

JAN S. GOŁDZIK *

Łódź

STRUCTURES DE FENTES A REMPLISSAGE PRIMAIRE SABLEUX DU VISTULIEN EN POLOGNE ET LEUR IMPORTANCE PALEOGEOGRAPHIQUE

Abstract

The author investigated the Vistulian fissure structures with predominance of sand-wedge features in Poland. Several thousands of these structures were examined, but the statistical analyses merely comprised the structures developed in only one kind of deposits in which they are most frequently encountered, namely in the boulder clays. There was stated a distinct differentiation of the features of fissure from S to N, and its stepwise nature. In consequence, three zones could be distinguished: (a) southern, stretching south of the last glaciation limit, (b) middle, between the last glaciation limit and the extent-line of glaciation of the Pomeranian phase, (c) northern, stretching north of the line of the Pomeranian phase mentioned above.

The fissure structures are much more frequent in the southern zone than in the middle one, and the polygons are distinctly smaller, the sand filling the wedges display a higher degree of eolian abrasion, the grain diameter is slightly larger and the content of feldspars is lower. In the third zone (c) the wedges are extremely rare, whereas more common are the thin fissure structures filled with the sand displaying a low degree of eolian abrasion, not differing from the grains of the bedrock. The differentiation observed between the zones is associated with a gradual replacement of the terrains devoid of the ice-sheet by the periglacial environment, but it results not only from the different duration of influence of the periglacial environment but also from qualitative changes of the environment itself.

The development of the fissure structures of thermal contraction took place in Poland almost through the whole Vistulian but its intensity essentially varied, while the structures of the sand-wedge type were formed from the decline of Denekamp, through the Upper Plenivistulian till the end of the Older Dryas. Their development coincides with other symptoms of a strong continentality and a vigorous wind activity.

On the basis of the differentiation of wedges in the particular zones it is possible to determine the distinctions of climatic conditions in successive periods in which the different zones were incorporated into the periglacial environment.

The maximum development of wedges occurred in the period after 22,000 years BP and before the beginning of the waning of the glacier of the Leszno (Brandenburg) phase, i.e. 20,000–19,000 years BP. Extremely severe thermal conditions and great aridity, similar to those in the present-day cold deserts, prevailed in the southern zone.

In the subsequent period, between the Leszno and Pomeranian phases (about 15,000 BP) within the southern and the middle zones there was a slight but distinct – in the comparison with the previous period – amelioration of climate, though with the still predominant aridity. It was only after the Pomeranian phase when the essential amelioration of thermal conditions and the increase of humidity took place.

INTRODUCTION

Les structures de fente en coin de contraction thermique sont une source importante d'informations sur les processus qui ont agi dans la zone périglaciale pléistocène. C'est pourquoi, depuis longtemps elles ont eu une place essentielle dans les études géomorphologiques et paléogéographiques. Les premières études des fentes en coin ont surtout porté sur leur répartition et leur différenciation spatiale. La première présentation générale de la répartition de ces structures en Europe est due à A. CAILLEUX (1942). Pour la Pologne du Sud-Est elle a été faite

* Institut de Géographie Physique et de la Formation du Milieu, Université de Łódź, 90-418 Łódź,
Al. Kościuszki 21, Pologne.

par A. JAHN (1951), puis des travaux ont été menés par J. DYLIK (1956) pour l'ensemble du pays. Les opinions alors émises permettaient de penser que ces structures étaient uniquement liées au développement des fentes de glace et à la fonte ultérieure de la glace.

Les travaux de P. W. PATALEEV (1955), N. S. DANIOVA (1959), T. L. PÉWÉ (1959) et A. I. POPOV (1959, 1960) ont introduit une période de grand intérêt quant à la formation des fentes et ont évoqué l'idée d'un remplissage des fissures élémentaires de contraction par un autre matériel que la glace.

Le problème des différences dans la manière de remplissage des fissures et celle de formation des structures de fente en coin a été plus largement présenté par J. DYLIK (1963, 1966) et ensuite par les autres auteurs (GOŹDZIK, 1973; ROMANOWSKI, 1973, 1977; JAHN, 1975; FRENCH, 1976; WASHBURN, 1979). J. DYLIK, en s'appuyant sur l'analyse des structures de remplissage, a distingué deux types de fentes. Après la discussion avec l'auteur (GOŹDZIK, 1973), J. DYLIK a proposé de nouveaux termes. Les fentes résultant du remplissage des fissures élémentaires par un matériel autre que la glace ont été appelées „fentes à remplissage primaire” (wedges of primary infilling) tandis que les structures formées après la fonte des fentes de glace ont été nommées „fentes à remplissage secondaire” (wedges of secondary infilling). De tels termes sont utilisés dans ce travail.

Des observations plus récentes ont montré qu'existent en Pologne, à côté des fentes à remplissage secondaire, des fentes à remplissage primaire: dans la partie centrale du pays (GOŹDZIK, 1964, 1970, 1973; DYLIK, 1965; KŁATKOWA, 1965; KRZEMIŃSKI, 1965; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; WIECZORKOWSKA, 1975) et dans sa partie occidentale (KOZARSKI et autres, 1969; KOZARSKI, 1971, 1974; NOWACZYK, 1972). Ces études montrent que de nombreuses fentes autrefois définies comme dues à la fonte de coin de glace résultent en fait d'un remplissage primaire des fissures par un matériel autre que la glace. Il est évident que la signification paléogéographique des fentes en coin de contraction thermique à remplissage secondaire et des fentes à remplissage primaire n'est pas la même (PÉWÉ, 1959, 1973; DYLIK, 1963, 1966; GOŹDZIK, 1973; ROMANOVSKI, 1973, 1977; JAHN, 1975; FRENCH, 1976; WASHBURN, 1979).

En conséquence, le besoin se fit sentir d'actualiser cette notion de répartition des fentes de gel en Pologne en tenant compte de la différenciation génétique établie. Le travail de l'auteur vise à obtenir une image générale de la répartition et de la différenciation des fentes à remplissage primaire vistuliennes et, plus précisément, des fentes à une prépondérance de ce remplissage en Pologne. La partie méridionale de la Pologne reste au dehors du cadre de cette étude, la limite choisie ici correspond à la bordure nord des loess. Dans les régions de loess les fentes ont différents caractères de ceux des fentes situées dans d'autres dépôts quaternaires.

Il est impossible d'obtenir une image de la répartition des fentes à remplissage primaire en Pologne à partir des travaux publiés jusque là. Dans les travaux plus anciens, les fentes ne sont pas classées selon leur mode de remplissage. Ce n'est qu'exceptionnellement que les descriptions et les illustrations jointes ont permis d'établir la distinction envisagée ici. Les travaux plus récents, comme nous l'avons déjà indiqué, font état de fentes à remplissage primaire, mais ces travaux sont peu nombreux et ne portent guère que sur une dizaine de localités polonaises.

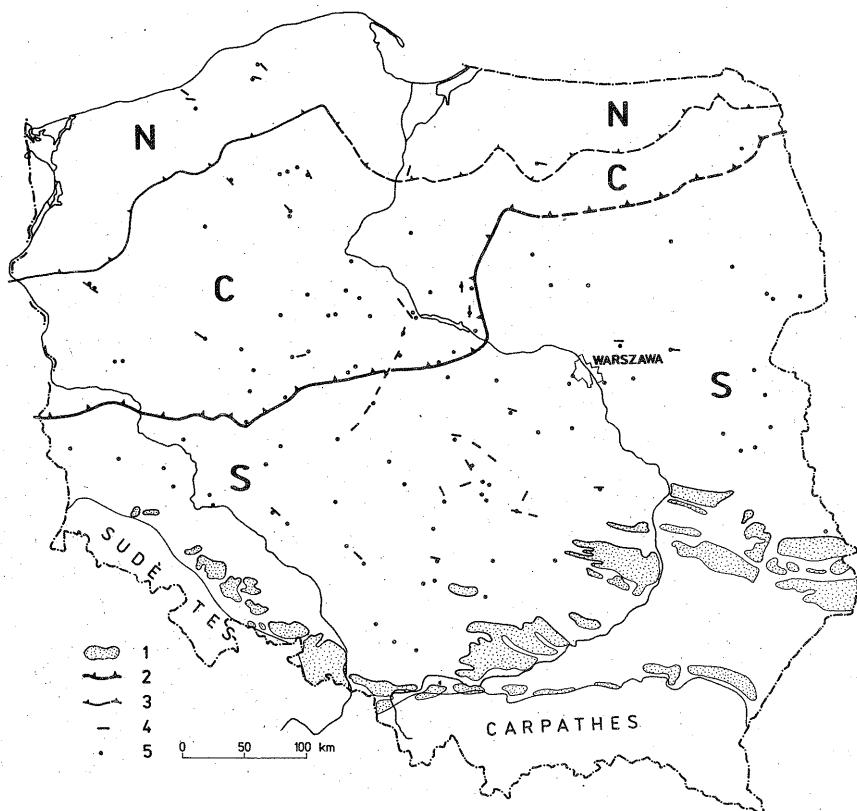


Fig. 1. Répartition des localités dans lesquelles on a étudié des fentes et on a prélevé des échantillons pour les analyses aux trois zones distinguées

1. couvertures de loess à limites nord soulignées (marquées également sur les figures 8, 9, 10); 2. limite d'extension maximale de l'inlandsis vistulien; 3. limite d'extension de l'inlandsis de la phase de Poméranie; 4. endroits des observations effectuées sur les parois à la longueur supérieur de 0,5 km; 5. endroits des prélèvements des échantillons des structures de fente, y compris les localités aux parois à la longueur inférieure à 0,5 km; S — zone méridionale; C — zone centrale; N — zone septentrionale

Depuis 1970, l'auteur a effectué des observations sur ces fentes à remplissage primaire dans diverses régions de Pologne (à l'exception du Sud, fig. 1). Les observations visaient à obtenir de manière uniforme des données concernant:

1. la fréquence de ces structures dans les diverses régions étudiées,
2. la dimension des polygones associés,
3. les traits lithologiques du matériel remplissant les fentes en coin.

Les observations ont été effectuées dans différentes coupes, particulièrement dans les longues tranchées faites par les travaux publics. L'auteur a ainsi trouvé quelques milliers de fentes à remplissage primaire.

DIFFERENCIATION SPATIALE DANS LA FREQUENCE ET LES DIMENSIONS DES POLYGONES LIES AUX FENTES A REMPLISSAGE PRIMAIRE

FREQUENCE DES STRUCTURES DE FENTE A REMPLISSAGE PRIMAIRE

En 1948, H. POSER souligne l'absence des structures de fente dans les domaines recouverts par la dernière glaciation en Europe Centrale. Pourtant déjà précédemment, A. CAILLEUX (1942) à partir d'observations certes peu nombreuses, surtout effectuées en Pologne, a constaté que les fentes existent dans le domaine situé non seulement au-delà de la limite maximale du dernier inlandis mais qu'elles existent encore plus au Nord jusqu'à la ligne du Gotiglaciale; bien quelles soient moins nombreuses dans ce dernier secteur.

Les recherches plus détaillées de J. DYLIK (1956) ont confirmé la plus grande fréquence des fentes au-delà de la limite atteinte par la dernière glaciation. Cependant dans les travaux cités, les deux types de fente n'ont pas été distingués. En outre dans aucun de ces deux travaux on n'a défini, même de manière approximative, le degré de fréquence des fentes d'une part et d'autre de la limite de la dernière glaciation.

Les observations récemment effectuées dans diverses régions de Pologne permettent de définir de façon plus précise la fréquence des fentes. L'auteur a analysé environ 270 km de coupe au long desquelles il a surtout étudié les fentes à remplissage primaire. Cependant ces structures ne sont qu'une infime partie des structures existant dans les régions étudiées. En plus, la méthode d'un choix au hazard des endroits analysés, qui aurait permis de définir les zones qui se caractérisent par la présence ou l'absence de fentes, n'a pu être utilisée; on a effectué les observations au long des entailles faites particulièrement pour l'installation de pipe-line. Les informations recueillies se limitent donc aux séries de fentes „accessibles à l'observation” (GRIFFITHS, 1967). Les résultats ainsi obtenus ne peuvent être généralisés que de manière très prudente.

Dans le domaine situé entre la ligne d'extension maximale de l'inlandsis vistulien et la limite Nord du loess, l'auteur a analysé des coupes de 235 km de

longueur environ, qui sont pour la plupart situées en Pologne centrale. Comme on l'a déjà indiqué, les fentes à remplissage primaire en Pologne centrale se situent le plus souvent dans l'argile morainique (GOŁDZIK, 1973). La même observation vaut selon l'auteur également pour les autres régions polonaises. Par contre dans les dépôts sableux et surtout les dépôts graveleux, la fréquence des fentes diminue nettement. Ce fait correspond aux observations des chercheurs qui étudient la zone périglaciaire actuelle, selon lesquels différents types de dépôts n'offrent pas les mêmes réactions à la contraction thermique (POPOV, 1967; ROMANOVSKIJ, 1977).

Afin d'éliminer là diversité du paramètre lithologique, l'auteur a effectué des études sur les fentes à remplissage primaire développées uniquement dans l'argile morainique dans diverses régions de Pologne.

Dans la zone déjà mentionnée entre la limite de la dernière glaciation et la limite nord du loess (fig. 1), au sommet de l'argile morainique rissienne et dans les autres dépôts plus récents, on a observé très fréquemment des fentes de remplissage primaire vistuliennes qui forment des polygones. Dans les coupes qui montrent le sommet de l'argile morainique, on a enrégistré les fentes espacées d'environ 20 m. Dans le cas où les distances sont plus grandes, il est peu probable que les structures de fente soient associées à des réseaux polygonaux. Dans les argiles morainiques, ces polygones ont des dimensions nettement plus petites, cela sera discuté en détail plus loin. Ces fentes distantes de plus de 20 m ne participent que pour 12% au total des secteurs analysés.

Dans les secteurs recouverts par la dernière glaciation, les études ont montré de nettes différences dans la fréquence des fentes, le changement le plus net se situant à la limite de la phase glaciaire de Poméranie. Dans le domaine localisé entre la limite de la phase de Poméranie et la limite de l'extension maximale des glaces vistuliennes, l'auteur a étudié des tranchées de 19.100 m, dont 10.300 m sont composés d'argile. Là, des distances inférieures à 20 m entre les fentes ont été reconnues sur 7050 m de long, ce qui représente 68% de toutes les entailles analysées qui étaient constituées d'argile. On observe des systèmes polygonaux continus avec une fréquence semblable dans toute la zone en question.

Sur le terrain occupé par le stade de Poméranie, on a analysé des entailles de 13.900 m, dont 10.500 m dans les argiles morainiques. Dans ces dernières, des fentes ont été reconnues seulement en quelques endroits: plusieurs petites existent à Olsztyn et à Wlynkowo près de Słupsk, trois à Słupsk et une près de Bonin, mais on n'a pas tenu compte de plusieurs dizaines de minces structures, des fissures dont la largeur est inférieure à 3 cm.

Les données présentées, bien qu'elles ne soient pas suffisantes pour des calculs précis, permettent de constater que dans le domaine situé entre la limite de la dernière glaciation et la région du loess, les fentes à remplissage primaire sont très fréquentes dans l'argile morainique. Cependant dans le secteur localisé entre la limite de la dernière glaciation et la ligne d'extension de l'inlandsis du stade de

Poméranie, la fréquence des fentes est d'un tiers moindre que dans la zone précédente. Enfin là, où s'est étendu l'inlandsis au cours du stade de Poméranie, les fentes sont extrêmement rares.

Ainsi se trouvent confirmées les anciennes analyses selon lesquelles la limite de la dernière glaciation constitue une limite pour les fentes en coin: au delà de cette limite les fentes sont plus fréquentes qu'en deçà de cette limite (CAILLEUX, 1942; DYLIK, 1956). En outre on a constaté qu'encore de part et d'autre d'une autre ligne s'établissent des changements importants. Il s'agit de la limite de l'inlandsis au stade de Poméranie — au Nord de cette limite les fentes en coin à remplissage primaire sont extrêmement rares, tandis qu'au Sud, comme on l'a déjà dit, elles sont nombreuses. Cette observation confirme celle de S. KOZARSKI (1971) pour lequel la limite des glaces du stade de Poméranie sépare un domaine dont le modélisé périglaciaire est réduit d'un domaine, où il est plus important.

L'inégale fréquence des structures de fente vistuliennes est sans doute une conséquence des changements climatiques. Du Sud vers le Nord, chacun des domaines envisagés a subi durant un temps variable, de plus en plus court, les conditions périglaciaires qui en plus, au fur et à mesure du recul du glacier, devenaient de moins en moins sévères. Ces changements brusques dans la fréquence des fentes permettent de conclure que l'adoucissement du climat ne s'est pas réalisé de manière continue.

Pourtant les changements climatiques interviennent de manière claire dans la fréquence des fentes, on ne peut négliger les autres facteurs. Il est évident que le développement des fentes de contraction thermique est lié de façon étroite à la lithologie et à la topographie. Dans notre étude le critère lithologique a été éliminé puisque toutes les fentes sont installées dans l'argile morainique. Par contre, le relief plus vigoureux du Nord, dans le domaine de la phase glaciaire de Poméranie, peut-être, d'une certaine manière, responsable de la diminution des fentes.

DIMENSIONS DES POLYGONES DEVELOPPES DANS L'ARGILE MORAINIQUE

On a constaté de nombreuses fois en Pologne que les structures de fentes forment des réseaux de polygones (DYLIKOWA, 1956; FILIPIUKOWA, 1960; LASKOWSKA, 1960; PIERZCHAŁKO-DUTKIEWICZOWA, 1961; DYLIK, 1965; KOZARSKI, 1971; NOWACZYK, 1972; JERSAK, 1975). En même temps, on a pu préciser les dimensions des polygones dans les coupes effectuées sur un plan horizontal. Cependant, compte tenu des frais élevés et des difficultés techniques résultant de ces types de travaux, seuls quelques polygones particuliers ont pu être découverts ou quelques fragments de réseau polygonal. La méthode qui permet d'obtenir des informations sur ces réseaux polygonaux à partir des photographies aériennes ne peut être largement employée en Pologne, les secteurs où elle est applicable actuellement étant très rares. On peut reconnaître les dimensions des polygones

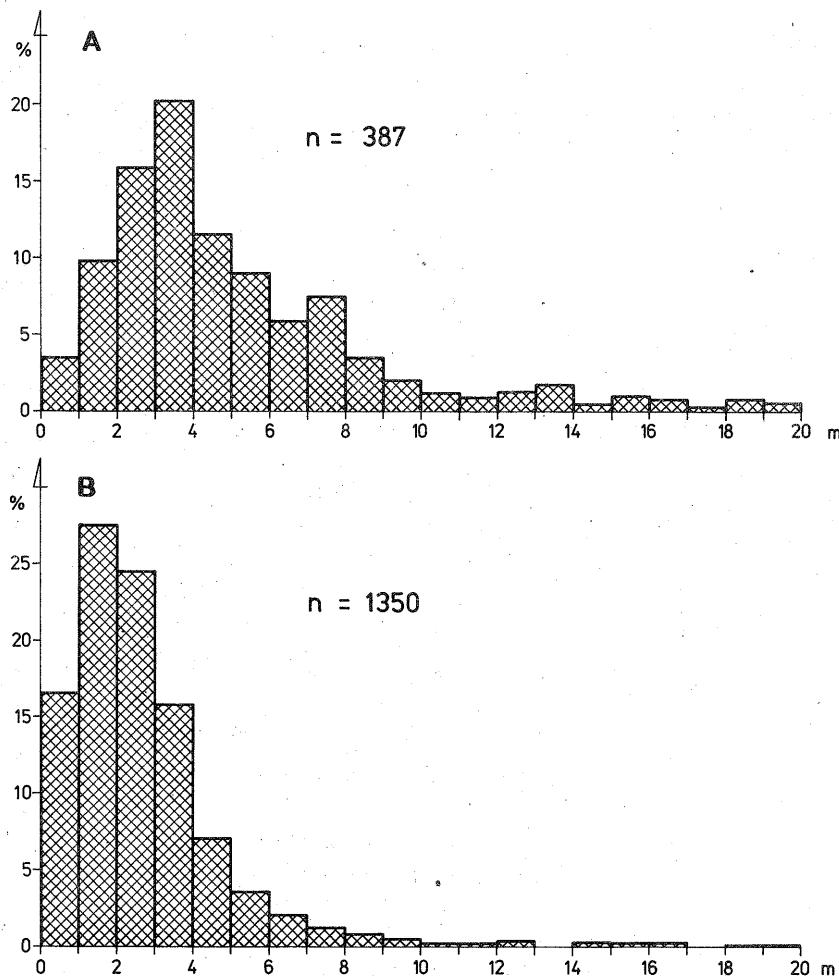


Fig. 2. Fréquence de polygones de fentes dé gel des différentes dimensions, développés dans l'argile morainique

A – dans la zone entre la limite nord des loess et l'extension maximale de l'inlandsis vistulien; B – dans la zone entre l'extension maximale de l'inlandsis vistulien et l'extension de la phase de Poméranie

de manière indirecte, en utilisant l'écartement des fentes en coin dans de très longues coupes (BLACK, 1964; GOŁDZIK, 1964, 1973, 1976).

En employant cette méthode l'auteur a défini la fréquence approximative des polygones de taille variée en Pologne centrale (GOŁDZIK, 1973). Ultérieurement des études semblables ont été menées dans d'autres régions de Pologne. Les résultats ont donné des variations de la fréquence des polygones de diverses tailles entre les deux secteurs d'étude, c'est à dire au Sud de la limite de la dernière glaciation (fig. 2) et entre cette limite et celle du stade de Poméranie. Dans le cadre

du domaine englacé par le stade de Poméranie, les fentes sont trop peu nombreuses pour permettre une reconstruction du réseau polygonal. Au Sud de la limite de la dernière glaciation prédominent les polygones dont les dimensions se situent entre 1 et 3 m (valeur modale égale à 1,8 m), au Nord de cette ligne les dimensions varient de 3 à 4 m (valeur modale 3,3 m). Les moyennes arythmétiques égalent respectivement 2,6 et 5,2 m.

La différence entre les dimensions des polygones analysés est alors importante. En moyen, les polygones situés sur le terrain occupé par la dernière glaciation sont presque deux fois plus grands que ceux qui sont développés au Sud de sa limite. Pour un même substratum, les différences enregistrées dans la dimension des polygones sont liées aux conditions thermiques du sol. Selon ROMANOVSKIJ (1977) l'accroissement des amplitudes des oscillations de températures près de la surface du sol détermine un réseau de fissures associées à de moindres polygones.

TRAITS CARACTERISTIQUES DU MATERIEL REMPLISSANT LES STRUCTURES DE GEL

Deux raisons qui peuvent sembler un peu contradictoires forcent à effectuer l'analyse du matériel remplissant les fentes. Il s'agit d'abord de caractériser les dépôts en question pour préciser leur analogie génétique et il s'agit ensuite de mettre en évidence une certaine différenciation spatiale des types de ces dépôts.

Seuls quelques traits spécifiques des matériaux des fentes ont été analysés, leur choix étant dicté par les buts envisagés ci-dessus et par les possibilités techniques mises à la disposition de l'auteur. On a ainsi défini la composition granulométrique, la forme des grains de quartz, le caractère de leurs surfaces et la teneur en feldspath.

La répartition des localités où ont été réalisés les prélèvements figure sur la carte (fig. 1). Cette répartition n'est pas régulière, en raison d'une dispersion des coupes et d'une discontinuité des dépôts argileux dans lesquels les structures ont été analysées. En principe, dans chaque localité ont été prélevés trois échantillons, dans la partie supérieure, moyenne et inférieure des fentes. Très rarement, on est parvenu à obtenir 5 échantillons, parfois aussi, on n'a obtenu que 2 échantillons. Dans quelques secteurs, 10 échantillons ou davantage ont été prélevés. Dans chaque zone étudiée on a prélevé, afin d'établir des comparaisons, le matériel du substratum dans lequel sont installées des fentes en coin.

COMPOSITION GRANULOMETRIQUE

Les sables constituent le matériel de remplissage des structures de fente à remplissage primaire en Pologne centrale (KLATKOWA, 1965; KRZEMIŃSKI, 1965; GOŹDZIK, 1970, 1973; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; MITYK, 1977),

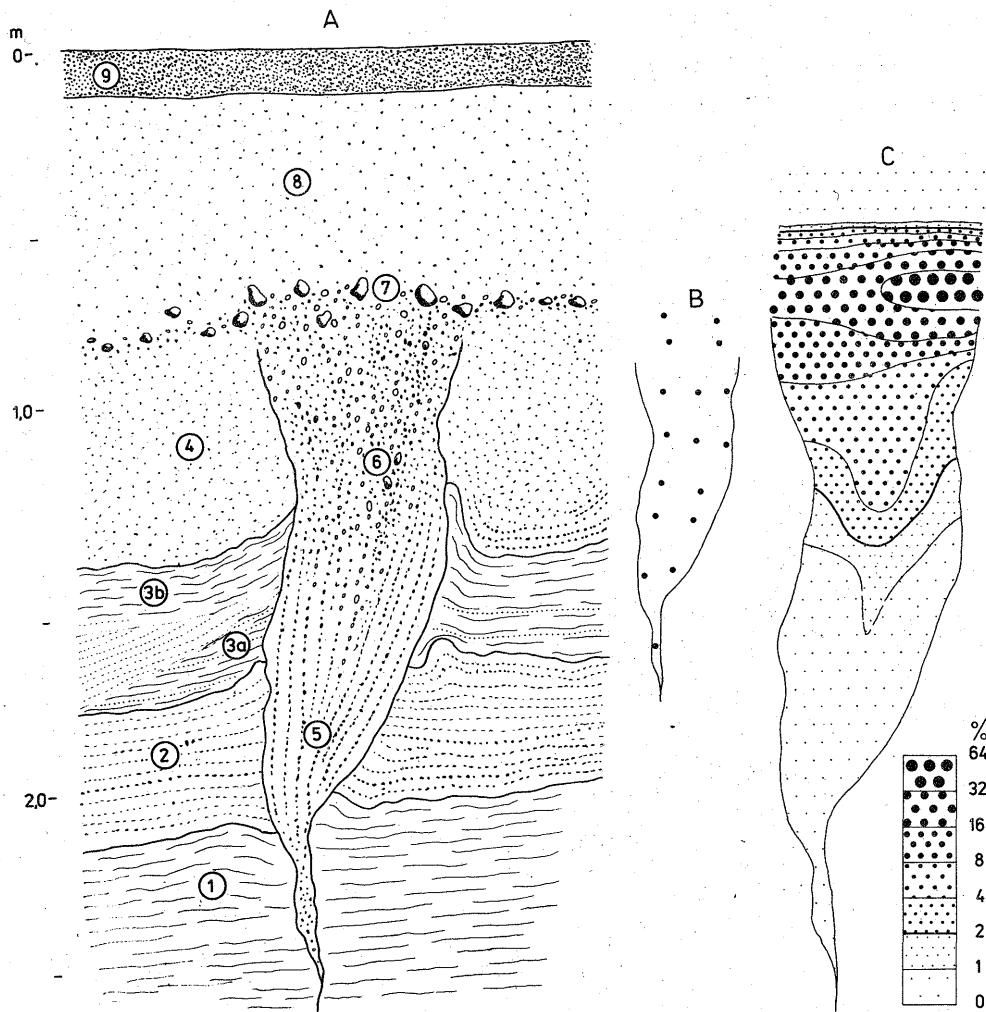


Fig. 3. Fente de gel à remplissage primaire sableux en Bedoń près de Łódź
 A — 1. limons; 2. sables moyens; 3a. sables fins à limons; 3b. limons; 4. sables fins et moyens; 5. sables moyens; 6. sables et graviers; 7. galets; 8. sables moyens et fins; 9. sables à l'humus; B — endroits de prélèvements des échantillons; C — teneur en grains grossiers, diamètre supérieur de 2mm, en pourcentage

occidentale (KOZARSKI et autres, 1969; KOZARSKI, 1971; NOWACZYK, 1972) et orientale (STRASZEWSKA, GOŁDZIK, 1978). Il faut souligner que le remplissage sableux des fentes en coin installées dans un substratum divers en Pologne fut décrit déjà dans les travaux plus anciens (JAHN, 1951; DYLIK, 1956; FILIPIUK, 1960; LASKOWSKA, 1960; MOJSKI, 1961) mais, selon les opinions actuelles dans ce temps-là, on croyait que les sables avaient occupé l'emplacement libéré par la

fente du coin de glace. Les observations de l'auteur, effectuées dans de nombreuses localités nouvelles de Pologne, au Nord de la zone de loess, ont fourni les preuves que les remplissages des fentes à remplissage primaire est indépendant du substratum et qu'il est sableux.

La plupart de ces fentes se composent de sables moyens et fins et plus rarement de sables grossiers. L'origine éolienne des sables remplissant certaines fentes a été indiquée depuis longtemps en France (BASTIN et CAILLEUX, 1941). Depuis 1960,

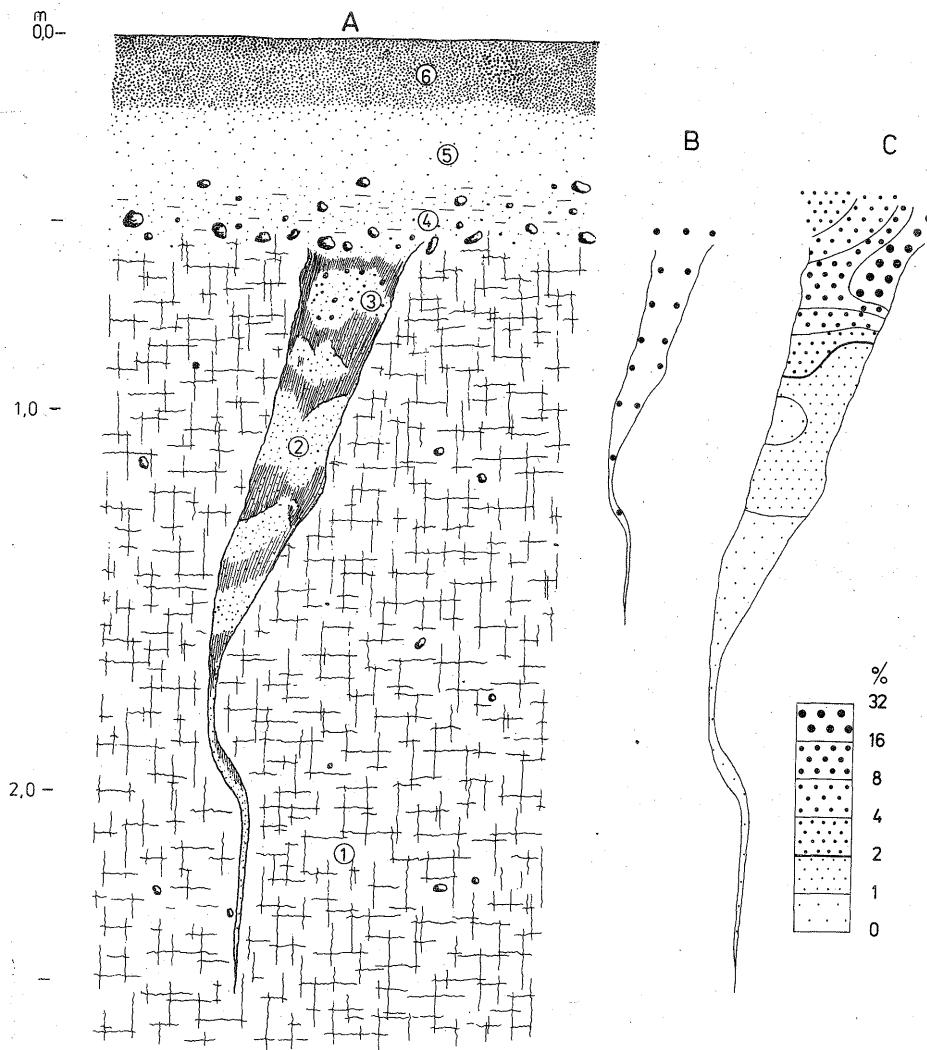


Fig. 4. Fente de gel à remplissage primaire sableux en Rogowo près de Gniezno

A — 1. argile morainique; 2. sable moyen et fin; 3. sables et graviers; 4. galets à sables limoneux; 5. sables moyens et fins; 6. sables à l'humus; B — endroits du prélèvement des échantillons; C — teneur en grains grossiers, diamètre supérieur de 2mm, en pourcentage

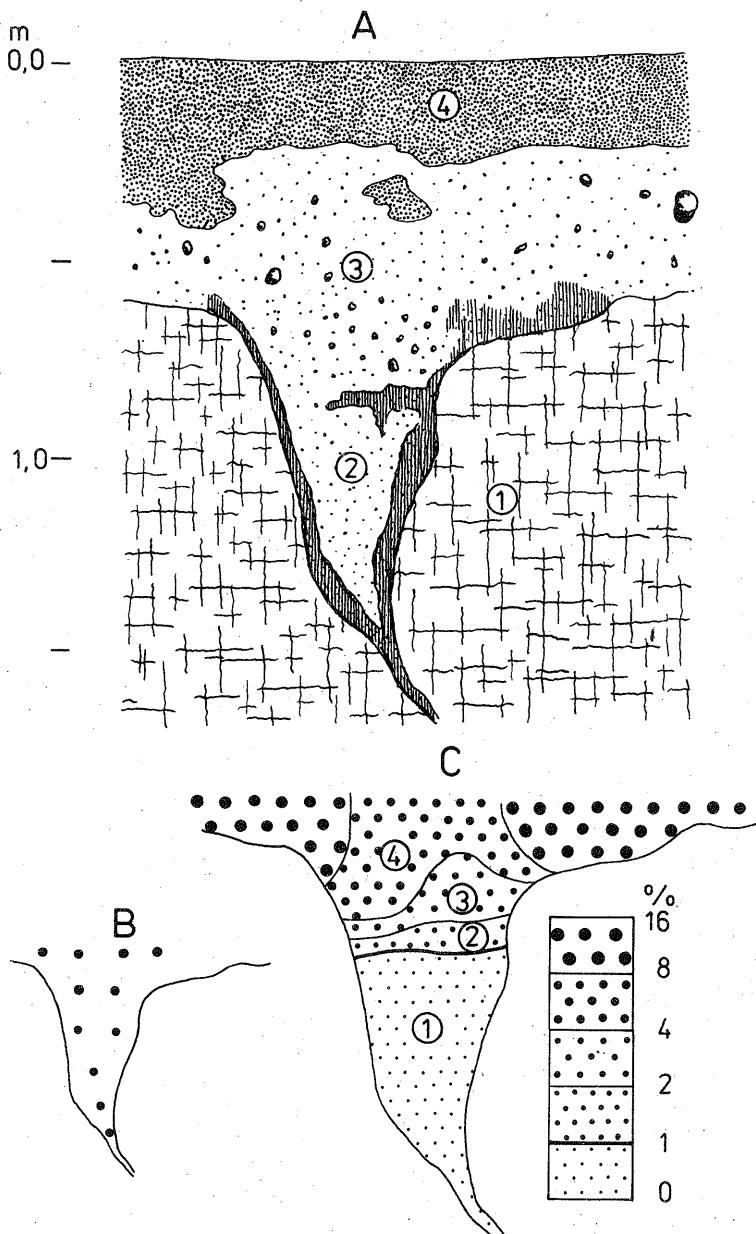


Fig. 5. Fente de gel à remplissage primaire sableux en Człuchów

A – 1. argile morainique; 2. sables moyens et fins; 3. sables à graviers et à galets peu nombreux; 4. sable à l'humus;
 B – endroits du prélèvement des échantillons; C – teneur en grains grossiers, diamètre supérieur
 de 2 mm, en pourcentage

en Pologne dans tous les travaux cités ci-dessus, on a attiré l'attention sur l'origine éolienne des sables. Cependant, il convient d'ajouter que les sables provenant des fentes, quoique très proches des sables dunaires, se distinguent de ces derniers par une teneur plus grande en fraction graveleuse (GOŹDZIK, 1970). On observe par ailleurs une différenciation verticale de la teneur en grains grossiers (photos 1, 2). Ces caractères, d'abord notés par l'auteur en Pologne centrale (GOŹDZIK, 1970, 1973) ont été ensuite confirmés par d'autres observations dans la même région (fig. 3) et sur d'autres régions polonaises y compris dans la zone occupée par la dernière glaciation, autant près de sa limite (fig. 4) que plus loin vers le Nord (fig. 5). S. KOZARSKI (1971) mentionne la présence des cailloux peu nombreux, seulement dans les parties supérieures de fentes, dans la Pologne occidentale.

Si on prend en considération les changements de la teneur en grains supérieurs à 2 mm, on peut distinguer, dans les fentes en coin à remplissage primaire, deux parties principales. La partie inférieure contient peu de graviers, moins de 1% en général. Cette partie occupe 4/5 ou 3/4 de la fente, plus rarement elle occupe les 2/3. La partie supérieure, où le contenu graveleux atteint une ou plusieurs dizaines de %, contient parfois des galets. Dans les fentes dont la partie supérieure porte les traces d'une forte action des processus de dénudation, cette partie supérieure graveleuse peut être réduite à un suite pavage.

Les différenciations verticales évoquées ci-dessus sont aisées à comprendre à la lumière de l'hypothèse de l'évolution des fentes présentée par T. L. PÉWÉ (1959). Dans les „sand-wedges” classiques étudiées par cet auteur (fig. 3, page 549), on distingue clairement le matériel grossier dans la partie supérieure de la fente et l'absence de ce même matériel dans la partie inférieure. Celle-ci est composée de sable. La taille maximale des grains dans la partie inférieure des fentes est déterminée par la largeur des fissures élémentaires initiales de contraction thermique qui se forment chaque année.

Les sables et les graviers remplissant les fentes sont de temps en temps accompagnés de limons et d'argiles. On les observe surtout dans la partie inférieure des fentes, particulièrement quand ces fentes sont développées dans l'argile morainique ou les limons. Ceci résulte d'une accumulation postérieure par les eaux d'infiltration des particules fines provenant des dépôts du substrat (GOŹDZIK, 1970).

La teneur en éléments graveleux et en particules limono-argileuses des sables remplissant les fentes varie localement. Même les fentes proches peuvent présenter de nettes différences dans la quantité de fraction non sableuse. Ces „impuretés” conditionnent d'une certaine manière la valeur des indices granulométriques et masquent des différences plus subtiles dans la composition des éléments de base: à savoir de sables. Une différenciation régionale plus précise de ces sables ne pourra être obtenue qu'en se fondant sur un échantillonage plus important que celui dont a disposé l'auteur. Ainsi, ce n'est que la mis en évidence

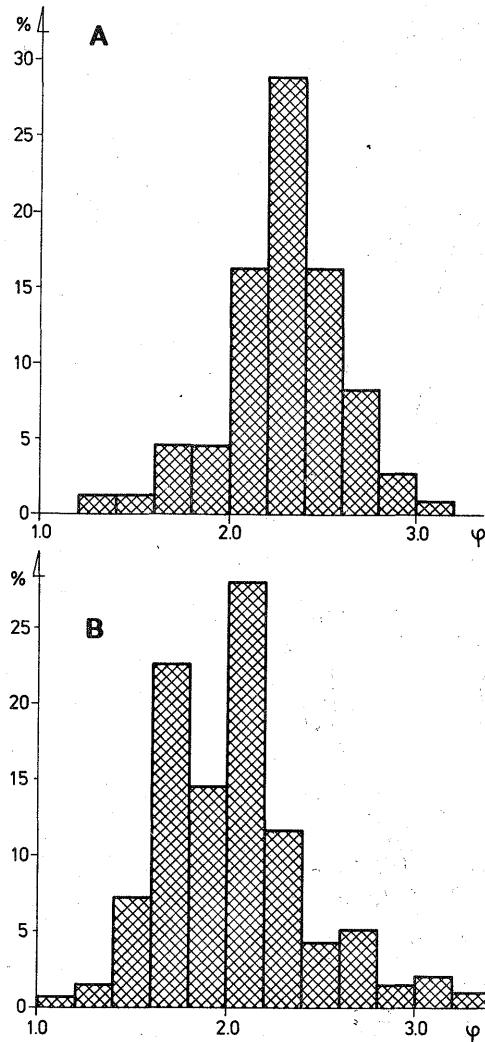


Fig. 6. Répartition des diamètres moyens des grains (M_z) des sables remplissant des fentes

A – dans la zone située au Sud de la limite de la dernière glaciation;
 B – dans la zone située au Nord de la limite de la dernière glaciation

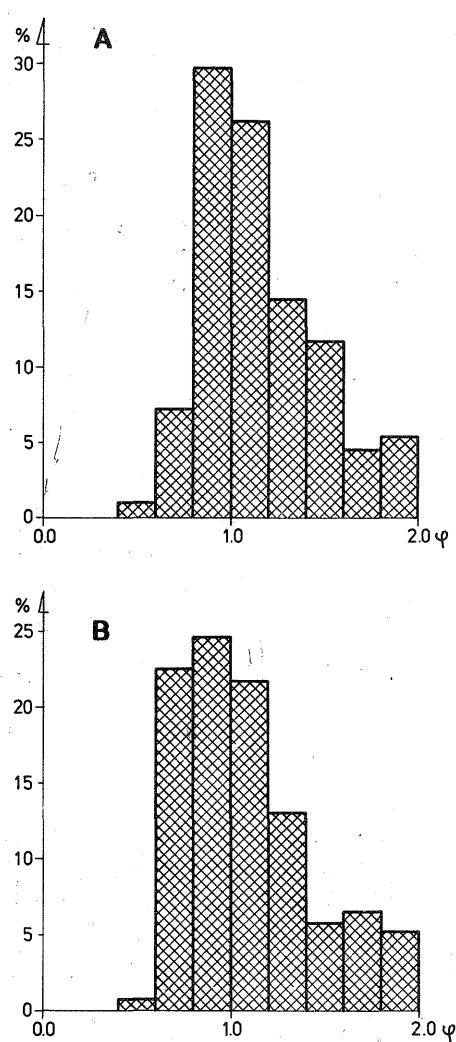


Fig. 7. Répartition des coefficients de ségrégation (σ_1) des sables remplissant des fentes

A – dans la zone située au Sud de la limite de la dernière glaciation;
 B – dans la zone située au Nord de la limite de la dernière glaciation

des différences les plus générales possible. Une comparaison des diamètres moyens des grains (M_z) et des degrés de ségrégation (σ_1)¹ effectuée pour le matériel remplissant les fentes situées dans la région de la dernière glaciation et

¹ Coefficients d'après FOLK et WARD (1957).

pour celles situées ailleurs dans la zone d'études a permis de remarquer une différence assez considérable (fig. 6, 7). Des valeurs M_z et σ_1 concernant les deux régions en question ne soient pas très distinctes, elles se recouvrent seulement partiellement. On peut ainsi constater de manière assez claire que les sables provenant des fentes développées sur le territoire de la dernière glaciation sont plus fins et moins bien triés. Les différences peuvent résulter d'une plus grande capacité de transport des vents précédent l'avancée maximale de l'inlandsis vistulien ou synchrones de cette avancée. Pourtant, il est possible que cette situation résulte aussi d'une plus longue action des processus éoliens sur le terrain qui n'a pas été occupé par l'inlandsis vistulien ou d'un nettoyage plus fin des petites particules.

LA FORME DES GRAINS ET LES TRAITS CARACTÉRISTIQUES DE LA SURFACE DES GRAINS DE SABLE REMPILLANT LES STRUCTURES DE FENTE EN COIN

Il est clair que l'analyse de la forme et de la surface des grains est particulièrement utile pour l'étude des degrés d'éolisation d'un matériel. En se basant sur l'opinion déjà mentionnée concernant la genèse éolienne des sables remplissant les fentes à remplissage primaire en Pologne, on a effectué des analyses des sables des fentes. Actuellement aucune méthode satisfaisante n'existe pour caractériser les grains étudiés (GRIFFITHS, 1967). En se référant aux méthodes traditionnellement utilisées en Pologne, l'auteur a décidé de se servir de la méthode de A. CAILLEUX (CAILLEUX et TRICART, 1959) et celle de B. KRYGOWSKI (1964). La méthode de A. CAILLEUX a permis de distinguer trois principaux types de grains: RM (rond-mats), EL (émoussé-luisants) et NU (non-usés); une quatrième catégorie de grains présentant un aspect intermédiaire entre les catégories précédentes a aussi été prise en considération (EM). En s'appuyant sur la méthode de KRYGOWSKI, on a distingué les grains de quartz du type γ , capables de rouler sur la plateforme d'un graniformamètre inclinée de 0 à 8°, les grains du type β , pouvant rouler sur la plateforme inclinée de 8 à 16° et ceux du type α qui ne descendent que sur une pente de 16 à 24°. Les grains de quartz bien roulés (γ) dont la forme est très arrondie sont plus nombreux quand le façonnement par le vent a été plus intense. A l'aide des deux méthodes évoquées ci-dessus, on a analysé 100 grains de quartz de diamètre compris entre 0,8 et 1,0 mm pour chaque échantillon.

Dans chaque localité, on a constaté que la teneur en grains de quartz portant les marques d'un façonnement par le vent (RM et γ) est bien plus élevée dans les dépôts des fentes en coin que dans ceux du substratum. Si l'on prend en considération tous les points étudiés sur le terrain occupé par la dernière glaciation, on constate que — par rapport au substratum — la teneur en grains RM dans les sables des fentes est 1,6 fois plus élevée et celle en grains γ 1,4 fois plus élevée, tandis que le contenu en grains EL diminue de 2,2 fois et celui en grains

NU de 2,8 fois. On observe des contrastes plus forts encore dans les secteurs situés au Sud de la limite de la dernière glaciation. Là, dans les sables des fentes, l'accroissement de la teneur en grains RM reste 2,9 fois et en grains γ 2,4 fois plus grande par rapport à la teneur en mêmes grains du substratum, tandis que la quantité de grains EL diminue de 5,7 fois et celles des grains NU de 5,4 fois.

La limite de la dernière glaciation se montre importante, l'éolisation des grains de quartz étant différente de son côté nord et sud. Sur les cartes isarythmiques (fig. 8, 9, 10)² on observe les changements de la teneur en grains du type γ (bien

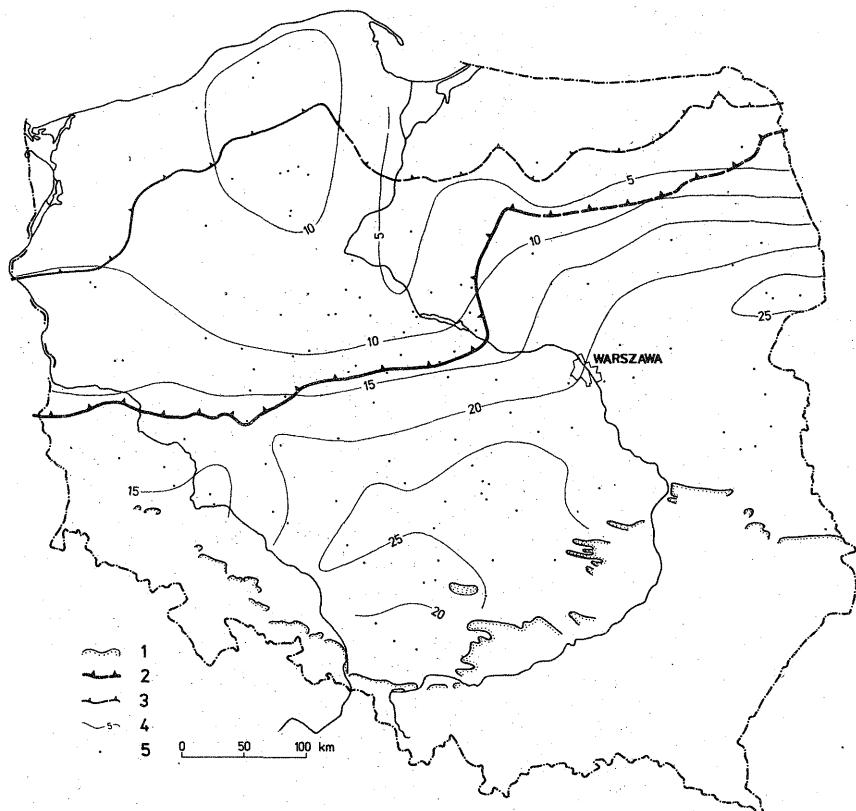


Fig. 8. Fréquence moyenne de grains (0,8–1,0 mm) γ (bien roulés) dans le remplissage sableux des fentes en coin vistuliennes en Pologne

1. limite nord des couvertures de loess;
2. limite d'extension maximale de l'inlandsis vistulien;
3. limite d'extension de l'inlandsis de la phase de Poméranie;
4. isolignes de teneur en grains bien roulés (en%);
5. localisation du prélèvement des échantillons des fentes en coin

² Plus précisément, les cartes présentent les isohiétes tracées à la base des champs hexagonaux de même superficie, au côté de 50 km. On a obtenu ainsi une image plus généralisée mais nettement plus claire qu'au cas des isorythmes tracées à la base des valeurs correspondantes à chacune localité séparément.

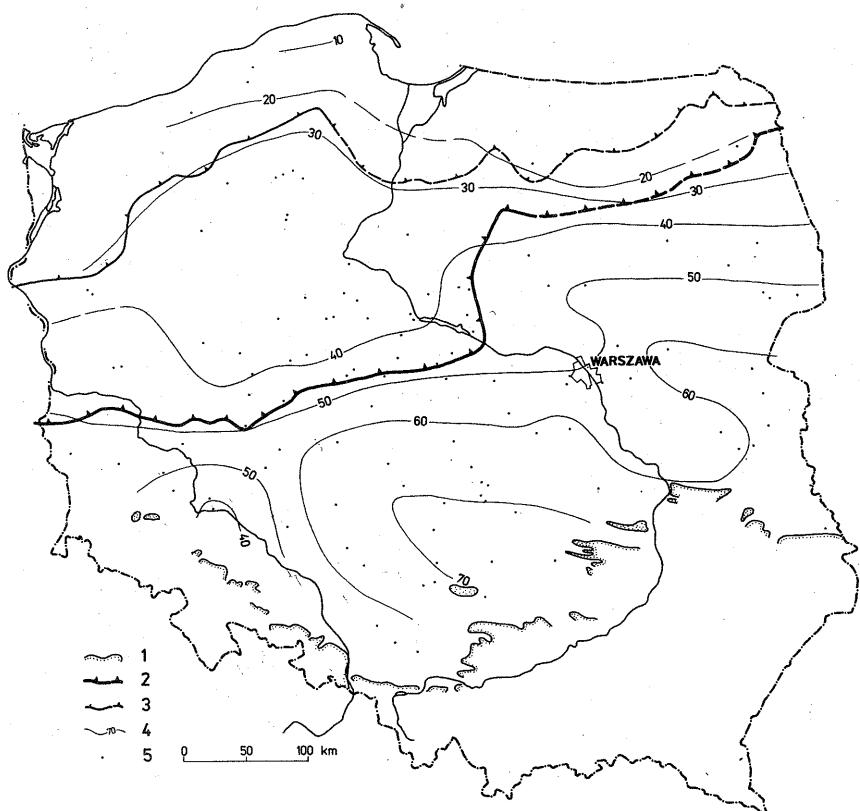


Fig. 9. Fréquence moyenne de grains (0,8 – 1,0 mm) rond-mats dans le remplissage sableux des fentes en coin vistulienes en Pologne

1. limite nord des couvertures de loess; 2. limite d'extension maximale de l'inlandsis vistulien; 3. limite d'extension de l'inlandsis de la phase de Poméranie; 4. isolignes de teneur en grains rond-mats (en %); 5. localisation du prélèvement des échantillons des fentes en coir

façonnés dans la classification de KRYGOWSKI), ainsi que de ceux du type RM et EL d'après A. CAILLEUX. Il y a une tendance générale à l'augmentation de la teneur en grains γ et RM vers le SE et une diminution dans la même direction des grains EL. Il faut souligner que les changements cités interviennent plus nettement dans la zone située au voisinage de la limite de la dernière glaciation. C'est ici que se situent les isorythmes les plus serrées et les gradients montrant les différences les plus nettes. Dans cette zone le tracé des isorythmes est à peu près conforme à la limite de l'extension maximale de l'inlandsis vistulien. Cette conformité devient la plus distincte en Pologne centrale. Cependant, en Pologne orientale, les isolignes en question se déplacent en peu vers le Sud par rapport à dernière glaciation. Sans doute, la principale cause de ce déplacement consiste dans l'apport du matériel fluvioglaciaire lié aux grands cônes du type sandur avant de l'inlandsis vistulien.

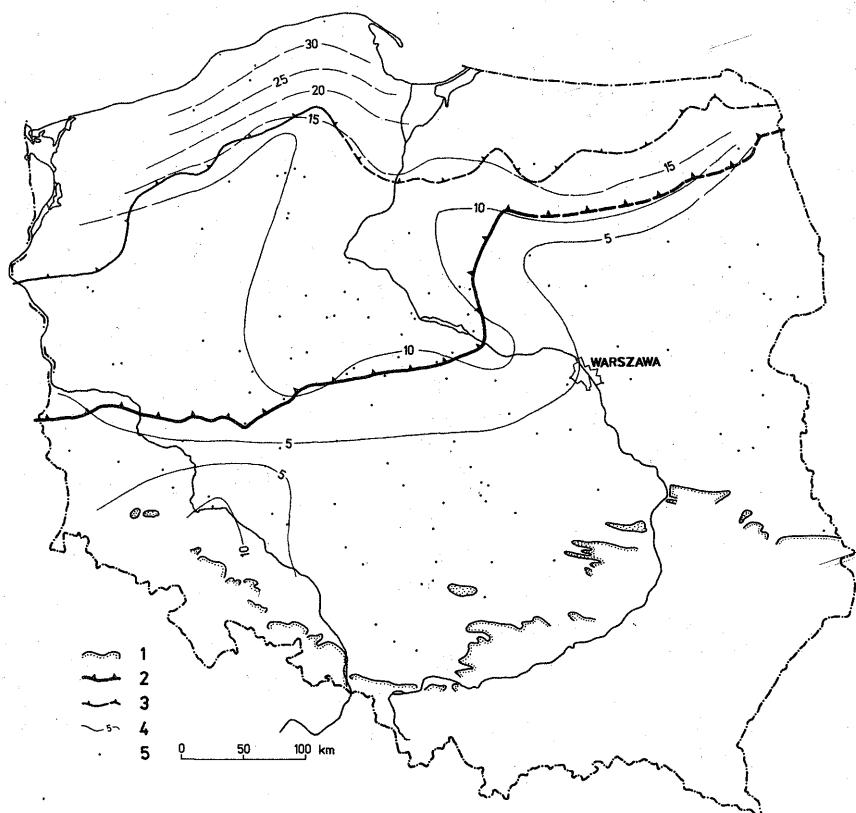


Fig. 10. Fréquence moyenne de grains (0,8 – 1,0 mm) émoussé-luisants dans le remplissage sableux de fentes en coin vistuliennes en Pologne

1. limite de l'extension de couvertures du loess; 2. limite d'extension maximale de l'inlandsis vistulien; 3. limite d'extension de l'inlandsis de la phase Poméranie; 4. isolignes de teneur en grains émoussé-luisants (en%); 5. localisation du prélèvement des échantillons des fentes en coin

Sur le terrain situé entre la limite de la dernière glaciation et la limite Nord des loess, dans le domaine des isorythmes de teneur en grains γ , RM et EL, on remarque, à côté de la tendance indiquée ci-dessus, des traits caractéristiques manifestant un caractère plus local. Pour préciser cela il faudrait multiplier le réseau des localités étudiées et augmenter le nombre d'échantillons analysés.

Ce n'est qu'en un seul point, en Basse Silésie, qu'on observe une nette tendance à l'appauprissement de la teneur en grains bien façonnés (γ et RM) et à l'accroissement de la teneur en grains moins bien roulés et luisants (EL). Ceci se produit vers le SW, c'est-à-dire vers les Sudètes en non comme ailleurs vers le Nord et le Nord-Ouest. Il faut souligner que cette tendance se marque non seulement dans les sables remplissant les fentes en coin mais également dans le matériel du substratum. Sans doute, il s'agit ici de la conséquence de la participation du matériel moins bien façonné des Sudètes transporté par les rivières descendant

des montagnes et coulant vers le Nord et, peut-être aussi, celle de la participation plus importante du matériel de substratum préquaternaire.

Dans beaucoup de localités de Pologne on a constaté une ressemblance entre le façonnement éolien des grains de sable remplissant les fentes et le façonnement des sables des dunes situées dans les voisinage immédiat (FILIPIUK, 1960; GOŹDZIK, 1970) ainsi que celui des sables nivéoéoliens (ROTNICKI, 1966). Actuellement, en se basant sur les observations encore peu nombreuses, on peut considérer que les différences plus importantes dans le façonnement des grains des fentes par rapport à ceux des dunes ne se marquent que dans la Pologne de Nord où la teneur en grains éolisés est plus élevée dans les sables dunaires. Généralement, on peut pourtant admettre que le changement spatial du façonnement des grains des fentes correspond pour l'essentiel à celui des sables dunaires. B. KRYGOWSKI (1956), en analysant les différences spatiales de la teneur en grain des classes α , β , γ , des sables dunaires qu'il a distinguées, a mis en évidence l'existence de deux provinces en Pologne. Une ligne presque verticale allant des environs de Cracovie, à ceux de Łódź et de Olsztyn, sépare la province orientale qui a une teneur en grains bien façonnés plus élevée de que province occidentale, où la participation de ces grains est plus réduite. Les résultats obtenus par l'auteur ne confirment pas la présence de cette limite (fig. 8, 9). Par contre, ils montrent qu'existe une conformité des isolignes de teneur en grains bien façonnés (RM et γ) des fentes en coin avec la ligne de 80% des grains RM des dunes de Pologne; cette ligne est observable sur la carte de la teneur en grains RM des dunes de l'Europe élaborée par A. CAILLEUX (1942).

LA TENEUR EN FELDSPATH DES SABLES REMPLISSANT LES STRUCTURES DE FENTE EN COIN

Un abaissement net de la teneur en feldspath des dépôts éoliens par rapport à la teneur des autres dépôts quaternaires qui a été observé par B. MANIKOWSKA (1976) en Pologne centrale, a amené l'auteur à analyser des changements de la fréquence de ce minéral dans les sables remplissant les fentes et à comparer ces résultats avec des données fournies par le substrat. On a effectué ces analyses dans la fraction 0,5 – 0,8 mm, en utilisant une méthode de coloration d'après P. E. CALKIN (*fide* MANIKOWSKA, 1976). Dans les argiles morainiques formant le substratum des fentes en coin, situées vers le Sud de la limite de la dernière glaciation ainsi qu'au Nord de cette limite, la teneur en feldspath est très proche. La teneur moyenne sur le terrain de la dernière glaciation est de 14,0% et au Sud de cette limite de 14,1%, avec des écarts types de 4,6 et 4,3%. Il faut souligner que dans les argiles morainiques de Pologne centrale étudiées par B. MANIKOWSKA, la moyenne était également de 14,1% et l'écart type se situait autour de 4,7%.

Par contre la teneur en feldspath des sables remplissant les structures de fentes en coin des deux côtés de la limite de la dernière glaciation diffère nettement. Notamment dans les sables provenant des fentes en coin développées au Sud de

cette limite, la teneur atteint 7%, l'écart type étant de 3,4%, et elle est presque deux fois moindre dans les fentes situées sur le terrain de la dernière glaciation. Ici la moyenne est de 12,8% et l'écart type de 3,9%.

En comparant la teneur moyenne, en pourcentage, des feldspaths dans les sables des fentes de l'avant pays de l'inlandsis vistulien avec la teneur analogue dans les dépôts formant le substratum de ces structures, on remarque que cette teneur diminue de moitié dans le sable des fentes. Une vérification grâce à un test de Student a confirmé ces différences, un seuil signification atteignant même 1%. Cette nette diminution de la teneur en feldspath des sables remplissant les fentes peut peut-être s'expliquer par le fait, que le matériel superficiel fourni par les processus éoliens provient principalement des matériaux proches de la surface. Dans la zone en question, qui n'a pas été occupée par l'inlandsis vistulien, les processus d'altération du sol ont été particulièrement actifs au cours de l'interglaciaire éemien. Cette explication de la diminution des feldspath dans les dépôts éoliens de Pologne centrale a été fournie par B. MANIKOWSKA (1976). Elle est confirmée par le fait que sur le terrain de la dernière glaciation la quantité des feldspath dans les sables de fente est presque deux fois plus élevée. Pourtant, en comparant cette teneur avec celle du substratum, on remarque son abaissement dans les fentes atteignant 2% en moyen. Un seuil signification calculé à la base du test de Student s'étale sur le niveau de 5%. L'abaissement de la quantité de grains de feldspath se lie ici probablement à l'abrasion éolienne plus intense de ces grains par rapport à ceux de quartz. Cette explication l'auteur a déjà mentionné précédemment (GOŁDZIK, 1980b), en soulignant le rôle de l'abrasion sur la diminution de la quantité de certains minéraux, y compris des feldspaths, dans les dépôts de couverture dans la Pologne centrale.

DIFFERENCIATION SPACIALE ET STRATIGRAPHIQUE DES STRUCTURES DE FENTE À REMPLISSAGE PRIMAIRE SABLEUX, VISTULIENNES, EN POLOGNE ET LEUR SIGNIFICATION PALEOGÉOGRAPHIQUE

L'analyse spatiale des structures de fente à remplissage primaire, vistuliennes, en Pologne à l'exception de sa partie sud et celle du sud-est, permet de remarquer leur nette différenciation. A partir de SSE vers NNW on observe un décroissement important de leur fréquence ainsi qu'une diminution du degrés de l'éolisation des sables qui les remplissent et, par contre, un accroissement des dimensions des polygones. Ces changements ne se manifestent pas d'une façon uniforme mais ils portent zonalement un caractère brusque. Ils se manifestent le long de la limite de la dernière glaciation et le long de la ligne d'extension maximale de l'inlandsis de la phase de Poméranie. En conséquence, toute la région analysée peut être divisée en trois zones distinctes, séparées des lignes indiquées sur la figure 1.

On peut remarquer un rapport net entre les formes de fente de moins en moins développées et la période de plus en plus courte de l'influence du milieu périglaciaire dans les zones situées vers le Nord. On peut parler ici d'une compensation réciproque du domaine glaciaire et périglaciaire. Le recul de l'inlandsis sur le territoire de la Pologne a été accompagné d'une expansion du domaine périglaciaire sur les terrains libérés de la glace. Il faut pourtant souligner que la différenciation des caractères des structures de fente en question dans les zones particulières résulte non seulement de la durée différente de l'influence du milieu périglaciaire mais également des changements qualitatifs de ce milieu.

Ainsi, en analysant la différenciation des structures de fente à remplissage primaire, développées dans les zones particulières, on peut obtenir certaines informations concernant les conditions paléogéographiques qui y ont régné au cours de leur formation. Il faut pourtant remarquer que la définition du début et de la fin de la période de l'évolution de nos structures en Pologne n'est pas possible qu'à la base de l'analyse de leur position stratigraphique.

Comme il résulte des études effectuées dans la région de loess (JAHN, 1970; JERSAK, 1975; MARUSZCZAK et autres, 1982) ainsi que des observations dans la Pologne centrale (GOŹDZIK, 1973), l'évolution la plus intense des structures de fente de contraction thermique en Pologne a eu lieu après le Denekamp. En plus, les structures décrites jusqu'à présent, situées dans la région prise en considération, et qui se sont développées lors du Vistulien inférieur (KOZARSKI, 1981), au cours du Pléniglaciaire inférieur et moyen (ROTNICKI, TOBOLSKI, 1965; GOŹDZIK, 1973) portaient les caractères des structures à remplissage secondaire après la fonte des fentes de glace. Les observations plus récentes de l'auteur, effectuées dans les coupes de la carrière de lignite de Bełchatów, confirment cette opinion.

Dans les dépôts plénivistuliens accessibles dans la carrière de Bełchatów on observe de nombreuses structures de fente de contraction thermique qui se sont développées synchroniquement à l'aggradation de ces dépôts et parmi lesquelles les structures qui portent le caractère d'un remplissage primaire sableux ne sont rencontrées qu'au-dessus de la couche datée à la méthode de ^{14}C sur $30,020 \pm 1080$ ans BP³. Il vaut souligner que dans les dépôts où les structures à remplissage primaire les plus anciennes apparaissent, on observe simultanément un accroissement net de la teneur en grains éolisés (GOŹDZIK, 1981).

Les observations effectuées dans les autres coupes confirment l'opinion que les systèmes des polygones de fente à remplissage primaire ne se sont développés qu'après le Pléniglaciaire moyen. On connaît des exemples de leur position directe au-dessus des dépôts de Denekamp datés à la méthode de ^{14}C aux environs de Łomża (STRASZEWSKA, GOŹDZIK, 1978), à Kalinko près de Łódź (MANIKOWSKA, à paraître), ainsi qu'au-dessus de ces dépôts, dont l'âge

³ Analyse effectuée au Canada (n° WAT 869), grâce au prof. H. M. FRENCH.

approximatif a été défini à la base des données lithostratigraphiques; comme exemples de ces dernières peuvent servir les structures de Rudunki (KLATKOWA, 1981), à Bedoń et Zielona Góra près de Łódź (GOŁDZIK, 1973), dans la vallée de la Karolewka et Łódka à Łódź etc.

Pourtant le déclin des processus formant les structures en question a eu sans doute lieu après le Plénivistulien. D'après A. JAHN (1970), dans les régions de loess, les structures de fente de contraction thermique se sont développées encore lors du Dryas supérieur. Il paraît pourtant qu'au cours du déclin de Vistulien c'étaient plutôt les processus de fossilisation des structures de contraction thermique formées antérieurement qui ont eu lieu (KOZARSKI et autres, 1969). Selon ces auteurs, la contraction thermique s'est poursuivie jusqu'à l'Alleröd. On peut alors admettre que la fin du Dryas moyen a présenté la limite temporaire des processus formant les structures de fente de contraction thermique en Pologne.

En prenant en considération des différences des phénomènes enregistrés dans les zones incorporées l'une après l'autre dans le domaine périglaciaire, on peut diviser en trois sous-périodes l'intervalle de la formation des structures de fente à remplissage primaire, renfermé entre le Denekamp et l'Alleröd. Ainsi la différenciation spatiale des phénomènes périglaciaires devient une source importante des informations concernant une différenciation temporaire des conditions paléogéographiques dont le rôle reste d'autant plus grand qu'il s'agit de la phase moyenne de la période pour laquelle il manque complètement de traces paléobotaniques. On en peut conclure que:

1. les événements de la période entre le Denekamp et l'avancée maximale de l'inlandsis vistulien (phase de Leszno – Brandenbourg) ne se sont inscrits que dans les structures de fente situées dans la zone la plus méridionale;

2. dans la zone centrale, le début du développement des structures de fente n'a eu lieu qu'après la transgression maximale de l'inlandsis vistulien. En comparant ces résultats à ceux qui se manifestent dans la zone suivante située plus au Nord, nous pouvons définir des effets des processus formant les structures en question jusqu'au moment de la transgression de l'inlandsis de la phase de Poméranie. Ainsi, on peut obtenir des informations paléogéographiques concernant l'intervalle entre l'avancée maximale (phase de Leszno – Brandenbourg) et celle de Poméranie;

3. enfin, dans la zone située le plus au Nord, les structures de fente ne se sont formées qu'après la transgression de l'inlandsis au cours de la phase de Poméranie. Leur développement a duré jusqu'à la fin des processus formant les fentes en coin, c'est à dire probablement jusqu'à la fin du Dryas moyen.

LA PERIODE ENTRE LE DENEKAMP ET LA PHASE DE LESZNO (CELLE DE BRANDENBOURG)

Les informations concernant des conditions paléogéographiques durant la période en question sont fondées sur l'analyse des structures de fente observées

dans la zone située à l'extérieur de l'extension maximale de l'inlandsis vistulien, développées dans les dépôts de la glaciation de la Pologne centrale (Saalien) et plus récents. Pourtant il faut souligner deux problèmes concernant des limites temporaires plus larges.

On a mentionné déjà que les structures de fente à remplissage primaire sableux ne se sont développées au cours du Vistulien qu'après le Denekamp. Pourtant, parmi les dépôts qui constituent leur roche-mère, il faut citer entre autres ceux dont l'origine correspond à la glaciation de la Pologne centrale (Saalien). Il est alors important de souligner que jusqu'à présent on n'a pas trouvé de structures à remplissage primaire dont l'âge serait documenté pour la retraite de cet inlandsis. Pourtant, on ne peut pas exclure définitivement un certain nombre de structures correspondant à cette période.

Par contre, sans aucun doute, dans la zone située le plus au Sud, certaines structures se sont formées également au cours de la retraite de l'inlandsis vistulien, c'est-à-dire après la phase de Leszno. Cependant, elles n'ont pu être plus nombreuses que celles que l'on observe dans la zone suivante vers le Nord, où elles sont plus de deux fois moins nombreuses. Ainsi on peut admettre que les processus terminés avant la retraite de l'inlandsis de la phase maximale ont joué un rôle prépondérant dans la formation des structures dans la zone en question.

Actuellement, les sand-wedges se développent dans un climat froid et sec (PÉWÉ, 1959; BERG et BLACK, 1966; PISSART, 1968; BLACK 1969, 1979; FRENCH, 1976; ROMANOVSKIJ, 1977; WASHBURN, 1979 et les autres). Cette observation permet de considérer des formes fossiles en tant qu'une source d'information importante, applicable aux reconstructions paléogéographiques.

Déjà en 1967 J. DYLIK a fait remarquer que le développement des polygones de fentes de contraction thermique bien distinct coïncide avec la période d'une vive éolisation dans la Pologne centrale. Il a constaté également que les processus mentionnés ont eu lieu durant l'apogée de la dernière période froide qui s'exprimait dans un climat froid, extrêmement continental.

Actuellement nous avons de données permettant de définir plus précisément la période climatique la plus sévère du point de vue de la température et de l'aridité.

A Belchatów, où le complexe des dépôts vistuliens bien développé et bien visible contient quelques couches organiques datées à la méthode de ^{14}C , on peut assez précisément définir le début de l'éolisation intense des grains. Un accroissement distinct des grains éolisés se révèle dans la partie centrale des dépôts sablo-limoneux situés entre les couches organiques datées de 30.020 ± 1080 et 25.200 ± 740 ans BP (GOŹDZIK, 1982). En général, on peut constater que l'activité intense du vent s'est commencé au déclin du Denekamp. Pourtant l'éolisation très importante du matériel se manifestant dans la teneur de 70 à 80% en grains rond-mats ou de > 25% en grains bien usés (γ) selon la classification de B. KRYGOWSKI, n'est caractéristique que pour la série sableuse



Photo de L. Jędrasik

Photo 1. Walewice (région de Łódź). Fente de gel remplis dans les parties inférieure et moyenne par les sables moyens à la stratification verticale marquée et à la partie supérieure par les sables à graviers. Cailloux situés au sommet de fente se rejoignent au pavage continu. Substratum formé de sable et limons à la stratification rythmique

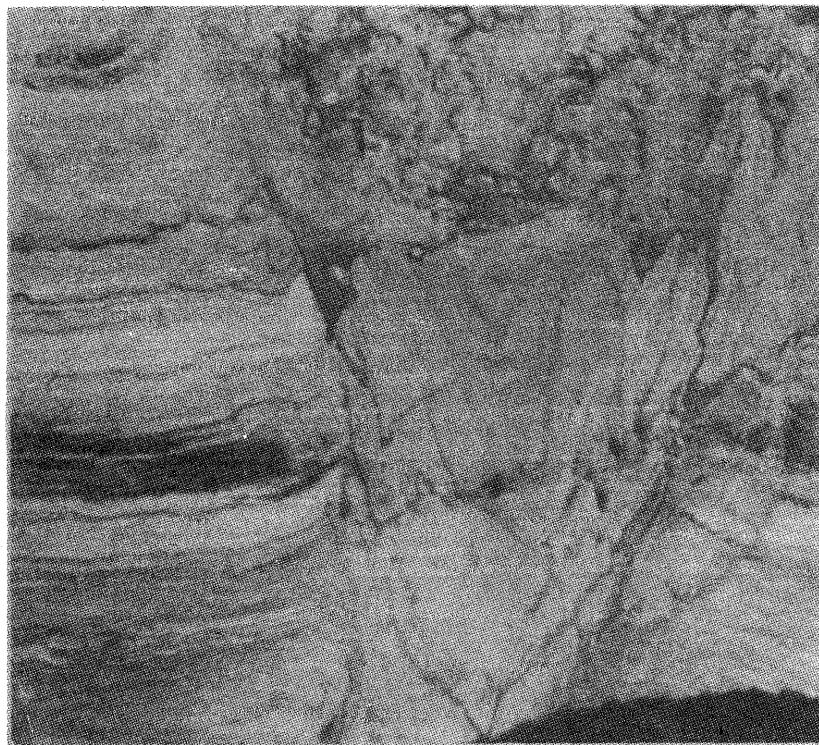


Photo de L. Pierzchalko-Dutkiewiczowa

Photo 2. Nowostawy Górne (région de Łódź). Fente de gel à remplissage primaire sableux. Secteurs moyen et inférieur (invisibles) de fente formés de sables moyens à la stratification distincte, presque verticale. Partie supérieure composée de sables à graviers et à galets. Substratum formé de sables et limons à la stratification rythmique

située au-dessus d'une couche organique datée de 21.970 ± 810 ans BP (BARANIECKA, PAZDUR, 1980), accumulée par une rivière anastamosée.

La situation pareille fut observée à Maliniec près de Konin, où directement au-dessus des dépôts datés de 22.050 ± 450 ans BP (PAZDUR et autres, 1979) on trouve des sables à la teneur très importante en grains éolisés (GOŁDZIK, 1981). Ils y sont recouverts d'une argile morainique vistulienne de la phase de Leszno (de Brandenbourg). Les faits cités permettent de constater que la teneur très importante en grains rond-mats, supérieure de 70%, fut atteinte au cours de l'intervalle entre 22.000 ans BP et l'extension maximale de l'inlandsis vistulien.

Les structures de fente à remplissage primaire sableux, situées dans la zone méridionale à l'exception de ses bordures N et SW, contiennent justement un matériel très riche en grains bien éolisés (fig. 9). La phase principale de leur développement correspond donc à la période quand le matériel fortement éolisé, transporté sur la surface du terrain, remplissait des fissures élémentaires. Les faits mentionnés prouvent que ces phénomènes ont pu avoir lieu après 22.000 ans environ. C'est une seule précision possible du moment initial de la formation la plus intense des polygones de fentes à remplissage primaire sableux.

Le déclin de la phase du développement le plus intense des structures de fente précédait pourtant la phase initiale de la retraite de l'inlandsis vistulien de la ligne de son extension maximale. Les différences distinctes dans l'évolution de ces structures de deux côtés de cette ligne, caractérisées auparavant, en présentent la preuve. Jusqu'à présent, la date précise de la phase de Leszno n'est pas encore définie mais, en s'appuyant sur les études à Maliniec mentionnées ci-dessus et sur les datations dans les pays voisins, S. KOZARSKI (1981) l'évalue pour 20.000 ans BP environ.

Comme on a déjà souligné, les structures de fente à remplissage primaire sableux se développent dans un climat sec. La présence générale de ces structures dans la zone méridionale prouve que le sable à grains bien éolisés fut transporté pratiquement à travers tout la surface recouverte d'une couche mince des cailloux et de graviers. Cette couche presque continue accompagnait la surface du terrain à ce temps-là. En résultat, dans les coupes actuelles, les structures de fentes épigéniques à remplissage primaire se situent en principe directement au-dessous de l'horizon de pierres et de graviers (GOŁDZIK, 1973).

Un fragment de la surface fossile recouverte de cailloux fut reconstruit à Walewice, grâce à l'enlèvement du matériel superposé (DYLIK, 1967, photo 9). On y observe, dans le profil vertical d'une fente un abaissement de la couche caillouteuse, visible au plan horizontal sous la forme d'un sillon suivant le cours de la fente. D'après J. DYLIK (1967) cela témoigne en faveur du remplissage secondaire de la fente, après la fonte d'une veine de glace. Il faut pourtant souligner que les fentes en coin de Walewice ont été remplis du sable moyen à la stratification vertical et à la teneur en grains rond-mats très élevée, et ce n'est que dans leur parties supérieures qu'on a trouvé des particules grossières. Le

problème de la structure en étages de ces fentes a été déjà discuté (p. 82; photo 1,2; fig. 3, 4, 5). R. F. BLACK présente une photo de la surface d'un désert polaire en Antarctique avec des sillons semblables à cel de Walewice, correspondant à un réseau polygonal et à fentes remplies de sables éoliens (d'après JAHN, 1975, photo 22). Un sillon analogue se trouve aussi dans la partie supérieure d'un sand-wedge devenu déjà classique, présenté par T. L. PÉWÉ (1959).

Les faits cités permettent d'en conclure qu'au cours de la formation des structures en question il y avait des conditions proches à celles qui existent dans les déserts froids actuels. Cette opinion est confirmée en plus par le fait que, jusqu'à présent, on n'a pas trouvé en Pologne de matière organique correspondante à la période de 21.000 à 16.000 ans BP bien que l'on y trouve et même date du matériel déposé pendant la période plus ancienne au surtout, plus récente.

En se fondant sur des données portant sur les structures de fente polygonales, on peut présenter certaines conclusions concernant des conditions paléothermiques accompagnant la formation des fissures. Dans la zone méridionale, les structures de fente à remplissage primaire sableux se sont développées non seulement dans l'argile morainique mais souvent on les rencontre également dans les dépôts limoneux ou sablo-limoneux, dans les sables et, plus rarement, dans les sables à graviers. Il faut souligner qu'on rencontre dans la même position stratigraphique des structures à remplissage secondaire après la fonte des fentes de glace (GOŹDZIK, 1973).

D'après des études concernant les fentes de glace de P. A. SUMSKI (1959), celles de T. L. PÉWÉ (1966 a, b), A. I. POPOV (1967) et des autres, dans les régions au climat périglaciaire plus doux on ne rencontre des fentes en coin que dans les dépôts fins, comme par exemple les argiles, les limons, le loess. La présence, dans la zone en question, des fentes en coin fréquentes également dans les dépôts sableux et même sablo-graveleux, témoigne en faveur d'un régime thermique sévère au cours de leur développement. Selon N. N. ROMANOVSKIJ (1977) la formation des fentes dans les dépôts de ce type — ne commence que dans les conditions des températures annuelles moyennes du sol descendant jusqu'à — 5 à — 7°C. Ces données ne peuvent pas pourtant avoir qu'une valeur estimative pour la région caractérisée. D'une part, bien qu'elles définissent approximativement le milieu favorisant la contraction thermique agissant d'une façon plus générale, elles ne précisent pas de limite thermique inférieure de ces processus. D'autre part, les observations actuelles proviennent des régions situées dans les latitudes beaucoup plus hautes que celles de la Pologne. Par conséquent, on peut douter que la ressemblance des conditions favorables au développement de processus de contraction dans ces deux régions correspond aux températures moyennes annuelles ou exclusivement à celles des saisons les plus importantes pour la contraction thermique, c'est à dire à l'automne et à l'hivers.

La présence des fentes en coin très nombreuses, y compris celles à remplissage secondaire après la fonte des veines de glace, témoigne en faveur de la persistance d'un pergélisol continu au cours de la période caractérisée, dès Denekamp jusqu'à la phase de Leszno.

LA PERIODE SUCCEDANT LA PHASE DE LESZNO (DE BRANDENBOURG)
JUSQU'A LA PHASE DE POMERANIE

Dans la zone centrale de trois distinguées, les structures de fente sont développées d'une façon semblable dans les argiles morainiques autant de la phase de Leszno que de la phase de Poznań (de Franckfort). L'absence de nettes différences de plusieurs caractères des structures polygonales de fente sur les deux terrains permet de supposer que l'intervalle séparant ces deux phases n'a pas été que d'une courte durée et que les conditions climatiques ne s'y sont pas changées d'une façon distincte.

On a déjà mentionné que la fréquence des structures de fente à remplissage primaire dans la zone centrale est approximativement une demi fois plus basse par rapport à celle de la zone méridionale, tandis que les dimensions des polygones y accroissent nettement. Ces deux constatations mènent à une conclusion que les conditions thermiques succédant à l'avancée maximale de l'inlandsis vistulien sont devenues plus douces.

Dans la zone centrale on rencontre des structures de fente non seulement dans les argiles morainiques mais également dans les dépôts sableux de la phase de Leszno et de celle de Poznań. Les fentes décrites par S. SKOMPSKI et W. SŁOWAŃSKI (1979), qui se caractérisent d'une nette prépondérance des traits typiques pour les structures à remplissage primaire sableux, peuvent ici servir d'un exemple. L'auteur a rencontré de telles structures près de Kalisko, de Lubraniec et de Września. Il est très important que dans les mêmes dépôts sableux de la zone en question il y a aussi des structures syngénétiques à remplissage secondaire, trouvées par S. KOZARSKI (1974).

Bien que la présence des structures de fente de contraction thermique dans les sables à graviers soit ici incontestable, leur fréquence est basse, beaucoup moins importante que celle qui est observée dans la zone méridionale. On peut en conclure que les conditions thermiques dans la zone centrale ont été proches à celles qui limitent le développement de telles structures dans les dépôts en question. D'après N. N. ROMANOVSKIJ (1977), ces conditions-limites correspondent à la température moyenne annuelle du sol égale de $-5,0^{\circ}\text{C}$. Comme on a déjà souligné, vu les différences des latitudes entre les régions périglaciaires contemporaines et la Pologne, la valeur citée ne peut être considérée que comme approximative.

La formation de nombreuses fentes à remplissage primaire sableux dans la zone centrale prouve qu'également après la phase de Leszno il y avait le climat très sec. S. KOZARSKI (1981) constate que la part de plaine de la Grande Pologne abandonnée alors par l'inlandsis fut au début un désert froid.

L'éolisation des sables remplissant les fentes en coin, beaucoup moins marquée dans la zone centrale par rapport à la zone méridionale, peut être attribuée plutôt à la courte durée de l'activité du vent qu'à son affaiblissement. Il paraît que dans la zone en question il y avait des conditions proches à celles qui caractérisent les déserts froids, bien qu'elles fussent probablement un peu plus douces par rapport aux conditions de la période précédant directement l'avancée maximale.

La présence dans la zone centrale des structures de fente de contraction thermique assez nombreuses, y compris des structures à remplissage secondaire, témoigne en faveur de l'opinion concernant la formation du pergélisol, probablement continu. Selon l'opinion de S. KOZARSKI (1981) le pergélisol s'est maintenu sur la plaine de Grande Pologne encore au cours du Vistulien tardif.

LA PERIODE SUCCEDEANT LA PHASE DE POMERANIE,
JUSQU'A LA FIN DU DRYAS MOYEN

On a déjà souligné que dans la troisième des zones distinguées, située le plus au Nord, les structures de fente à remplissage primaire sont extrêmement rares. Celles qui ont été reconnues jusqu'à présent, d'ailleurs peu nombreuses, se trouvent dans l'argile morainique. Cette diminution très importante de la fréquence des structures à remplissage sableux primaire pourrait être partiellement attribuée au transport insuffisant du sable par le vent, vu une courte durée de son activité plus intense. Pourtant cet argument ne peut pas expliquer également une réduction drastique du nombre de structures à remplissage secondaire.

Dans les deux zones caractérisées ci-dessus, situées plus loin vers le Sud, les structures de fente trouvées dans les dépôts du Vistulien tardif sont également peu nombreuses (STANKOWSKI, 1963; KOZARSKI et autres, 1969; GOŹDZIK, 1973). Cela concerne surtout des fentes à remplissage sableux primaire. Récemment S. KOZARSKI et les autres (1982) donnent de nouveaux exemples de ces structures, bien datées grâce à un sol d'Alleröd qui les recouvre directement.

L'abaissement brusque de la fréquence des structures de fente dues à la période succédant la phase de Poméranie, témoigne du déclin des conditions favorisant leur développement. Le rôle d'indicateur précis des conditions paléogéographiques joué par les structures en question devient donc réduit. Par suite, ce n'est que la réduction importante de la quantité de ces structures qui fournit des informations sur des changements des températures. On en peut conclure qu'il y eu, par rapport à la période précédente, un adoucissement nettement marqué des conditions thermiques.

Les structures peu nombreuses et éloignées l'une de l'autre, très souvent bien étroites, ne peuvent pas être considérées comme un argument jouant en faveur de

la présence d'un pergélisol continu accompagnant leur formation, bien qu'elles n'excluent absolument une telle possibilité. L'existence du sol gelé mais discontinu pendant plusieurs années paraît plus probable.

En se fondant uniquement sur les structures de fente on ne peut pas formuler des opinions très précises concernant la sécheresse du climat, sauf une constatation qu'elle est devenue moins intense qu'à la période précédente.

Le rôle des dépôts organiques dans les reconstructions paléogéographiques devient plus important pour la période en question. On est généralement d'accord que la Pologne centrale et occidentale a été recouverte d'une façon continue de la toundra, de la toundra de parc ou même de la forêt (WASYLIKOWA, 1964; KOZARSKI, 1981 et d'autres). Les dates les plus anciennes correspondant à la phase post-poméranienne, obtenues à la base du matériel organique, descendent actuellement jusqu'à 14.350 ± 580 ans BP (GOŁDZIK, 1980a, 1981) et 14.590 ± 270 ans BP (MANIKOWSKA, 1982). Ainsi on peut admettre approximativement qu'à 15.000 ans BP environ il y a eu la fin de la domination du désert ou semi-désert froid. La date proche de 15.300 ans BP environ est attribuée à la phase de Poméranie (MÖRNER, 1981).

LES STRUCTURES DE FENTE A REMPLISSAGE PRIMAIRE EN POLOGNE SUR LE FOND DE L'EVOLUTION GENERALE DES STRUCTURES DE FENTE DE GEL DANS LA ZONE PERIGLACIAIRE EUROPEENNE ET LES CONCLUSIONS PALEOClimATIQUES

L'image de l'évolution des processus formant les structures de fente dues à la contraction thermique dans la zone périglaciaire correspondant au Vistulien en Europe devient de plus en plus complète. On y remarque de nettes ressemblances dans les régions séparées.

En Pologne, les structures de fente les plus anciennes apparaissent au début du Vistulien, autant dans les régions de loess que dans celles qui sont situées plus au Nord (KOZARSKI, 1981). En Hollande J. VANDENBERGHE (1982) et en Allemagne D. MANIA (1967) ont trouvé également des fentes en coin distinctes qu'ils placent dans la même période. Par contre, A. A. VELIČKO (1977) sur la Grande Plaine Russe et E. WATSON (1977) en Grande Bretagne ne constatent que de très faibles traces de la contraction thermique dans ce temps-là.

Un développement plus général des structures de fente de la contraction de gel s'est manifesté au cours du Plénivistulien inférieur, souvent directement dès son début. Comme on l'a déjà mentionné ci-dessus, elles ont été également constatées en Pologne, bien que jusqu'à présent elles ne soient pas trop nombreuses. Par contre en Europe occidentale leur évolution pendant la période en question fut remarquable. Elles y forment un des deux horizons principaux, le deuxième étant attribué au Plénivistulien supérieur. Il paraît que l'extension de l'horizon

inférieur est moins large. J. P. LAUTRIDOU et J. SOMME (1981) le constatent encore en Picquardie, tandis qu'ils ne le remarquent plus en Normandie. Tous les deux horizons sont représentés en Belgique (PAEPE et PISSART, 1969) et en Hollande (HAMMEN et d'autres, 1967). Les structures de fentes correspondant au Plénivistulien inférieur apparaissent également sur la Grande Plaine Russe (VELIČKO, 1977), bien qu'elles y soient relativement peu développées.

Au cours du Plénivistulien moyen les structures de fente se sont également formées en Pologne, autant dans les régions de loess (JERSAK, 1975; MARUSZCZAK et autres, 1982) qu'à l'extérieur de ces régions. L. N. VOZNYAČUK (*fidè* ČEBOTAREVA et autres, 1981) mentionne la présence des structures bien développées, attribuées à cette période en Biélorussie et E. WATSON (1977) en Europe occidentale.

On a déjà souligné qu'au cours du Plénivistulien supérieur en Pologne, d'autant dans les régions de loess que dans les autres, dépourvues de couverture de loess, on observe un développement très puissant des structures de gel. Parmi ces structures dans les régions situées à l'extérieur de la couverture de loess, se sont formées celles qui possèdent le remplissage sableux primaire. Les structures de gel sont observés dans la même position dans toute la zone périglaciaire ancienne, étendue autant vers l'Est que vers l'Ouest de la Pologne.

En France NE en même temps s'est formé l'horizon supérieur de fentes en coin (LAUTRIDOU et SOMME, 1981). On a déjà mentionné que son extension vers l'Ouest a été plus grande par rapport à l'horizon inférieur de deux horizons principaux y constatés. En Belgique et en Hollande on souligne que les structures de l'horizon supérieur sont les mieux développées et les plus grandes de toutes les fentes en coin vistuliennes (PAEPE et PISSART, 1969; HAMMEN et autres, 1967). Par contre, A. A. VELIČKO (1977) attribue la génération des fentes en coin les mieux développées sur la Grande Plaine Russe à la fin du Vistulien. Pourtant, dans un travail plus récent, fait en coopération avec d'autres chercheurs (MARUSZCZAK et autres, 1982) il présente l'opinion selon laquelle l'origine de l'horizon en question correspond à la partie terminale du Plénivistulien.

Certains auteurs se contentent d'une définition des limites temporaires assez larges de la formation de la génération des fentes en question. R. PAEPE et A. PISSART (1969), ainsi que J. P. LAUTRIDOU et J. SOMME (1981) présentent une opinion que cela a dû se passer entre 26.000 et 14.000 ans BP. Par contre, selon P. HEASERTS et B. VAN VLIET-LANOË (1981) les grandes structures de fente en Belgique centrale se sont développés dès 33.000 jusqu'à 20.000 ans BP. Les autres chercheurs limitent le temps de la formation de la génération des structures en question d'une façon plus étroite. J. VANDENBERGHE et F. GULLENTOPS (1977), ainsi que J. VENDENBERGHE (1982) constatent qu'elles se sont développées en Belgique du Nord et en Hollande du Sud 25.000 and BP environ. E. KOLSTRUP (1980), si on se fond sur son diagramme, les places dès 23.000 – 22.000 jusqu'à 19.500 ans BP.

Les données présentées ci-dessus suggèrent que les meilleures conditions pour la contraction thermique se sont manifestées le plus tôt en Europe occidentale et le plus tard sur la Grande Plaine Russe. En Pologne le développement le plus efficace des fentes se placerait alors dans la période intermédiaire entre ces deux extrêmes ou, en prenant en considération l'âge cité par E. KOLSTRUP (1980), elle serait synchrone à celle de l'Europe NW. Dans le premier cas, on pourrait avoir l'impression qu'il a eu une tendance d'un passage de l'intensité maximale de la contraction thermique et de l'apogée du froid de l'Ouest vers l'Est. Pourtant, la thèse que le climat fut froid et il y eut de conditions favorables à l'évolution des structures de fente durant presque tout le Plénivistulien supérieur paraît plus probable. Les structures bien développées, surtout celles qui sont isolées, on trouve dans les dépôts de toute la période en question, certaines étant synchroniques à l'accumulation de ces dépôts. Par contre, l'analyse de la fréquence des structures dans les horizons stratigraphiques respectifs peut aider à préciser la position de la phase de leur évolution maximale. Il faut remarquer qu'en Amérique du Nord les structures après la fonte des fentes de glace situées au Sud de la limite de la dernière glaciation se sont formées dès 22.000 à 14.000 ans BP (PÉWÉ, 1973).

Il vaut corrélérer les résultats concernant la période d'un développement maximal des fentes de gel, considéré comme un indice de la phase la plus froide, avec la définition de cette phase à la base d'autres critères.

Comme il résulte de l'analyse des dépôts organiques à Grand Pile (analyse pollinique de G. WOILLARD, 1979), les conditions climatiques les plus sévères se sont manifestées au cours de la période de 22.500 à 20.500 ans BP environ (MÖRNER, 1981). N. S. ČEBOTAREVA et A. I. MAKRYČEVA (1982) ont comparé les données paléobotaniques et les datations de radio-carbon pour la partie NW de la Plaine Russe et elles ont défini la phase la plus froide du Vistulien, en la considérant simultanée à l'extension maximale de l'inlandsis, sur l'intervalle dès 20.000 à 17.000 ans BP. Il faut souligner qu'elles placent l'apogée du froid à 18.000 ans BP environ. G. R. COOPE (1975) présente de pareilles dates pour la Grande Bretagne en se fondant sur l'analyse de *Coleoptera* fossiles. E. KOLSTRUP (1980) a défini les limites de la période la plus froide du Vistulien en Europe NW de 22.000 à 19.000 and BP, en s'appuyant sur des données diverses.

En comparant les données citées ci-dessus on peut constater qu'elles se renferment toutes dans les limites assez étroites dès 22.500 à 17.000 and BP. Dans ces limites, c'est à dire entre 21.000 ans BP environ et la date de l'extension maximale de l'inlandsis vistulien, se place également la période de l'évolution maximale des fentes de gel en Pologne, à l'exception de terrains du loess. C'est bien dommage qu'actuellement la deuxième date n'est pas encore précisée. Comme on a déjà mentionné, on l'évalue en Pologne sur 20.000 ans BP environ (KOZARSKI, 1981) mais il faut prendre en considération comme probables également les dates plus récentes et notamment celle de 19.000 ans BP.

Les structures de fente de contraction thermique en général fournissent des informations concernant les paléotempératures, mais celles qui nous intéressent particulièrement, c'est à dire les structures à remplissage primaire sableux, nous informent en plus de la sécheresse du climat. Hélas, en prenant garde des mentions très rares dans la littérature concernant ces structures, il est difficile de comparer celles qui ont été présentées ci-dessus aux structures analogues, situées dans les autres régions de la zone périglaciale vistulienne en Europe. Selon notre connaissance, J. P. LAUTRIDOU et J. SOMME (1981) mentionnent une des structures de ce type-là en France et P. WORSLEY (1966) en Grande Bretagne.

Il paraît qu'il y a deux raisons essentielles de l'insuffisance d'information concernant des structures de la catégorie en question. La première résulte du fait que l'on n'a pas commencé de distinguer des catégories diverses des structures dues à la contraction thermique que depuis relativement peu de temps, d'abord dans les régions périglaciaires actuelles et puis dans la zone périglaciale pléistocène. La seconde présente la conséquence de la position géographique de la Pologne. Sur la carte d'A. CAILLEUX (1942) la teneur la plus importante en grains rond-mats des sables dunaires en Europe correspond à la zone située dans la partie centrale de la Pologne et se prolongeant vers l'Est. Une diminution de la fréquence de ces grains vers l'Ouest peut être expliquée par un accroissement des influences du domaine océanique moins favorable également au développement de la catégorie en question des structures de fente. Nous n'avons pourtant pas d'informations plus précises concernant des structures de fente vistulienne situées plus à l'Est, à l'extérieur de la zone de loess.

L'apparition en Pologne à la fin du Denekamp de premières structures de fente vistuliennes à remplissage primaire sableux, accompagnée de l'éolisation accroissante simultanée, témoigne en faveur d'un climat de plus en plus continental. Il y a pourtant des preuves paléobotaniques de la toundra à cette période. Peut-être elle a été périodiquement discontinue? Par contre, après 22.000 ans BP, les conditions paléogéographiques se sont radicalement changées. Les structures de fente à remplissage sableux primaire se sont développées généralement. Ces prémisses, à côté des autres déjà citées, témoignent en faveur de l'existence du désert froid dont les conditions climatiques les plus rudes se sont maintenues jusqu'au début de la retraite de l'inlandsis de la ligne de l'avancée maximale, c'est à dire jusqu'à 20.000 – 19.000 ans BP environ. De nombreuses structures de fente à remplissage sableux primaire développées ultérieurement, jusqu'à la phase de Poméranie, on enrégistré avec d'autres faits une reprise d'un désert froid, peut-être périodique et aux conditions un peu plus douces qu'à la période précédante.

L'opinion concernant l'existence d'un désert froid au cours du Plénivistulien supérieur se prolongeant de la Pologne vers l'Ouest par l'Allemagne, l'Hollande jusqu'à la Grande Bretagne est représentée par de nombreux auteurs. Certains d'eux définissent leurs cadres temporaires et justement à ce moment apparaissent des divergences parfois importantes. Les limites les plus larges sont admises par

B. MENKE (1982) selon lequel, sur le terrain de Schleswig-Holstein, le désert froid existait déjà pendant tout le Vistulien moyen et ensuite, peu changé, jusqu'au Bölling. Les limites définies pour la Hollande par T. VAN DER HAMMEN et autres (1967) — celles de 27.000 à 13.000 ans BP — et pour l'Angleterre et le Pays des Gaules par E. WATSON (1977) — de 26.000 à 15.000 ans BP — sont nettement plus serrées.

Par contre, E. KOLSTRUP (1980) présente une image des conditions paléogéographiques en Europe Nord-Ouest tout à fait différente. Elle constate des traces de la végétation lors du plénivistulien supérieur presque tout entier.

Il paraît que l'opinion concernant l'existence d'un désert froid lors du Plénivistulien supérieur presque tout entier dans les certaines régions de l'Europe périglaciaire exige une révision. L'état actuel de la connaissance rend difficile une corrélation des périodes les plus sèches en Pologne et dans la zone située plus loin vers l'Ouest.

Il faut prendre en considération qu'en Pologne, vu sa situation plus centrale sur le continent, le climat froid a été plus sec et il a régné plus longtemps que plus vers l'Ouest. Les différences des fentes en coin, ainsi que le degrés du façonnement des grains des dépôts éoliens témoignent en faveur de cette opinion.

Après la phase de Poméranie, le rôle paléoclimatique des structures de fente en Pologne fut remplacé par celui des dépôts organiques. Au cours de cette période, la zone périglaciaire la plus froide s'est déplacée vers le Nord; les polygones de fentes de gel se développaient alors sur le terrain de la Scandinavie (SVENSSON, 1974).

Traduction de K. Turkowska

B i b l i o g r a p h i e

- BARANIECKA, M. D., PAZDUR, M. F., 1980 — Datowanie metodą ^{14}C wieku bezwzględnego osadów jeziorno-bagiennych z odsłonięcia kopalni Bełchatów (Datation de l'âge absolu des dépôts limono-marécageux par la méthode de ^{14}C dans la coupe de la carrière de lignite de Bełchatów). *Przegl. Geol.*, 7.
- BASTIN, A., CAILLEUX, A., 1941 — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *Bull. Soc. Géol. France*, 11.
- BERG, T. E., BLACK, R. F., 1966 — Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Research Series*, 8.
- BLACK, R. F., 1964 — Periglacial phenomena of Wisconsin, Northcentral United States. Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, vol. IV.
- BLACK, R. F., 1969 — Climatically significant fossil periglacial phenomena in Northcentral United States. *Biul. Peryglacjalny*, 20.
- BLACK, R. F., 1979 — Periglacial features indicative of permafrostice and soil wedges. *Quaternary Research*, 6.
- CAILLEUX, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, 46.
- CAILLEUX, A., TRICART, J., 1959 — Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U. Paris.

- ČEBOTAREVA, N. S., MAKARYČEVA, I. A., FAUSTOVA, M. A., 1981 — Paleogeografia valdayskogo oledeneniya Ruskoy ravniny (Paleogeography of Valdai of the Russian Plain). *en: Pleistocenovye oledeneniya Vostočno-Evropeiskoy ravniny*. Moscow. (en russe).
- ČEBOTAREVA, N. S., MAKARYČEVA, I. A., 1982 — Paleogeography of treeless stages of the Valdai Russian Plain. *Quaternary Studies in Poland*, 3.
- CHURSKI, Z., 1971 — Pseudomorfozy szczelin lodowych w okolicy Solca Kujawskiego (summary: Ice-wedge casts in the neighbourhood of Solec Kujawski). *Zeszyty Nauk. Univ. M. Kopernika, Toruń, Nauki Mat.-Przyr.*, 26.
- COOPE, G. R., 1975 — Climatic fluctuations in northwest Europe since the Last Interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. *en: A. E. Wright and F. Moseley (Eds), Ice Ages: Ancient and Modern*. Liverpool.
- DANILOVA, N. S., 1956 — Gruntovye žily i ikh proishodzenie (Veines de sol et leur origine). *Mat. k osnovam učenija o merzlykh zonakh zemnoj kory*, 3. (en russe).
- DYLIK, J., 1956 — Coup d'œil sur la Pologne périglaciale. *Biul. Peryglacjalny*, 4.
- DYLIK, J., 1963 — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstoceńskiej (résumé: Problèmes nouveaux du pergélisol pléistocène). *Acta Geogr. Lodziensia*, 17.
- DYLIK, J., 1966 — Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. *Biul. Peryglacjalny*, 15.
- DYLIK, J., 1966. — The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 16.
- DYLIKOWA, A., 1956 — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie (summary: The ice-wedges at Sławęcin). *Biul. Peryglacjalny*, 3.
- FILIPIUK, A., 1960 — Kliny zmarzlinowe w Podzamczu (summary: Ice-wedges in Podzamcze). *Biul. Peryglacjalny*, 7.
- FOLK, R. L., WARD, W. C., 1957 — Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 31.
- FRENCH, H. M., 1976 — The periglacial environment. London — New York.
- GOŹDZIK, J. S., 1964 — L'étude de répartition topographique des structures périglaciaires. *Biul. Peryglacjalny*, 14.
- GOŹDZIK, J. S., 1970 — Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie łódzkim w świetle analizy ich wypełnień (résumé: Génèse de fentes de gel dans la région de Łódź à la lumière de l'analyse de leur remplissage). *Acta Geogr. Lodziensia*, 24.
- GOŹDZIK, J., 1973 — Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce (summary: Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 31.
- GOŹDZIK, J., 1976 — O szczelinowych strukturach pasowych w Polsce (summary: Stripe fissure structures in Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 37.
- GOŹDZIK, J., 1980a — Zastosowanie morfokopii i graniformametrii do badań osadów Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów” (L’application de la morphoscopie et de la graniphormamétrie pour les études des dépôts dans la mine de lignite de Bełchatów). *Studia Regionalne*, 4.
- GOŹDZIK, J., 1980b — Würmskie osady peryglacjalne w Łodzi-Teofilowie (summary: Periglacial sediments of the Würm period in Łódź-Teofilów). *Zeszyty Nauk. Univ. Łódzkiego, Nauki Mat.-Przyr.*, ser. II, 22.
- GOŹDZIK, J. S., 1981 — Les changements de processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulian (Würm). *Recherches Géogr. Strasbourg*, 16—17.
- GOŹDZIK, J., 1982 — Zmienność kształtu i cech powierzchni ziarn kwarcowych w osadach z odkrywki belchatowskiej (Variabilité de la forme et des traits de la surface des grains du quartz dans le dépôts de la carrière de Belchatów). *en: Czwartorzęd rejona Belchatowa, I Sympozjum. Wrocław — Warszawa*.
- GRIFFITHS, J. G., 1967 — Scientific method in analysis of sediments. New York.
- HAESAERTS, P., VAN VLIET-LANOË, B., 1981 — Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et à Recourt. *Biul. Peryglacjalny*, 28.

- HAMMEN, T., VAN DER, MAARLEVLD, G. C., VOGEL, J. C., ZAGWIJN, W. H., 1967 – Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, 44.
- JAHN, A., 1951 – Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, 2.
- JAHN, A., 1970 – Problemy strefy peryglacialnej (Problèmes de la zone périglaciaire). Warszawa.
- JAHN, A., 1975 – Problems of the periglacial zone. Warszawa.
- JERSAK, J., 1975 – Frost fissures in loess deposits. *Biul. Peryglacialny*, 24.
- KLATKOWA, H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 19.
- KLATKOWA, H., 1981 – Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Recherches Géogr. Strasbourg*, 16–17.
- KOLSTRUP, E., 1980 – Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30,000 BP and 13,000 BP, with special reference to Netherlands. *Med. Rijks Geol. Dienst*, 32–15.
- KOZARSKI, 1971 – Ślady działalności późnowürmskich procesów peryglacialnych w regionie dolnej Odry i dolnej Warty (summary: Traces of the activity of Late-Würm periglacial processes in lower Odra and lower Warta region). *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, 24.
- KOZARSKI, S., 1974 – Evidences of Late-Würm permafrost occurrence in North-West Poland. *Quaestiones Geographicae*, 1.
- KOZARSKI, S., 1981 – Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej (summary: Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland). PAN, Oddz. w Poznaniu, ser. geogr., 4.
- KOZARSKI, S., MOCEK, A., NOWACZYK, B., TOBOLSKI, K., 1982 – Etapy i warunki rozwoju wydm w Budzyniu koło Chodzieży w świetle analizy radiowęglowej, paleobotanicznej i pedologicznej (summary: Development stages and conditions of the dune at Budzyń near Chodzież in the light of radiocarbon, paleobotanical and pedologic analyses). *Roczn. Glebozn.*, 33.
- KOZARSKI, S., NOWACZYK, B., ROTNICKI, K., TOBOLSKI, K., 1969 – The eolian phenomena in West-Central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. *Geogr. Polonica*, 17.
- KRYGOWSKI, B., 1956 – Z badań granulometrycznych nad utworami pleistoceńskimi w Polsce zachodniej (summary: Granulometric investigations of the Pleistocene of western Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- KRYGOWSKI, B., 1964 – Graniformametria mechaniczna. Teoria, zastosowanie (Zfs.: Die mechanische Graniformametrie – Theorie und Anwendung). *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 2.
- KRZEMIŃSKI, T., 1965 – Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską (résumé: La precée de la Warta par le plateau de Wieluń). *Acta Geogr. Lodziensia*, 21.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi (résumé: Processus fluviaux périglaciaires d'après la morphogenèse de la vallée de la Mroga). *Acta Geogr. Lodziensia*, 36.
- LASKOWSKA, W., 1960 – Kopalne struktury poligonalne na glinach zwałowych (summary: Fossil polygonal structures in boulder clay). *Biul. Peryglacialny*, 7.
- LAUTRIDOU, J. P., SOMME J., 1981 – L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. *Biul. Peryglacialny*, 28.
- MANIA, O., 1967 – Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See in Nördharzvorland. *Pett. Geogr. Mitt.*, 111.
- MANIKOWSKA, B., 1976 – Metoda barwienia skaleni azotynokobalem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędu (La méthode de la coloration des feldspaths à l'aide du cobaltnitrite de sodium et son emploi dans les études du quaternaire des environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 37.

- MANIKOWSKA, B., 1982 — Gleby kopalne w wydmach środkowej Polski (summary: Fossil soils in dunes of Central Poland). *Roczn. Glebozn.*, 33.
- MARUSZCZAK, H., VELIČKO, A. A., MOROZOVA, T. D., HALAČEVA, T. A., GUBONINA, Z. P., GURTOVAYA, E. E., NEČAYEV, V. P., 1982 — Paleogeograficzna analiza młodopleistoceńskich zjawisk peryglacialnych w Polsce i europejskiej części ZSRR (summary: Paleogeographical analysis of Young Pleistocene periglacial phenomena in Poland and the European part of USSR). *Przegl. Geogr.*, 44.
- MENKE, B., 1982 — On the eemian interglacial and weichselian glacial in northwestern Germany (vegetation, stratigraphy, paleosoils, sediments). *Quaternary Studies in Poland*, 3.
- MITYK, J., 1977 — Pleistoceńskie struktury klinowe w łupkach sylurskich okolic Niewachłowa (summary: Pleistocene wedge structures in silurian shales of the Niewachłów region). *Czas. Geogr.*, 48.
- MOJSKI, J. E., 1961 — Periglacial deposits and structures in the stratigraphy of the Quaternary in Poland. *Prace Inst. Geol.*, 34.
- MÖRNER, N. A., 1981 — Weichselian chronostratigraphy and correlations. *Boreas*, 10.
- NOWACZYK, B., 1972 — Cechy granulometryczne osadów wypełniających struktury wieloboków szczelin mrozowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w Poznaniu Grunwaldzie (summary: Granulometric features of sediments filling structures of sand-wedge polygons of frost cracks in Poznań-Grunwald). *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, 25.
- PAEPE, R., PISSART, A., 1969 — Periglacial structures in the Late-Pleistocene stratigraphy of Belgium. *Biul. Peryglacialny*, 20.
- PATALEEV, P. V., 1955 — Morozoboyne treščiny w gruntakh (Fissures dues au gel dans les sols). *Priroda*, 12.
- PAZDUR, M., STANKOWSKA, Á., STANKOWSKI, W., TOBOLSKI, K., 1979 — Konin (Maliniec, Honoratka, Kleczew). *en: Symposium on Vistulian stratigraphy of Poland, 04–11.09.1979, Guide-book of Excursion*.
- PÉWÉ, T. L., 1959 — Sand-wedge polygons (tesselations) in the McMurdo Sound region, Antarctica — a progress report. *Amer. Jour. Sci.*, 257.
- PÉWÉ, T. L., 1966a — Ice-wedges in Alaska — classification, distribution and climatic significance. *Permafrost Intern. Conf. (Lafayette, Ind., 11–15 Nov. 1963)*, Proc. Nat. Acad. Sci., Nat. Research Council, pub. 1287.
- PÉWÉ, T. L., 1966b — Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biul. Peryglacialny*, 15.
- PÉWÉ, T. L., 1973 — Ice wedge casts and past permafrost distribution in North America. *Geoforum*, 15.
- PIERZCHALKO-DUTKIEWICZOWA, Ł., 1961 — Nowostawy. *en: Guide Book of Excursion C, the Łódź Region, VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*.
- PISSART, A., 1968 — Les polygones de fente de gel de l'Île Prince Patrick, Arctique Canadien — 76° lat. N. *Biul. Peryglacialny*, 17.
- POPOV, A. I., 1959 — Gruntovye žily na severo-vostoke zapadnoy Sibirii (Fentes en coin dans la Sibérie de Nord-Ouest). *Voprosy fiz. geogr. polarnykh stran*, 2. (en russe).
- POPOV, A. I., 1960 — Periglacialnye yavlenia na territorii SSSR (Phénomènes périglaciaires sur le territoire de l'URSS). Moscou. (en russe).
- POPOV, A. I., 1967 — Merzlotnye yavlenia v zemnoy kore — kriolitologia (Phénomènes de gel dans la croûte terrestre — cryolithologie). Moscou. (en russe).
- POSER, H., 1948 — Boden- und Klimaverhältnis in Mittel- und West-Europa während der Würmzeit. *Erdkunde*, 2.
- ROMANOVSKII, N. N., 1973 — Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biul. Peryglacialny*, 23.
- ROMANOVSKII, N. N., 1977 — Formirovaniye poligonalno-žilnykh struktur (Développement des structures polygonales). Novosibirsk. (en russe).
- ROTNIICKI, K., 1966 — Rzeźba wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu

- (summary: The relief of the Ostrzeszów Hills as result of slope development during the Würm). *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 11.
- ROTICKI, K., TOBOLSKI, K., 1965 – Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczelinowym i stanowisko tundry w peryglacialnym basenie sedimentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie (summary: Pseudomorphoses on the fissure ice polygons and the locality of tundra in the periglacial sedimentary basin of the period of Last Glaciation at Kępno, South Great Poland). *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, 15.
- RÓZYCKI, S. Z., 1972 – Pleistocene Polski środkowej (Pléistocène de la Pologne Centrale). Warszawa.
- SKOMPSKI, S., SŁOWAŃSKI, W., 1979 – Vistulian in Płock Basin (Płock, Góry, Imielnica, Zadwórz). *en: Symposium on Vistulian stratigraphy of Poland, 04 – 11.09.1979, Guide-book of Excursion*.
- STANKOWSKI, W., 1963 – Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (summary: Eolian relief of North-West Poland on the ground of chosen regions). *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 4.
- STRASZEWSKA, K., GOŹDZIK, J., 1978 – Final period of development and decline of „Łomżyca” lacustrine basin. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25.
- SVENSSON, H., 1974 – Distribution and chronology of relief polygons on the Laholm Plain, the Swedish west coast. *Lund Studies in Geography*, ser. A, 54.
- ŠUMSKI, P. A., 1959 – Podzemnye idy. Osnovy geokriologii – kriolitologia (La glace souterrain. Principes de la géocryologie – science sur phénomènes de gel). Moscou.
- VANDENBERGHE, J., 1982 – Weichselian stratigraphy in the southern Netherlands and northern Belgium. *Quaternary Studies in Poland*, 3.
- VANDENBERGHE, J., GULLENTOPS, F., 1977 – Contribution to the stratigraphy of the Weichsel pleniglacial in the Belgien coversand area. *Geol. en Mijnbouw*, 55.
- VELIČKO, A. A., 1977 – Osnovnye čerty geokchronologii i paleogeografií pleistocenovoy peryglacialnoy zony Vostočno-Evropeiskoy ravniny (summary: Main features of geochronology and paleogeography of Late-Pleistocene periglacial zone in the East European Lowland). *Studia Geol. Polonica*, 52.
- WASHBURN, A. L., 1979 – Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. London.
- WASYLIKOWA, K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (summary: Vegetation and climate of the Late-Glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łęczyca). *Biul. Peryglacialny*, 13.
- WATSON, E., 1977 – The periglacial environment of Great Britain during Devensian. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B. 280.
- WIECZORKOWSKA, J., 1975 – Rozwój Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru (résumé: L'évolution des versants des collines de Romanów à la lumière de paléogéographie de la région). *Acta Geogr. Lodziensia*, 35.
- WOILLARD, G., 1979 – The last interglacial cycle at Grand Pile in northeastern France. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 88.
- WORSLEY, P., 1966 – Fossil frost wedge polygons at Congleton Cheshire, England. *Geogr. Annaler*, 43.