

KRYSTYNA TURKOWSKA*

Łódź

LA MORPHOGENÈSE PÉRIGLACIAIRE
DANS LES VALLÉES FLUVIALES DU PLATEAU DE ŁÓDŹ
ET SA DIFFÉRENTIATION DANS LE TEMPS
ET DANS L'ESPACE

Abstract

Periglacial morphogenesis had played the most important role in the development of fluvial relief and geology in the Łódź Plateau. Kataglacial stages of Saalian, early Vistulian and upper Plenivistulian were especially important erosion periods while the most intensive deposition took place in the middle and early stages of upper Plenivistulian. Effectivity and character of periglacial processes were mainly dependant on the relief and dimension of the drainage basins. This means that typically local conditions may dominate the role of climatic agents. As the example of such interrelation let be simultaneous occurrence of both meandering (Ner river valley) and braided (Mroga and Wolbórka river valleys) channel pattern in Łódź Plateau during the late Vistulian.

INTRODUCTION

Le Plateau de Łódź est une région d'interfluves coupée en trois parties par deux lignes de partage des eaux: l'une entre la Vistule et l'Oder et l'autre entre la Bzura et la Pilica. Le réseau hydrographique du plateau ne se compose alors que des parties amont des rivières, qui sont disposées radialement (fig. 1). Leurs vallées ont été soumises à plusieurs cycles morphogéniques (glaciaire, périglaciaires, tempérés). Le début de leur évolution peut être lié à la glaciation de la Warta. Les études récentes de cette évolution (TURKOWSKA, 1988) ont permis d'en établir les tendances principales (fig. 2) et de préciser les traits caractéristiques des formes et des formations dus à ses diverses étapes. Le but de cet article est d'évaluer le rôle de la morphogenèse périglaciaire dans le relief et la géologie des vallées actuelles et d'en montrer la complexité liée aux changements du climat périglaciaire au cours du Saalien tardif et du Vistulien. On présentera les processus morphogéniques communs à toutes les vallées étudiées et ceux qui ont été à l'origine de différences visibles dans leur structure et morphologie.

MORPHOGENÈSE FINI-SAALIENNE

La période entre le Wartien et le début de l'Éemien reste peu connue de point de vue de ses fluctuations climatiques. On peut admettre pourtant que la plupart de cette longue intervalle, atteignant 40 000 ans selon les opinions les plus courantes, a été soumis à des conditions périglaciaires au sens étymolo-

* Institut de Géographie Physique et de la Formation de l'Environnement, Université de Łódź, 90-505 Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11, Pologne.

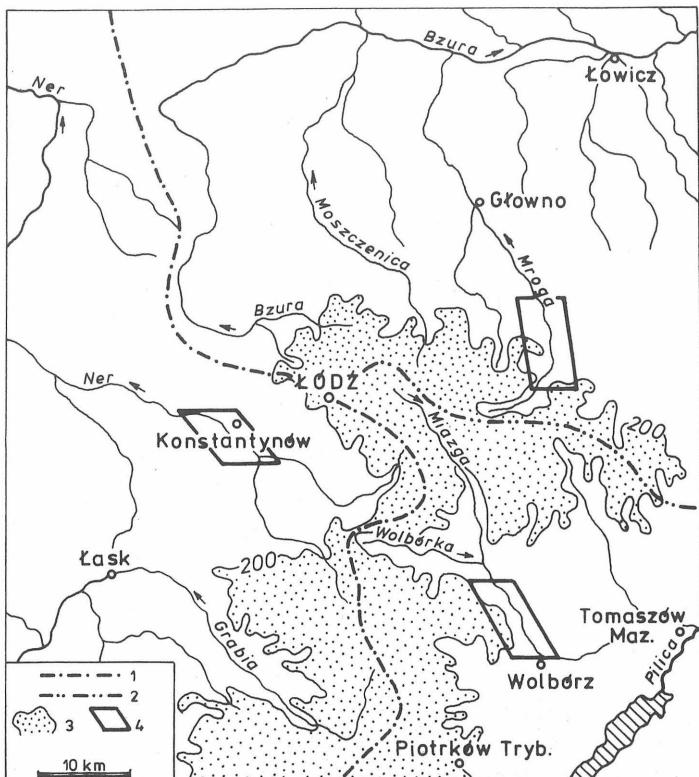


Fig. 1. Réseau fluvial de la partie septentrionale du Plateau de Łódź

1 — ligne de partage des eaux entre la Vistule et l'Oder; 2 — ligne de partage des eaux entre la Bzura et la Pilica; 3 — terrains des études détaillées

gique de ce terme (DYLIK, 1964; DYLIKOWA, 1962; PISSART, 1987), car l'inlandsis occupait des terrains très proches et les blocs de glace morte parsemaient la région étudiée. Cela pose la question d'une distinction entre écoulement périglaciaire et écoulement proglaciaire. On considère que le deuxième a été plus efficace et c'est surtout par son action qu'on explique la formation de la terrasse supérieure dans les vallées de la région de Łódź, terrasse présente uniquement dans les anciennes vallées glaciaires de la surface du plateau (tableau 1). Sa structure reste toujours trop peu connue et mérite de faire l'objet d'études détaillées périglaciaires, surtout dans les vallées encaissées où les apports latéraux ont dû jouer un rôle important; la vallée de la Wolbórka moyenne près de Wolbórz paraît en offrir un exemple intéressant.

Un phénomène postérieur au comblement des vallées d'origine glaciaire paraît être le creusement lié au climat toujours froid mais de plus en plus doux, provoquant peu à peu la fonte des blocs de glace morte et du pergélisol. Les preuves les plus directes de ce climat sont fournies par l'analyse pollinique du remplissage d'un bras mort de la vallée de la Wolbórka à Świątniki: végétation de toundra (Saalien „a") puis de toundra-parc avec des lambeaux de forêt de pin et de bouleau (Saalien „b" selon la stratigraphie de SRODON, 1967), recouverte ensuite par le profil complet de l'Éemien et du Vistulien (TURKOWSKA, 1988).

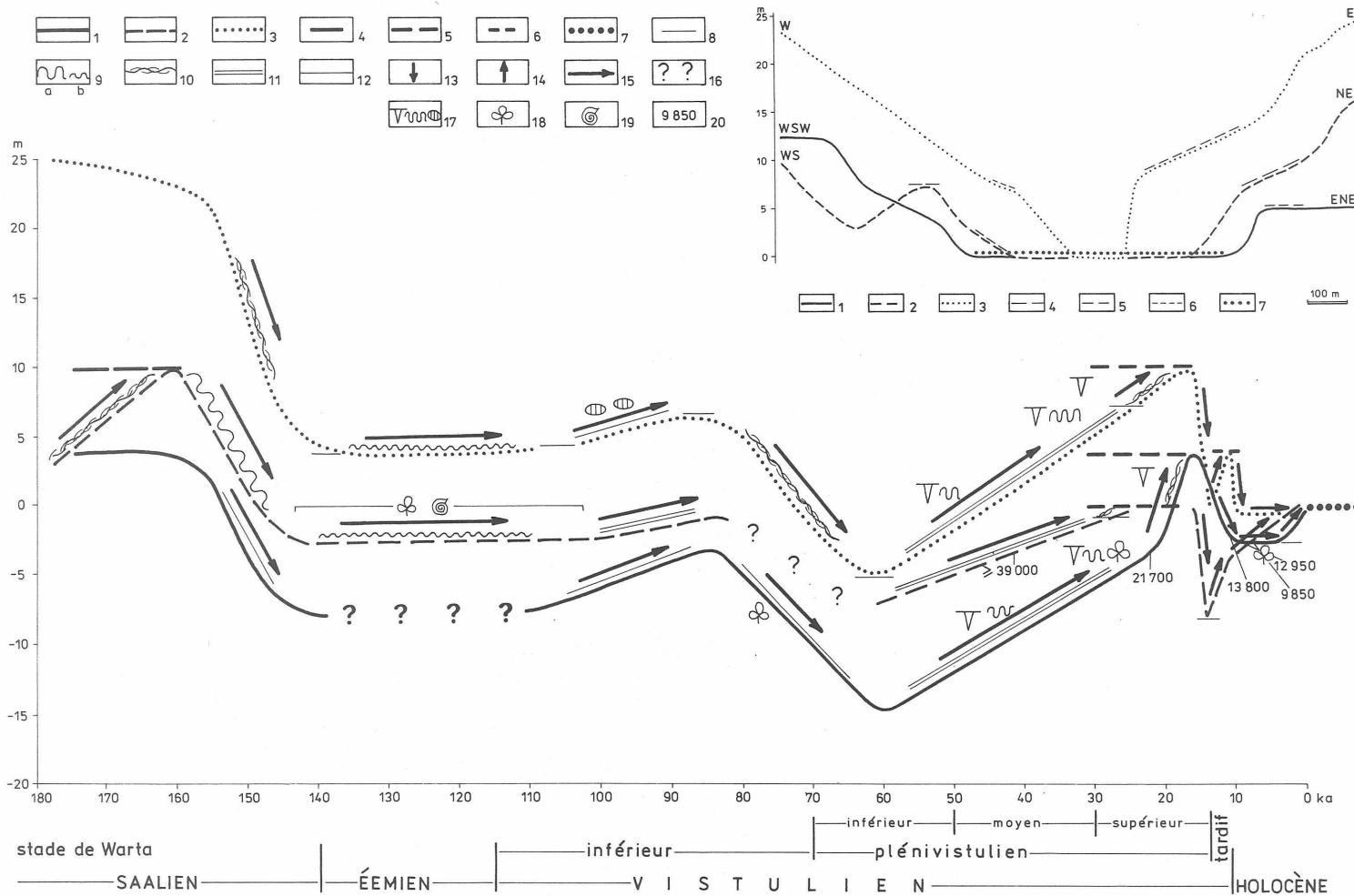


Fig. 2. Tendances d'évolution des vallées fluviates sur le Plateau de Łódź au cours du Quaternaire tardif et les profils transversaux par des mêmes vallées (A)

Vallées: 1 — de la Ner à Lublinek; 2 — de la Wolbórka à Świątniki; 3 — de la Mroga à Mroga Górna. Terrasses: 4 — supérieure; 5 — haute; 6 — basse; 8 — terrasses fossiles et discordances structurales plus importantes. Type d'écoulement: 9 — à méandres: a — grands méandres, b — petits méandres; 10 — à chenaux tressés; 11 — prépondérance du transport transversal, marécages périglaciaires importants; 12 — non-défini. Tendances d'évolution: 13 — bilan d'érosion positif; 14 — bilan d'érosion négatif; 15 — équilibre dynamique; 16 — non définies. Vestiges stratigraphiques et chronostratigraphiques principaux: 17 — structures périglaciaires; 18 — analyses polliniques; 19 — analyses de la malacofaune; 20 — datations ^{14}C

Terrasses principales des vallées fluviales sur le Plateau de Łódź

Tableau 1

Partie du plateau	Terrasse (âge) vallée de la	Supérieure (Wartien tardif)	Haute (Plénivistulien)	Basse (Vistulien tardif)
Sud—ouest	Grabia	Altitude relative jusqu'à 8 m, largeur jusqu'à 1,5 km; niveau présent aussi dans les vallées secondaires; structure sableuse; recouverte des dunes ayant jusqu'à 15 m de hauteur	Altitude relative jusqu'à 4 m, largeur jusqu'à 1 km; structure — sables et limons déposés dans les marécages périglaciaires, sommet — sables hétérométriques (écoulement tressé); terrasse s'élargit dans les zones de confluence, là elle est formée de cônes de déjection; sommet remanié par le vent; localement tourbes holocènes	Altitude relative jusqu'à 1 m, peu large, discontinue; manque de données quant à l'âge et le type d'écoulement; couverture partielle de tourbe holocène
	Ner	— Uniquement dans les vallées secondaires abandonnées; altitude relative 6—8 m; dunes	Altitude relative jusqu'à 4 m, largeur jusqu'à 1,5 km, dis continue; épaisseur jusqu'à 20 m; partie inférieure des dépôts fins — matériel de cône, de dépôts de marécages et de versant; sommet — sables hétérométriques (écoulement tressé); remblayage jusqu'à la surface de l'argile wartienne; localement remanié par le vent	Altitude relative jusqu'à 1 m, largeur jusqu'à 300 m, discontinue, toujours associée à d'anciens méandres; structure sableuse, liée à l'accumulation sur le rive convexe de méandres encaissées; évolution des méandres depuis 14 000 ans jusqu'au début de l'Holocène
Sud—est	Mroga	—	Altitude relative jusqu'à 12 m, largeur jusqu'à 500 m; dissymétrie — plus large à l'est; épaisseur des dépôts jusqu'à 15 m; partie inférieure sablo-limoneuse, surtout des cônes de déjection, dépôts de versant, d'inondation, de marécages périglaciaires; sommet sablo-graveleux (écoulement tressé, icings sur les versants — congéfluxion); mise en place de la génération principale des vallées et vallons de dénudation périglaciaire	Altitude relative jusqu'à 3 m, largeur plusieurs dizaines de mètres, située seulement à l'ouest de la vallée; épaisseur des dépôts 3 m, matériel hétérométrique synchrone à ruissellement sur les versant („sables supérieurs à litage périodique”); stade plus récent de dénudation périglaciaire
Nord—est	Wolbórka	Altitude relative jusqu'à 10 m; morcelée par des vallées et vallons de dénudation périglaciaire vistulienne; structure — sables hétérométriques à graviers; origine — sandre de vallée; localement dunes	Pas de terrasse au sens propre mais un versant incliné 1—3°, localement recoupé par un talus d'1 m de haut; largeur jusqu'à 1 km; accumulation transversale dominante (nombreuses vallées de dénudation); profil vertical bipartite, partie inférieure sablo-limoneuse, sommet — sables hétérométriques à graviers; dépôts éeadiens fossilisés	— Pas de basse terrasse, série fossile hétérométrique sous les dépôts holocènes; terrasse plénivistulienne morcelée de vallées de dénudation synchrones à cette série

Le creusement s'est achevé alors sous un climat périglaciaire, qui empêchait le développement d'une couverture végétale continue. Il a encaissé la plupart des vallées glaciaires, en formant la terrasse supérieure précitée au sens topographique. Sur la bordure nord du Plateau de Łódź, là où les vallées glaciaires étaient absentes, des vallées d'érosion ont opéré la jonction entre d'anciennes dépressions fermées. Le réseau hydrographique actuel doit donc son organisation à cette phase d'érosion cataglaciaire du Saalien. On peut alors conclure que la fin de la glaciation de la Pologne Centrale, très peu connue encore dans les vallées fluviatiles de la région de Łódź, a joué sans doute un rôle fondamental dans leur évolution.

MORPHOGENÈSE AU VISTULIEN INFÉRIEUR

Les dépôts fluviatiles de cette période sont peu repandus dans les vallées étudiées: on ne les a reconnus que dans la vallée de la Mroga où ils témoignent d'un écoulement rapide avec érosion latérale (encoches fossiles formées aux dépens de dépôts d'inondation éemien). Les blocs constitués par ces dépôts éemien, reconnus dans les coupes, ont conservé des arêtes vives, ce qui suggère que le gel du sol avait commencé et que les dits blocs ont été rapidement fossilisés par d'autres alluvions. L'absence pratiquement complète d'apports latéraux est une autre preuve de la grande capacité de l'écoulement longitudinal (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975).

Dans de larges vallées d'origine glaciaire, l'écoulement fluvial, bien qu'il soit également puissant, n'est pas intervenu dans l'évolution des versants au pied desquels les apports latéraux sont conservés¹. Dans la vallée de la Wolbórka à Świątniki, à partir du bras mort déjà mentionné, on a pu établir que le départ des processus de versant vistuliens ne s'est placé qu'après la phase „b” de l'interstade d'Amersfoort, selon subdivision de cet interstade par JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA (1985). Les dépôts de versant ont fossilisé des limons organiques épais d'environ 20 mètres, démontrant un profil continu de la fin du Saalien par tout l'Eemien jusqu'au Vistulien inférieur et ils ont incorporé la région du bras mort au glacis d'accumulation occupant les zones périphériques de la vallée de Wolbórka. Le manteau des colluvions paraît continu dans les parties basses des versants et il est impossible ici de placer la limite entre les dépôts du Vistulien inférieur et ceux du Plénivistulien. Tout le profil se compose des dépôts organiques remaniés (éemien et du début du Vistulien), des sables et limons dûs au ruissellement et du matériel hétérométrique, sablo-gravelo-caillouteux, dû à la congélifluxion. Dans les autres vallées du Plateau de Łódź, on trouve les traces d'une phase d'érosion commencée sans doute à la fin du Vistulien inférieur. Cet encaissement est enrégistré sous la forme de versants d'érosion fossiles dans la vallée de la Mroga et de la Ner. Dans ce dernier cite on a trouvé au-dessous de ce versant un matériel limono-organique lacustre qui, grâce à l'analyse pollinique, on a pu attribuer à l'interestade de Brörup

¹ Il faut rappeler que pendant la même période également dans les dépressions fermées (WIECZORKOWSKA, 1975) et dans les vallées sèches (KLATKOWA, 1965) les dépôts de versant sont très épais.

(TURKOWSKA, 1988). On a ainsi mis en évidence également une interruption des processus transversaux dans les vallées. La présence d'une couverture végétale continue lors de l'interstade qui a réduit les apports colluviaux au fond des vallées, explique le bilan d'érosion positif dans la période en question (fig. 2).

Le rôle de cette phase d'érosion paraît très important pour la morphogénèse vistulienne: on lui doit les vallées les plus profondes, à versants raides qui, dépourvus de la végétation lors du Plénivistulien, ont été soumis à la dénudation périglaciaire intense. De point de vue de la géologie, cette phase d'érosion a eu pour effet de nettoyer la plus grande partie des dépôts du Vistulien inférieur et même de l'Eémien. Ainsi les dépôts plénivistuliens reposent actuellement très souvent directement sur le substratum saalien. Cette stratigraphie, reconnue dans les petites vallées de la région de Łódź, a été également décrite dans la vallée de la Vistule (MYCIELSKA-DOWGIALŁO, 1977).

L'érosion à la limite du Vistulien inférieur et du Plénivistulien et l'accumulation puissante qui l'a succédé au cours de ce dernier, expliquent l'absence dans le relief actuel de traces plus anciennes d'une évolution des vallées périglaciaires. Celle-ci est uniquement attestée par une surface de discordance enfouie sous les séries plénivistuliennes. Une terrasse du Vistulien inférieur n'existe pas.

MORPHOGÉNÈSE PLÉNIVISTULIENNE

Les dépôts plénivistuliens présentent une masse principale remplissant des vallées fluviatiles; ils forment une terrasse dite „haute”, en général très distincte et très largement répandues bien que ses caractères diffèrent selon les vallées. L'épaisseur de ces dépôts oscille entre quelques mètres et une vingtaine de mètres. Ils sont toujours bipartites: la série inférieure, beaucoup plus épaisse, se compose essentiellement de matériel fin, limono-sableux ou sablo-limoneux, tandis que la série supérieure est sableuse ou même sablo-graveleuse. Dans la vallée de la Widawka moyenne, comme l'a montré la coupe très complète étudiée dans la carrière de lignite à Belchatów, les dépôts atteignent même 30 mètres d'épaisseur. La série inférieure a fourni là-bas les datations les plus nombreuses grâce aux méthodes ^{14}C et TL: elle se place toute entière dans l'intervalle 50 000 BP – 21 000 BP (BARANIECKA, 1982, 1987; GOŁDZIK, 1981). Les mêmes résultats ont été obtenus dans la vallée de la Vistule (MYCIELSKA-DOWGIALŁO, 1977) et dans celles de ses affluents carpaciens (STARKEŁ, 1977). Les dépôts de la haute terrasse se sont donc mis en place au cours du Plénivistulien moyen et du Plénivistulien supérieur. On considère la série inférieure comme déposée par un écoulement temporaire peu dynamique, souvent absent de l'axe longitudinal de la vallée au fond de laquelle il y avait des marécages périglaciaires mal drainés, servant de niveaux de base locaux*. L'aggradation verticale du dépôt était accompagnée de l'exhaussement du pergélisol, comme le prouvent de très nombreuses structures périglaciaires, essentiellement des fentes de gel synchroniques. Du fait de cette puissante accumulation les vallées devenaient de moins en moins profondes et leurs versants s'adoucissaient. Les dépôts de remplissages ont été dûs principalement

* Récemment on discute un écoulement anastomosé à l'origine de cette série.

à des apports latéraux de différents types, selon la vivacité du relief et les dimensions des vallées. La classification élaborée dans les Carpates par STARKEL (1977) peut s'appliquer aux petites vallées de la région de Łódź (fig. 3). Dans la vallée de la Mroga, relativement étroite et encaissée, ce qui lui donne des versants longs et déclives et de nombreuses vallées affluentes sèches ou drainées, l'aggradation verticale est due à l'alluvionnement dans les lits ordinaires et ceux d'inondation ainsi qu'au colluvionnement (schéma A). La coupe transversale de la vallée montre que ce dernier a joué un rôle remarquable, parfois plus important que celui de l'écoulement longitudinal (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975). Dans la vallée de la Wolbórka moyenne, dont les versants sont presque aussi raides mais plus courts que dans la vallée précédente, en raison d'une plus grande largeur, l'aggradation s'est poursuivie surtout grâce aux dépôts de

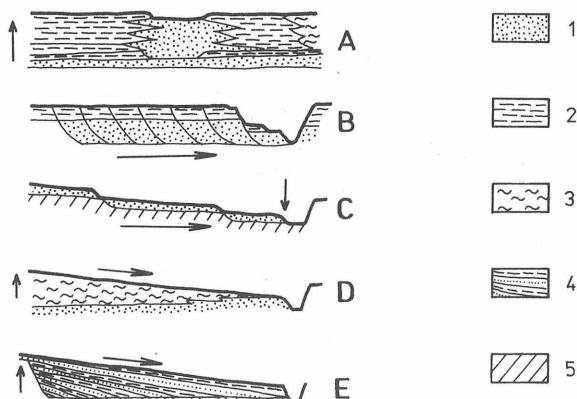


Fig. 3. Modes d'évolution des plaines alluviales dans les vallées des rivières carpathiennes (d'après STARKEL, 1977)

A — aggradation verticale des dépôts alluviaux; B — aggradation transversale des dépôts alluviaux (rivière à méandres); C — approfondissement par l'érosion latérale (rivière à méandres); D — aggradation transversale par les couvertures de versant; E — aggradation transversale par les cônes de déjection des tributaires. 1 — dépôts de lit mineur; 2 — dépôts de lit majeur; 3 — dépôts de versant; 4 — dépôts des cônes de déjection des tributaires; 5 — substratum des dépôts alluviaux

versant et aux cônes issus des vallées sèches affluentes (schéma D). Ainsi se sont formés de larges glacis concaves d'accumulation aux pentes douces (3 à 1°), convergeant vers l'axe de la vallée. Ils n'ont pratiquement pas été détruits par les processus longitudinaux et remplacent la haute terrasse des autres vallées. La vallée de la Grabia, large et peu accidentée offre un bon exemple d'un remplissage par les cônes alluviaux épandus par de nombreux affluent (schéma E). Ces différents types du comblement propres à chacune des vallées étudiées ci-dessus, peuvent naturellement coexister dans la même vallée. La vallée de la Ner en est un exemple: le type „E” caractérise les secteurs où le sommet de la terrasse plénivistulienne se trouve à la même altitude que la surface de la moraine de fond disséquée par de nombreuses vallées affluentes, le type „A” apparaît au voisinage des collines de kames aux versants raides, modelés par les actions périglaciaires. Une règle générale paraît indubitable: le rôle des apports latéraux est fonction de la vivacité du relief et de la largeur de la vallée; dans les vallées encaissées et peu larges, sous un climat

périglaciaire rude il peut être plus important que le rôle des apports longitudinaux.

Le sommet des terrasses plénivistuliennes, dont l'épaisseur oscille entre 1,5 et 3 mètres (5 mètres parfois) est formé des dépôts sableux ou même sablo-graveleux, dans les vallées aux pentes raides. Ces dépôts ont été sans aucun doute déposés par un écoulement à chenaux tressés, parfois sur les icings (ou naled's) (JAHN, 1975; PISSART, 1987; ROMANOVSKIJ, 1973), documentés par exemple dans la vallée de la Mroga. L'eau était alors beaucoup plus abondante dans les vallées que pendant le dépôt de la série inférieure et sa puissance ainsi que sa capacité étaient sans doute plus élevées. On peut qualifier l'écoulement de puissant, bien qu'il ait évidemment été toujours très changeant et même discontinu dans le temps; il s'annulait à cause du gel hivernal et atteignait son maximum lors de la fonte printanière des neiges et du mollisol. Il y avait à ce temps — là sur le Plateau de Łódź deux types des vallées périglaciaires. Les unes encaissées, étaient limitées par des versants déclives qui fournissaient beaucoup de matériel hétérométrique au fond de la vallée, surtout grâce à l'activité de la congéligfluxion, très puissante sur les pentes exposées vers le sud et l'ouest; les vallées de la Mroga et de la Wolbórka en sont des exemples. Les autres, peu marquées dans la topographie, comme par exemple les vallées de la Ner et de la Grobia avaient un fond large et sableux exposé aux vents ce qui a favorisé l'action éolienne (PISSART, 1987). Dans la vallée de la Widawka, les grains de quartz du sommet de la haute terrasse sont en effet très éolisés, comme le prouvent les études effectuées par GOŁDZIK (1981, 1986) et MANIKOWSKA (1985). Dans les vallées où la partie supérieure des terrasses renferme également des galets, comme par exemple dans la vallée de la Mroga, on en trouve de nombreux façonnés par le vent de manière très nette, ensuite remaniés par la rivière.

Une nette surface de discordance sépare les deux séries présentées, formant la haute terrasse dans les vallées fluviales de la région de Łódź. Cette surface marque le début de l'écoulement puissant qui, sans doute, a détruit le sommet de la série inférieure. Bien que les effets de cette phase d'érosion ainsi que sa période ne soient pas connus précisément, on peut estimer qu'elle s'est placée vers 20 000 BP et qu'elle a été synchrone de l'avancée la plus importante de l'inlandsis vistulien. Sans doute peut-on considérer cette phase comme l'effet de la même humidification du climat au Plénivistulien supérieur qui a par ailleurs provoqué l'extension de la calotte glaciaire. Cette humidification a été récemment souligné par ROTNICKI (1988) qui, dans la vallée de la Prosna, lui attribue l'encaissement plénivistulien maximum et formation d'une terrasse. Au-dessous, il y a plusieurs terrasses emboîtées qui se relient aux sandurs correspondant aux phases principales de la retraite de l'inlandsis. Ces terrasses, très nettes à l'aval de la vallée de la Prosna, dans la pradoline Varsovie-Berlin, c'est-à-dire à la limite sud de l'inlandsis, deviennent de moins en moins nombreuses et disparaissent vers l'amont où les caractères morphologiques sont déjà très proches de ceux décrits sur le Plateau de Łódź.

L'aggradation des dépôts dans les vallées aux environs de Łódź a été probablement interrompue vers 15 000—14 000 BP et la nouvelle érosion se lie à la phase cataglaciale suivante, celle-ci fini-vistulienne. On a pu estimer l'âge absolue de cette érosion uniquement dans la vallée de la Ner où une datation

^{14}C de dépôts d'inondation postérieurs à l'encaissement a donné un âge de $12\,950 \pm 390$ BP (TURKOWSKA, 1988). Il est possible qu'il ait été antérieur à 14 400 BP, comme le suggère la datation de la base d'une terrasse emboîtée appartenant à une vallée secondaire au sud de Łódź (KLATKOWA, 1984). Un âge très voisin ($14\,350 \pm 570$ BP) a été obtenu pour le sommet de la haute terrasse de la Widawka par GOŁDZIK (1986). Il est probable que cette phase d'érosion déjà bien avancée au cours du Plénivistulien supérieur a entretenu un bilan de dissection positif au cours de la plus grande partie du Vistulien tardif, surtout pendant ses périodes interstadiaires où le climat devenant de plus en plus doux et humide, a conduit à la disparition du pergélisol et à l'établissement d'une couverture végétale de plus en plus fermée.

MORPHOGENÈSE AU VISTULIEN TARDIF

Les caractères des processus fluviaux lors du Vistulien tardif, bien qu'ils soient soumis en général aux changements du climat et à l'évolution de la couverture végétale (KOZARSKI, 1983; KOZARSKI, ROTNICKI, 1977; SCHUMM, 1977; STARKEL, 1983), résultent en même temps des conditions locales propres à chaque vallée. Comme on l'a déjà mentionné, il existait deux types de vallées au Plénivistulien supérieur aux environs de Łódź: les unes bien marquées, aux versants relativement raides disséqués par des vallées sèches affluentes et les autres, pratiquement dépourvues de versants, dont le fond se trouvait au même niveau que la surface de la moraine de fond. Dans les vallées du premier type, la fonte du pergélisol liée à l'adoucissement du climat a entraîné l'accroissement du débit des cours d'eau; elle a aussi activé les processus de versant, le ruissellement surtout (KLATKOWA, 1985) et, en conséquence, a provoqué une augmentation du débit solide. Le bilan d'érosion des rivières à chenaux tressés est néanmoins demeuré positif et le niveau plénivistulien a été entaillé. Cette étape d'évolution peut être présentée à l'aide de la formule suivante (STARKEL, 1983):

$$Q_w^+ > Q_s^+ = w^+ d^+ \lambda^+ s^+ P^- (\text{Eb})$$

où: Q_w — débit liquide; Q_s — débit solide; w — largeur du lit fluvial, d — profondeur du lit fluvial, λ — longueur d'onde des méandres; s — pente du lit fluvial; P — indice de sinuosité de la rivière; Eb — creusement de la rivière à chenaux tressés (braided river).

La tendance au creusement a été interrompue par une accélération des processus de versants, peut-être lors du climat plus rude du Dryas inférieur. Pendant cette période au bilan d'érosion négatif, la série périglaciaire la plus jeune a été mise en place. On peut exprimer cette étape d'évolution par la formule suivante:

$$Q_w^+ < Q_s^+ = w^+ d^- \lambda^+ s^+ P^- (\text{Ab})$$

où: Ab — alluvionnement de la rivière à chenaux tressés. Dans la vallée de la Mroga par exemple, cet alluvionnement a donné la basse terrasse finivistulienne, mise en relief par une rivière déjà à méandres, à la limite du Vistulien et de l'Holocène. Dans la vallée de la Wolbórka moyenne, qui est un autre exemple de vallée aux pentes raides, la série analogue est fossilisée par des dépôts holocènes (fig. 2).

La réponse des rivières aux changements climatiques et phénomènes associés a été tout à fait différente dans les vallées à la topographie peu marquée. La fonte du pergélisol, en permettant l'infiltration, a freiné très vite le ruissellement superficiel. L'écoulement est devenu de plus en plus pondéré, les débits très élevés ont disparu et la charge solide a diminué radicalement. Cela donne, encore sous un climat périglaciaire et avec une couverture végétale peu évoluée, une rivière à chenal unique en méandres, dont le bilan d'érosion a été positif tout au long du Vistulien tardif. En résulte, au début de l'Holocène, une large vallée limitée par des versants d'érosion correspondant aux rives concaves des méandres. Sur les rives convexes, les accumulations sableuses ont formé une basse terrasse. Dans la vallée de la Ner, cette dernière est rarement visible à l'heure actuelle car elle a été érodée par l'écoulement holocène ou fossilisée par des dépôts les plus récents. Il apparaît quand même indubitable que l'allure actuelle de la vallée de la Ner, encaissée jusqu'à 4 mètres dans les dépôts plénivistuliens et large par endroits de plus d'un kilomètre, est imputable à la rivière à grands méandres du Vistulien tardif. On peut exprimer cette étape d'évolution par la formule suivante:

$$Q_w^- < Q_s^- = w^- d^+ \lambda^- s^- P^+ (\text{Em})$$

où: Em — creusement de la rivière à méandres.

CONCLUSIONS

La connaissance actuelle des vallées fluviales du Plateau de Łódź met en évidence certains traits généraux de la morphogenèse fluviale périglaciaire:

- la longue durée de son action, 150 000 ans environ, période divisée en plusieurs étapes par des interglaciaires ou des interstades;
- le rôle prépondérant de la morphogenèse périglaciaire dans la formation des vallées mêmes et dans l'élaboration de leurs terrasses (terrasse supérieure fini-wartienne, partiellement proglaciaire, haute et basse terrasses vistuliennes);
- les deux tendances principales de l'évolution des vallées sous climat périglaciaire, à savoir un bilan de dissection positif pendant les phases catagliaires (fini-Saalien, limite du Vistulien inférieur et du Plénivistulien, fini-Vistulien) et un bilan d'érosion négatif pendant les phases anaglaciaires (Plénivistulien moyen, début du Plénivistulien supérieur, par exemple). La seconde de ces tendances est beaucoup mieux connue grâce aux dépôts préservés dans les vallées actuelles. Les dépôts plénivistuliens y jouent un rôle prépondérant;
- les fluctuations du climat périglaciaire se reflètent dans la structure des terrasses correspondantes: par exemple, dans toutes les vallées examinées, la terrasse plénivistulienne est formée de dépôts plus grossiers à son sommet, synchrone de la glaciation vistulienne qu'à sa base, contemporaine du climat plus doux du Plénivistulien moyen;
- la prédominance de l'écoulement à chenaux tressés, résultat de la grande masse d'apports latéraux fournis par les processus de versant;
- l'empreinte du climat périglaciaire laissée sous la forme de structures développées dans les dépôts remplissant les vallées.

Quant à l'influence des facteurs locaux sur les caractères et les effets des processus morphologiques périglaciaires dans les vallées fluviatiles, elle a été évoquée à propos de nombreux exemples. Il faut en souligner les traits suivants:

- le caractère des processus périglaciaires dépend des dimensions et de l'encaissement des vallées fluviatives, qui définissent les types et le rôle respectif des processus transversaux et longitudinaux. Comme on l'a déjà précisé, dans les petites vallées très encaissées l'action des apports latéraux a été particulièrement importante;

- l'épaisseur des dépôts périglaciaires et le degré de leur dissection varie selon les vallées, ce qui donne des allures très diverses aux terrasses périglaciaires;

- dans les situations extrêmes, les conditions locales peuvent déterminer un type original d'écoulement fluvial, comme l'a prouvé l'exemple de la vallée de la Ner, occupée par une rivière à méandres au fini-Vistulien alors que les autres vallées du Plateau de Łódź connaissaient un écoulement à chenaux tressés.

Traduction de K. Turkowska

Bibliographie

- BARANIECKA, D., 1982 — Stanowiska osadów śródkowego vistulianu w rejonie Bełchatowa (Localités avec des dépôts du Vistulien moyen aux environs de Bełchatów). Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Wrocław — Warszawa.
- DYLIK, J., 1964 — Éléments essentiels de la notion de „périglaciaire” *Biul. Peryglacialny*, 14.
- DYLIK, J., 1967 — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej (Éléments essentiels de la paléogéographie du Pléistocène supérieur de la Pologne Centrale), in: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- DYLIKOWA, A., 1962 — Notion et terme „périglaciaire”. *Biul. Peryglacialny*, 11.
- GOŹDZIK, J., 1981 — Les changements des processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulien (Würm). Recherches Géogr. Strasbourg, 16—17.
- GOŹDZIK, J., 1986 — Structures des fentes à remplissage primaire vistuliennes en Pologne. *Biul. Peryglacialny*, 32.
- JAHN, A., 1975 — Problems of the periglacial zone. PWN, Warszawa.
- JASTRZEBSKA-MAMELKA, M., 1985 — Interwał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu — Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. (summary: Eemian and early Vistulian at Zgierz — Rudunki in the Łódź region). *Acta Geogr. Lodz.*, 53.
- KLATKOWA, H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 23.
- KLATKOWA, H., 1984 — Bychlew — Północnopleistoceńskie i holocene osady Pabianki (Bychlew — Dépôts fini-pléistocènes et holocènes de Pabianka). W: Przewodnik Konferencji: Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie. Łódź.
- KLATKOWA, H., 1985 — Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu (summary: Over-snow deposition of the Late vistulian sediments). *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- KOZARSKI, S., 1983 — River channel adjustment to climate changes in West Central Poland. In: Background to Palaeohydrology. A perspective K. J. Gregory (ed.). John Wiley and Sons. Chichester.
- KOZARSKI, S., ROTNICKI, K., 1977 — Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the late Würm and Holocene. *Quest. Geogr.*, 4.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1975 — Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi (résumé: Processus fluviaux périglaciaires sur le fond de la morphogenèse de la vallée de la Mroga). *Acta Geogr. Lodz.*, 36.

- MANIKOWSKA, B., 1985 — O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski Środkowej (summary: On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 52.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO, E., 1977 — Channel pattern during the last Glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula Valley. In: River channel changes. K. J. Gregory (ed.). Wiley, Chichester, London.
- PISSART, A., 1977 — Géomorphologie périglaciaire. Liège.
- ROMANOVSKIJ, N. N., 1973 — O geologiczeskoj dejatelnosti naledej (sur l'action géologique des naled's). Merzlotnyje isledovanija, vyp. XIII. Izd. Mosk. Univ.
- ROTNICKI, K., 1988 — Main phases of erosion and accumulation in the Prosna valley in the last glacial-interglacial cycle. In: Changes in the geographical environment of Poland. L. Starkel (ed.). *Geographia Polonica*, 53.
- SCHUMM, S. A., 1977 — Geomorphic implications of climatic changes. Introduction to fluvial processes. London.
- STARKEL, L., 1977 — Last glacial and holocene fluvial chronology in the carpathian valleys. *Studia Geomorph. Carp. — Balt.*, 11.
- STARKEL, L., 1983 — The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In: Background to Paleohydrology. A perspective. K. J. Gregory (ed.) John Wiley and Sons, Chichester.
- ŚRODOŃ, A., 1967 — Stratygrafia późnego plejstocenu Polski niżowej na podstawie paleobotanicznej (Stratigraphie du Pléistocène tardif de la Pologne sur la base paléobotanique). In: Czwartorzęd Polski. PWN. Warszawa.
- TURKOWSKA, K., 1988 — Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie (résumé: Évolution des vallées fluviatiles sur le Plateau de Łódź au cours du Quaternaire tardif). *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- WIECZORKOWSKA, J., 1975 — Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru (résumé: L'évolution des versants des collines de Romanów à la lumière de la paléogéographie de la région). *Acta Geogr. Lodz.*, 35.