

*Leszek Starkel **

Cracovie

REMARQUES SUR L'ÉTAGEMENT DES PROCESSUS MORPHOGÉNÉTIQUES DANS LES CARPATES AU COURS DE LA DERNIÈRE GLACIATION

Sommaire

L'auteur discute le problème de l'étagement des processus morphogénétiques dans les Carpates Polonaises au cours de la dernière glaciation. Après avoir constaté le fait de la différenciation il présente l'image graphique des oscillations des étages climafloristiques et morphogénétiques à la fois basée sur la courbe de Woldstedt adaptée, sur les localités des flores fossiles dans les Carpates et sur la caractéristique des étages climatiques dans les Carpates faite par Hess. Avec cette image on confronte la différenciation verticale des formes périglaciaires de la dernière période froide, la différenciation des couvertures de versants et le développement du profil longitudinal des vallées carpathiques. Un tel aperçu fait du point de vue des oscillations des étages morphoclimatiques nous permet de mieux comprendre beaucoup de questions jusqu'ici obscures.

(1) Les formes et les dépôts fossiles de la dernière période froide se rencontrent dans les Carpates à de diverses altitudes. A la base de l'analyse des dépôts on a distingué plusieurs phases de dégradation des versants, des épisodes à prédominance du ruissellement ou de la solifluxion, des périodes assez humides et des périodes relativement sèches (avec l'accumulation du loess). Le rôle important des périodes froides a été démontré (entre autres un abaissement des versants atteignant les valeurs de quelques à plusieurs mètres au cours de la dernière glaciation — Dziewański et Starkel, 1962).

Il reste pourtant beaucoup de questions difficiles à résoudre. Quelle, par exemple, est la cause de la maturité différente de diverses formes dites périglaciaires ou de la puissance si variable des dépôts de pente et des alluvions à la différente genèse — une fois possédant une stratigraphie compliquée, l'autre fois monotones ? Ce n'est que rarement qu'on peut expliquer ces différences par la lithologie variable du substratum. On arrive à un certain ordre si l'on situé la coupe étudiée au profil versant — l'axe de la vallée, car c'est le long de celui-ci que changent le type du transport et le faciès des dépôts (Starkel, 1965).

Au cours de la dernière période froide les limites des étages morpho-

* L'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences, Département de Géomorphologie et d'Hydrographie des Montagnes et Plateaux, Cracovie.

génétiques oscillaient sans cesse surtout celles les plus sensibles et les plus faciles à vérifier comme la limite supérieure de la forêt et celle des neiges pérennes. A cause des altitudes différentes, tout plateau ou montagne se trouvaient, pendant la dernière période froide, dans les limites de divers étages. La durée des groupes de processus déterminés et leur succession étaient variables. La complexité de ces phénomènes s'est enregistrée dans les formes de relief et les dépôts de cette période.

Le but de cette note est de faire un nouvel aperçu de la succession des processus morphogénétiques au cours de la dernière glaciation et des déplacements des étages morpho-climatiques dans les Carpates fait à la base plus large de changements du climat et de la couverture végétale de l'Europe. Cette base se dessine d'une façon de plus en plus précise grâce à la possibilité nouvelle de comparer les résultats des études paléobotaniques, géologiques et d'autres, créée par la méthode du C¹⁴. Nos réflexions concernent les territoires situés en dehors des limites atteintes par la glaciation de montagne. Je crois qu'une telle comparaison rafraîchira nos opinions sur la morphogénèse des terrains de montagne compris, pendant la dernière période froide, dans la zone périglaciaire et permettra de signaler plusieurs questions nouvelles ou irrésolues.

(2) Avant d'aborder la questions des étages il faut préciser de quels étages il s'agit.

A l'intérieur des versants des régions de montagne on observe des sections étagées modelées de diverse manière. La cause de cette différenciation n'est pourtant pas un climat divers mais une certaine tendance naturelle de l'évolution du versant — la poursuite du profil d'équilibre. Des modifications supplémentaires y sont apportées par la lithologie et la tectonique complexes. Les versants supérieurs du Beskide Wyspowy (en îlots), par exemple, aux altitudes de 400 à 500 m, sont constitués de grès résistants et forment des cuesta, tandis que les versants inférieurs, formés de schistes argileux, sont plus doux (Klimaszewski, 1958; Starkel, 1960a). Au cas où la limite supérieure de la forêt passe par le milieu d'un tel versant, comme cela a lieu actuellement dans les Tatras, la section supérieure est le domaine d'autres processus que celle inférieure. Les processus en bas dépendent de l'apport du matériel du haut. Ainsi, par exemple, les éboulis formés aux pieds des parois granitiques descendant souvent au-dessous de la limite climatique de la forêt. Dans ce cas-là on peut difficilement parler de l'étagement purement climatique comme cela fait S. Z. Rózycki à la Terre de Torell (1957). C'est pourquoi si l'on veut comparer les processus agissant à de divers étages on doit analyser, avant tout, les versants „renfermés” entièrement dans un étage.

Les étages morphogénétiques contemporains (abaissés pendant la période glaciaire) sont délimités, dans la montagne, par deux zones bordières: la limite de la forêt et la limite inférieure des neiges pérennes. La limite de la forêt parcourt dans toutes les plus hautes chaînes carpathiques à l'altitude de 1450 à 1700 m, ce qui selon Hess (1965) correspond à la position de l'isotherme annuelle de $+2^{\circ}\text{C}$. La limite des neiges pérennes ne s'observe pas dans les Carpates à cause des formes aiguës des plus hauts sommets. En forme d'une limite climatique elle est située, dans les Tatra, à l'altitude de 2200 à 2350 m, c'est-à-dire un peu plus haut que l'isotherme de -2°C (Hess, 1965).

Les étages des climats: tempéré chaud, tempéré froid et froid (terminologie de Hess) situés au-dessous de la limite de la forêt possèdent, à cause de la couverture forestière, un complexe de processus parmi lesquels le plus importants sont l'altération chimique, l'évacuation des sels dissous, l'érosion linéaire et la suffosion. Dans la suite j'appellerai cet étage forestier (Gerlach, 1964; Klimaszewski, 1961; Nedelcu, 1964; Niculescu, 1965; Niemirowski, 1964; Starkel, 1960). L'étage plus haut suivant, atteignant la limite des neiges pérennes et appelé parfois cryonival n'est pas homogène. Selon la zone climatique dans laquelle se trouve la montagne (Troll, 1944; Klaer, 1962), selon l'humidité et les précipitations, l'étendue de l'étage en altitude est variable. Dans la majorité des cas pourtant la partie inférieure de l'étage est dominée par la solifluxion, le ruissellement et le développement de la glace fibreuse. Plus haut règnent la désagrégation mécanique, les processus de ségrégation par le gel et la déflation. Le sol y dégèle peu profondément (aux régions à pergelisol) tandis que des flaques de neige accroissent le rôle de la nivation (Jahn, 1958; Klaer, 1962; Klimaszewski, 1961; Troll, 1944). Dans la partie inférieure il y a de la végétation du type alpin (toundra) et des étendues du pin de montagne. Dans la partie supérieure il y a surtout de la roche à nu ou des débris. En Europe du NE la partie inférieure correspond à la zone de toundra et de toundra-forêt à la solifluxion entravée, tandis que la partie supérieure à la toundra arctique à la solifluction libre (Frenzel, 1959—60). La limite entre les deux étages coïncide approximativement, dans les Tatra, avec l'isotherme annuelle de -2°C , c'est-à-dire avec la limite entre l'étage du climat froid modéré et celui du climat froid (Hess, 1965). Afin de simplifier les choses le premier étage sera appelé étage cryonival (toundra) et le second — étage subnival (désert de gélivation).

Pendant la dernière glaciation tous ces étages ont été abaissés de 1000 m et plus. Les oscillations de la limite de la forêt et d'autres zones bordières sont confirmées par les restes de flores fossiles et la stratigraphie des dépôts de pente.

(3) Phases morphogénétiques de la dernière glaciation dans les Carpates, liées aux oscillations des étages clima-floristiques.

Notre connaissance des oscillations de la limite de la forêt, séparant deux groupes d'étages essentiels dans les Carpates, reste encore incomplète en cela qui concerne la dernière glaciation. Le profil de Wadowice (Sobolewska, Starkel et Środoní, 1964) montre que le Pogórze Karpackie¹ a été couvert de forêts au cours de l'interstade Brørup. Il est vraisemblable que la zone forestière occupait aussi le bassin de Nowy Targ (altitude de 600 à 700 m). Au Würm moyen (Pléni-glaciaire A) la forêt se retire des Carpates, ce qui est prouvé par les restes de végétation de toundra à Zator, à l'altitude de 240 m environ (datation au C¹⁴ en donne l'âge de >40 000 ans — Koperowa, Środoní, 1965). A l'interstade de la Bialka, identifié avec Paudorf, la limite de la forêt parcourt à l'altitude de 700 m ou un peu plus. Au Würm supérieur la forêt se retire pour une nouvelle fois et quitte même le Pogórze Karpackie (Środoní, 1965). Ce n'est qu'au Tardiglaciaire que la forêt retourne dans les Carpates (Szafer, 1952; Środoní, 1952; Koperowa, 1962). La succession rythmique des phases chaudes et froides provoquait des oscillations de la limite de la forêt, dont l'ampleur atteignait 400 m dans un mille ans (Allerød — 1050 m Dryas Jeune — 600—700 m d'altitude).

La succession des processus morphogénétiques au cours de la dernière glaciation est le mieux connue sur le Pogórze Karpackie (altitudes de 300 à 500 m — fig. 1).

A Wadowice (altitude de 280 m) sur les alluvions du Würm inférieur formant le cône de déjections de la Skawa à sa sortie des Beskides sur leur avant-pays il y a des sédiments de versant et de la tourbe du Brørup déposés dans un mort bras (Sobolewska, et al. 1964). Ils sont couverts d'une série de 15 m d'épaisseur composée de deux horizons de solifluxion dont chacun est enveloppé, du haut et du bas, par des proluvions (colluvions). Une puissance considérable de l'horizon inférieur témoigne de l'intensité de la solifluxion. L'altération de son sommet est liée à l'interstade Paudorf. Les couches de delluvions (colluvions) précédant l'horizon de solifluxion sont interprétés comme l'effet du ruissellement nettoyant les sols directement après le recul de la forêt. Les delluvions (colluvions) du sommet de l'horizon constituerait la preuve du continentalisme climatique (au sommet il y a de l'argile loessique).

¹ Zone bordière nord des Carpates Polonaises à la même structure géologique que les Beskides, mais à un relief considérablement plus faible, ondulé et à l'altitude moyenne de 350—400 m. „Géographie Universelle” l'appelle *plate-forme sub-beskidique* bien que la notion de *Précarpates* ou de *Région Subcarpatique* paraisse plus proche au terme polonais.

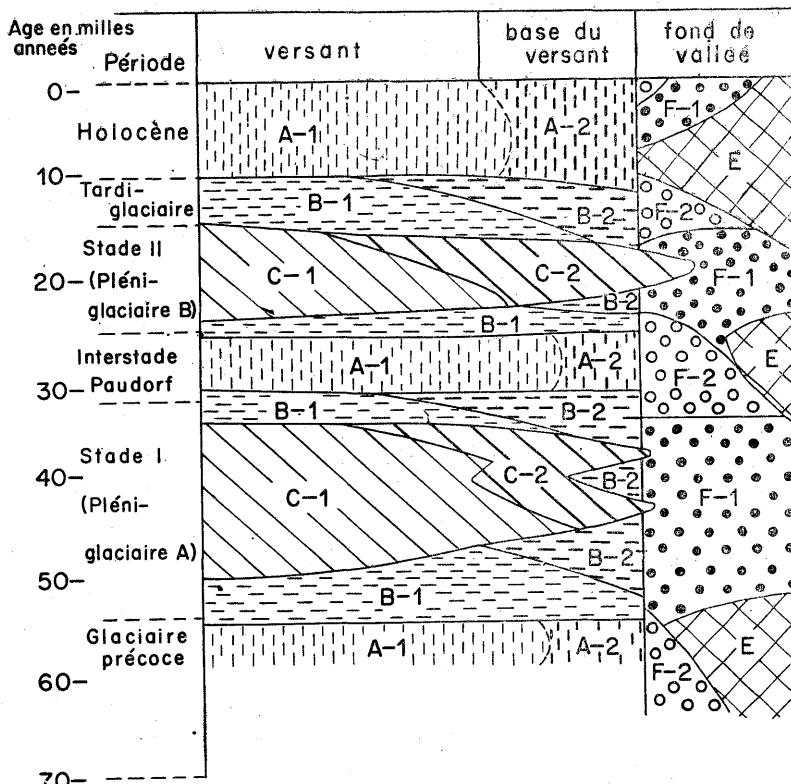


Fig. 1. Le changement et la succession des processus aux versants et sur les fonds de vallées dans les Carpates au cours de la dernière glaciation (après Starkel, 1964)

A-1 — phase de l'altération chimique et du ruissellement faible; A-2 — phase de l'altération chimique et de l'accumulation faible (deluviale et proluviale); B-1 — phase du ruissellement intense, de la dégradation; B-2 — phase du ruissellement intense et de l'accumulation des couvertures proluviales (colluvions); C-1 — phase de la dégradation solifluidale; C-2 — phase de l'accumulation solifluidale; E — prédominance du creusement au lit mineur; F-1 — prédominance de l'accumulation fluviatile à faciès du lit mineur; F-2 — prédominance de l'accumulation fluviatile à faciès de terrasses

A Zabrodzie, dans la vallée du San (altitude de 380 m) il y a aussi deux séries de solifluxion séparées par des proluvions (colluvions) d'une épaisseur considérable (Dziewański, Starkel, 1967; Starkel, 1965). Des témoignages de la bipartition se rencontrent à Dziurdziów (altitude de 400 m à peu près — Starkel, 1965). Dans de nombreux profils de terrasses le stade plus jeune est remplacé par des dépôts de versants ou des cônes de déjections des vallées latérales (Maniowy — Birkenmajer, Środoń, 1960; Wolkowyja — Starkel, 1965); ce qui peut être interprété soit comme l'effet de l'encaissement du lit mineur, soit comme le résultat d'une intense dégradation des versants au Würm supérieur. A Krościenko, où la base d'un

long versant descend jusqu'à l'altitude de 430 m, on déchiffre un net échauffement vers le sommet de la coupe (les pousses de *Salix* et *Betula* sont de plus en plus grosses — Klimaszewski, Szafer, *et al.*, 1950; Środoń, 1965). A Dobra (altitude de 420 m) la présence des restes de *Pinus cembra* et *Larix* dans les couvertures indiquerait l'intensité de la solifluxion, active par la suite du dégel plus profond des schistes argileux vers le déclin de la glaciation (Klimaszewski, 1958; information verbale du Professeur Środoń). Les coupes de Gruszowiec (altitude de 600 à 700 m), où les cônes torrentiels reposent sur des couvertures de solifluxion, témoignent des apports de sédiments du haut des versants au temps où les montagnes du Beskide Wyspowy se trouvaient encore au-dessus de la limite de la forêt (Starkel, 1960a). Dans d'autres localités, situées plus haut (600—900 m) on ne trouve d'ordinaire pas de couvertures plus hétérogènes. Aux pieds des versants il y a des couvertures monotones de débris, enveloppées par des proluvions (colluvions) sommitales sablo-limoneuses seulement. Ce peu de complexité a été remarqué déjà par Halicki (1956). Des proluvions limoneuses, comme cela résulte de leur rapport à la terrasse tardiglaciaire de Dunajec, proviennent de la phase de déclin de la période froide (tourbière à Grel — Koperowa, 1962; Klimaszewski, 1961 et recherches sur des dépôts lessoides de Cegła, 1961). Toutes ces données commencent à nous esquisser l'image de la complexité, en profil vertical, de la structure des couvertures de versant dans les Carpates Polonaises.

(4) Afin de mieux empoigner les changements des étages climatiques au cours de la dernière glaciation on a tenté de trouver une représentation graphique des oscillations des étages clima-floristiques dans les Carpates Polonaises. Cette tentative est basée sur la courbe des oscillations climatiques de la dernière glaciation élaborée par Gross et Woldstedt (1962), sur les résultats des études sur les flores fossiles des stades et interstades particuliers dans les Carpates et enfin sur la caractéristique des étages climatiques actuels dans les Carpates faite par Hess (1965).

Woldstedt en présentant sa nouvelle division stratigraphique du Würm en 1962 l'a illustrée à l'aide d'une courbe climatique basée sur les recherches paléobotaniques et autres effectuées dans plusieurs pays européens, surtout sur les dernières études d'Andersen (1961) et Zagwijn (1961) concernant la période du Würm ancien. C'est le tableau le plus complet que nous connaissons, compris dans les intervalles de la chronologie absolue et basé sur les datations au C¹⁴. La courbe nous illustre les oscillations de la température moyenne du juillet. Woldstedt n'emploie pas d'échelle thermique et se limite à distinguer, dans les intervalles particulières, les climats: chaud, froid et très froid. Mais s'appuyant sur les travaux d'Andersen

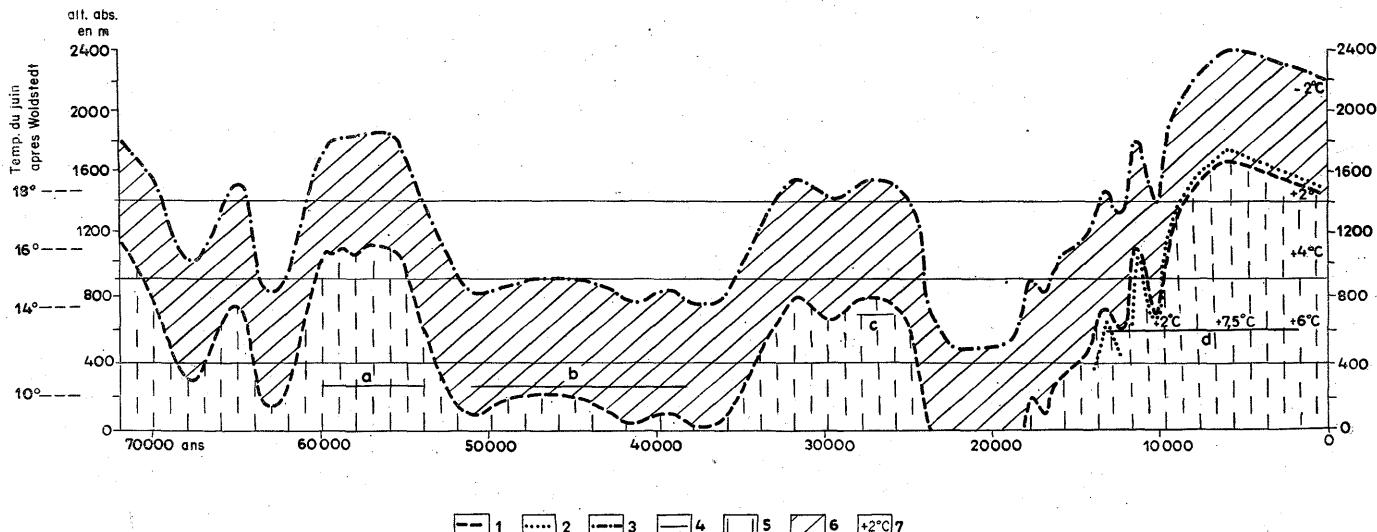


Fig. 2. Déplacement des étages morpho-climatiques dans les Carpates Polonaises pendant la dernière glaciation

1. oscillations de la limite supérieure de la forêt déduites de la courbe de températures moyennes du juillet de Woldstedt (1962) détournée, à gauche — valeurs approximatives des températures de cette courbe; 2. déplacements de la limite de la forêt selon Koperowa (1962) et autres; 3. limite entre l'étage cryonival (toundra) et l'étage subnival (désert de gélivation); 4. localités avec des flores fossiles plus importantes: (a) Wadowice, (b) Zator, (c) Bialka Tatrzanska, (d) tourbières à Grel; 5. étage forestier; 6. étage cryonival (toundra); 7. valeurs de la température moyenne annuelle d'après Hess (1965)

et autres nous pouvons en tirer les températures approximatives (fig. 2). Un type de climat est caractérisé par l'amplitude thermique moyenne de 3°.

Le fait que la température moyenne du juillet de +10,0 à +10,5°C coïncide à peu près avec la limite de la forêt m'a donné l'idée de déchiffrer, à partir de cette courbe, les oscillations de la limite de la forêt. J'ai détourné la courbe de Woldstedt et tenté d'y ajuster une échelle non pas thermique mais hypsométrique. La courbe a été élaborée pour les plaines de l'Europe Centrale. On sait pourtant que toute montée de la température au-dessus de +10°, dans la plaine, a comme l'effet une élévation de la limite de la forêt dans la montagne.

Sur la courbe j'ai marqué toutes les positions de la limite de la forêt au Tardiglaciaire et à l'Holocène dans les Carpates, déduites d'après des études des tourbières par Szafer (1952), Środoń (1952), Koperowa (1962) et les autres. J'ai obtenu ainsi une échelle hypsométrique. Les données paléobotaniques et la courbe de Woldstedt ont été confrontées ensuite avec la température moyenne annuelle et celle du juillet calculées par Hess (1965) pour tous les étages clima-floristiques des Carpates.

Afin de vérifier si la courbe de Woldstedt peut être utilisée comme graphique des oscillations de la limite de la forêt on a marqué sur elle les plus sûres localités des flores würmiennes dans les Carpates, celles de l'interstade Brørup à Wadowice (Sobolewska, Starkel, Środoń, 1964), du Würm moyen à Zator (date du C^{14} — plus que 40 000 ans — Koperowa, Środoń, 1965) et de l'interstade Paudorf à Białka Tatrzanska (Sobolewska, Środoń, 1961). Leurs positions par rapport à la courbe des déplacements de la limite de la forêt concordent entièrement avec les conclusions de ces auteurs. Une seule localité de Zator démontre une longévité de la période de la toundra. C'est pourquoi j'ai abaissé la limite de la forêt au Würm moyen. Cette section de la courbe est d'ailleurs la plus discutable (Woldstedt aussi l'appelle hypothétique). En somme donc la courbe de Woldstedt adaptée nous donne l'image approximative des déplacements de la limite de la forêt dans les Carpates.

En basant sur les calculs de Hess (1965) j'ai essayé aussi de tracer sur notre graphique les positions de la limite entre l'étage cryonival (toundra) et subnival (désert de gélivation; position de l'isotherme de -2°C). Je l'ai tracée parallèlement à la limite des neiges pérennes qui, aux interstades, était située plus haut encore (1000 m au-dessus de la limite de la forêt). Au-dessus de l'isotherme de -2°C il y a eu non seulement des flaques de neige qui se maintenaient presque toute l'année, mais le dégel était aussi moins profond. A l'exception de la désagrégation mécanique et de la nivation l'intensité des processus morphogénétiques y était plutôt peu importante.

La reconstruction des changements des étages morpho-climatiques au cours de la dernière glaciation ainsi réalisée n'est, évidemment, qu'approximative et incomplète. On n'y a pas pris en considération les changements du volume des précipitations (humidité) qui ont dû modifier le parcours des limites. De plus, on peut s'attendre à ce que les contrastes des changements climatiques au Tardiglaciaire, par exemple, étaient dans la montagne considérablement plus forts qu'aux plaines. Malgré tout cela la courbe nous donne une image des changements. Nous y voyons des périodes d'abaissement violent ou de montée rapide de la limite de la forêt aussi bien que des phases de relative stabilité. Elle permet de calculer d'une façon approximative combien de fois un territoire donné se trouvait dans les limites des étages morpho-climatiques particuliers et de déterminer la durée de ces périodes. En prenant en considération l'époque durant de -72 000 à -7000 ans, c'est-à-dire 65 000 ans, on a calculé, à la base de la courbe, la durée des trois étages: (a) forestier, (b) cryonival (toundra) et (c) subnival (désert de gélivation) et nival (conjointement) pour les trois altitudes différentes — 400 m (altitude moyenne du Pogórze Karpackie), 900 m (altitude des chaînons des Beskides plus bas et des Pogórze hauts à Podhale) et 1400 m (sommets des Beskides et parties plus basses des Tatras au voisinage de la limite actuelle de la forêt) — voir le tableau suivant:

altitude	étage forestier		étage cryonival		étage subnival	
	nombre de fois	durée	nombre de fois	durée	nombre de fois	durée
400 m	5	31 000 ans	4	34 000	—	—
900 m	4	11 000	6	28 000	3	26 000
1400 m	2*	2 000	6	23 000	5	40 000

* Le manque complet pratiquement parce que la forêt n'y apparaît qu'au déclin de l'interglaciaire et au commencement de l'Holocène.

Le tableau et la courbe pris ensemble indiquent qu'à l'altitude de 400 m la couverture forestière existait durant la moitié de la glaciation. Cela signifie une faible activité des processus morphogénétiques et l'absence entière de ceux caractéristiques pour la période froide. Les phases d'extinction de la couverture forestière se répétèrent plusieurs fois. A l'altitude de 1000 m la forêt était absente entièrement pendant une longue période de 40 000 ans. Durant la moitié de la période froide le territoire se trouvait dans l'étage subnival (désert de gélivation).

L'analyse de la courbe et du tableau permet de tirer un nombre de conclusions de nature aussi bien paléogéographique que strictement morphogénétique. Aux altitudes différentes nous avions, dans les Carpates,

des successions variées des ensembles (étages) morphogénétiques. Leur durée était variable et se changeait aussi bien dans le temps qu'en altitude. Tout cela a dû se refléter dans les successions différentes de couvertures, dans leurs types, puissance et maturité variable des formes.

(5) Bien que cela puisse être prématuré je crois qu'une confrontation de cette image avec les faits observés dans les Carpates vaut bien la peine. Surtout que dans d'autres chaînes de montagnes on a effectué des études soulignant la distribution, au cours de la dernière glaciation, de certaines formes et processus en étages, par exemple les travaux de Fezer (1953) dans la Forêt Noire, de Hövermann (1954) dans les Alpes de Bavière et celui tout neuf de Hempel (1966) sur l'étagement des formes et couvertures dans les montagnes de la zone méditerranéenne.

La translation verticale des étages morpho-climatiques au cours de la dernière glaciation se reflète, en effet, dans l'élaboration des formes typiques pour ces étages, dans le développement des couvertures de versants et dans l'évolution des formes et couvertures fluviatiles le long des profils longitudinaux des vallées carpathiques.

L'analyse des formes typiques pour les étages particuliers est la plus difficile à réaliser, car presque toutes parmi elles s'adaptaient, à un certain degré, aux conditions changeantes. C'est pourquoi on doit les considérer plutôt comme l'effet d'une somme de transformations, surimposées pendant la dernière glaciation à des éléments possédant souvent des fondements plus anciennes encore. Il est un fait connu que dans les montagnes de l'Europe Centrale, dans les Carpates entre autres (Klimaszewski, 1948), le nombre de champs de pierres, de piliers, de terrasses de cryoplanation et de formes de corrosion augmente avec l'altitude. Le problème de leur distribution en étages dans les Carpates n'a pas encore été l'objet d'une étude spéciale.

Les vallons en berceau, tapissés de débris, se rencontrent dans les Carpates à flysch au-dessus de 600—700 m (Starkel, 1960a, b), ce qui s'accorde bien avec la limite de la l'étage subnival (désert de gélivation) dans la Forêt Noire (Fezer, 1953). L'absence des vallons en berceau sur le Pogórze Karpackie, même dans les parties hautes (400—600 m) pourrait être expliqué par la plus courte durée de la solifluxion qui n'était pas capable d'évacuer tous les produits fins désagrégés. Ce manque peut n'être parfois qu'apparent, dû au creusement de très longue durée, sous l'étage forestier.

Les versants enveloppés de champs de pierres fixés, formés sur des grès, s'observent aussi surtout au-dessus de 700 m. Plus bas il y a soit des lambeaux de champs de pierres aux versants très raides, soit des éboulis ou des blocs épargnés par la solifluxion. La fréquence des champs de

pierreries est une sorte de preuve que le versant se trouvait, pendant un long temps, dans l'étage subnival (désert de gélivation).

Les formes rocheuses dans les Carpates à flysch s'observent aux crêtes et en haut des versants à partir de l'altitude de 300 m déjà à peu près (Klimaszewski, 1948) mais les rochers de l'étage forestier actuel dans les Beskides, à l'altitude de 800 à 1200 m, présentent des formes plus fraîches, aiguës, avec des éboulis aux pieds. Dans les Beskide de Moravie aux pieds d'eux on a constaté la présence des terrasses de cryoplanation (Czudek, Demek, Stehlik, 1961). Aux parties du Pogórze Karpackie plus basses, par contre, les rochers ont le plus souvent l'aspect des buttes-témoins isolées et émoussées et représentent les couches les plus résistantes extraites par les processus destructifs (Starkel, 1965). Tout cela indique que le problème de l'étagement des formes héritées de la dernière glaciation doit être pris davantage en considération.

La succession des couvertures et, de même, des processus de versants dans les Carpates, présentée dans la première partie de ce rapport, est en un net rapport avec la courbe des changements de climat. L'image la plus complète de cette relation s'observe à l'étage du Pogórze Karpackie. Sur les dépôts du Brørup reposent deux séries de sédiments de versants liés aux alluvions (Starkel, 1964). Ces deux séries correspondent à des deux grands stades glaciaires. Les couvertures de solifluxion sont plus épaisses dans la série inférieure (phase plus longue et probablement plus humide). Dans la série supérieure l'horizon de solifluxion est relativement fin mais l'abondance de débris (Dziewański, Starkel, 1967) parle en faveur d'un climat très rude, d'une forte gélivation et d'un dégel peu profond au Würm supérieur (voir Dylik, 1964). Les proluvions (colluvions) déployées au-dessus de ces séries correspondent à la phase initiale de l'abaissement de la limite de la forêt et au lavage des sols dans la période chaude (forestière) précédente. Un nouvel échauffement venu ensuite, accompagné d'un continentalisme, provoquent le dégel plus profond et la nouvelle phase de ruissellement — la végétation reste en arrière et ne peut pas suivre le réchauffement rapide (fig. 1).

Aux pieds de très longs versants, descendant de l'altitude de 1000 m (Klimaszewski, 1958; Starkel, 1960a) reposent, à l'altitude de 400 à 600 m, des couvertures solifluiales argilo-pierreuses. Les parties supérieures de ces versants, fournissant les débris, se trouvaient, sans interruption pendant une période de presque 40 000 ans, au-dessus de la limite de la forêt — d'où une plus grande monotonie des couvertures. L'intensité des processus y était faible pendant une partie considérable de la période glaciaire. Le dégel plus profond commence à avoir lieu au fur et à mesure du réchauffement. C'est pourquoi aux altitudes de 600 à 1000 m

et plus les couvertures de solifluxion sommitales, attribuées au Tardiglaciaire sont d'une épaisseur considérable, surtout dans les zones constituées de schistes argileux (13 mètres de couvertures à Krościenko — Klimaszewski, Szafer, *et al.*, 1950; Klimaszewski, 1958). La phase principale des coulées de solifluxion est donc ici considérablement retardée par rapport au Pogórze Karpackie (fig. 2). Aux grès friables et aux versants faiblement inclinés elles sont remplacées par un manteau de delluvions (colluvions) — qui se rencontre même à l'altitude de 600 à 800 m. Il est probable que la végétation entrant ici au Tardiglaciaire, freinée par des vagues de froid et de sécheresse, n'a pas envahi encore les versants plus hauts et l'intensité des précipitations saisonnières était déjà sans aucun doute considérable. Dans les endroits plus hauts, au-dessus de 1000 m, où il n'y avait pas de contrastes importants dans l'ensemble de processus, les couvertures de versant sont de plus en plus monotones, fines, surtout celles de gravitation — éboulements pierreux. Elles ne sont disséquées que par des formes d'érosion holocènes (Starkel, 1960b, 1963). Pendant un long temps les territoires en question se trouvaient à l'intérieur de l'étage subnival.

Les déplacements des étages morpho-climatiques se reflètent aussi sur les processus agissant au profil longitudinal des rivières carpathiques (fig. 3). Au début de la glaciation, quand la limite de la forêt, après une longue interruption interglaciaire, commençait à descendre, les rivières emportant plus de matériel déposaient des cônes de déjections, en commençant par l'avant-pays des Beskides (le cône de déjections de la Skawa, reconnu de Wadowice jusqu'à Zator — Starkel, 1964). Au Brørup une interruption des apports de matériel venant des montagnes a provoqué la dissection des cônes, rendant, possible l'accumulation des proluvions (colluvions) et des loess à leur surface. Plus tard, au fur et à mesure que le refroidissement et la surcharge des rivières se maintenaient, la courte montée de la limite de la forêt à l'interstade Paudorf a causé une nouvelles réduction du transport fluviatile et dissection des couvertures alluviales (Birkenmajer, Środoń, 1960; Dziewański, Starkel, 1962; Klimaszewski, 1958; Starkel, 1965; Stupnicka, Szumański, 1957) — d'où la bipartition des séries de graviers observées dans les Carpates. La rentrée de la forêt au Tardiglaciaire provoquait le recul de la section d'accumulation climatique des rivières vers l'amont où les apports de matériel provenant des étages plus hauts — cryonival et subnival — étaient encore importants. A cause des débits augmentés une partie considérable de ce matériel était évacuée vers l'avant-terrain et déposée dans des chenaux d'érosion de l'étage forestier. De cette façon ont été créées les séries tardiglaciaires formant la base des terrasses holocènes (Starkel, 1960b). Les sections

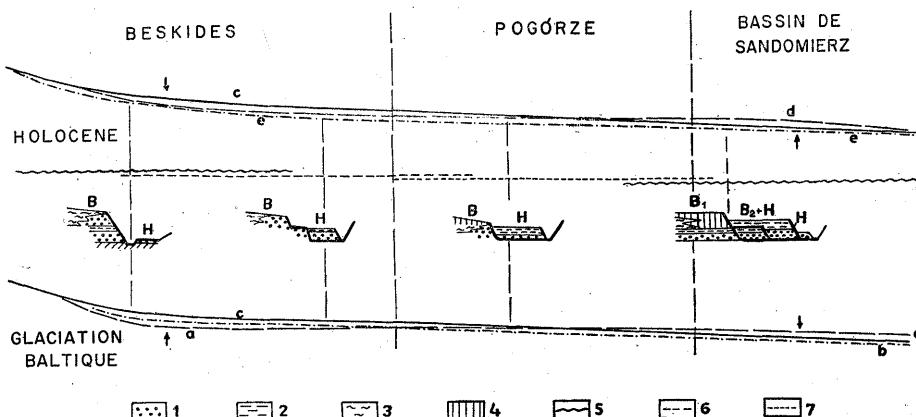


Fig. 3. Evolution des fonds de vallées carpathiques au cours de la dernière glaciation et de l'Holocène. En bas et en haut — les profils longitudinaux, au milieu — les profils latéraux des terrasses dans les sections respectives

a. profil longitudinal au glaciaire précoce; b. profil longitudinal pendant l'interstade; c. profil longitudinal au Würm supérieur; d. profil longitudinal dans la phase de déclin de la glaciation et à l'Holocène; e. profil actuel du lit mineur; B — terrasse de la glaciation Baltique; H — terrasse Holocène; 1. alluvions du faciès du lit mineur; 2. alluvions du faciès de crues. 3. couvertures de versant; 4. couvertures de loess; 5—7. prédominance des processus particuliers dans le lit mineur: (5) du creusement, (6) de l'accumulation en faciès du lit mineur, (7) de l'accumulation en faciès de terrasses

accumulatives et érosives des vallées montaient et descendaient tour à tour au cours de la période glaciaire. La courbe d'érosion des rivières, dans les Carpates, s'adaptait sans cesse aux conditions climatiques changeantes — dont dépend le cours aussi bien de l'érosion que de l'accumulation — c'est-à-dire à la disposition variable des étages morphoclimatiques.

(6) La comparaison des résultats obtenus par les recherches sur les couvertures et formes de la dernière période glaciaire dans les Carpates avec la courbe représentant les déplacements des étages clima-floristiques et morpho-climatiques à la fois, en Europe Centrale, nous permet de créer le tableau plus complet des changements de paléogéographie des régions de montagne au cours d'une période glaciaire. Une telle analyse nous donne le moyen d'expliquer plusieurs questions jusqu'ici obscures. Dans les études futures il sera de première importance d'arriver à une reconstruction des oscillations des étages et, avant tout, de saisir la vitesse des processus particuliers et de déterminer leur durée. C'est pourquoi les observations novatrices de Krygowski (1960) qui tente de mesurer le rendement annuel du ruissellement nous promettent autant. Il nous semble qu'au cours de la dernière période glaciaire il y a eu un nombre d'épisodes courts à des processus intenses, séparés par des phases plus longues, mais moins actives.

On s'est habitué de regarder la différenciation verticale de divers phénomènes en montagne comme un fait normal, conditionné presque exclusivement par les processus récents. Cependant, l'étagement des formes, des couvertures, des sols et même de certains complexes floristiques est, à un degré considérable, un héritage du passé. Les traits principaux du relief des Carpates sont anciens, souvent néogènes. Dans les Carpates à flysch les chaînons et monts isolés, surmontant le Pogórze Karpackie, constituent l'effet des cycles d'applanissement inachevés et des phases de mouvements néotectoniques. Leur ornement extérieur pourtant (méso- et microformes) porte des traces des morphogénèses plus jeunes, surtout celles datant de la dernière période glaciaire. Ce sont les séries de dépôts de versant de 15 à 20 m d'épaisseur qui témoignent du rendement morphologique de cette période. Cette maille dans le rythme des changements du climat, quaternaire était pourtant complexe. Les oscillations des étages morpho-climatiques en montagne ont abouti à une différenciation verticale du méso- et microrelief. La netteté de cette différenciation est en train de s'effacer lentement à l'Holocène, pendant lequel les étages se sont déplacés vers le haut.

Traduction de Tadeusz Kubiak

Bibliographie

Andersen, S. T., 1961 — Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). *Dann. Geol. Unders.*, R. II, no. 75; p. 1—175.

Birkenmajer, K., Środoń, A., 1960 — Interstadial oryniacki w Karpatach (summary: Aurignacian Interstadial in the Carpathians). *Inst. Geol. Biul.* 150; p. 9—70.

Czudek, T., Demek, J., Steklík, O., 1961 — Tvary zvetravani a odnosu piskovcu v Hostynskych vrších a Chřibech (summary: Weathered forms in case of the sandstones of Hostynské vrchy and Chřiby). *Čas. Geol. Mineral.*, 6; p. 262—269.

Cegla, J., 1961 — A study of silt formations in the Carpathian Basins. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sec. B, vol. 15, 7; p. 75—91.

Dylik, J., 1964 — Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. *Report of the VIth INQUA Congress*, vol. 4; p. 55—66.

Dziewański, J., Starkel, L., 1962 — Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (summary: The Quaternary San valley between Solina and Zwierzyn). *Prace Geogr.*, Inst. Geogr. PAN, no. 36; p. 1—86.

Dziewański, J., Starkel, L., 1967 — Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. *Studio Geomorphol. Carpatho-Balcanica*, 1; p. 21—35.

Fezer, F., 1953 — Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. *Göttinger Geogr. Abhandl.*, H. 14; p. 45—77.

Frenzel, B., 1959, 1960 — Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. *Abhandl. Ak. Wiss. u. Literatur, mat.-naturwiss. Kl.*, Bd. 1; p. 937—1095, Bd. 2; p. 291—453.

Gerlach, T., 1964 — Metody a terajši stav výskumu morfogenetickych procesov v Pol-skych Karpatach (summary: Methods and the present state of research of the morphogenetic processes in the Polish Carpathians). *Geogr. Časopis*, t. 16, 3; p. 256—270.

Halicki, B., 1955 — Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 2; p. 167—174.

Hempel, L., 1966 — Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in europäischen Mittelmeerlandern. *Pet. Geogr. Mitteil.*, Jhg. 110; p. 81—96.

Henkiel, A., 1962 — Terasy doliny górnego Strwiąża (résumé: Terrasses de la vallée du haut Strwiąż). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sec. B, vol. 17, 4; p. 117—148.

Hess, M., 1965 — Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich (summary: Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians). *Prace Geogr. UJ*, no. 11; p. 5—258, Cracovie.

Hövermann, J., 1954 — Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet (bayerische Voralpen). *Gött. Geogr. Abhandl.*, H. 15; p. 3—35.

Jahn, A., 1958 — Periglacial microrelief in the Tatras and on the Babia Góra. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 6; p. 227—249.

Klaer, W., 1962 — Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. *Ztschr. f. Geomorph.*, Bd. 6; p. 17—32.

Klimaszewski, M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Les Carpates Occidentales Polonaises pendant la période diluviale). *Prace Wrocław. Tow. Nauk.*, sér. B, no. 7.

Klimaszewski, M., 1958 — Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa — Carpathian Mts. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, sér. chim., géol., géogr., 6, 5.

Klimaszewski, M., 1961 — Guide-book of excursion: From the Baltic to the Tatras, part III: South Poland. VIth INQUA Congress, Warsaw 1961.

Klimaszewski, M., Szafer, W., Szafran, B., Urbański, J., 1950 — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (summary: The Dryas flora at Krościenko on the Dunajec river). *Inst. Geol. Biul.* 24.

Koperowa, W., 1962 — Późnoglacialna i holocéńska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej (summary: The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin). *Acta Palaeobotanica*, t. 2, no. 3; p. 1—57.

Koperowa, W., Środoń, A., 1965 — Pleniglacial deposits of the Last Glaciation at Zator (west of Kraków). *Acta Palaeobotanica*, t. 6, no. 1; p. 1—31.

Krygowski, B., 1960 — O jednorocznych warstwach pokrywy stokowej w okolicy Błażowej (summary: The one-year layers of the slope cover of the Pogórze Karpackie). *Zesz. Nauk. Uniw. A. Mickiewicza*, Poznań: Geografia 3; p. 3—16.

Nedelcu, E., 1964 — Sur la cryo-nivation actuelle dans les Carpates méridionales entre les rivières Ialomița et Olt. *Revue Roumaine de Géol., Géophys. et Géogr.*, série de Géographie, 8; p. 121—128.

Niculescu, G., 1965 — Munții Godeanu, studiu geomorfologic. București; p. 1—338.

Niemiroński, M., 1964 — Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej parti Babiej Góry (summary: The role of contemporaneous morphogenetic processes in the formation of the relief in the highest parts of Babia Góra). *Prace Geogr. UJ*, 10; p. 45—73.

Różycki, S. Z., 1957 — Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell, Spitsbergen. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 5; p. 187—224.

Sobolewska, M., Starkel, L., Środoń, A., 1964 — Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach (summary: Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice, West Carpathians). *Folia Quaternaria*, 16; p. 1—64.

Sobolewska, M., Środoń, A., 1961 — Late-Pleistocene deposits at Białka Tatrzanska (West Carpathians). *Folia Quaternaria*, 7; p. 1—16.

Starkel, L., 1960a — Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 8; p. 155—169.

Starkel, L., 1960b — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (summary: The development of the Flysch Carpathians relief during the Holocene). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, no. 22; p. 1—239.

Starkel, L., 1963 — Stand der Forschungen über morphogenetische Prozesse in den Karpathen während des Quartärs. *Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen*; p. 139—161.

Starkel, L., 1964 — Chronology of denudation processes in the last Glacial period in the Flysch Carpathians. *Geogr. Polonica*, t. 2; p. 61—67.

Starkel, L., 1965 — Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich, na przykładzie dorzecza górnego Sanu (summary: Development of relief of the Polish East Carpathians, upon the example of the Upper San Basin). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, no. 50; p. 1—157.

Stupnicka, E., Szumański, A., 1957 — Dwudzielność młodoplejstoceńskich poziomów żwirowych w Karpatach (summary: Repartition of young Pleistocene gravel terraces in the Polish Carpathians). *Acta Geol. Polonica*, vol. 7; p. 439—447.

Szafer, W., 1952 — Schyłek plejstocenu w Polsce (summary: Decline of the Pleistocene in Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65; p. 33—72.

Środoń, A., 1952 — Ostatni glacjal i postglacjal w Karpatach (summary: Last-Glacial and Postglacial in the Carpathians). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67; p. 5—75.

Środoń, A., 1965 — O florach kopalnych w terasach dolin karpackich (summary: On fossil floras in the terraces of Carpathian valleys). *Folia Quaternaria*, 21; p. 1—27.

Troll, C., 1944 — Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34.

Woldstedt, P., 1962 — Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 13; p. 115—124.

Zagwijn, W. H., 1961 — Vegetation, Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. *Memoirs of Geol. Found. in Netherlands*, 14.