sphéricité.

b. Variations de la taille (poids), de l'émoussé et de la sphéricité de fragments calcaires en fonction de la distance de transport suite aux phénomènes d'abrasion. Etude expérimentale en laboratoire par utilisation de cylindres tournant autour d'un axe horizontal.
(KRUMBEIN, 1941, plate 37)

les calcaires disparaissent rapidement par usure comme l'indique l'évolution du nombre des calcaires par rapport aux cherts dans la même rivière. Le même résultat avait été obtenu par KRUMBEIN (1941) dans des travaux expérimentaux en laboratoire ainsi que le montre la figure 65b.

SNEED and FOLK (1958), après avoir étudié les variations de forme, de nature et d'émoussé dans les alluvions du Colorado, estiment que le meilleur critère permettant de déterminer la distance de transport est la variation de sphéricité et de forme des cailloux de taille différente. Parce que les éléments de tailles différentes n'évoluent pas de manière identique, les éléments de dimensions diverses montrent progressivement des différences en sphéricité et en forme, au fur et à mesure que la distance de transport s'accroît.

La figure 66 (WAAG and OGREN, 1984) montre les variations de forme de blocs de granite le long d'un éboulis au bord de la mer. Sur la figure 66a apparaît la forme de 50 blocs anguleux sous la paroi rocheuse, et en 66b, celle des blocs arrondis au bord de la mer.

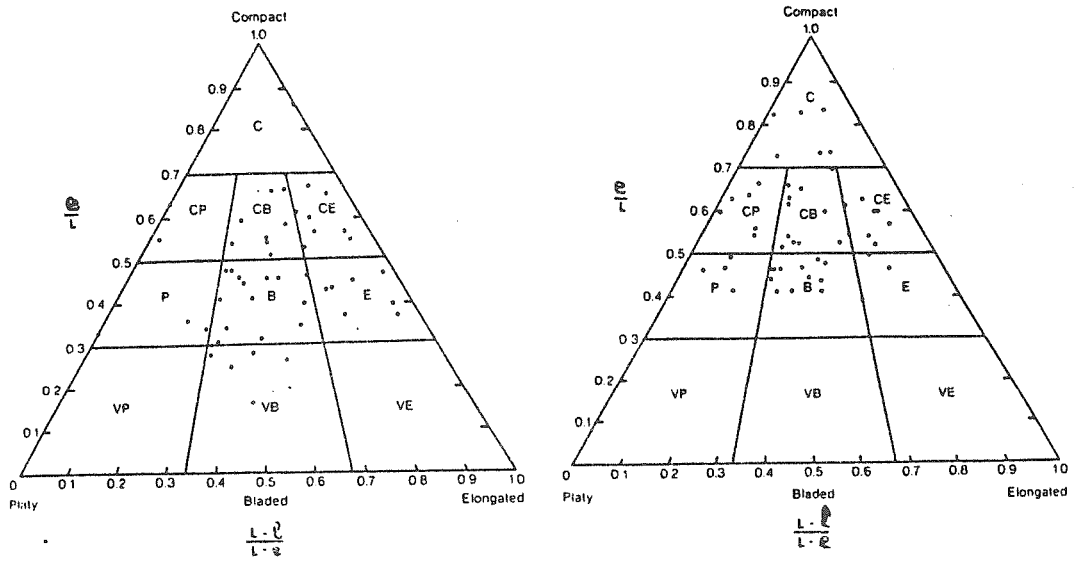


Figure 66. Variations de forme de blocs de granite selon la méthode de SNEED and FOLK (1958) pour des blocs anguleux au pied d'une falaise (à gauche) et pour des blocs arrondis, au bord de la mer quelques mètres plus bas (à droite).

(WAAG and OGREN, 1984)

D. Emoussé

Les rivières donnent rapidement aux galets un émoussé caractéristique. Une fois atteinte, la valeur de l'émoussé augmente très lentement ou même reste constante vers l'aval. En Oranie, des cailloux de basalte de 50 mm de longueur ont un émoussé médian de 30 dans la tête de la vallée; la valeur s'élève à 60 après 1 km, à 200 après 3 km, à 210 après 7 km et cette valeur se maintient jusqu'à une distance de 30 km où les mesures ont été arrêtées. Des expériences effectuées en laboratoire par KUENEN en simulant un transport fluviatile par la rotation d'un cylindre en béton dans lequel ont été placés des cailloux ont donné exactement les mêmes résultats. Quelquefois, on constate une diminution vers l'aval de la valeur de l'émoussé; cette diminution peut résulter de l'existence de chutes mais, le plus souvent, elle provient de l'altération météorique que subissent les galets reposant sur des bancs de cailloux émergés une partie de l'année.

L'émoussé des cailloux façonnés par la mer est généralement plus élevé que celui des éléments transportés par les rivières. Il faut toutefois conserver à l'esprit que la valeur de l'émoussé est déterminée par l'importance des vagues qui frappent la côte en cet endroit. Sur les côtes de l'Océan glacial arctique, où la mer est presque toujours couverte par la banquise, l'émoussé des cailloux est toujours très faible. Il en sera de même sur les plages abritées où l'importance des vagues est réduite.

L'émoussé des cailloux représente donc l'importance de la houle à l'emplacement où ils se trouvent. Dans des études ayant pour but de définir des sites favorables à l'installation de ports, la mesure de l'émoussé des cailloux a fourni des indications intéressantes.

L'exemple que voici montre que l'émoussé et l'aplatissement peuvent constituer des données complémentaires permettant de préciser l'agent de mise en place du cailloutis.

TABLEAU 14 Calcaires compacts. L = 50 mm

	Emoussé médian	Aplatissement médian
Cassure par le gel	22	3
Fluviatile périglaciaire	167	2,9
Fluviatile méditerranéen	300	1,8
Plage marine	370	2,6

Précisons encore qu'un histogramme des valeurs d'émoussé d'une formation peut montrer clairement des remaniements d'éléments provenant de formations marines (très émoussées). Il montre aussi nettement la fracturation récente des éléments du cailloutis.

Remarque

Des essais réalisés au cours des travaux pratiques ont montré que des personnes différentes pouvaient obtenir des valeurs diverses d'émoussé pour le même caillou. Cela peut provenir, par exemple, de ce que les cailloux ont été disposés sur des faces différentes lors des deux mesures, ou encore qu'ils n'ont pas été mis à plat de manière identique. Bien que des essais comparatifs préalables permettent de rapprocher les points de vue, il apparaît cependant que, selon les individus, des sous-estimations ou sur-estimations systématiques de l'émoussé persistent. En conséquence, il convient d'être prudent lors des comparaisons de mesures d'émoussés effectuées par des personnes différentes. Des essais semblables effectués aux U.S.A. ont conduit à des conclusions identiques (FOLK, 1972)

Cette observation nous a conduit à rechercher si d'autres mesures de l'émoussé, plus faciles ou plus exactes ont été proposées par différents auteurs. C'est cela que nous examinerons très brièvement ci-dessous.

E. L'indice d'arrondi de WADELL (1933)

L'indice d'arrondi de WADELL cerne certainement le mieux la valeur de l'émoussé des cailloux. Il prend en compte, en effet, l'émoussé de tous les "coins" des cailloux considérés, examinés dans 3 plans perpendiculaires.

Les mesures sont basées sur la détermination des rayons de courbure des coins (un coin est toute part d'une surface qui a un rayon de courbure égal ou inférieur au rayon du plus grand cercle qui peut être dessiné dans la surface. L'émoussé d'un coin est le rapport $\frac{r}{R}$. r = rayon de courbure du coin; R = rayon du cercle inscrit (voir fig. 67). L'émoussé du caillou dans un plan est

$$\frac{\Sigma \left(\frac{r}{R}\right)}{N}$$, N étant le nombre de coins.

L'émoussé total du caillou est la moyenne arithmétique des émoussés obtenus en cumulant les 3 plans perpendiculaires du galet.

Des émoussés de tailles différentes peuvent être d'autant mieux comparés que l'émoussé d'un coin est obtenu en plaçant une cible transparente sur l'image du galet réduit à la taille standard de 70 mm.

Cette méthode est reconnue par tous les auteurs comme étant la plus précise de toutes celles qui ont été proposées pour étudier l'émoussé des cailloux. Malheureusement, elle nécessite un temps très considérable et, de ce fait, elle n'a pas donné lieu à de nombreuses applications. Aussi, l'interprétation des résultats reste difficile par manque d'éléments de comparaison.

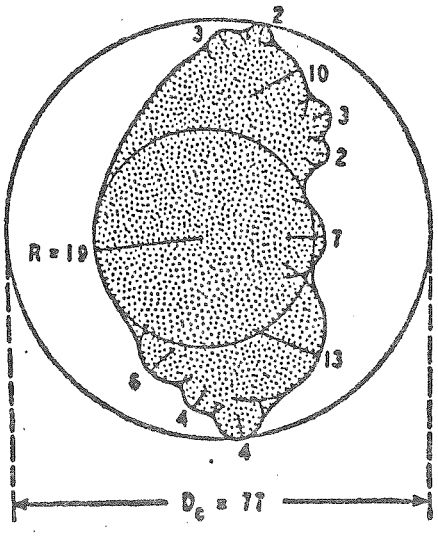


Figure 67

Méthode de détermination de l'indice d'arrondi de WADELL. Les différents rayons mesurés dans un plan sont définis sur cette figure. Des mesures identiques sont prises dans 3 plans perpendiculaires sur chaque caillou.

C'est cependant en se basant sur cette méthode de WADELL que plusieurs échelles d'émoussé visuel ont été construites, comme celle que nous verrons maintenant en considérant la méthode de KRUMBEIN.

F. L'indice d'arrondi de Krumbein (1941)

L'indice d'arrondi de KRUMBEIN est obtenu en comparant le caillou avec une image standard d'émoussé connu. L'émoussé visuel n'est donc pas ici une mesure mais une estimation quantitative. Sous cet aspect et bien qu'une valeur chiffrée soit donnée pour chaque caillou, cette méthode appartient plus à la morphoscopie qu'à la morphométrie.

Les images utilisées (fig. 68, en annexe) pour la comparaison ont été dessinées d'après des cailloux mesurés par WADELL (1932) et des études statistiques ont montré que les valeurs moyennes obtenues correspondent bien avec les valeurs de WADELL comme le montre le tableau ci-dessous.

TABLEAU 15

Echantillon	Taille en mm	Emoussé		
		WADELL	KRUMBEIN	Erreur relative en %
Outwash	8-64	0.61	0.60	1,6
"	8-16	0.52	0.52	0,0
"	16-32	0.58	0.58	0,0
"	32-64	0.61	0.61	0,0
Till	32-64	0.50	0.50	0,0
"	8-16	0.48	0.49	2,1
"	16-32	0.52	0.50	3,8
"	16-32	0.48	0.54	12,5
"	16-32	0.51	0.59	15,7

Figure 68. Comparaison des indices d'arrondi de WADELL et KRUMBEIN.
(Extrait de KRUMBEIN, 1941)

Le tableau utilisé par KRUMBEIN est donné à la figure 68. Il comprend 9 classes, plus une contenant des cailloux cassés. De manière pratique, on prend le caillou selon son axe le plus long, de façon à voir sa plus large projection. On mesure ainsi 50 cailloux, de préférence, et 25 au minimum et l'on calcule l'émoussé moyen.

Chaque classe de caillou possède une valeur d'arrondi allant de 0,1 à 0,9. La valeur moyenne de l'émoussé est obtenue en divisant la somme des valeurs d'arrondi obtenues pour tous les cailloux par le nombre d'éléments considérés :

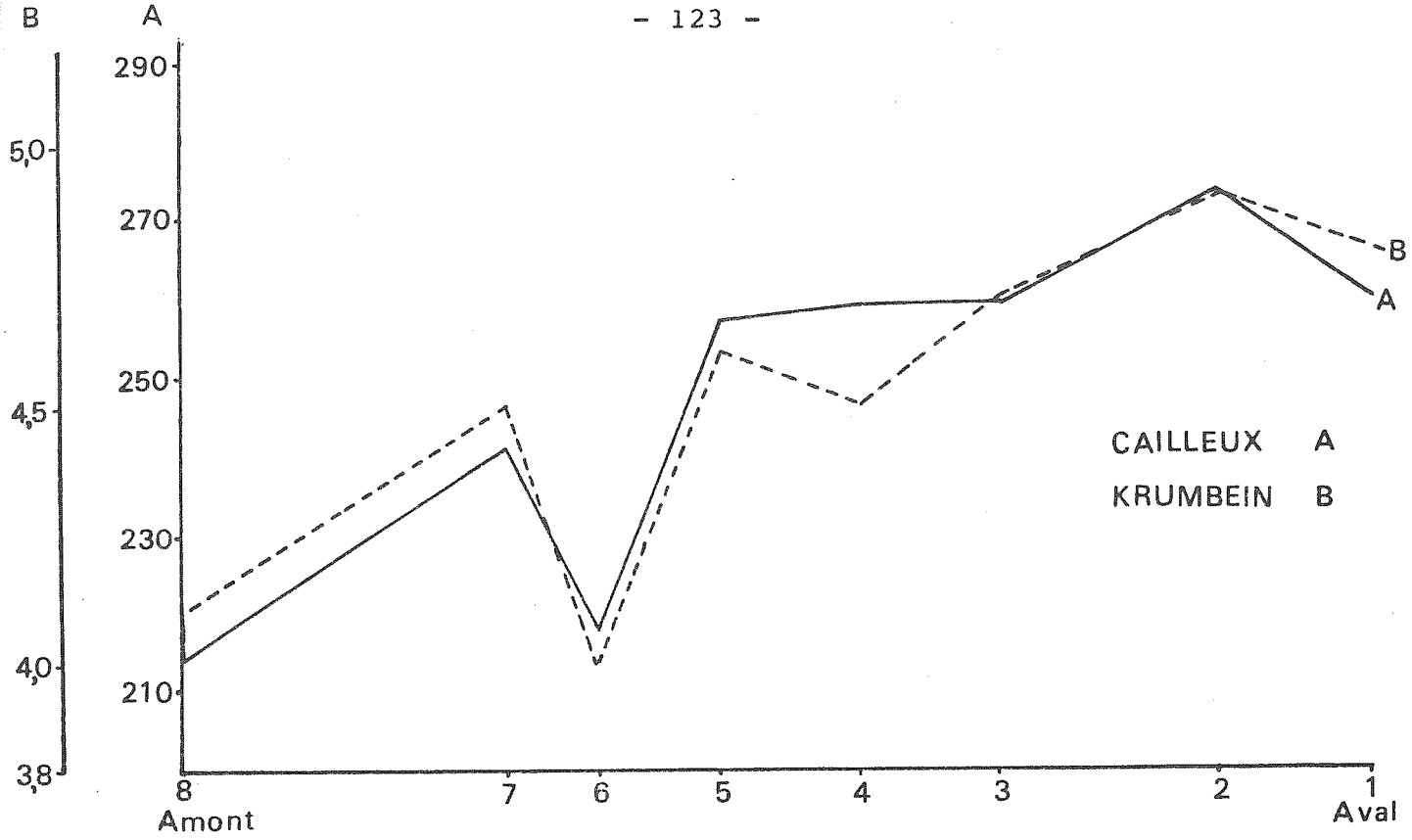
Il faut insister sur les précautions suivantes :

1. Bien mettre le caillou à plat.
2. Bien observer tous les coins et tous les bords même les petits, car ce sont eux principalement qui contrôlent l'émoussé.
3. Pour les cailloux cassés, calculer l'émoussé de la partie non cassée et le diviser par deux. Arrondir au chiffre inférieur.

Les résultats des mesures de l'indice d'arrondi de KRUMBEIN

Dans notre laboratoire, cet indice a été utilisé pour étudier l'émoussé fluviatile des galets de quartz. Il s'est avéré extrêmement intéressant car :

1) il est obtenu plus rapidement que l'indice d'émoussé de CAILLEUX;
2) il semble y avoir peu de différences entre les résultats obtenus par différents chercheurs;
3) les résultats obtenus sont comparables à ceux que fournit la méthode de CAILLEUX (fig. 69).
4) Les résultats chiffrés peuvent être présentés sous forme d'histogrammes ou de courbes cumulatives et peuvent subir des traitements statistiques absolument identiques à ceux qui ont été définis lorsque nous avons considéré la méthode de CAILLEUX.



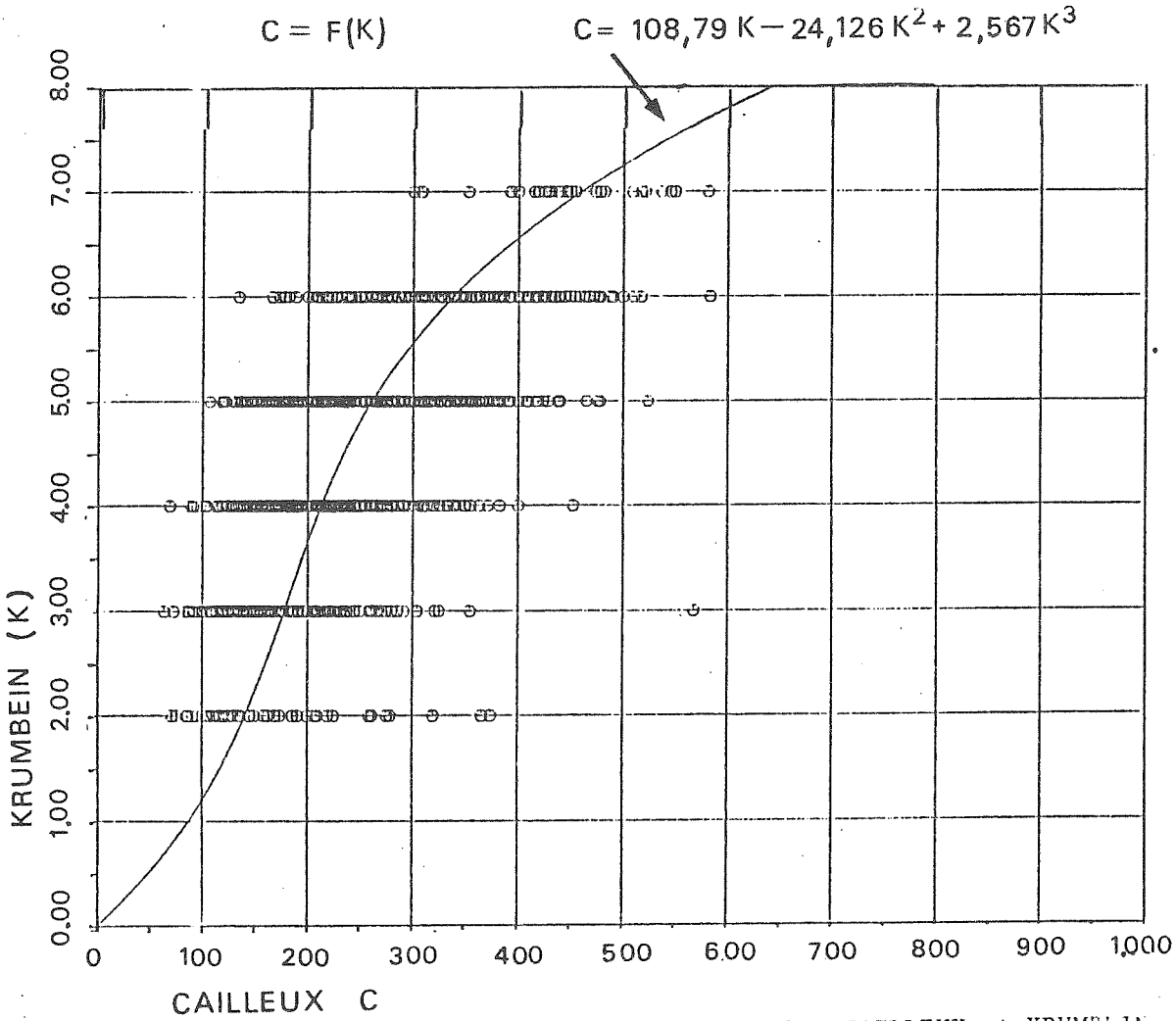


Figure 69. A. Comparaison des valeurs d'émoussés selon CAILLEUX et KRUMBEIN dans les alluvions actuelles de la Lesse de Redu à Anseremme.
B. Distribution des valeurs d'émoussé selon CAILLEUX et KRUMBEIN dans les mêmes dépôts. Chaque cercle représente un caillou (VAN BRABANT, 1984)

SNEED and FOLK (1959) ont déjà, en 1958, employé le t de STUDENT pour préciser la signification de leurs résultats obtenus avec la méthode de KRUMBEIN.

Si la méthode de KRUMBEIN se révèle aussi excellente lorsqu'elle est appliquée à d'autres cailloutis que les éléments fluviatiles, elle nous paraît devoir remplacer la méthode de mesure de l'émoussé préconisée par A. CAILLEUX.

3. DISPOSITION INDIVIDUELLE DES CAILLOUX

Rappelons tout d'abord que la disposition collective des éléments donne des indications fort intéressantes. Ainsi, un chenal colmaté par des dépôts et dont la stratification est inclinée montre clairement le sens d'écoulement au moment du colmatage (fig. 70). Nous ne considérerons pas ici ce domaine particulièrement important de la sédimentologie; nous nous limiterons à parler de la disposition individuelle des cailloux.

La disposition des galets fournit des indications précieuses pour l'étude des processus responsables du dépôt des cailloux. Il faut cependant garder à l'esprit que des altérations ultérieures peuvent se produire et donc que des formations tectonisées ou cryoturbées ne se prêtent pas aux études dont nous allons parler.

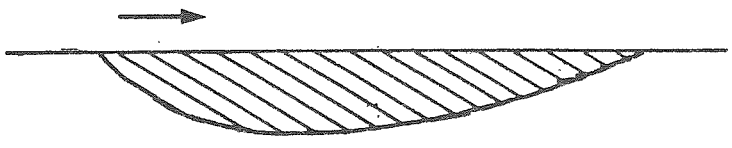


Figure 70. Colmatage d'un chenal et direction du courant.

Les auteurs européens ont, en général, considéré séparément l'orientation et l'inclinaison des cailloux exactement comme les géophysiciens séparent l'inclinaison et la déclinaison lorsqu'ils étudient le magnétisme terrestre. Les auteurs américains, pour leur part, ont choisi de les considérer ensemble. Nous verrons successivement ces deux méthodes en commençant par la plus simple, préconisée par CAILLEUX et TRICART en 1959.

L'orientation

L'orientation d'un élément est la valeur de l'angle que fait avec la direction du N, le plus grand axe du caillou.

Si le plan de stratification s'écarte de plus de 10° de l'horizontale, on le rabat d'abord sur le plan horizontal puis on définit l'orientation comme ci-dessus.

Avant d'opérer, on se fixe des limites inférieures de longueur L et d'allongement L/l au dessous desquelles on ne descendra pas; et s'il y a lieu une limite supérieure de longueur L. Comme limite L/l, on peut prendre 1,5.

L'importance de la limite d'allongement L/l est évidente. Une sphère ne peut avoir aucune orientation préférentielle. Il est donc indispensable pour qu'une orientation représentative des conditions de dépôt apparaisse que les cailloux présentent un certain allongement. Le rôle de la dimension est tout aussi clair : dans toutes les formations, les petits cailloux qui touchent des éléments plus volumineux présentent une disposition plus désordonnée, sans doute parce qu'ils ont été gênés par les voisins au moment de se mettre en place. Il convient donc de ne pas considérer les éléments qui touchent des galets plus volumineux. Précisons aussi que les petits éléments donnent dans presque tous les cas une moyenne moins bonne que les éléments plus volumineux. Aussi convient-il de ne pas considérer les éléments les plus petits. CAILLEUX et TRICART (1959) suggèrent de considérer seulement les cailloux dont la taille est supérieure à la moitié du centile. Quand la formation comprend des blocs démesurés, il faut toutefois les considérer séparément car ils peuvent avoir été amenés par un processus différent.

L'étude de l'orientation des grains de sable est possible mais elle est beaucoup plus difficile à réaliser que celle des galets. D'autre part, l'orientation originelle des grains de sable peut facilement avoir été dérangée. Enfin, la forme beaucoup plus isodiamétrique des petits éléments rend la précision de la mesure plus aléatoire, non seulement en raison de la difficulté de détermination des orientations mais encore étant donné que l'orientation des éléments est moins caractéristique.

Les résultats des mesures sont consignés sur des roses d'orientation (fig. 71) groupant les valeurs par ensembles de 10°. Comme on mesure seulement l'orientation et non la direction azimutale des cailloux, les lectures différant de 180° peuvent être considérées comme identiques et donc cumulées sur la rose d'orientation.

L'examen des roses obtenues montre pour la majorité des dépôts géologiques une dominante très nette. C'est par rapport à cette dominante qu'il convient de classer les éléments. Certains auteurs groupent en cailloux parallèles à la dominante tous ceux qui s'en écartent de moins de 45° de part et d'autre. D'autres considèrent comme parallèles ceux qui s'en écartent de 15° de part et d'autre et comme perpendiculaires ceux dont le grand axe est, à 15° près, celui de la valeur perpendiculaire à la dominante. En opérant un tel classement, il est possible de parler, pour une formation donnée, du pourcentage de cailloux parallèles et du pourcentage de cailloux perpendiculaires à la dominante. Encore, convient-il de préciser la règle choisie.

A partir des roses d'orientation, le principal résultat est généralement l'expression de l'orientation préférentielle qui correspond à l'azimut du mode ou des modes apparaissant sur la rose d'orientation. Le mode est généralement considéré comme se trouvant au milieu de la classe qui regroupe le plus grand nombre de cailloux. Il est donc lu directement sur la rose d'orientation.

Rose d'orientation

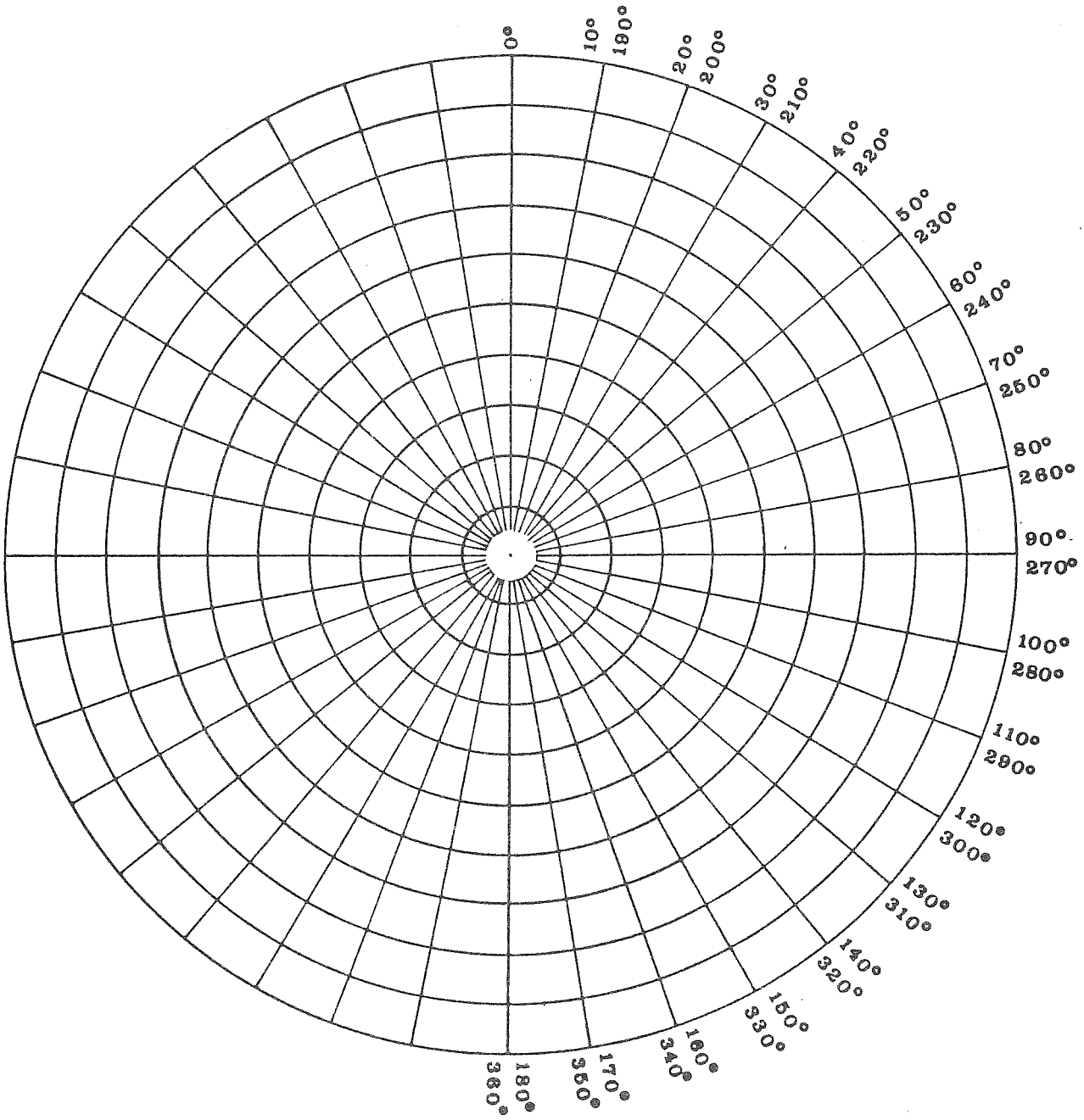


Figure 71. Rose d'orientation servant à reporter les mesures d'orientation des cailloux. Comme l'orientation d'un galet ne montre pas de direction préférentielle, la partie de gauche (0 à 180°) de la rose est construite de façon à totaliser les données inscrites sur la partie de droite (180 à 360°). La rose devient de ce fait beaucoup plus parlante.

Quelques auteurs expriment la direction préférentielle par l'expression de l'azimut moyen. La formule utilisée pour tenir compte de la dispersion des valeurs dans chaque classe de direction est la suivante (BRIGGS, 1977):

$$\bar{X} = \left(\frac{\Sigma\ f\ d}{n}.c\right) + X_o$$

dans laquelle
- $\bar{X}$ = l'azimut moyen.
- f = la fréquence des éléments dans chaque classe.
- d = la distance de chaque classe depuis le mode.
- n = le nombre de cailloux mesurés.
- c = la largeur des classes considérées (souvent 10°)
- X_o = le point central de la classe du mode.

Si, pour compléter cette vue, on veut donner une idée de la dispersion, il est possible de calculer l'écart type (σ) de la distribution. La formule utilisée est la suivante (BRIGGS, 1977):

$$\sigma = c\sqrt{\frac{\Sigma\ f\ d^2}{n} - \left(\frac{\Sigma\ f\ d}{n}\right)^2}$$

dans laquelle les différents termes sont les mêmes que ceux donnés pour la taille moyenne.

Un test très simple basé sur la distribution de POISSON est proposé par HAY et RAHMAN en 1964. Il consiste en la comparaison du nombre d'éléments dans la classe modale avec le nombre de données qui peuvent être attendues dans une distribution au hasard. Ce test expliqué par BRIGGS (1977) implique la connaissance du nombre total d'observations (de mesures) (n); le nombre de classes dans la distribution (k); et le nombre d'observations dans la classe modale (x). Le tableau 16 donne les relations existant entre ces différentes données. Les chiffres inscrits dans le tableau sont les valeurs critiques de la taille de l'échantillon (n) pour lesquelles ou au-dessus desquelles le mode observé peut être considéré comme résultant du hasard.

Une méthode plus sophistiquée d'étude des résultats de mesures d'orientation est une analyse vectorielle. Cette analyse consiste tout d'abord dans la mesure du vecteur résultant

TABLE 5.5 CRITICAL SPECIMEN SIZES (n_{crit}) IN THE POISSON TEST AGAINST RANDOMNESS (0.05 significance level)

x \ k	9	12	18	24	36
4	12	15	23	30	48
5	18	23	33	44	66
6	24	31	46	61	91
7	29	39	57	78	115
8	34	47	69	92	139
9	41	55	82	107	163
10	48	64	95	126	188
11	55	73	109	145	217
12	61	82	122	162	
13	69	91	136	181	
14	77	102	152	202	
15	85	113	168		
16	91	121	181		
17	97	129	206		
18	104	138			
19	111	147			
20	118	157			

TABLEAU 16

Table des tailles critiques d'échantillons (n) garantissant à 0,05 de niveau de signification que le résultat n'est pas dû au hasard (BRIGGS, 1977, p. 164).

x = le nombre d'observations dans la classe modale.

k = le nombre de classes dans la distribution.

Exemple: si dans un échantillon de 50 mesures (n), dont les résultats sont répartis en classes de 10°, sur 180° (k = 18), le mode comprend seulement 6 valeurs, on peut admettre à un niveau de confiance de 5% que ce mode est dû au hasard; avec un mode de 7 valeurs, il n'est plus le fait du hasard.

de toutes les observations et dans la détermination de la force de ce vecteur. Les données peuvent ensuite être considérées pour examiner dans quelle mesure des résultats peuvent être l'effet du hasard. La justification mathématique de ces calculs a été donnée par CURRAY (1956); nous ne la reprendrons pas ici et nous nous limiterons à préciser les formules des différents calculs à exécuter et la table permettant d'obtenir immédiatement la valeur du test de signification

L'angle du vecteur résultant du rassemblement des données est obtenu par la formule:

$$\theta = 1/2 \arctan \frac{\Sigma f \sin 2\theta}{\Sigma f \cos 2\theta}$$

La force du vecteur: $R = \sqrt{(\Sigma f \sin 2\theta)^2 + (\Sigma f \cos 2\theta)^2}$

Cette donnée mesure la grandeur du vecteur. De grands vecteurs sont obtenus quand les données sont peu dispersées autour du

vecteur obtenu. De faibles valeurs apparaissent quand les données sont au contraire très dispersées. Comme cette valeur dépend du nombre de données considérées, on a intérêt à convertir la donnée en pourcentage en utilisant la formule de la grandeur du vecteur.

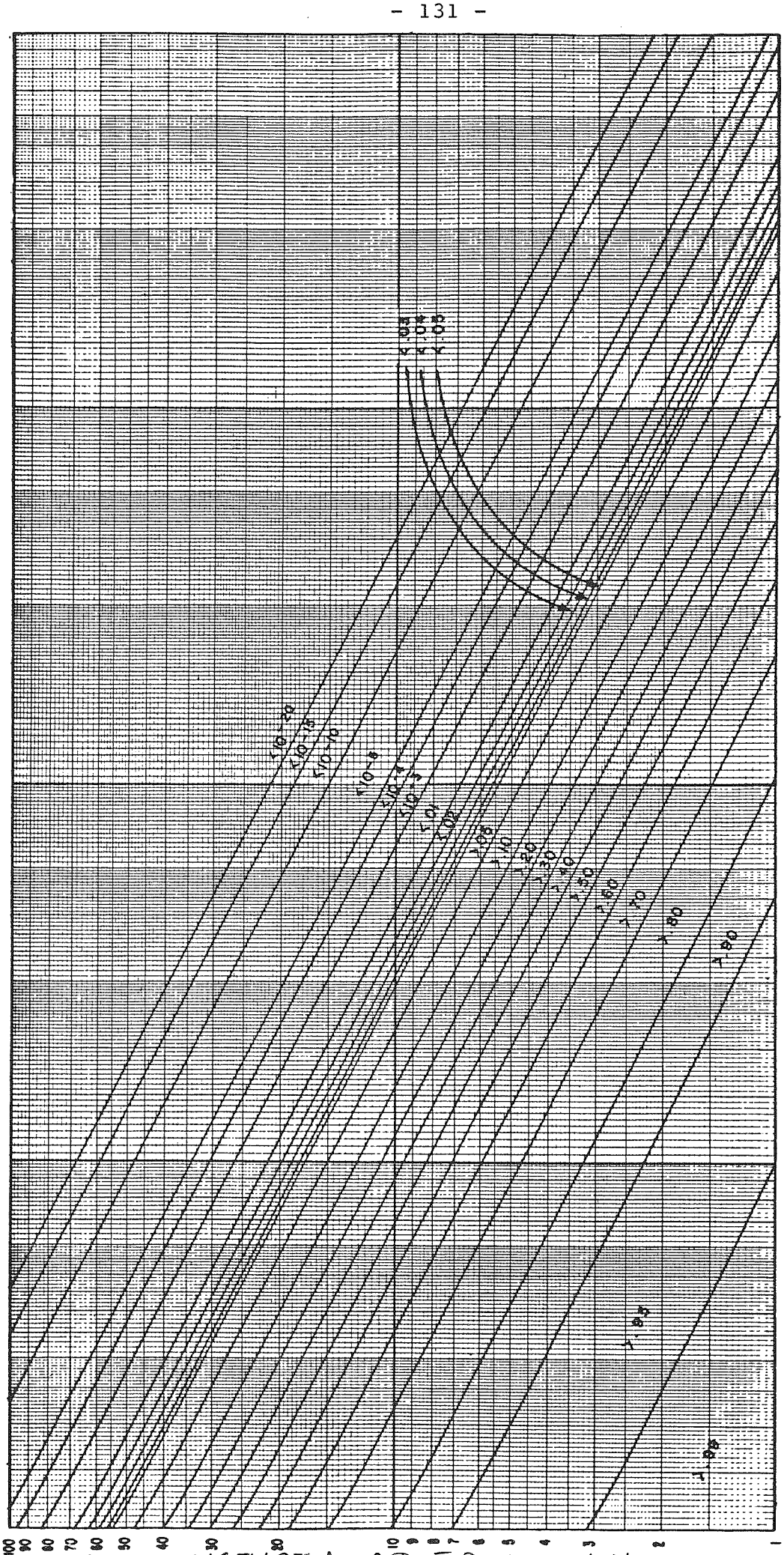
$$L = \frac{R}{n} . 100$$

Le graphique donné à la figure 72 permet suivant le test de RAYLEIGH de mesurer le degré de signification de l'ensemble des données, c'est-à-dire de mesurer si elles sont statistiquement significatives et ne sont pas simplement l'effet du hasard.

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'influence de la dimension des objets considérés est déterminante.

L'étude de la disposition des éléments sur une portion de plage délimitée à l'avance a donné les résultats suivants: pour les 20 plus grands objets, 75 % sont disposés parallèlement à la plage; les 60 plus petits ont seulement 57 % orientés de cette manière; les 120 suivants se partagent en nombre égal en éléments parallèles et en éléments perpendiculaires au rivage. Ces résultats montrent clairement que, seuls, les plus gros éléments d'une formation ont une disposition caractéristique; les autres se disposent d'une manière quelconque entre les éléments plus volumineux. L'influence de la taille des éléments se combine, en effet, avec l'influence de l'isolement: des galets contigus sont sur une plage dans une proportion de 75 % orientés parallèlement au rivage. S'ils sont isolés, c'est-à-dire parsemés sans jamais se toucher sur un dépôt sableux, 83 % des éléments ont cette orientation.

L'agent de dépôt est responsable de l'orientation des éléments. Le courant fluviatile, les vagues sur les côtes, comme le vent disposent les cailloux perpendiculairement à la direction du mouvement. Une exception cependant : les dépôts d'eskers et aussi certains dépôts de ruisseaux de fonte au front des glaciers (1/3 des cas) présentent une majorité d'éléments parallèles. L'explication de cette disposition anormale n'a pas été fournie jusqu'à présent.



—Rayleigh test of significance (CURRAY, 1956, fig.4)

FIGURE 72

Les coulées boueuses, les éboulis stratifiés, les glaciers disposent en grande majorité les éléments parallèlement à la direction de l'écoulement. En Pologne, l'orientation des cailloux est soigneusement mesurée dans les dépôts morainiques lorsque l'on veut déterminer le sens d'écoulement des glaciers quaternaires. Il faut cependant remarquer que la chute des galets dans les crevasses, les courants d'eau de fonte, l'action de "bull-dozer" du glacier et la fusion des culots de glace morte peuvent altérer la position parallèle des éléments.

En ce qui concerne les sables, les grains sont allongés en majorité parallèlement à la direction du mouvement dans les sables fluviatiles, les sables éoliens, dans les moraines de fond et les dépôts laissés par les courants de turbidité. Cette orientation est cependant toujours moins nette que pour les galets et d'après CAILLEUX et TRICART (1959) indiscernable dans un échantillon sur trois. La raison de cette disposition différente de celle montrée par les cailloux n'est pas comprise actuellement.

Des mesures d'inclinaison constituent souvent le complément indispensable des mesures d'orientation. Dans le cas d'un dépôt fluviatile, le sens de l'inclinaison nous renseigne sur le sens de l'écoulement, alors que l'orientation donne seulement une direction. Il est bien connu, en effet, que dans un dépôt d'eau courante la majorité des éléments sont inclinés vers l'amont.

Le sens de l'inclinaison est plus facilement observé en coupe. Le résultat d'un comptage effectué dans un plan parallèle à celui de l'écoulement donne clairement le sens de l'écoulement. Il n'en est pas de même si la coupe est perpendiculaire à la direction de l'écoulement. Il faut alors recommencer le comptage dans un plan perpendiculaire au premier.

La grandeur de l'inclinaison peut aisément être mesurée avec un rapporteur et un fil à plomb. Les mesures réalisées montrent clairement l'influence de la dimension (les plus gros objets donnent les inclinaisons les plus typiques), de la contiguïté (qui a pour effet d'accroître les valeurs d'inclinaison),

de l'aplatissement (plus l'aplatissement est faible, moins l'inclinaison est caractéristique). Les données dont on dispose à ce sujet sont toujours disparates. En voici cependant quelques-unes.

TABLEAU 17

Valeur de l'inclinaison pour un aplatissement médian de	4	3	2
Plage marine	0-10°	0-6°	0-4°
Fluviatile	10-30°		4-20°
Cryoturbations	---	+ fort	---

Aux U.S.A., sous le nom de "fabric analysis", les chercheurs ont généralement considéré ensemble l'azimut et l'inclinaison du grand axe des éléments caillouteux. La position du grand axe du caillou est représentée par un point sur un graphique à coordonnées polaires, comme la figure 73a en montre un exemple. La densité des points peut apparaître mieux en transformant ce diagramme en un dessin donnant la densité des points comme le montre la figure 73b. La figure 74 montre différents types d'orientation que peuvent montrer ces diagrammes de SCHMIDT. Ceux-ci restent cependant bien moins parlants que les roses d'orientation comme le montre la figure 75. Comme le souligne l'article de SCHLEE (1957), qui préconise de n'utiliser que les cailloux de forme adéquate, l'interprétation de ces graphiques est beaucoup plus difficile que celle des roses d'orientation. Ce même article témoigne d'autre part de l'incertitude dans laquelle se trouvaient les chercheurs américains quant à la position que prennent les cailloux dans un écoulement fluviatile.

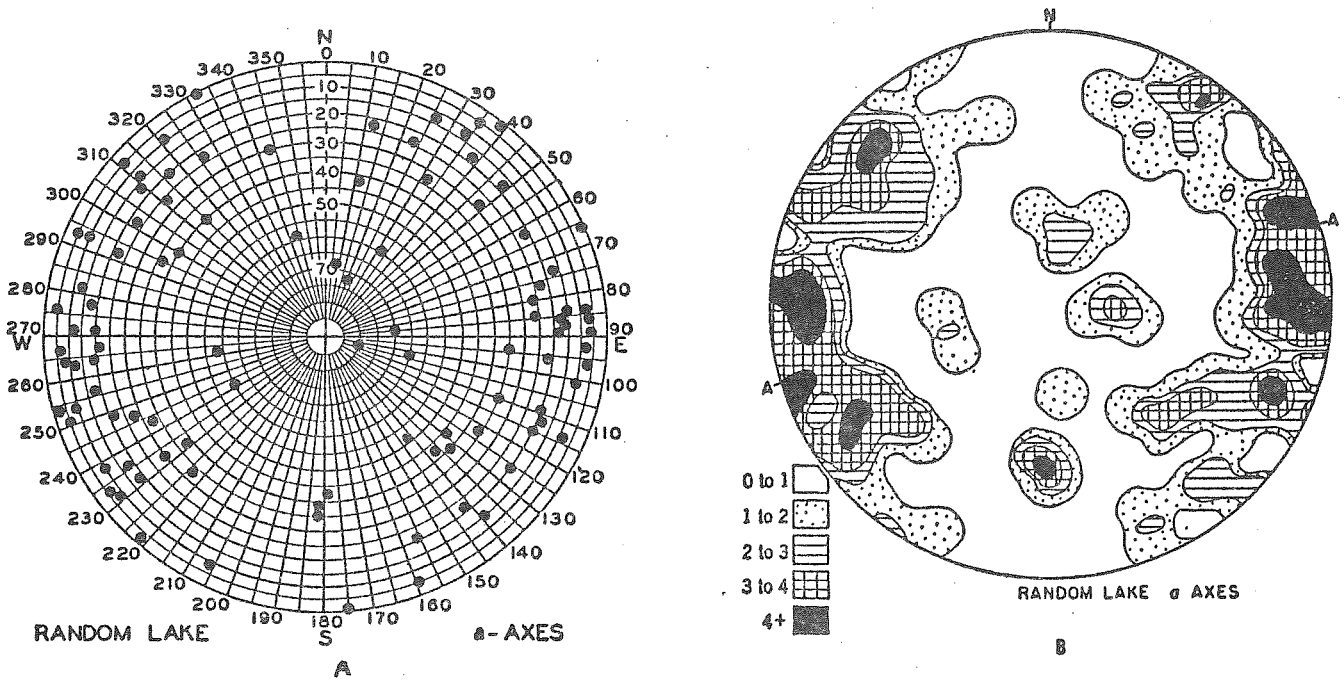


Figure 73. Exemple de "fabric analysis" combinant orientation et inclinaison Dépôt morainique. En a, position des axes des cailloux; en b, densité des points exprimée en %; en noir, la densité maximum correspond à + 4 %. (PETTIJOHN, 1957, p.76)

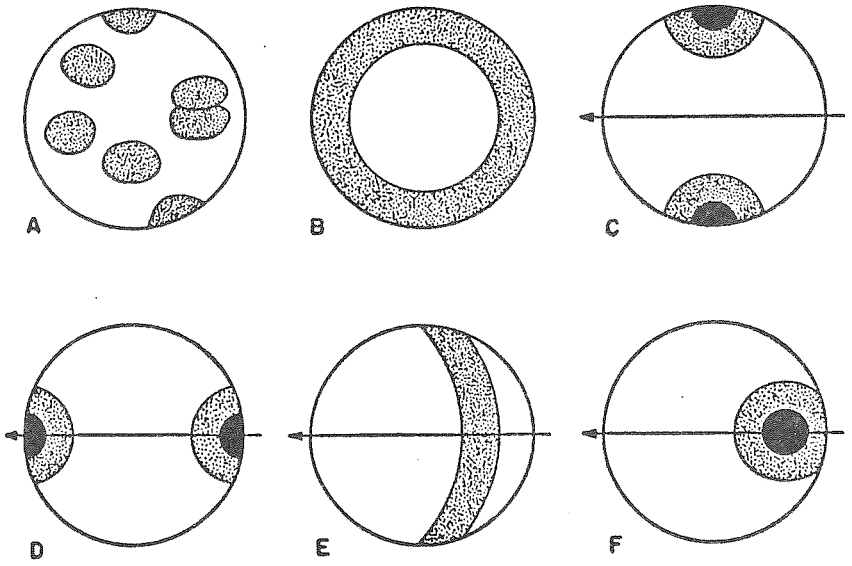
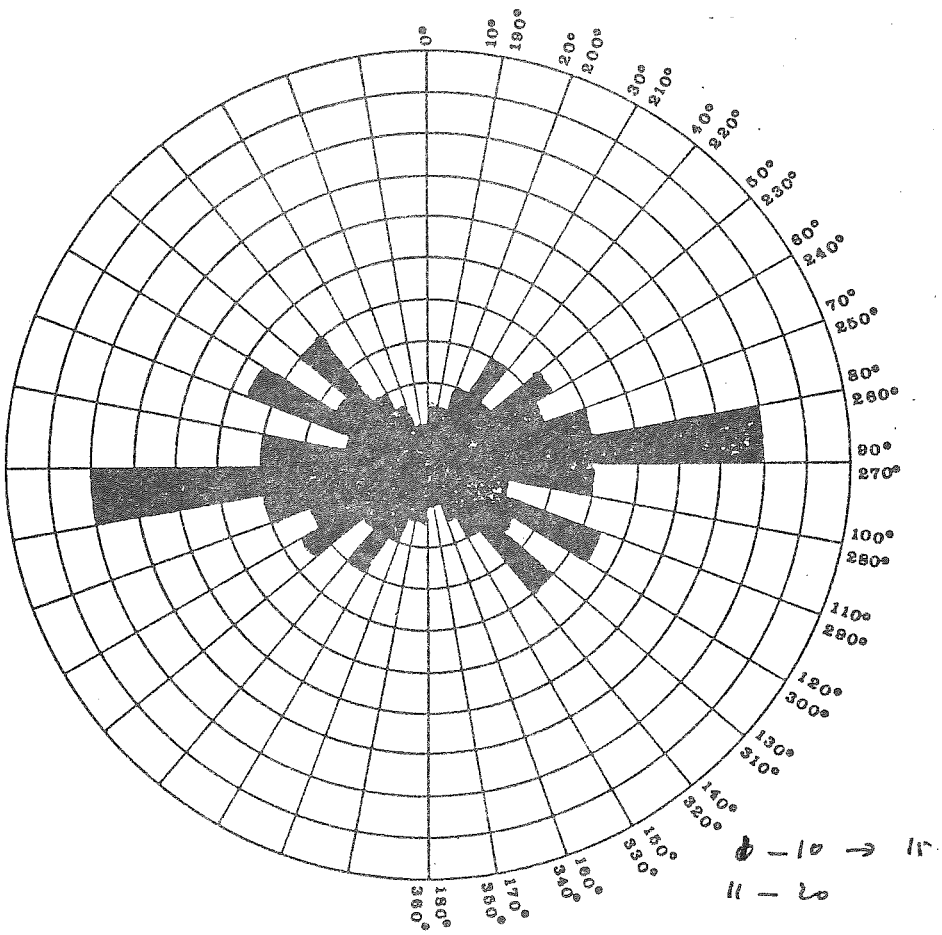


Figure 74. Diagrammes montrant différents types de disposition des cailloux. A. Sans disposition préférentielle; B. En ceinture dans le plan de stratification; C. Transverse dans le plan de stratification ou normal au courant; D. Longitudinal dans le plan de stratification ou parallèle au sens du courant; E. En ceinture, incliné dans la direction vers laquelle se dirigeait le courant; F. baissant, c'est-à-dire incliné dans la direction vers laquelle se dirigeait le courant.
(PETITJOHN, 1957, p.76)



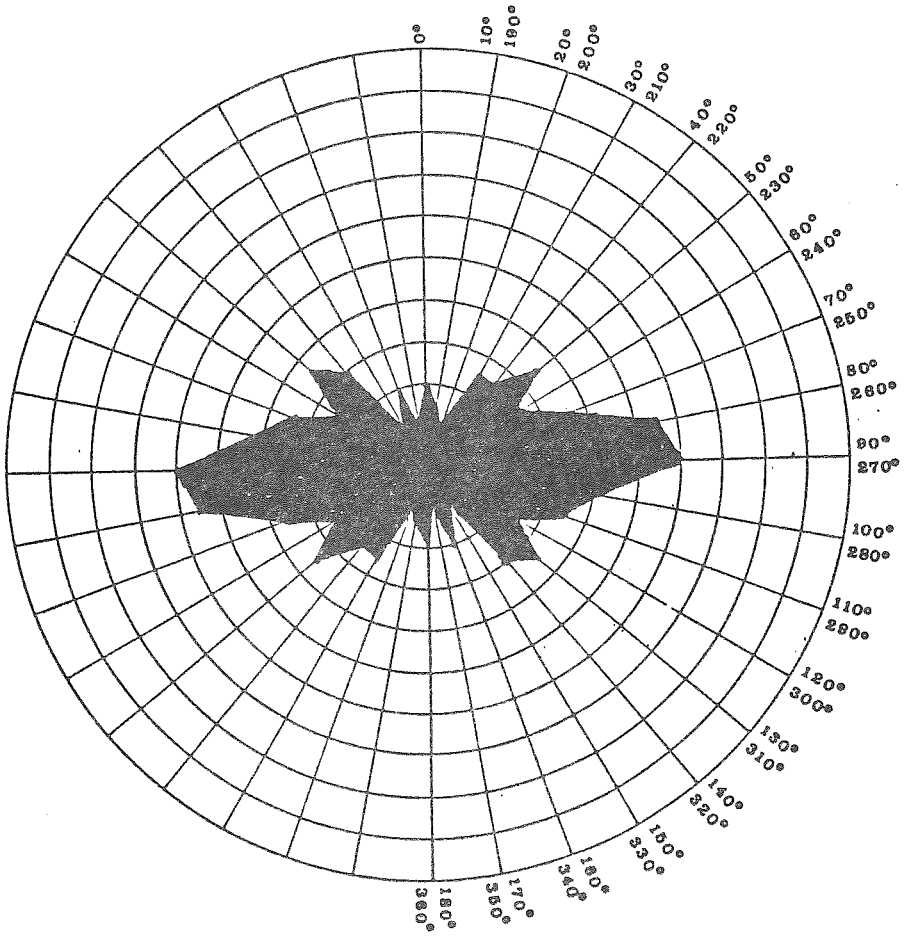


Figure 75

Roses d'orientation reprenant les données de la figure 73 et montrant que cette figuration de la disposition est beaucoup plus parlante que les "fabric analysis". La rose supérieure totalise touted les données observées dans la classe de 0 à 10°, 10 à 20°, etc ... et indique en noir le nombre d'éléments dans chaque classe. La rose inférieure reprend les mêmes données mais en les classant de 355° à 5°, de 5° à 15°, de 15 à 25°, etc; elle indique de 10° en 10°, pour chaque valeur d'orientation, le nombre de données observées. Sur les deux graphiques, une division correspond à deux cailloux.

C O N C L U S I O N

Ces brèves notes de cours, inspirées pour beaucoup par le livre de CAILLEUX et TRICART (1959), montrent tout l'intérêt que les études sédimentologiques présentent. Grâce à elles, le chercheur peut souvent reconstituer l'évolution géomorphologique d'une région, ou du moins jeter des lumières sur certains de ses aspects. Le reconnaissance des processus qui ont déposés les formations étudiées présente souvent un vif intérêt, non seulement académique mais également appliqué, qu'il s'agisse de l'étude des gisements alluvionnaires ou de la défense contre des laves torrentielles dont il faut savoir reconnaître l'existence passée.

Nous terminerons en soulignant l'importance considérable de la littérature sur le sujet dans les pays anglo-saxons. Quelques titres donnés ci-après peuvent servir d'introduction à ces questions. Un bref examen de ces publications atteste que bien des découvertes faites au-delà de l'Atlantique sont redécouvertes indépendamment avec plusieurs années de retard chez nous et inversement. Ainsi, l'important article de SNEED et FOLK, publié dans le *Journal of Geology* en 1958, a pour conclusion que la taille a une importance primordiale dans le façonnement des cailloux, ce qui était établi fermement en Europe depuis longtemps.

Il n'empêche que les observations doivent être poursuivies pour permettre d'affiner les méthodes et de nuancer les résultats obtenus. L'application de ces techniques conduit généralement à des résultats surprenants et inespérés.

B I B L I O G R A P H I E

BOURGUIGNON, P. - 1954 - Les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T.77, p.201-241.

BRIGGS, D. - 1976 - *Sources and methods in Geography.* Buttenworths, London, 192 p.

BUSTAMANTE SANTA-CRUZ, L. - 1974 - Les minéraux lourds des alluvions du bassin de la Meuse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 278, p.561-564.

CAILLEUX, A. - 1942 - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. de France*, N.S., T.21, Mém. n°16, 176 p.

CAILLEUX, A. - 1954 - Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques. *Bull. Soc. Géol. France*, T.4, p.643-646.

CAILLEUX, A. et TRICART, J. - 1959 - *Etude des sables et galets.* T. I, II, et III. C.D.U., Paris, 576 p.

CURRAY, J.R. - 1956 - The analysis of two dimensional orientation data. *Journal of Geology*, T.64, p.117-131.

DAGNELIE, P. - 1970 - *Théorie et méthodes statistiques.* Les presses agronomiques de Gembloux. Editions J.Duculot, S.A. Gembloux. 2 tomes, 451 p.

DE PLOEY, J. - 1961 - Morfologie en Kwartair-Stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen. *Acta Geographica Lovaniensia*, vol.1, 130 p.

DUCHESNE, F. - 1982 - *Analyse de méthodes sédimentologiques et application aux alluvions de l'Ourthe.* Travail de fin d'études en Sc. géographiques. Inédit. Conservé à l'Univ. de Liège.

DUCHESNE, F. et PISSART, A. - Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. Application aux cailloux de l'Ourthe. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, n°21.

FISHER, R. and SCHMINCKE, H.-U. - 1984 - *Pyroclastic Rocks.* Springer-Verlag, 472 p.

FOLK, R.L. - 1972 - Experimental error in pebble roundness determination by the modified Wentworth method. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.42, n°4, p.973-974.

FRIEDMAN, G.M. - 1978 - Grain size parameters. Environmental interpretation. *Encyclopedia of Sedimentology.* Ed. Fairbridge and Bourgeois. *Encyclopedia of Earth Sciences*, vol.VI, Dowden, Hutchinson and Ross, p.374-376.

GEIGY, J.R. (Ed.) - 1963 - *Tables scientifiques*. 6e édition. Geigy S.A. Bâle, Suisse, 783 p.

HAY, A. and RAHMAN, M. - 1974 - Use of chi-square for the identification of peaks in orientation data : Comment. *Geol. Soc. America Bulletin*, 85, p.1963, 1966.

HENROTTAY, J. - 1973 - La sédimentation de quelques rivières belges au cours des sept derniers siècles. Datation par les résidus de l'industrie du fer. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, n°9, p.101-116.

JUVIGNE, E. - 1973 - Densité des exines de quelques espèces de pollens et spores fossiles. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T.96, p.253-262.

JUVIGNE, E. - 1977 - Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T.100, p.13-22.

JUVIGNE, E. -1978 - Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Zeit. für Geom.*, T.22, p.68-88.

JUVIGNE, E. - 1979 - Scheidetrichtermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. Senckenbergiana marit., T.11, p.171-174.

JUVIGNE, E. - 1980 - Vulkanische schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, T.69, p.982-996.

JUVIGNE, E. et SEMMEL, A. - 1981 - Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszt. u. Gegenwart*, T.31, p.83-90.

KRUMBEIN, W.C. - 1941 - Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology, T.11, p.64-72.*

KRUMBEIN, W.C. - 1941 - The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. *Journal of Geology*, vol.49, p.482-520.

LAEVASTU, et MELLIS, O. - 1955 - Extra-terrestrial material in deep-sea deposits. *American geographical Union*, vol.36, n°3, p.385-389.

LAURANT, A. - 1974 - Abaque simplifié permettant de calculer les pourcentages de fractions fines dans les analyses granulométriques effectuées au densimètre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, P.97, p.247-256.

LE RIBAULT, L. - 1977 - *L'exoscopie des quartz*. Coll. Techn. et méthodes sédimentologiques. Masson, 150 p.

L.I.G.U.S. - 1958 - Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Revue de Géomorphologie dynamique*, T.9, p.43-54.

MAARLEVELD, G. - 1966 - A simple method of characterising sands. *Tijdschrift van het Koninklijke Nederlandsch Aandrijskundig Genootschap*, T.83, n°3, p.272-277.

PARFENOFF, A., POMEROL, C. et TOURENQ, J. - 1970 - *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination*. Masson et Cie, Paris, 574 p.

PETTIJOHN, F.J. - 1957 - *Sedimentary Rocks*. Second edition. Harper and Brothers, New York, 718 p.

PISSART, A. - 1959 - Premiers résultats de la gravière de Cons-la-Grandville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 57, pp.257 à 266.

PLUMLEY, W.J. - 1948 - Black hills terrace gravels : a study in sediment transport. *Journal of Geology*, vol.56, p.526-577.

POWERS, M.C. - 1953 - A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.23, n°2, p.117-119.

RICHARDEAU, Cl. - 1977 - Distribution de sphérules magnétiques provenant de la sidérurgie liégeoise. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, n°13, p.155-166.

ROSINSKY, J. - 1970 - Extra terrestrial magnetic spherules: their association with meteor showers and rainfall frequency. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*, vol.32, p.805-827.

RUST, B.R. - 1972 - Pebble orientation in fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.42, n°2, p.384-388.

SCHLEE, J. - 1957 - Fluvial gravel fabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.27, n°2, p.162-176.

SNEED, E.D. and FOLK, R.L. - 1958 - Pebbles in the lower Colorado River, Texas. A study of particles morphogenesis. *The Journal of Geology*, vol.66, p.114-150.

TIJTGAT, Annie - 1976 - *Contribution à la connaissance des loess de la région liégeoise. Description et études sédimentologiques diverses des limons de la briqueterie d'Ans*. Mémoire de licence, Univ. de Liège. Inédit, 124 p.

VAN ANDEL, T. - 1950 - *Provenance, transport and deposition of Rhine sediments*. Proefschrift, Veenman en Zonen, Wageningen.

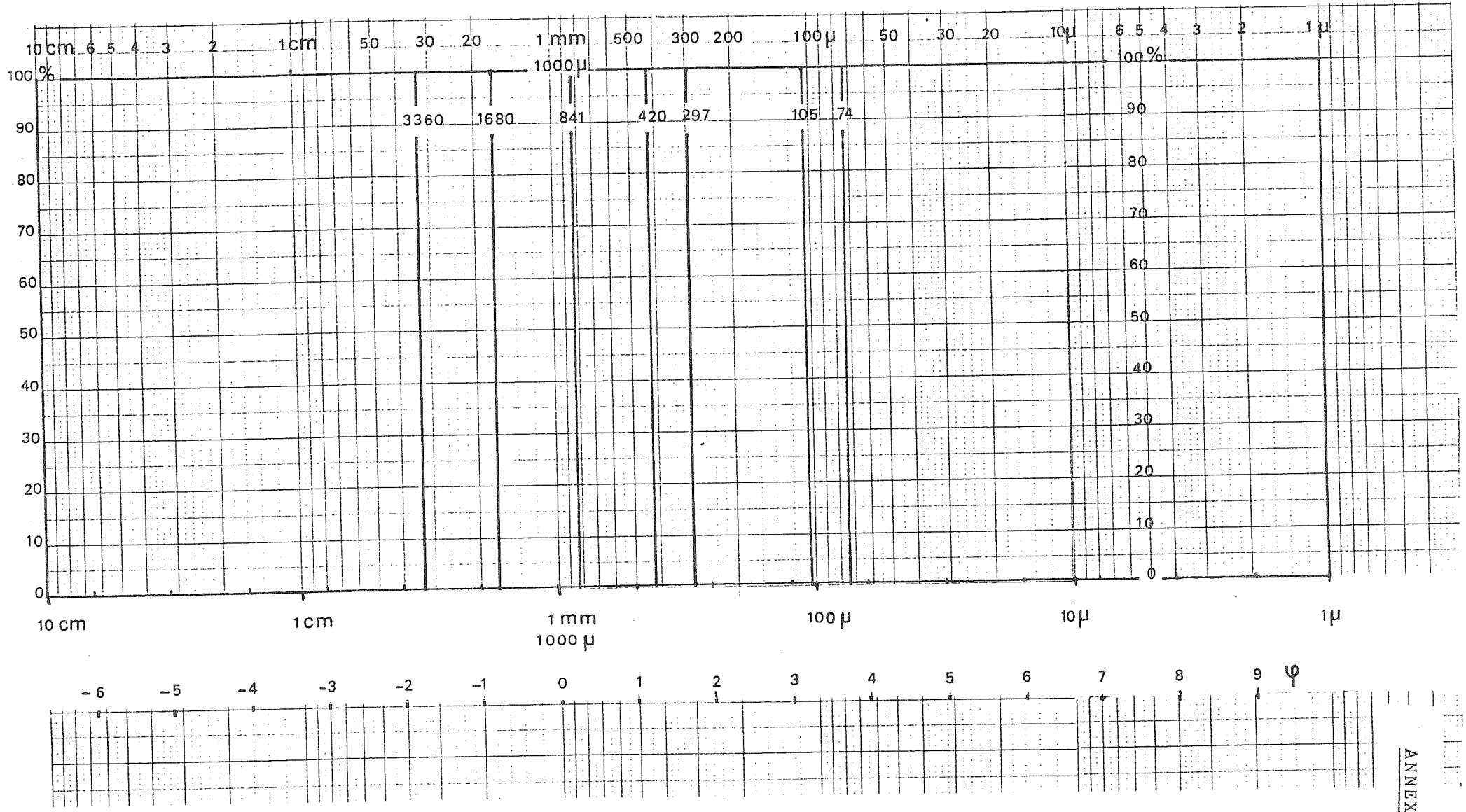
VAN BRABANT, Ch. - 1984 - *Mesure de l'émoussé des galets. Etude critique. Application aux alluvions de la Lesse et de la Lhomme*. Travail de fin d'études en Sc. géographiques. Inédit. Conservé à l'Université de Liège.

VAN DER PLAS, L. and TOBI, A.C. - 1965 - A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, vol.263, p.87-90.

VERGER, F. - 1963 - Les techniques d'analyse granulométrique. *Mémoires et documents. Centre de documentation cartographique et géographique*, T.IX, fasc.1, 64 p., Edition du C.N.R.S., Paris.

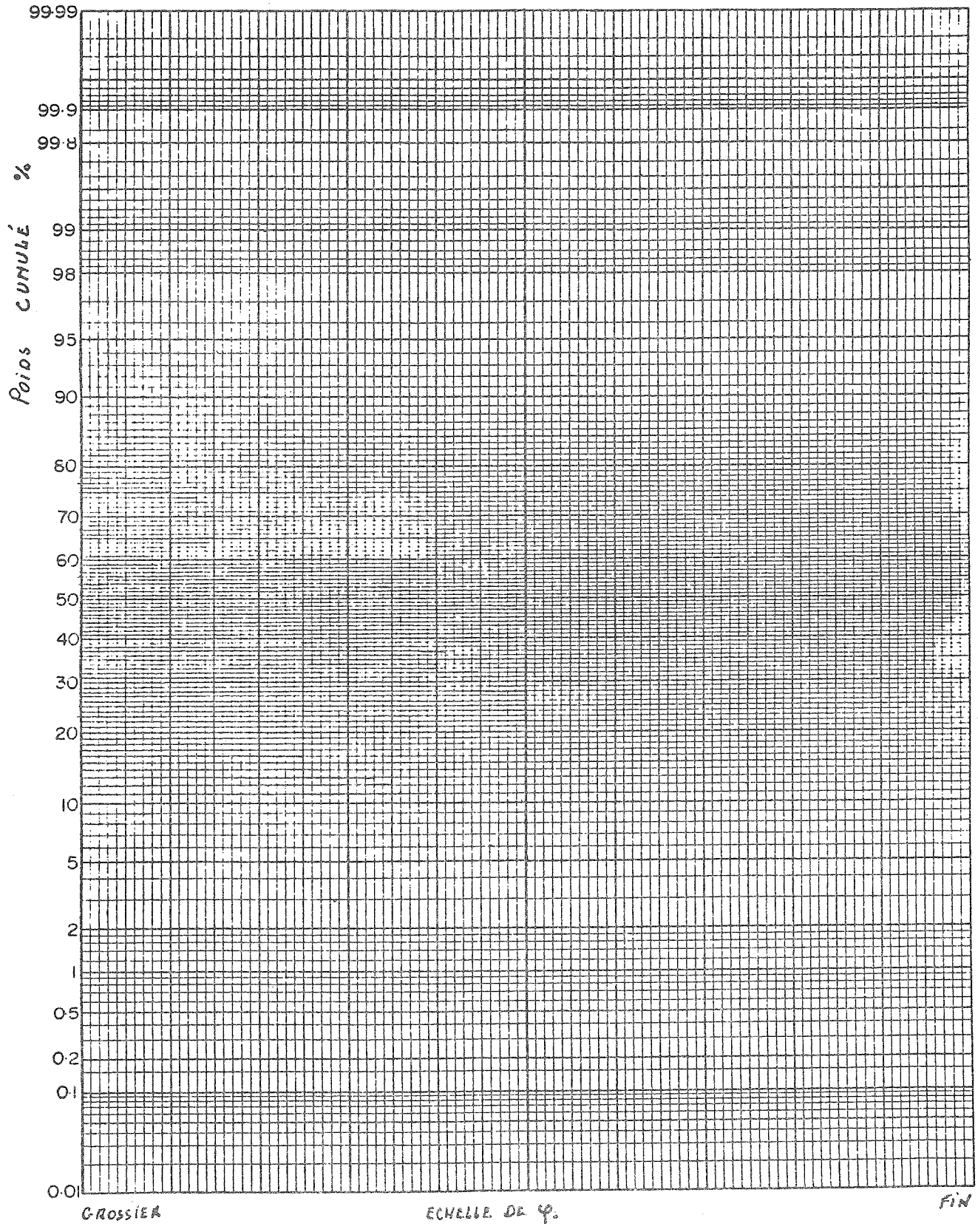
WAAG, Ch.J. and OGREN, D.E. - 1984 - Shape evolution and fabric in a boulder beach. Monument Cave, Maine. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.54, n°1, p.98-102.

ZINGG, Th. - 1935 - Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Min. u. Pet. Mitt.*, v.15, p.39-40.



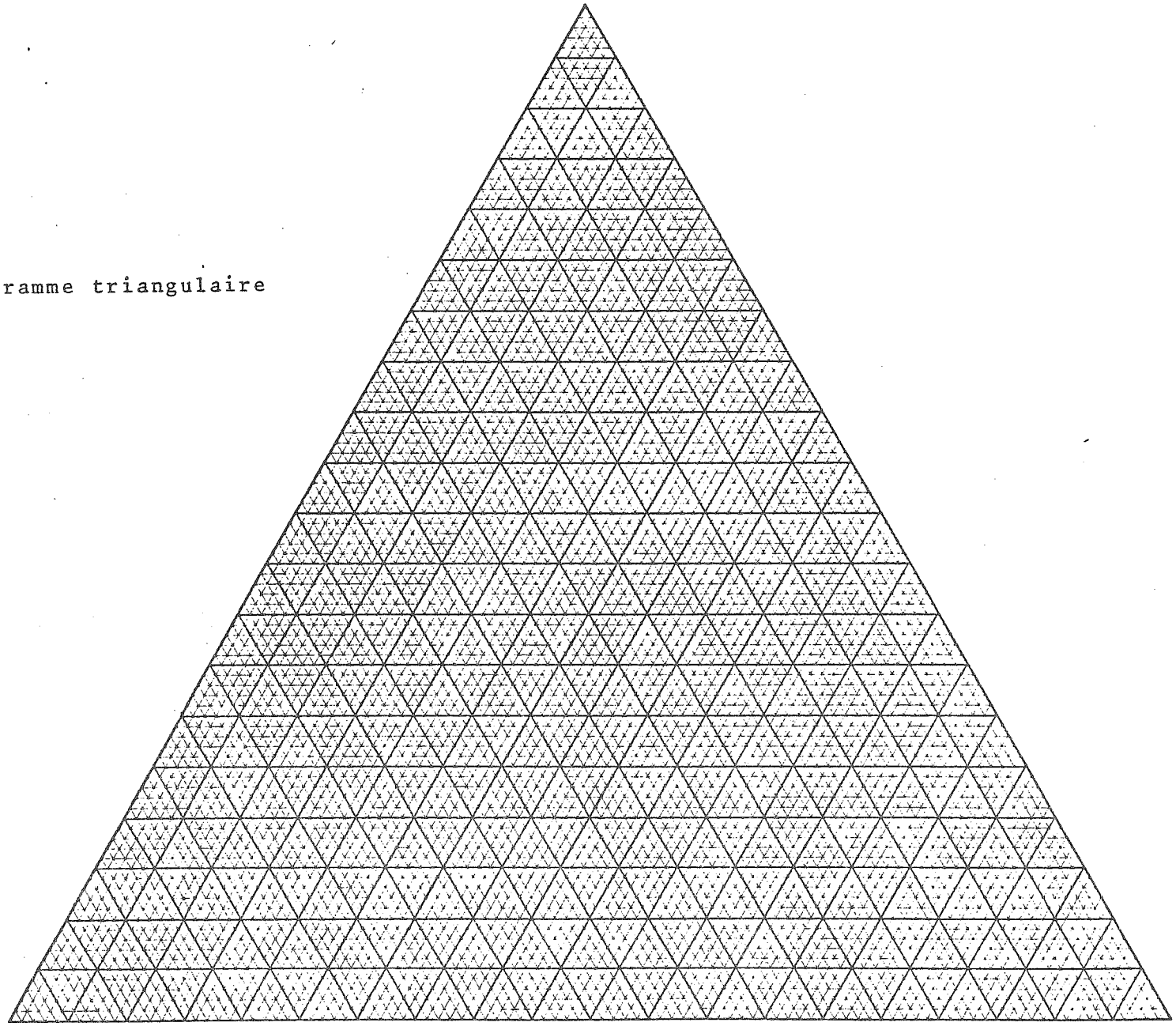
Papier semi logarithmique pour courbes granulométriques avec échelle des Φ

ANNEXE 1



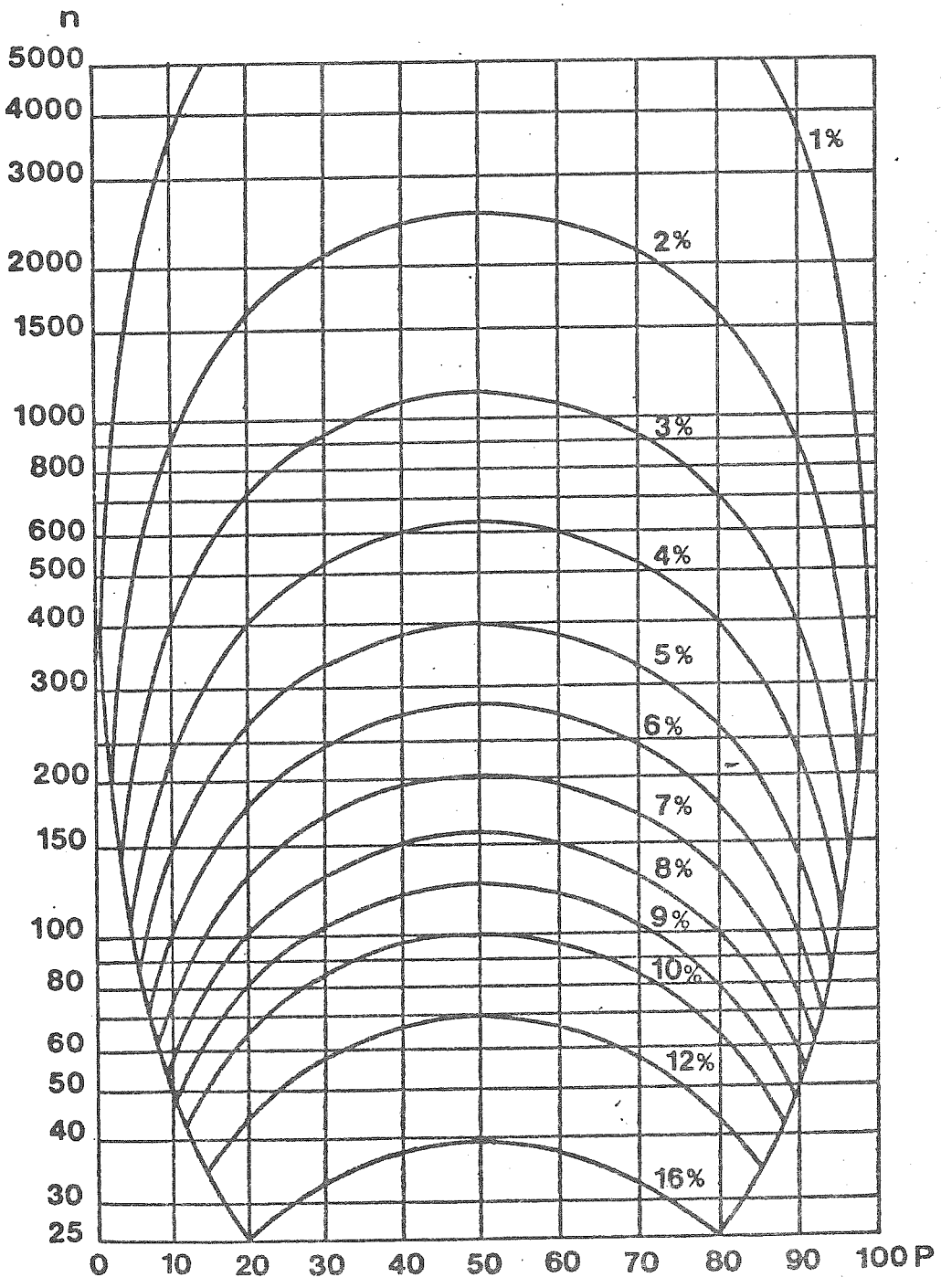
Document pour établissement des courbes granulométriques cumulatives selon une échelle de probabilité gaussienne.

Diagramme triangulaire



ANNEXE 3

Graphique proposé par Van der Plas et Tobi (1965) pour déterminer en fonction du nombre de cailloux considérés l'intervalle dans lequel se trouve avec une probabilité de 95 % la valeur réelle. Exemple d'utilisation: Après un comptage n de 200 cailloux, si nous trouvons 24 % d'une nature déterminée, le graphique montre que le % réel se trouve dans un intervalle de ± 6 %, c'est-à-dire entre 18 et 30 %.



Distribution binomiale — Limites de confiance exactes pour p^*. $N = 90$–100

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_s = 100\,x/N$

$N = 90$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	4,02	0,00–	5,72
1	1,11	0,03–	6,04	0,01–	7,97
2	2,22	0,27–	7,80	0,12–	9,90
3	3,33	0,69–	9,43	0,38–	11,67
4	4,44	1,22–	10,99	0,76–	13,34
5	5,56	1,83–	12,49	1,22–	14,94
6	6,67	2,49–	13,95	1,74–	16,48
7	7,78	3,18–	15,37	2,32–	17,99
8	8,89	3,92–	16,77	2,93–	19,45
9	10,00	4,68–	18,14	3,58–	20,89
10	11,11	5,46–	19,49	4,26–	22,29
11	12,22	6,26–	20,82	4,96–	23,68
12	13,33	7,08–	22,13	5,69–	25,04
13	14,44	7,92–	23,43	6,44–	26,38
14	15,56	8,77–	24,72	7,20–	27,71
15	16,67	9,64–	26,00	7,98–	29,02
16	17,78	10,52–	27,26	8,78–	30,32
17	18,89	11,41–	28,51	9,60–	31,60
18	20,00	12,31–	29,75	10,42–	32,87
19	21,11	13,22–	30,99	11,26–	34,13
20	22,22	14,13–	32,21	12,11–	35,38

$N = 91$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,97	0,00–	5,66
1	1,10	0,03–	5,97	0,01–	7,88
2	2,20	0,27–	7,71	0,11–	9,79
3	3,30	0,69–	9,33	0,38–	11,55
4	4,40	1,21–	10,87	0,75–	13,20
5	5,49	1,81–	12,36	1,20–	14,78
6	6,59	2,46–	13,80	1,72–	16,31
7	7,69	3,15–	15,21	2,29–	17,80
8	8,79	3,87–	16,59	2,90–	19,25
9	9,89	4,62–	17,95	3,54–	20,67
10	10,99	5,40–	19,28	4,21–	22,06
11	12,09	6,19–	20,60	4,91–	23,43
12	13,19	7,00–	21,90	5,62–	24,78
13	14,29	7,83–	23,19	6,36–	26,12
14	15,38	8,67–	24,46	7,12–	27,43
15	16,48	9,53–	25,73	7,89–	28,73
16	17,58	10,40–	26,98	8,68–	30,01
17	18,68	11,28–	28,22	9,49–	31,28
18	19,78	12,17–	29,45	10,30–	32,54
19	20,88	13,06–	30,67	11,13–	33,79
20	21,98	13,97–	31,88	11,97–	35,02

$N = 92$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,93	0,00–	5,60
1	1,09	0,03–	5,91	0,01–	7,80
2	2,17	0,26–	7,63	0,11–	9,69
3	3,26	0,68–	9,24	0,37–	11,43
4	4,35	1,20–	10,76	0,74–	13,06
5	5,43	1,79–	12,23	1,19–	14,63
6	6,52	2,43–	13,66	1,70–	16,15
7	7,61	3,11–	15,05	2,27–	17,62
8	8,70	3,83–	16,42	2,87–	19,05
9	9,78	4,57–	17,76	3,50–	20,46
10	10,87	5,34–	19,08	4,16–	21,84
11	11,96	6,12–	20,39	4,85–	23,20
12	13,04	6,93–	21,68	5,56–	24,53
13	14,13	7,74–	22,95	6,29–	25,85
14	15,22	8,58–	24,21	7,04–	27,15
15	16,30	9,42–	25,46	7,80–	28,44
16	17,39	10,28–	26,70	8,58–	29,71
17	18,48	11,15–	27,93	9,38–	30,97
18	19,57	12,03–	29,15	10,18–	32,22
19	20,65	12,92–	30,36	11,00–	33,45
20	21,74	13,81–	31,56	11,83–	34,67

$N = 93$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,89	0,00–	5,54
1	1,08	0,03–	5,85	0,01–	7,72
2	2,15	0,26–	7,55	0,11–	9,59
3	3,23	0,67–	9,14	0,37–	11,31
4	4,30	1,18–	10,65	0,73–	12,93
5	5,38	1,77–	12,10	1,18–	14,48
6	6,45	2,41–	13,52	1,68–	15,98
7	7,53	3,08–	14,90	2,24–	17,44
8	8,60	3,79–	16,25	2,83–	18,86
9	9,68	4,52–	17,58	3,42–	20,25
10	10,75	5,28–	18,89	4,12–	21,62
11	11,83	6,05–	20,18	4,80–	22,96
12	12,90	6,85–	21,45	5,50–	24,29
13	13,98	7,66–	22,72	6,22–	25,59
14	15,05	8,48–	23,97	6,96–	26,88
15	16,13	9,32–	25,20	7,72–	28,16
16	17,20	10,17–	26,43	8,49–	29,42
17	18,28	11,02–	27,65	9,27–	30,66
18	19,35	11,89–	28,85	10,07–	31,90
19	20,43	12,77–	30,05	10,88–	33,12
20	21,51	13,66–	31,24	11,70–	34,33

$N = 94$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,85	0,00–	5,48
1	1,06	0,03–	5,79	0,01–	7,64
2	2,13	0,26–	7,48	0,11–	9,49
3	3,19	0,66–	9,04	0,36–	11,19
4	4,26	1,17–	10,54	0,72–	12,80
5	5,32	1,75–	11,98	1,17–	14,33
6	6,38	2,38–	13,38	1,67–	15,82
7	7,45	3,05–	14,74	2,22–	17,26
8	8,51	3,75–	16,08	2,80–	18,67
9	9,57	4,47–	17,40	3,42–	20,05
10	10,64	5,22–	18,70	4,07–	21,40
11	11,70	5,99–	19,97	4,74–	22,74
12	12,77	6,77–	21,24	5,44–	24,05
13	13,83	7,57–	22,49	6,15–	25,34
14	14,89	8,39–	23,72	6,88–	26,62
15	15,96	9,22–	24,95	7,63–	27,88
16	17,02	10,05–	26,16	8,39–	29,13
17	18,09	10,90–	27,37	9,17–	30,36
18	19,15	11,76–	28,56	9,96–	31,59
19	20,21	12,63–	29,75	10,76–	32,80
20	21,28	13,51–	30,93	11,57–	34,00

$N = 95$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,81	0,00–	5,42
1	1,05	0,03–	5,73	0,01–	7,56
2	2,11	0,26–	7,40	0,11–	9,40
3	3,16	0,66–	8,95	0,36–	11,08
4	4,21	1,16–	10,43	0,72–	12,67
5	5,26	1,73–	11,86	1,15–	14,19
6	6,32	2,35–	13,24	1,65–	15,66
7	7,37	3,01–	14,59	2,19–	17,09
8	8,42	3,71–	15,92	2,77–	18,49
9	9,47	4,42–	17,22	3,39–	19,85
10	10,53	5,16–	18,51	4,03–	21,19
11	11,58	5,92–	19,77	4,69–	22,51
12	12,63	6,70–	21,03	5,38–	23,81
13	13,68	7,49–	22,26	6,08–	25,09
14	14,74	8,30–	23,49	6,81–	26,36
15	15,79	9,12–	24,70	7,55–	27,61
16	16,84	9,94–	25,90	8,30–	28,84
17	17,89	10,78–	27,10	9,07–	30,07
18	18,95	11,63–	28,28	9,85–	31,28
19	20,00	12,49–	29,46	10,64–	32,48
20	21,05	13,36–	30,62	11,44–	33,67

$N = 96$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,77	0,00–	5,37
1	1,04	0,03–	5,67	0,01–	7,49
2	2,08	0,25–	7,32	0,11–	9,30
3	3,13	0,65–	8,86	0,36–	10,97
4	4,17	1,15–	10,33	0,71–	12,54
5	5,21	1,71–	11,74	1,14–	14,05
6	6,25	2,33–	13,11	1,63–	15,51
7	7,29	2,98–	14,45	2,17–	16,92
8	8,33	3,67–	15,76	2,74–	18,30
9	9,38	4,38–	17,05	3,35–	19,66
10	10,42	5,11–	18,32	3,98–	20,99
11	11,46	5,86–	19,58	4,64–	22,29
12	12,50	6,63–	20,82	5,32–	23,58
13	13,54	7,41–	22,04	6,02–	24,85
14	14,58	8,21–	23,26	6,73–	26,10
15	15,63	9,02–	24,46	7,47–	27,34
16	16,67	9,84–	25,65	8,21–	28,57
17	17,71	10,67–	26,83	8,97–	29,78
18	18,75	11,51–	28,00	9,74–	30,98
19	19,79	12,36–	29,17	10,52–	32,17
20	20,83	13,21–	30,33	11,32–	33,35

$N = 97$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,73	0,00–	5,32
1	1,03	0,03–	5,61	0,01–	7,41
2	2,06	0,25–	7,25	0,11–	9,21
3	3,09	0,64–	8,77	0,35–	10,86
4	4,12	1,13–	10,22	0,70–	12,42
5	5,15	1,69–	11,62	1,13–	13,91
6	6,19	2,30–	12,98	1,61–	15,35
7	7,22	2,95–	14,30	2,15–	16,76
8	8,25	3,63–	15,61	2,71–	18,13
9	9,28	4,33–	16,88	3,31–	19,47
10	10,31	5,06–	18,14	3,94–	20,78
11	11,34	5,80–	19,39	4,59–	22,08
12	12,37	6,56–	20,61	5,26–	23,35
13	13,40	7,33–	21,83	5,95–	24,61
14	14,43	8,12–	23,03	6,66–	25,85
15	15,46	8,92–	24,22	7,39–	27,08
16	16,49	9,73–	25,40	8,12–	28,29
17	17,53	10,55–	26,57	8,87–	29,50
18	18,56	11,38–	27,73	9,63–	30,69
19	19,59	12,22–	28,89	10,41–	31,87
20	20,62	13,07–	30,03	11,19–	33,03

$N = 98$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,69	0,00–	5,26
1	1,02	0,03–	5,55	0,01–	7,34
2	2,04	0,25–	7,18	0,11–	9,12
3	3,06	0,64–	8,69	0,35–	10,75
4	4,08	1,12–	10,12	0,69–	12,30
5	5,10	1,68–	11,51	1,12–	13,78
6	6,12	2,28–	12,85	1,60–	15,21
7	7,14	2,92–	14,16	2,12–	16,60
8	8,16	3,59–	15,45	2,69–	17,95
9	9,18	4,29–	16,72	3,28–	19,28
10	10,20	5,00–	17,97	3,90–	20,58
11	11,22	5,74–	19,20	4,54–	21,87
12	12,24	6,49–	20,41	5,21–	23,13
13	13,27	7,26–	21,62	5,89–	24,38
14	14,29	8,04–	22,81	6,59–	25,61
15	15,31	8,83–	23,99	7,31–	26,82
16	16,33	9,63–	25,16	8,04–	28,03
17	17,35	10,44–	26,31	8,78–	29,22
18	18,37	11,26–	27,47	9,53–	30,40
19	19,39	12,10–	28,61	10,30–	31,57
20	20,41	12,93–	29,74	11,07–	32,73

$N = 99$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,66	0,00–	5,21
1	1,01	0,03–	5,50	0,01–	7,27
2	2,02	0,25–	7,11	0,11–	9,03
3	3,03	0,63–	8,60	0,34–	10,65
4	4,04	1,11–	10,02	0,69–	12,18
5	5,05	1,66–	11,39	1,11–	13,64
6	6,06	2,26–	12,73	1,58–	15,06
7	7,07	2,89–	14,03	2,10–	16,44
8	8,08	3,55–	15,30	2,66–	17,78
9	9,09	4,24–	16,56	3,25–	19,10
10	10,10	4,95–	17,79	3,86–	20,39
11	11,11	5,68–	19,01	4,50–	21,66
12	12,12	6,42–	20,22	5,15–	22,91
13	13,13	7,18–	21,41	5,83–	24,15
14	14,14	7,95–	22,59	6,52–	25,36
15	15,15	8,74–	23,76	7,23–	26,57
16	16,16	9,53–	24,91	7,95–	27,76
17	17,17	10,33–	26,06	8,69–	28,94
18	18,18	11,15–	27,20	9,43–	30,11
19	19,19	11,97–	28,34	10,19–	31,27
20	20,20	12,80–	29,46	10,96–	32,42

$N = 100$

x	$100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	0,00	0,00–	3,62	0,00–	5,16
1	1,00	0,03–	5,45	0,01–	7,20
2	2,00	0,24–	7,04	0,10–	8,94
3	3,00	0,62–	8,52	0,34–	10,55
4	4,00	1,10–	9,93	0,68–	12,06
5	5,00	1,64–	11,28	1,09–	13,51
6	6,00	2,23–	12,60	1,56–	14,92
7	7,00	2,86–	13,89	2,08–	16,28
8	8,00	3,52–	15,16	2,63–	17,61
9	9,00	4,20–	16,40	3,21–	18,92
10	10,00	4,90–	17,62	3,82–	20,20
11	11,00	5,62–	18,83	4,45–	21,45
12	12,00	6,36–	20,02	5,10–	22,70
13	13,00	7,11–	21,20	5,77–	23,92
14	14,00	7,87–	22,37	6,45–	25,13
15	15,00	8,65–	23,53	7,15–	26,32
16	16,00	9,43–	24,68	7,87–	27,51
17	17,00	10,23–	25,82	8,59–	28,68
18	18,00	11,03–	26,95	9,33–	29,84
19	19,00	11,84–	28,07	10,08–	30,98
20	20,00	12,67–	29,18	10,84–	32,12

Distribution binomiale — Limites de confiance pour p^* $N = 105$–130

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_s = 100\,x/N$

Les limites en *italique* sont exactes; les autres résultent de l'approximation de Freeman et Tukey. Pour l'interpolation, voir page 188

x	$N = 105$ $100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$	$N = 110$ $100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$	$N = 120$ $100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$	$N = 130$ $100\,p_s$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$	$100\,p_d$	99% $100\,p_g$	$100\,p_d$
0	*0,00*	*0,00–*	*3,45*	*0,00–*	*4,92*	*0,00*	*0,00–*	*3,30*	*0,00–*	*4,70*	*0,00*	*0,00–*	*3,01*	*0,00–*	*4,31*	*0,00*	*0,00–*	*2,80*	*0,00–*	*3,99*
1	*0,95*	*0,02–*	*5,19*	*0,00–*	*6,86*	*0,91*	*0,02–*	*4,98*	*0,00–*	*6,56*	*0,83*	*0,02–*	*4,56*	*0,00–*	*6,03*	*0,77*	*0,02–*	*4,21*	*0,00–*	*5,58*
2	*1,90*	*0,23–*	*6,71*	*0,10–*	*8,33*	*1,82*	*0,22–*	*6,41*	*0,09–*	*8,16*	*1,67*	*0,20–*	*5,89*	*0,09–*	*7,50*	*1,54*	*0,19–*	*5,45*	*0,08–*	*6,94*
3	*2,86*	*0,59–*	*8,12*	*0,32–*	*10,07*	*2,73*	*0,57–*	*7,76*	*0,31–*	*9,61*	*2,50*	*0,52–*	*7,13*	*0,28–*	*8,85*	*2,31*	*0,48–*	*6,60*	*0,26–*	*8,19*
4	*3,81*	*1,03–*	*9,47*	*0,63–*	*11,51*	*3,64*	*1,00–*	*9,05*	*0,62–*	*11,01*	*3,33*	*0,92–*	*8,31*	*0,57–*	*10,13*	*3,08*	*0,84–*	*7,69*	*0,52–*	*9,37*
5	4,76	1,53–	10,84	0,88–	12,78	4,55	1,46–	10,37	0,84–	12,23	4,17	1,34–	9,53	0,77–	11,24	3,85	1,23–	8,81	0,71–	10,41
6	5,71	2,10–	12,10	1,33–	14,13	5,45	2,00–	11,56	1,26–	13,51	5,00	1,83–	10,63	1,16–	12,43	4,62	1,69–	9,84	1,06–	11,50
7	6,67	2,70–	13,32	1,81–	15,43	6,36	2,58–	12,74	1,73–	14,76	5,83	2,36–	11,71	1,58–	13,58	5,38	2,17–	10,84	1,46–	12,57
8	7,62	3,33–	14,53	2,34–	16,71	7,27	3,18–	13,89	2,23–	15,98	6,67	2,91–	12,77	2,04–	14,71	6,15	2,68–	11,82	1,88–	13,62
9	8,57	3,99–	15,71	2,90–	17,96	8,18	3,80–	15,02	2,76–	17,18	7,50	3,48–	13,81	2,52–	15,81	6,92	3,20–	12,79	2,32–	14,64
10	9,52	4,66–	16,87	3,48–	19,19	9,09	4,44–	16,14	3,31–	18,36	8,33	4,06–	14,84	3,03–	16,90	7,69	3,74–	13,74	2,79–	15,65
11	10,48	5,35–	18,03	4,08–	20,40	10,00	5,10–	17,24	3,89–	19,52	9,17	4,66–	15,86	3,55–	17,97	8,46	4,30–	14,68	3,27–	16,65
12	11,43	6,05–	19,16	4,70–	21,59	10,91	5,77–	18,33	4,48–	20,66	10,00	5,28–	16,86	4,09–	19,02	9,23	4,86–	15,61	3,77–	17,62
13	12,38	6,77–	20,29	5,34–	22,76	11,82	6,45–	19,41	5,09–	21,79	10,83	5,90–	17,86	4,65–	20,06	10,00	5,43–	16,53	4,28–	18,59
14	13,33	7,50–	21,41	6,00–	23,92	12,73	7,15–	20,48	5,71–	22,90	11,67	6,53–	18,84	5,22–	21,09	10,77	6,02–	17,45	4,80–	19,55
15	14,29	8,24–	22,51	6,67–	25,07	13,64	7,85–	21,54	6,35–	24,00	12,50	7,18–	19,82	5,80–	22,11	11,54	6,61–	18,35	5,34–	20,49
16	15,24	8,99–	23,61	7,35–	26,21	14,55	8,57–	22,59	7,00–	25,09	13,33	7,83–	20,79	6,39–	23,12	12,31	7,21–	19,25	5,88–	21,43
17	16,19	9,75–	24,69	8,04–	27,33	15,45	9,29–	23,63	7,66–	26,17	14,17	8,49–	21,75	6,99–	24,11	13,08	7,82–	20,15	6,43–	22,36
18	17,14	10,51–	25,77	8,75–	28,45	16,36	10,02–	24,66	8,33–	27,24	15,00	9,16–	22,70	7,61–	25,10	13,85	8,43–	21,03	7,00–	23,28
19	18,10	11,29–	26,85	9,47–	29,55	17,27	10,76–	25,69	9,01–	28,30	15,83	9,83–	23,65	8,23–	26,08	14,62	9,05–	21,91	7,57–	24,19
20	19,05	12,07–	27,91	10,19–	30,65	18,18	11,50–	26,71	9,70–	29,35	16,67	10,51–	24,59	8,86–	27,06	15,38	9,68–	22,79	8,14–	25,10

Exemples des tables Geigy

Limites de confiance pour p^* $N = 140$–170 (suite) Distribution binomiale

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_x = 100\,x/N$

Les limites en *italique* sont exactes; les autres résultent de l'approximation de FREEMAN et TUKEY. Pour l'interpolation, voir page 188

x	$N = 140$			$N = 150$			$N = 160$			$N = 170$		
	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$
0	*0,00*	*0,00– 2,60*	*0,00– 3,71*	*0,00*	*0,00– 2,43*	*0,00– 3,47*	*0,00*	*0,00– 2,28*	*0,00– 3,26*	*0,00*	*0,00– 2,15*	*0,00– 3,07*
1	*0,71*	*0,02– 3,92*	*0,00– 5,19*	*0,67*	*0,02– 3,66*	*0,00– 4,85*	*0,63*	*0,02– 3,43*	*0,00– 4,55*	*0,59*	*0,01– 3,23*	*0,00– 4,29*
2	*1,43*	*0,17– 5,07*	*0,07– 6,45*	*1,33*	*0,16– 4,73*	*0,07– 6,03*	*1,25*	*0,15– 4,44*	*0,07– 5,67*	*1,18*	*0,14– 4,19*	*0,06– 5,34*
3	*2,14*	*0,45– 6,13*	*0,24– 7,62*	*2,00*	*0,42– 5,73*	*0,23– 7,13*	*1,88*	*0,39– 5,38*	*0,21– 6,69*	*1,76*	*0,37– 5,07*	*0,20– 6,31*
4	*2,86*	*0,78– 7,15*	*0,49– 8,72*	*2,67*	*0,73– 6,69*	*0,45– 8,16*	*2,50*	*0,69– 6,28*	*0,42– 7,66*	*2,35*	*0,64– 5,91*	*0,40– 7,22*
5	3,57	1,14– 8,20	0,86– 9,68	3,33	1,07– 7,66	0,81– 9,06	3,13	1,00– 7,20	0,76– 8,51	2,94	0,94– 6,78	0,71– 8,02
6	4,29	1,57– 9,15	0,99–10,71	4,00	1,46– 8,56	0,92–10,02	3,75	1,37– 8,03	0,86– 9,41	3,53	1,29– 7,57	0,81– 8,87
7	5,00	2,02–10,08	1,35–11,71	4,67	1,88– 9,43	1,26–10,95	4,38	1,76– 8,85	1,18–10,29	4,12	1,66– 8,34	1,11– 9,70
8	5,71	2,48–11,00	1,74–12,68	5,33	2,32–10,28	1,62–11,86	5,00	2,17– 9,66	1,52–11,14	4,71	2,04– 9,10	1,43–10,51
9	6,43	2,97–11,90	2,15–13,64	6,00	2,77–11,13	2,00–12,76	5,63	2,59–10,45	1,88–11,99	5,29	2,44– 9,85	1,76–11,30
10	7,14	3,47–12,79	2,58–14,58	6,67	3,23–11,96	2,41–13,64	6,25	3,03–11,23	2,25–12,82	5,88	2,85–10,59	2,12–12,09
11	7,86	3,98–13,67	3,03–15,50	7,33	3,71–12,78	2,82–14,51	6,88	3,47–12,01	2,64–13,63	6,47	3,27–11,32	2,48–12,86
12	8,57	4,50–14,53	3,49–16,42	8,00	4,20–13,60	3,25–15,37	7,50	3,93–12,77	3,04–14,44	7,06	3,70–12,04	2,86–13,62
13	9,29	5,04–15,39	3,96–17,32	8,67	4,69–14,40	3,69–16,21	8,13	4,39–13,53	3,45–15,24	7,65	4,13–12,75	3,24–14,37
14	10,00	5,58–16,25	4,45–18,21	9,33	5,20–15,20	4,14–17,05	8,75	4,87–14,28	3,87–16,03	8,24	4,57–13,46	3,64–15,12
15	10,71	6,13–17,09	4,94–19,10	10,00	5,71–15,99	4,60–17,88	9,38	5,34–15,02	4,30–16,81	8,82	5,02–14,17	4,04–15,85
16	11,43	6,68–17,93	5,44–19,97	10,67	6,23–16,78	5,07–18,70	10,00	5,83–15,76	4,74–17,58	9,41	5,48–14,86	4,45–16,58
17	12,14	7,24–18,76	5,96–20,84	11,33	6,75–17,56	5,54–19,51	10,63	6,32–16,50	5,19–18,34	10,00	5,94–15,56	4,87–17,31
18	12,86	7,81–19,59	6,48–21,70	12,00	7,28–18,33	6,03–20,32	11,25	6,81–17,23	5,64–19,10	10,59	6,40–16,25	5,30–18,03
19	13,57	8,38–20,41	7,00–22,55	12,67	7,81–19,10	6,52–21,12	11,88	7,31–17,95	6,10–19,86	11,18	6,87–16,93	5,73–18,74
20	14,29	8,96–21,23	7,54–23,40	13,33	8,35–19,87	7,02–21,91	12,50	7,81–18,67	6,56–20,61	11,76	7,34–17,61	6,16–19,45

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_x = 100\,x/N$

Les limites en *italique* sont exactes; les autres résultent de l'approximation de FREEMAN et TUKEY. Pour l'interpolation, voir page 188

x	$N = 180$			$N = 190$			x	$N = 200$			$N = 250$		
	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$		$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$
0	*0,00*	*0,00– 2,03*	*0,00– 2,90*	*0,00*	*0,00– 1,92*	*0,00– 2,73*	0	*0,00*	*0,00– 1,83*	*0,00– 2,61*	*0,00*	*0,00– 1,46*	*0,00– 2,10*
1	*0,56*	*0,01– 3,06*	*0,00– 4,06*	*0,53*	*0,01– 2,90*	*0,00– 3,85*	1	*0,50*	*0,01– 2,75*	*0,00– 3,66*	*0,40*	*0,01– 2,21*	*0,00– 2,93*
2	*1,11*	*0,14– 3,96*	*0,06– 5,03*	*1,05*	*0,13– 3,75*	*0,05– 4,79*	2	*1,00*	*0,12– 3,57*	*0,05– 4,55*	*0,80*	*0,10– 2,86*	*0,04– 3,66*
3	*1,67*	*0,33– 4,79*	*0,19– 5,97*	*1,58*	*0,33– 4,54*	*0,18– 5,66*	3	*1,50*	*0,31– 4,32*	*0,17– 5,38*	*1,20*	*0,25– 3,47*	*0,14– 4,32*
4	*2,22*	*0,61– 5,59*	*0,38– 6,83*	*2,11*	*0,58– 5,30*	*0,36– 6,48*	4	*2,00*	*0,55– 5,04*	*0,34– 6,16*	*1,60*	*0,44– 4,03*	*0,27– 4,95*
5	2,78	0,89– 6,41	0,51– 7,58	2,63	0,84– 6,08	0,48– 7,19	5	2,50	0,80– 5,78	0,46– 6,84	2,00	0,64– 4,64	0,36– 5,49
6	3,33	1,21– 7,16	0,76– 8,39	3,16	1,15– 6,79	0,72– 7,96	6	3,00	1,09– 6,46	0,69– 7,57	2,40	0,87– 5,18	0,55– 6,08
7	3,89	1,56– 7,89	1,04– 9,17	3,68	1,48– 7,48	0,99– 8,70	7	3,50	1,40– 7,12	0,94– 8,28	2,80	1,12– 5,71	0,75– 6,65
8	4,44	1,92– 8,61	1,35– 9,94	4,21	1,82– 8,17	1,27– 9,43	8	4,00	1,73– 7,76	1,21– 8,97	3,20	1,38– 6,24	0,96– 7,21
9	5,00	2,30– 9,32	1,66–10,69	4,74	2,18– 8,84	1,57–10,15	9	4,50	2,07– 8,40	1,49– 9,65	3,60	1,65– 6,75	1,19– 7,76
10	5,56	2,69–10,01	2,00–11,44	5,26	2,54– 9,50	1,89–10,85	10	5,00	2,41– 9,03	1,79–10,32	4,00	1,93– 7,26	1,43– 8,30
11	6,11	3,08–10,71	2,34–12,17	5,79	2,92–10,15	2,21–11,54	11	5,50	2,77– 9,66	2,10–10,98	4,40	2,21– 7,76	1,67– 8,84
12	6,67	3,49–11,39	2,69–12,89	6,32	3,30–10,80	2,55–12,23	12	6,00	3,13–10,28	2,42–11,64	4,80	2,50– 8,26	1,93– 9,36
13	7,22	3,90–12,06	3,06–13,60	6,84	3,69–11,45	2,89–12,91	13	6,50	3,50–10,89	2,75–12,28	5,20	2,79– 8,75	2,19– 9,88
14	7,78	4,31–12,74	3,43–14,31	7,37	4,08–12,08	3,25–13,58	14	7,00	3,88–11,49	3,08–12,92	5,60	3,09– 9,24	2,45–10,40
15	8,33	4,74–13,40	3,81–15,00	7,89	4,48–12,71	3,61–14,24	15	7,50	4,26–12,09	3,42–13,55	6,00	3,39– 9,72	2,72–10,91
16	8,89	5,17–14,06	4,20–15,70	8,42	4,89–13,34	3,97–14,90	16	8,00	4,64–12,69	3,77–14,18	6,40	3,70–10,21	3,00–11,42
17	9,44	5,60–14,72	4,59–16,38	8,95	5,30–13,97	4,35–15,55	17	8,50	5,03–13,29	4,12–14,80	6,80	4,01–10,68	3,28–11,92
18	10,00	6,04–15,37	4,99–17,06	9,47	5,71–14,58	4,72–16,20	18	9,00	5,42–13,88	4,48–15,42	7,20	4,32–11,16	3,57–12,42
19	10,56	6,48–16,02	5,40–17,74	10,00	6,13–15,20	5,11–16,84	19	9,50	5,82–14,46	4,84–16,03	7,60	4,64–11,63	3,85–12,91
20	11,11	6,93–16,66	5,81–18,41	10,53	6,55–15,81	5,49–17,48	20	10,00	6,22–15,04	5,21–16,63	8,00	4,96–12,10	4,15–13,40

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_x = 100\,x/N$

Les limites en *italique* sont exactes; les autres résultent de l'approximation de FREEMAN et TUKEY. Pour l'interpolation, voir page 188

x	$N = 300$			$N = 400$			$N = 500$			$N = 600$		
	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$
0	*0,00*	*0,00– 1,22*	*0,00– 1,75*	*0,00*	*0,00– 0,92*	*0,00– 1,32*	*0,00*	*0,00– 0,74*	*0,00– 1,05*	*0,00*	*0,00– 0,61*	*0,00– 0,88*
1	*0,33*	*0,01– 1,84*	*0,00– 2,43*	*0,25*	*0,01– 1,38*	*0,00– 1,84*	*0,20*	*0,01– 1,11*	*0,00– 1,48*	*0,17*	*0,00– 0,93*	*0,00– 1,23*
2	*0,67*	*0,08– 2,39*	*0,03– 3,05*	*0,50*	*0,06– 1,79*	*0,03– 2,30*	*0,40*	*0,05– 1,44*	*0,02– 1,84*	*0,33*	*0,04– 1,20*	*0,02– 1,54*
3	*1,00*	*0,21– 2,89*	*0,11– 3,61*	*0,75*	*0,16– 2,18*	*0,08– 2,72*	*0,60*	*0,12– 1,74*	*0,07– 2,18*	*0,50*	*0,10– 1,45*	*0,06– 1,82*
4	*1,33*	*0,36– 3,38*	*0,23– 4,14*	*1,00*	*0,27– 2,54*	*0,17– 3,11*	*0,80*	*0,22– 2,04*	*0,14– 2,50*	*0,67*	*0,18– 1,70*	*0,11– 2,08*
5	1,67	0,53– 3,88	0,30– 4,59	1,25	0,40– 2,92	0,23– 3,46	1,00	0,32– 2,34	0,18– 2,77	0,83	0,26– 1,95	0,15– 2,31
6	2,00	0,73– 4,33	0,45– 5,08	1,50	0,54– 3,26	0,34– 3,83	1,20	0,43– 2,61	0,27– 3,07	1,00	0,36– 2,18	0,23– 2,56
7	2,33	0,93– 4,77	0,62– 5,56	1,75	0,70– 3,59	0,46– 4,19	1,40	0,56– 2,88	0,37– 3,36	1,17	0,46– 2,40	0,31– 2,80
8	2,67	1,15– 5,21	0,80– 6,03	2,00	0,86– 3,92	0,60– 4,54	1,60	0,69– 3,14	0,48– 3,64	1,33	0,57– 2,62	0,40– 3,04
9	3,00	1,37– 5,64	0,99– 6,49	2,25	1,03– 4,25	0,74– 4,89	1,80	0,82– 3,40	0,59– 3,92	1,50	0,68– 2,84	0,49– 3,27
10	3,33	1,60– 6,07	1,19– 6,94	2,50	1,20– 4,57	0,89– 5,23	2,00	0,96– 3,66	0,71– 4,20	1,67	0,80– 3,06	0,59– 3,50
11	3,67	1,84– 6,49	1,39– 7,39	2,75	1,37– 4,88	1,04– 5,57	2,20	1,10– 3,92	0,83– 4,47	1,83	0,91– 3,27	0,69– 3,73
12	4,00	2,08– 6,90	1,60– 7,83	3,00	1,55– 5,20	1,20– 5,90	2,40	1,24– 4,17	0,96– 4,74	2,00	1,03– 3,48	0,79– 3,95
13	4,33	2,32– 7,32	1,82– 8,27	3,25	1,74– 5,51	1,36– 6,23	2,60	1,39– 4,42	1,08– 5,00	2,17	1,15– 3,69	0,90– 4,18
14	4,67	2,57– 7,73	2,04– 8,70	3,50	1,92– 5,82	1,52– 6,56	2,80	1,54– 4,67	1,22– 5,26	2,33	1,28– 3,89	1,01– 4,39
15	5,00	2,82– 8,13	2,26– 9,13	3,75	2,11– 6,12	1,69– 6,88	3,00	1,69– 4,91	1,35– 5,52	2,50	1,40– 4,10	1,12– 4,61
16	5,33	3,08– 8,53	2,49– 9,55	4,00	2,30– 6,43	1,86– 7,20	3,20	1,84– 5,16	1,49– 5,78	2,67	1,53– 4,30	1,24– 4,83
17	5,67	3,33– 8,94	2,72– 9,98	4,25	2,49– 6,73	2,03– 7,52	3,40	1,99– 5,40	1,62– 6,04	2,83	1,66– 4,51	1,35– 5,04
18	6,00	3,59– 9,33	2,95–10,39	4,50	2,69– 7,03	2,21– 7,84	3,60	2,14– 5,64	1,76– 6,29	3,00	1,78– 4,71	1,47– 5,26
19	6,33	3,85– 9,73	3,20–10,81	4,75	2,88– 7,33	2,39– 8,15	3,80	2,30– 5,88	1,91– 6,55	3,17	1,91– 4,91	1,59– 5,47
20	6,67	4,12–10,12	3,44–11,22	5,00	3,08– 7,63	2,57– 8,47	4,00	2,46– 6,12	2,05– 6,80	3,33	2,05– 5,11	1,71– 5,68

N = nombre d'essais, x = nombre de succès, etc., $100\,p_x = 100\,x/N$

Les limites en *italique* sont exactes; les autres résultent de l'approximation de FREEMAN et TUKEY. Pour l'interpolation, voir page 188

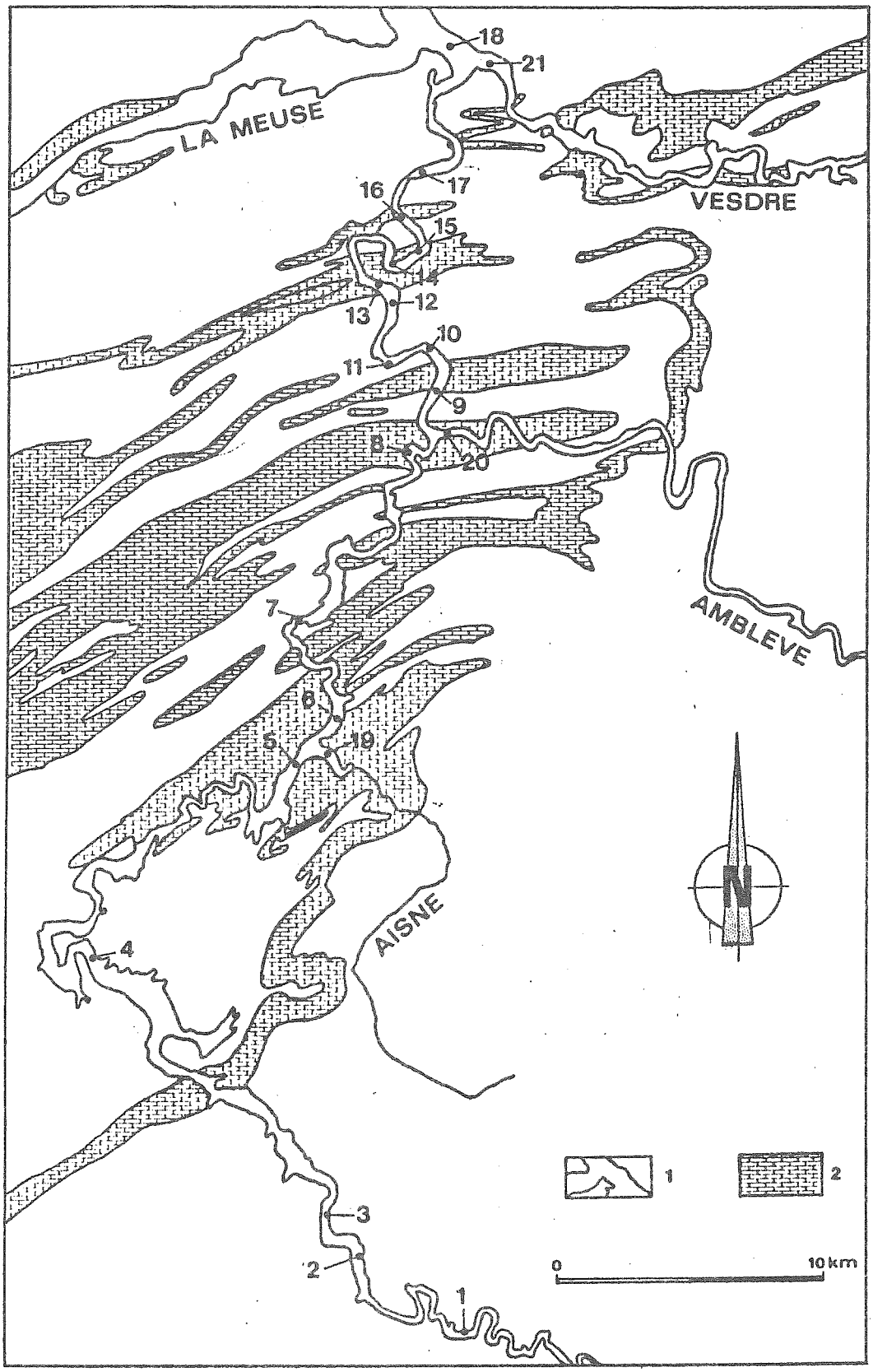
x	$N = 700$			$N = 800$			$N = 900$			$N = 1000$		
	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$	$100\,p_x$	100 (1 − 2α) limites 95% $100\,p_g$ $100\,p_d$	99% $100\,p_g$ $100\,p_d$
0	*0,00*	*0,00– 0,53*	*0,00– 0,75*	*0,00*	*0,00– 0,46*	*0,00– 0,66*	*0,00*	*0,00– 0,41*	*0,00– 0,59*	*0,00*	*0,00– 0,37*	*0,00– 0,53*
1	*0,14*	*0,00– 0,79*	*0,00– 1,06*	*0,13*	*0,00– 0,69*	*0,00– 0,93*	*0,11*	*0,00– 0,62*	*0,00– 0,83*	*0,10*	*0,00– 0,56*	*0,00– 0,74*
2	*0,29*	*0,03– 1,03*	*0,01– 1,32*	*0,25*	*0,03– 0,90*	*0,01– 1,15*	*0,22*	*0,03– 0,80*	*0,01– 1,03*	*0,20*	*0,02– 0,72*	*0,01– 0,92*
3	*0,43*	*0,09– 1,25*	*0,05– 1,56*	*0,38*	*0,08– 1,09*	*0,04– 1,37*	*0,33*	*0,07– 0,97*	*0,04– 1,21*	*0,30*	*0,06– 0,87*	*0,03– 1,09*
4	*0,57*	*0,16– 1,46*	*0,10– 1,79*	*0,50*	*0,14– 1,28*	*0,08– 1,57*	*0,44*	*0,12– 1,13*	*0,07– 1,39*	*0,40*	*0,11– 1,02*	*0,07– 1,25*
5	0,71	0,23– 1,67	0,13– 1,98	0,63	0,20– 1,46	0,11– 1,74	0,56	0,18– 1,30	0,10– 1,54	0,50	0,16– 1,17	0,09– 1,39
6	0,86	0,31– 1,87	0,19– 2,20	0,75	0,27– 1,64	0,17– 1,92	0,67	0,24– 1,45	0,15– 1,71	0,60	0,22– 1,31	0,14– 1,54
7	1,00	0,40– 2,06	0,26– 2,40	0,88	0,35– 1,80	0,23– 2,11	0,78	0,31– 1,60	0,21– 1,87	0,70	0,28– 1,44	0,18– 1,69
8	1,14	0,49– 2,25	0,34– 2,61	1,00	0,43– 1,97	0,30– 2,28	0,89	0,38– 1,75	0,26– 2,03	0,80	0,34– 1,58	0,24– 1,83
9	1,29	0,59– 2,44	0,42– 2,81	1,13	0,51– 2,13	0,37– 2,46	1,00	0,45– 1,90	0,33– 2,19	0,90	0,41– 1,71	0,29– 1,97
10	1,43	0,68– 2,62	0,50– 3,01	1,25	0,60– 2,30	0,44– 2,63	1,11	0,53– 2,04	0,39– 2,34	1,00	0,48– 1,84	0,35– 2,11
11	1,57	0,78– 2,80	0,59– 3,20	1,38	0,68– 2,46	0,52– 2,80	1,22	0,61– 2,19	0,46– 2,49	1,10	0,55– 1,97	0,41– 2,25
12	1,71	0,89– 2,98	0,68– 3,39	1,50	0,77– 2,61	0,60– 2,97	1,33	0,69– 2,32	0,53– 2,64	1,20	0,62– 2,09	0,48– 2,38
13	1,86	0,99– 3,16	0,77– 3,58	1,63	0,87– 2,77	0,68– 3,14	1,44	0,77– 2,46	0,60– 2,79	1,30	0,69– 2,22	0,54– 2,51
14	2,00	1,09– 3,34	0,87– 3,77	1,75	0,96– 2,93	0,76– 3,30	1,56	0,85– 2,60	0,67– 2,94	1,40	0,77– 2,34	0,60– 2,65
15	2,14	1,20– 3,52	0,96– 3,96	1,88	1,05– 3,08	0,84– 3,47	1,67	0,93– 2,74	0,75– 3,09	1,50	0,84– 2,47	0,67– 2,78
16	2,29	1,31– 3,69	1,06– 4,15	2,00	1,14– 3,23	0,92– 3,63	1,78	1,02– 2,88	0,82– 3,23	1,60	0,92– 2,59	0,74– 2,91
17	2,43	1,42– 3,87	1,16– 4,33	2,13	1,24– 3,39	1,01– 3,79	1,89	1,10– 3,01	0,90– 3,37	1,70	0,99– 2,71	0,81– 3,04
18	2,57	1,53– 4,04	1,26– 4,51	2,25	1,34– 3,54	1,10– 3,95	2,00	1,19– 3,15	0,98– 3,52	1,80	1,07– 2,84	0,88– 3,17
19	2,71	1,64– 4,21	1,36– 4,69	2,38	1,43– 3,69	1,19– 4,11	2,11	1,27– 3,28	1,05– 3,66	1,90	1,15– 2,96	0,95– 3,30
20	2,86	1,75– 4,39	1,46– 4,87	2,50	1,53– 3,84	1,28– 4,27	2,22	1,36– 3,42	1,13– 3,80	2,00	1,22– 3,08	1,02– 3,42

Exemples des tables Geigy

Résultats exprimés en pourcent des comptages lithologiques dans les alluvions actuelles de l'Ourthe et de ses affluents.
Localisation donnée sur la figure annexe 6 b.
Les tirets placés dans le tableau indiquent qu'aucun élément de cette catégorie n'a été observé dans les prélèvements.

(DUCHESNE et PISSART, 1985)

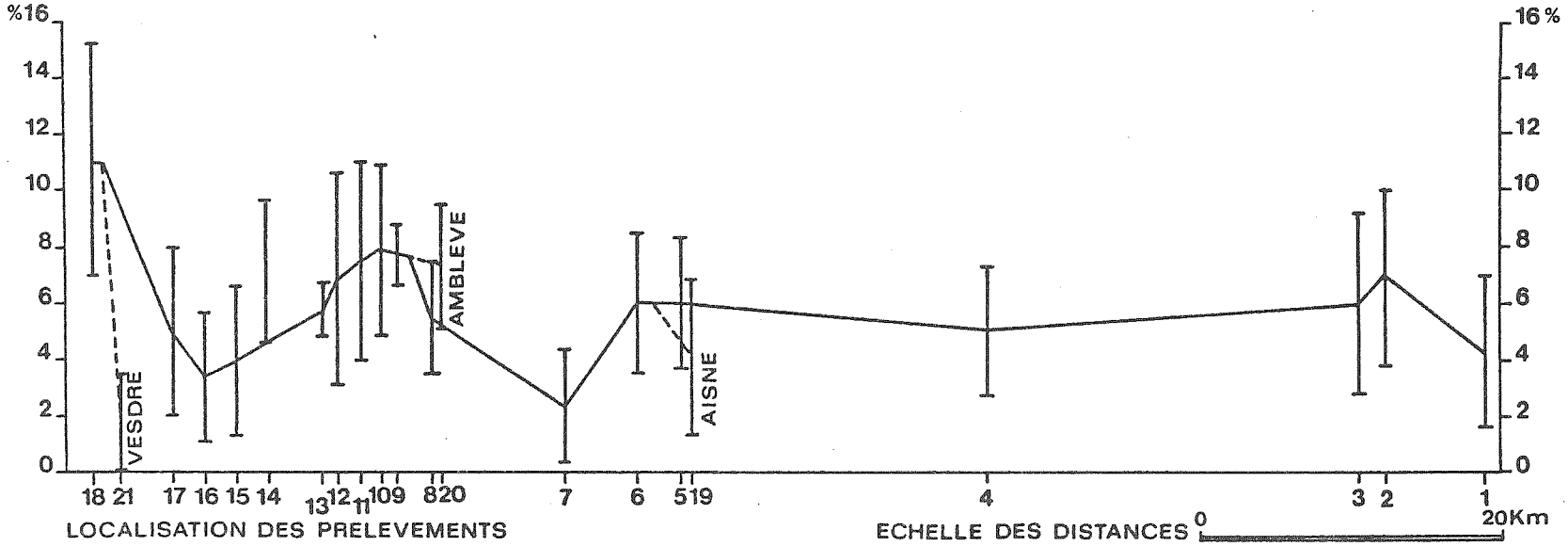
numéro du prélèvement	OURTHE D'amont en aval	QUARTZ	V Q > 5	V Q 2-5	V Q < 2	CALCAIRE	C. PYR.	CHERT	SILEX	POUDINGUE	ARKOSE	ANTHR.	DIVERS	Nombre de cailloux comptés
1	LAROCHE	4,2	1,4	-	1,9	-	3,7	-	-	-	-	-	88,8	215
2	JUPILLE	6,9	0,9	1,9	4,6	-	2,3	-	-	-	-	-	83,4	216
3	MARCOURT	6	1	1	3	0,4	19	-	-	-	-	-	69,6	219
4	DEULIN	5	3	3	2	0,6	9	-	-	-	-	0,3	77,1	326
5	BOMAL 1	6	2	2	9	0,4	9	-	-	0,3	-	-	71,3	462
	Confluence de l'Aisne - Prélèvement 19													
6	BOMAL 2	6	2	4	8	1	5	-	-	-	-	-	74,0	371
7	HAMOIR	2,4	-	4,4	4,4	12,7	1,5	-	-	-	-	0,5	74,1	205
8	COMBLAIN	5,5	1,5	5,7	4,2	6,5	3,4	0,6	-	-	0,2	0,4	72,0	524
	Confluence de l'Amblève - Prélèvement 20													
9	CHANXHE	7,72	5,24	10,15	8,91	8,2	6,58	0,92	0,05	0,2	-	1,11	50,92	2098
10	POULSEUR	7,9	5,1	9,5	8,9	7	5,1	0,9	-	-	-	1,3	54,3	316
11	SOUVERAIN PRE	7,5	2,8	7,5	5,6	2,3	2,5	0,9	-	-	-	0,9	70	214
12	ILE DE LA VENNE	6,8	3,7	11	6,3	-	4,7	-	-	1,6	-	-	65,9	191
13	ESNEUX	5,79	5,5	7,43	8,15	1,83	3,81	0,72	0,05	0,29	0,43	0,9	65,1	2074
14	HONY	7,1	12,2	3,8	6,6	3,5	2,5	-	-	-	0,2	0,5	63,6	393
15	MERY	3,9	12,6	4,9	4,4	0,5	1,5	-	-	1	0,5	1,0	69,7	203
16	STE-ANNE	3,4	12,3	4,2	6,4	1,7	2,5	-	1,3	-	0,9	2,5	64,8	236
17	TILFF	5	3	8	9,5	0,5	2	-	1	0,5	-	2,5	68,0	195
	Confluence de la Vesdre - Prélèvement 21													
18	ANGLEUR	11	9	7	12	0	4	-	1	-	1	0	55,0	204
	AFFLUENTS AVANT LEUR CONFLUENCE AVEC L'OURTHE													
19	AISNE	4,1	3,6	4,1	2,1	19,5	-	-	-	2,6	-	2,1	61,9	195
20	AMBLEVE	7,3	4,5	8,5	12,8	3,9	6,8	0,4	-	-	0,6	0,8	54,3	533
21	VESDRE	1,0	6,4	6,9	14,4	1,5	1,5	-	10,4	0	-	4,5	53,4	202



Carte donnant la localisation des lieux de prélèvements des échantillons de cailloux de 4 à 6 cm dans le lit de l'Ourthe et de ses affluents ainsi que la répartition des principales roches calcaires.

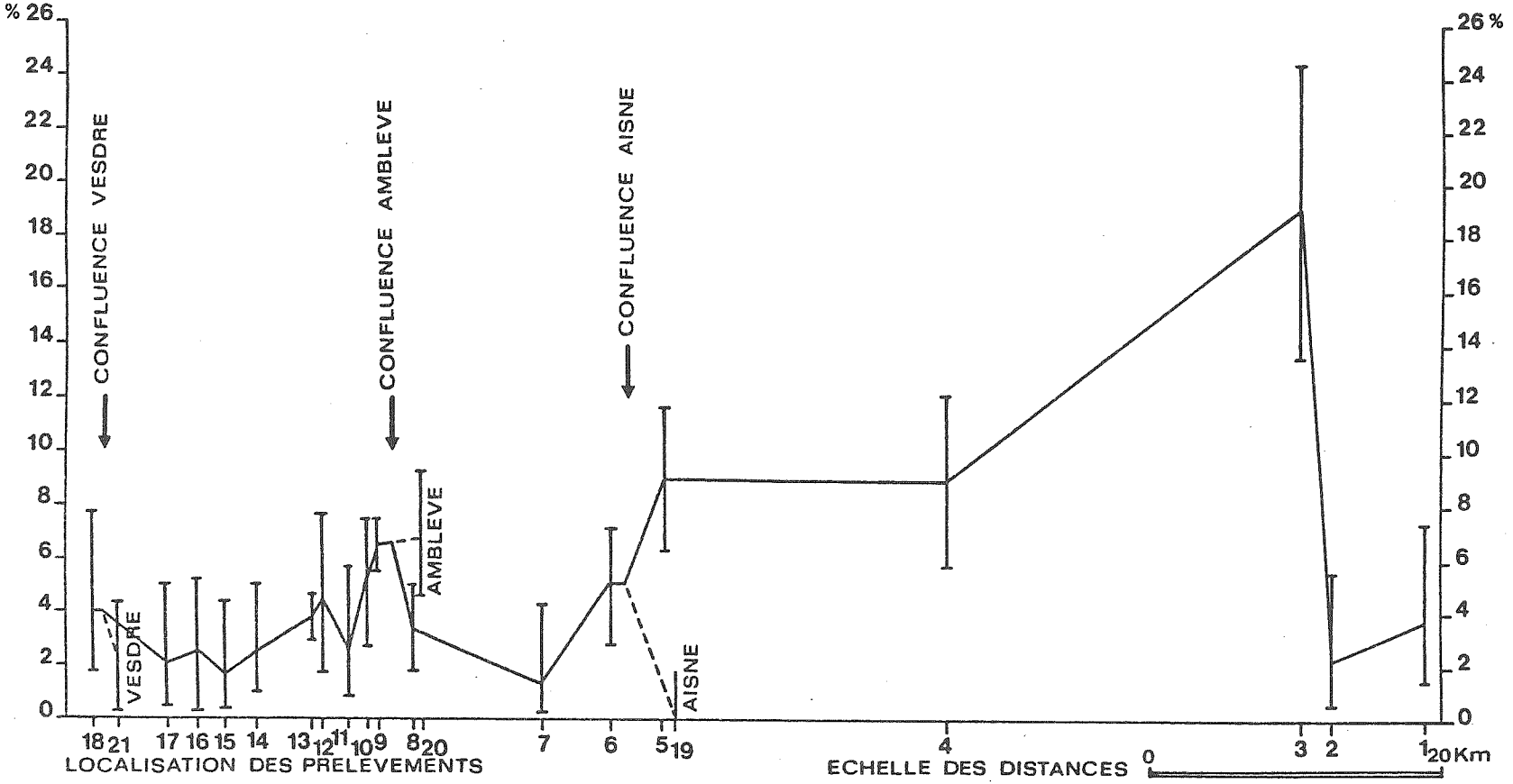
(DUCHESNE et PISSART, 1985)

Variation du % des cailloux de quartz dans les alluvions actuelles de l'Ourthe. Les droites verticales données en chaque point de prélèvement correspondent à la zone où se trouve avec une probabilité de 95 % la vraie valeur. Les numéros des prélèvements renvoient au tableau 6 a et à la carte 6 b.

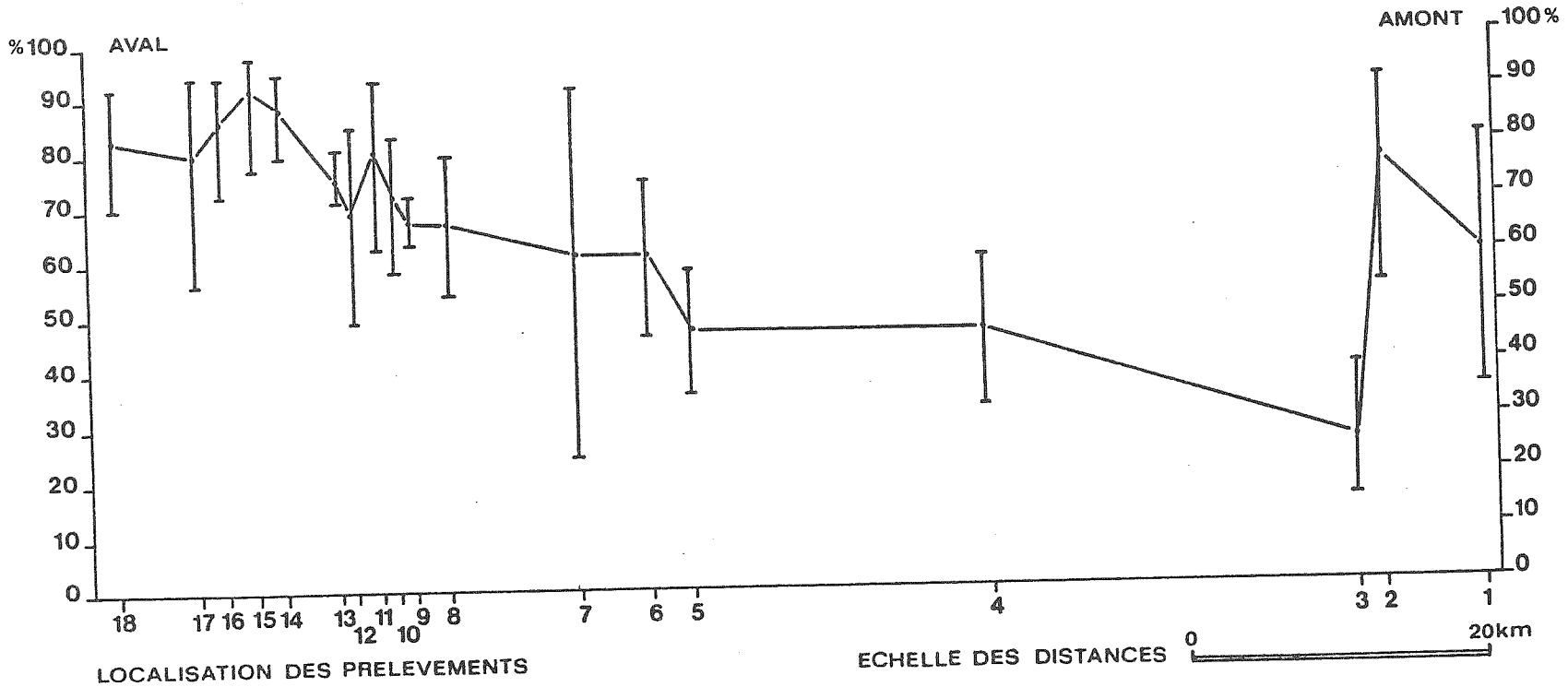


ANNEXE 6c

Variation du pourcentage des cailloux à cubes de pyrite dans les alluvions actuelles de l'Ourthe. Les droites verticales données en chaque point de prélèvement correspondent à la zone où se trouve avec une probabilité de 95 % la vraie valeur. Les numéros des prélèvements correspondent à ceux du tableau 6a et à la carte 6b.



ANNEXE 6d

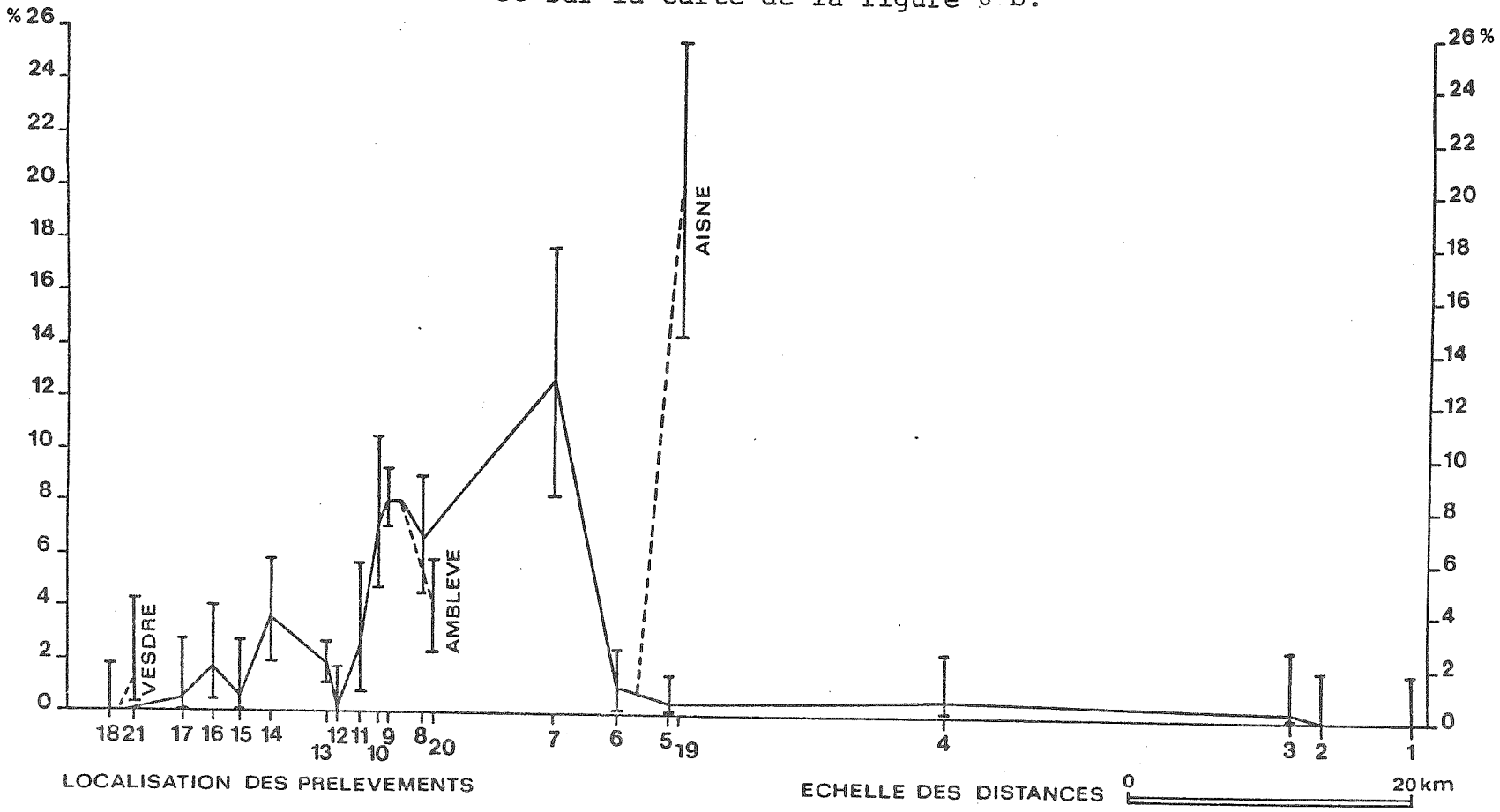


Variation du "quartz ratio" obtenu pour les cailloux à cubes de pyrite selon le principe de la formule de Plumley (1948), soit

$$\frac{\text{Quartz + veine de quartz > 5}}{\text{Quartz + veine de quartz > 5 + C. Pyrite}}$$

Les intervalles de confiance ont été pris dans les tables Geigy de la distribution binomiale pour n = la somme des 3 catégories considérées. Vu le petit nombre de cailloux, les intervalles de confiance à 95 % sont parfois très grands (Exemple: point 7).

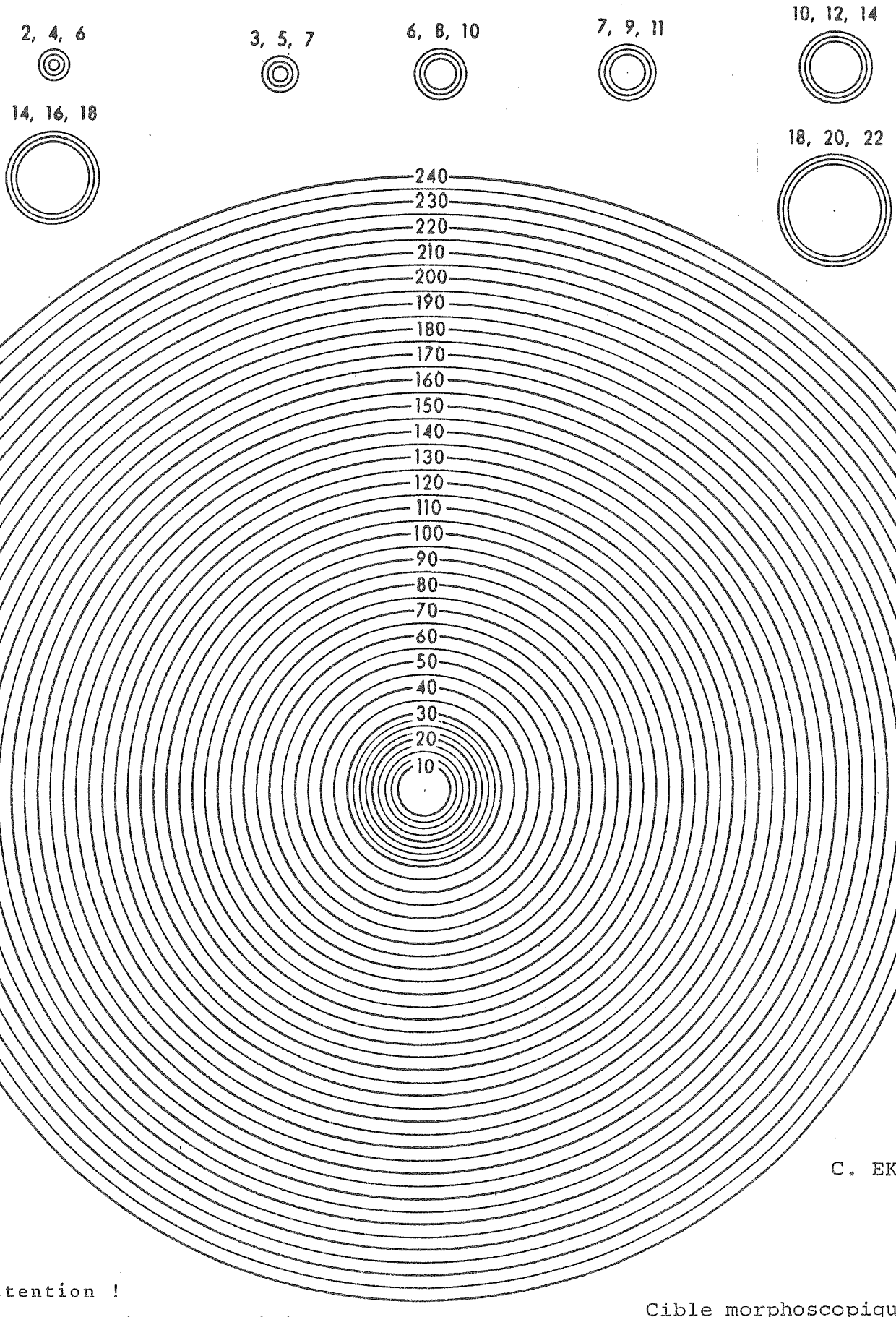
Variation du pourcentage des cailloux de calcaire dans les alluvions actuelles de l'Ourthe. Les droites verticales données en chaque point de prélèvement correspondent à la zone où se trouve avec une probabilité de 95 % la vraie valeur. Les numéros des prélèvements sont ceux indiqués sur le tableau 6 a et sur la carte de la figure 6 b.



ANNEXE 6 f

ANNEXE 7

DIAMETRES EN MM



C. EK

Attention !

La grande cible est divisée en cercles de 2,5 mm de rayon de 10 à 30 mm.

Cible morphoscopique

Table donnant la valeur de l'émoussé $\frac{2R1}{L}$ selon CAILLEUX pour des cailloux de 40 à 60 mm.

RAYON DE COURBURE, R	L = LONGUEUR DU CAILLOU 40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	
	==	==	==	==	==	==	==	==	==	==	==	
1	50	49	48	46	45	44	43	43	42	41	40	1
2	100	98	95	93	91	88	87	85	83	82	80	2
3	150	146	143	139	136	133	130	128	125	123	120	3
4	200	195	190	186	182	178	174	170	167	163	160	4
5	250	244	238	233	227	222	217	213	208	204	200	5
6	300	293	286	279	278	267	261	255	250	245	240	6
7	350	341	333	326	318	311	304	298	292	286	280	7
8	400	390	381	372	364	356	349	340	333	327	320	8
9	450	439	429	419	409	400	391	383	375	367	360	9
10	500	488	476	465	454	444	435	426	417	408	400	10
11	550	537	524	512	500	489	478	468	458	449	440	11
12	600	585	571	558	543	533	522	511	500	490	480	12
13	650	634	619	605	591	578	565	553	542	531	520	13
14	700	683	666	651	636	622	609	596	583	571	560	14
15	750	732	714	698	682	667	652	638	625	612	600	15

RAYON DE COURBURE, R	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	
	==	==	==	==	==	==	==	==	==	==	
1	39	38	38	37	36	36	35	34	34	33	1
2	78	77	76	74	73	71	70	69	68	67	2
3	118	115	113	111	109	107	105	103	102	100	3
4	157	154	151	148	145	143	140	138	136	133	4
5	196	192	189	185	182	179	175	172	169	167	5
6	235	231	226	222	218	214	211	207	203	200	6
7	275	269	264	259	255	250	246	241	237	233	7
8	314	308	302	296	291	286	281	276	271	267	8
9	353	346	340	333	327	321	316	310	305	300	9
10	392	385	377	370	364	357	351	345	339	333	10
11	431	423	415	407	400	393	386	379	373	367	11
12	471	462	453	444	436	429	421	414	407	400	12
13	510	500	491	481	473	464	456	448	441	433	13
14	549	538	528	519	509	500	491	483	475	467	14
15	588	577	566	556	545	536	526	517	508	500	15

TABLE DES MATIÈRES

pp.

INTRODUCTION 2

I. LA GRANULOMETRIE 5

1) Introduction 5

a) Définition 5

b) Terminologie des fractions 5

c) Récolte et préparation des échantillons 7

2) Méthodes d'études 10

a) Tamisage 10

b) Eléments plus grossiers que les mailles des tamis 11

c) Eléments plus petits que 50 µm (mesure du poids spécifique des sols) 13

3) Les résultats 20

a) La figuration des résultats 20

b) Les indices 23

c) Signification géologique des résultats 28

d) Quelques méthodes permettant d'apporter des indications sur la genèse des sédiments 32

II. L'ETUDE DES SABLES 39

1) La nature des grains de sable 39

A. Grains reconnaissables sous un binoculaire 39

B. Fraction calcaire 41

C. Détermination de la nature des minéraux 42

D. Les séparations minéralogiques 60

2) La forme des grains de sable 71

A. Morphoscopie des grains de sable 71

B. L'exoscopie des quartz 82

III. L'ETUDE DES GALETS 96

1) La nature des galets 96

Méthode 96

Validité des résultats 97

Interprétation des résultats 98

pp.

2) La forme des galets 104

Morphométrie - Les indices 106

Précision des mesures 111

Interprétation des résultats 114

3) Disposition individuelle des cailloux 124

Orientation 125

Inclinaison 132

CONCLUSION 136

BIBLIOGRAPHIE 137

ANNEXES

1. Papier logarithmique pour courbes granulométriques cumulatives.
2. Papier pour établissement de courbes granulométriques cumulatives selon une échelle de probabilité gaussienne.
3. Diagramme triangulaire.
4. Graphique de Van der Plas et Tobi pour déterminer l'intervalle de confiance dans une distribution binomiale.
5. Exemples de tables Geigy donnant les limites de confiance pour une distribution binomiale.
6. Exemple d'une étude lithologique : les alluvions de l'Ourthe selon Duchesne et Pissart (1985).
7. Cible morphoscopique selon Cailleux.
8. Table donnant la valeur de l'émoussé de premier ordre, selon Cailleux, pour des cailloux de 40 à 60 mm.
9. Table d'émoussé des cailloux selon Krumbein (1941) (dépliant)

TABLE DES MATIERES 141