

Tadeusz Klatka
Łódź

EXEMPLE DU MODELÉ PÉRIGLACIAIRE DE ŁYSA-GÓRA

Sommaire

Les éléments périglaciaires du relief qui dominent encore actuellement dans le tableau morphologique de la région de la Ste Croix, ont été remodelés au Quaternaire. Parmi les systèmes agissant dans cette période: de morphogenèse glaciaire, périglaciaire et humide tempérée, c'est à la morphogenèse périglaciaire y agissant maintes fois que nous devons les causes des plus grands changements dans le relief hérité du Tertiaire. Ceci est prouvé par l'apparition d'au moins trois horizons congélifluctifs des couvertures de versant se surimposant par étage. Dans les dépôts de vallées on peut distinguer deux horizons accumulatifs de terrasse se rattachant génétiquement aux processus d'équiplanation actifs au cours des deux dernières périodes périglaciaires. Dans la période périglaciaire de la dernière glaciation se, signala une nette différenciation faciale des processus morphogénétiques qui dépendait de la topographie du terrain. La même différenciation s'est signalée également, comme il résulte de l'alternance stratigraphique des couvertures, dans le temps.

ESQUISSE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE ET DU DÉVELOPPEMENT GÉOMORPHOLOGIQUE

La région cartographiée à la superficie de 965 km² environ englobe la partie Sud-Est de la Łysa-Góra, chaîne de Bieliny—Małacentów, petit fragment de la pente Nord de la crête d'Orłowiny, ainsi que les zones de décroissement qui les séparent.

Tout l'ensemble est situé dans la région du tronc paléozoïque, spécialement dans le synclinorium Kielce—Łagów qui se compose d'une série de niches et de selles légèrement inclinées vers le Sud et formées de calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Les schistes du carbonifère inférieur se sont conservés localement dans les axes de niches. La chaîne de Bieliny—Małacentów, dans le noyau de laquelle apparaissent les quartzites du Dévonien inférieur est l'élément anticlinal le plus important.

La partie Nord et Nord-Est de la région se trouve dans la zone de transgression du front du pli de la Łysa-Góra, fait de schistes et de quartzites du Cambrien inférieur, sur l'aile Nord du synclinorium. La partie Sud-Est de la région étudiée est située dans les bornes des affleurements de quartzites du Dévonien inférieur de l'aile Nord du pli d'Orłowiny.

Tout cet ensemble montagneux est fortement dénudé. Les vastes surfaces d'aplanissement tronquent complètement la structure calédonienne et hercynienne. Elles sont diversifiées uniquement par des chaînes résiduelles qui se rattachent le plus souvent aux roches les

plus résistantes. Le développement du relief était de longue durée et polygénique. L'édifice paléozoïque de plissement a été tronqué par la surface de dégradation déjà à la fin du Paléozoïque. Le développement ultérieur du relief a été interrompu par la phase de la sédimentation du calcaire coquiller et la seconde fois — par les calcaires du Jurassique supérieur. Dans les périodes suivantes, continentales, ces vieilles surfaces post-hercyniennes d'aplanissements ont été dégagées et continuaient à se développer.

Le dernier fragment de l'histoire de ce développement — le plus jeune — englobe des événements qui se sont déroulés au Quaternaire. Dans cette période le relief périglaciaire a été remodelé et son aspect contemporain s'est façonné. De tous les divers ensembles morphogénétiques actifs en ce temps, c'est la morphogenèse périglaciaire, synchrone aux glaciations : Varsovien I et Baltique, qui a laissé la plus forte empreinte. En conséquence de l'intense gélivation et du transport congélifluctif des masses se sont formées de vastes couvertures pierreuses et détritiques.

COUVERTURES

Couvertures congélifluctives pierreuses et détritiques

Les plus belles couvertures pierreuses nues — champs de pierres — complètement privées du manteau végétal, apparaissent sur le terrain cartographié sur le versant Nord de la Łysa-Góra, juste au-dessous de la surface de la crête (photo 1). Ce qui les caractérise, c'est leur disposition en gradin par suite de la parution alterne des bancs de quartzites et schisteux au plissement escarpé. Le versant dans la région des bancs de quartzites est raide ($25-28^\circ$), par contre, dans les zones schisteuses — doux ($10-12^\circ$), en connexion du façonnement qui s'y est produit, des aplatissements structuraux de dénudation. Les cascades pierreuses de la partie du sommet sont à deux gradins. Les affleurements des quartzites ont été, par suite d'une puissante gélivation et de congélifluction, presque complètement anéantis, même dans la région proprement dite de la surface du faîte. Ce qui est prouvé par ce fait qu'elle est couverte de blocs et seules de petites roches s'y sont conservées sporadiquement.

Les couvertures de blocs aux arêtes aiguës de champs de pierres cachent complètement le cours des limites lithologiques. Le diamètre des cailloux oscille entre 20 et 40 cm et est plus petit que le diamètre des blocs du champ de pierres paraissant sur la Łysa-Góra avoisinante. Les matériaux à fraction fine manquent, quoique, vu l'appari-

tion des schistes à la base, on devrait s'attendre à les trouver en grande quantité. Ils ont été probablement enlevés par les processus du ruissellement et ils se sont déposés en place sur des parties inférieures du versant.

Dans les parties inférieures des versants un important pourcentage des matériaux à fraction pulvérulente et argileuse permettant à la végétation de prendre pied entre dans la composition de la couverture pierreuse. On y voit donc pousser une épaisse sapinière — les champs de pierres découverts changent en champs de pierres recouverts. On y voit aussi apparaître localement de petits champs de pierres nus se liant d'habitude avec les zones frontales de coulées de blocaille dans lesquels l'entassement des blocs est le plus grand. A une altitude inférieure à 400 m au-dessus du niveau de la mer le loess prédomine dans la composition des couvertures pierreuses. Avec la diminution des hauteurs absolues, la quantité et la dimension des blocs diminuent graduellement, mais leur forme angulaire se maintient. Les champs de pierres recouverts se transforment ici en couverture détritique qui contient une importante quantité des matériaux pulvérulents et argileux. Tout juste au-dessous de la limite de la forêt à la hauteur de 307 m au-dessus du niveau de la mer, la couverture détritique disparaît sous un épais manteau loessique.

Sur les versants sud de la Łysa-Góra n'apparaissent que de petits champs de pierres nus. Normalement tous les versants sont couverts de champs de pierres recouverts, étant donné que dans leur composition entre un grand pourcentage de loess. Au-dessous de la limite de la forêt, à une altitude inférieure à 450 m au-dessus du niveau de la mer, les champs de pierres recouverts passent en couverture détritique qui se compose de menus fragments angulaires de quartzite et d'argiles altérées multicolores. Sur ce versant également la couverture s'enfonce sous le loess.

Les traces évidentes de la translation des couvertures pierreuses sont fixées non seulement dans le fait de la transgression des limites de la base autochtone, mais également dans la forme lobulaire de leurs zones frontales qui sont particulièrement bien façonnées dans la région des langues des champs de pierres du versant nord de la Łysa-Góra.

Actuellement les blocs des champs de pierres de la Łysa-Góra ne font apparaître aucun indice de mouvement même sur des inclinaisons relativement importantes (jusqu'à 28°). Dans les conditions climatiques actuelles la pesanteur n'est pas en possibilité de vaincre le frottement. Comme preuve de cette stagnation peut servir le recouvrement des cailloux quartzifères du champ de pierres d'un manteau com-

pact de lichens et par endroits de mousses et même de végétaux supérieurs qui empiètent ça et là sur le champ de pierres.

Le transport de blocs pouvait se faire uniquement dans des conditions périglaciaires quand existait le pergélisol et quand la gélivation façonnait non seulement des blocs angulaires mais aussi des matériaux de fraction fine. La sursaturation par l'eau au moment de la fonte estivale facilitait l'écoulement des débris sous forme de coulées bourbo-pierreuses.

Les couvertures pierreuses passent graduellement dans les parties inférieures du versant en une vaste couverture détritique qui se compose de fragments relativement petits de quartzite aux arêtes aiguës et d'argiles altérées rouge-brun et par endroits gris-bleu. Les fragments de quartzite ont des grains de diverses dimensions et, indépendamment de la grandeur ils sont toujours angulaires. Leur diamètre oscille d'une fraction du centimètre et va jusqu'à quelques centimètres et sporadiquement seulement il peut arriver à plusieurs centimètres. La diminution de la grandeur de détritus rocheux, par rapport aux blocs des champs de pierres, s'explique par la progression de la désintégration par le gel au cours du transport des blocs sur le versant et par l'addition de débris provenant de la base autochtone. Le versant sud de la Łysa-Góra est formé essentiellement de schistes avec de minces couches de quartzite. En outre, toute cette série est fortement fissurée, car elle est située dans la région de la transgression du pli sur l'avant-terrain.

Du caractère congélifluctif des couvertures altérées de ce type, en dehors des traits granulométriques, témoigne le fait de leur importante et commune transgression des limites géologiques et en conséquence de leur apparition sur une base étrangère. Dans la partie Nord-Ouest du terrain la couverture détritique de quartzite de la Łysa-Góra est située près d'un km en dehors de l'affleurement des roches mères, dans la région des calcaires du Dévonien moyen. Sur le terrain situé entre Bieliny et Stara Huta Koszary, sur tout le front, cette couverture atteint la vallée de la rivière Belnianka — elle est donc située également sur une base géologique étrangère. La valeur du déplacement, vu le cours oblique de la zone de transgression de la Łysa-Góra, oscille entre 0,2 et 1,0 km. Sur les versants Sud de la chaîne de Bieliny, la couverture détritique se composant principalement des fragments de quartzite du Dévonien inférieur, dépasse également d'un km près les limites de ses affleurements et repose soit sur la couverture d'accumulation postglaciaire, soit directement sur les calcaires du Dévonien moyen et supérieur, comme cela a lieu par exemple près de Makoszyn et Lechów.

La parution des couvertures de ce type sur une base étrangère même sur des versants faiblement inclinés ($2-10^\circ$), par exemple près de Bieliny et de Makoszyn, prouve que le transport eut lieu dans des conditions périglaciaires. Le caractère congélifluctif est prouvé également par la disposition du grand axe des cailloux principalement parallèle par rapport au versant — ce qui d'ailleurs n'est pas toujours bien net. On ne possède pas jusqu'à présent d'étude détaillée concernant ce problème et les observations qui ont été faites jusqu'à présent se rapportent seulement à des points sporadiques.

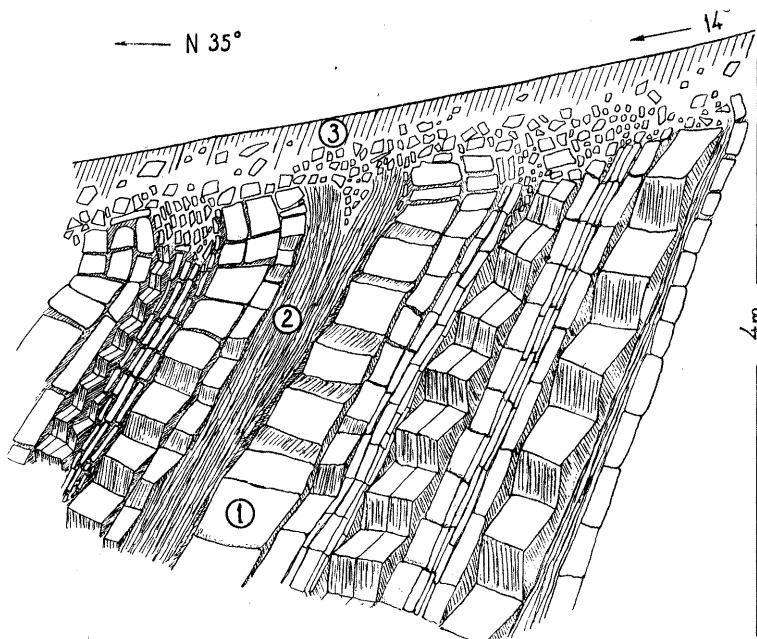


Fig. 1. Bartoszowiny. Fauchage des têtes de couches
1. quartzites cambriens; 2. schistes cambriens; 3. sol

La preuve importante du déplacement périglaciaire des débris réside encore dans la parution des structures du type de recourbement des têtes de couches, par exemple sur le versant Sud de la vallée située à l'Est de Bartoszowiny (fig. 1). La genèse de ces structures se lie avec la différenciation de la vitesse du mouvement des masses en relation avec la profondeur. Les affleurements de quartzite altérés y ont été passivement recourbés vers le bas du versant par la couverture détritique congélifluctive. Il existe des opinions disant que cette zone de recourbement représente la plus grande profondeur — maxima — du

dégel estival (1, 12). Il résulte assez nettement de l'inclinaison du versant de 14° le caractère fossile de cette structure. Le versant est actuellement couvert d'une haute futaie et ne montre aucune trace de mouvements des débris qui le recouvrent.

Actuellement le manteau détritique congélifluctif ne montre aucun indice de mouvement. Les coupures du versant, tant naturelles qu'artificielles, ne montrent aucune tendance à se cicatriser, même sur d'importantes inclinaisons.

Le caractère périglaciale des couvertures argilo-détritiques résulte également de ce qu'elles étaient couvertes de loess — sédiment typique pour le milieu climatique et périglaciale. Une telle succession stratigraphique permet également de fixer la limite supérieure de l'âge. Dans les parties inférieures des versants le transport congélifluctif a cessé dans la phase initiale de l'accumulation du loess. Les processus de congélifluction étaient le plus vivaces dans la phase précoce, océanique, anaglaciale (18) du climat périglaciale — donc, au cours de la transgression de l'inlandsis baltique. Dans la phase cataglaciaire (18) plus continentale, ces processus s'éteignaient peu à peu et leur place fut prise par le ruissellement qui ressort nettement dans la structure en traînées du loess.

Dans les parties du faîte le transport congélifluctif continuait son cours encore dans la phase loessique — ce qui est prouvé par le chevauchement fréquent des deux couvertures, par la présence des blocs loessiques dans les couvertures détritiques ainsi que par l'irruption des langues argilo-détritiques dans la région de la couverture loessique (fig. 2).

Il est beaucoup plus difficile de résoudre le problème de la limite inférieure de l'âge des couvertures congélifluctives. Théoriquement on doit tenir compte de la triple morphogenèse périglaciale, synchrone à la transgression successive des inlandsis: Cracovien, Varsovien I et Baltique. On sait de la littérature (5, 6, 7) que dans la région des vallées du terrain avoisinant, car situé juste au Nord de la Łysa-Góra — la moraine de fond de la seule glaciation Cracovien sur le terrain étudié, repose sur des dépôts congélifluctifs. Cependant les couvertures périglaciales envahissent ordinairement la surface des formations glaciaires, par exemple de Makoszyn et Lechów — elles sont donc plus jeunes. Il faut donc lier leur genèse avec le climat périglaciale des glaciations plus jeunes: Varsovien I et Baltique. Il est le plus probable que la couverture congélifluctive apparaissant actuellement sur de vastes étendues d'interfleuves, s'est entièrement formée pendant le climat périglaciale de la dernière glaciation. On en a la preuve non

seulement dans son parfait état de conservation, mais aussi dans la série de formes concaves, qui s'y sont produites et qu'on considère généralement comme des formes du dernier périglaciaire. Certaines traces de l'ancien périglaciaire paraissent dans certaines structures de gel, par exemple dans les veines de tjäle sur le mont Skała (14).

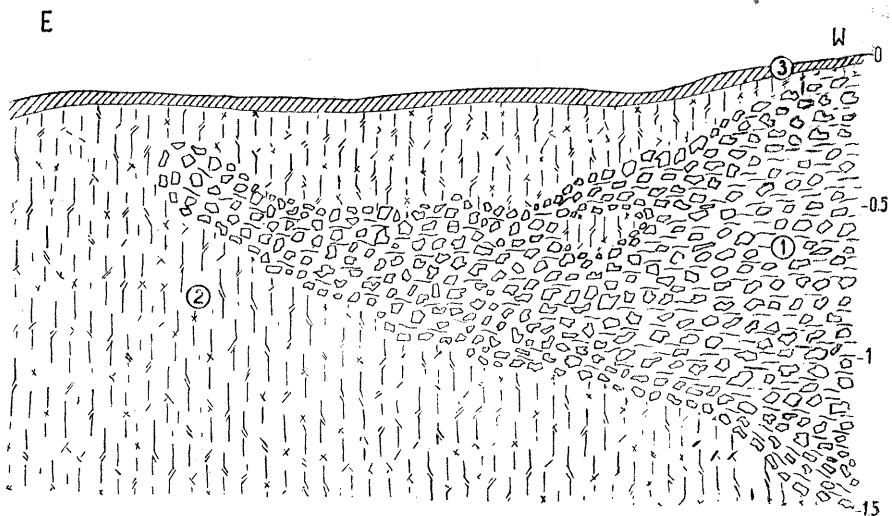


Fig. 2. Bartoszowiny. Contact de la couverture détritique et loessique
1. détritus de quartzites et les matériaux argileux; 2. loess; 3. sol

L'épaisseur des couvertures détritiques augmente vers le bas du versant. Sur le versant nord de la chaîne de Bieliny, à l'inclinaison de 10° , l'épaisseur des débris augmente de 0,4 à 1,5 m, sur une étendue de 10 m. Une série d'observations occasionnelles montre que sur les segments raides des versants cette épaisseur est la moindre et sur les moins inclinés — la plus grande. On n'en possède pas de tableau quantitatif, car pour le moment on dispose d'une quantité insuffisante de découvertes.

Couvertures de débris in situ

Les couvertures de débris qui n'ont pas été déplacées, apparaissent sur de petits espaces. On ne peut les rencontrer que sur des surfaces de sommets de la chaîne de Łysa-Góra, de Bieliny et d'Orłowiny ainsi que sur des aplatissements près de Bartoszowiny. Elles se composent de blocs ou de petits fragments de quartzite à arêtes aiguës selon la densité du réseau de fissures dans la roche de base. Seulement à Bartoszowiny où dans le soubassement dominent les schistes,

ces couvertures sont plus argileuses. Sur la Łysica la couverture se compose de grands blocs atteignant quelquefois un diamètre de 3 m. Sur la surface du sommet de la chaîne de Bieliny (photo 2) et d'Orłowiny le diamètre du détritus des débris n'est pas grand, car il oscille autour de la valeur de 10 cm. Les matériaux de petites fractions n'apparaissent qu'en petite quantité et sont quelquefois complètement lessivés. L'épaisseur de ce genre de couvertures oscille en moyenne entre 0,4 et 0,8 m (photo 3). Partout où l'inclinaison du versant commence à atteindre la valeur de 2°, le détritus montre des traces de déplacement. L'épaisseur des débris *in situ* définit bien l'épaisseur de la zone de gel, donc, du mollisol. Une puissante gélivation s'est gravée non seulement dans la formation de la couverture de débris. Son action mécanique se signale aussi dans la base rocheuse saine. Le réseau de fissures est souvent fortement élargi et quelquefois rempli des matériaux détritiques ou sableux fins. Là, où l'action est la plus intense, les fissures se sont transformées en structures du type de veines du tjäle. Les veines le mieux formées se sont conservées dans le terrain étudié sur le mont Skała (14).

Loess

La plus jeune série périglaciaire de couverture sur le terrain cartographié est formée du loess qui y apparaît uniquement sur les versants sud de la Łysa-Góra. Cette conclusion vient de sa situation stratigraphique — le loess repose toujours sur la couverture congélifluctive argilo-détritique et n'est jamais recouvert d'aucune sorte de matériaux.

L'épaisseur du loess est variable; elle augmente vers le bas du versant de l'interfleuve ainsi que dans la région des formes concaves du type de niches de dénudation et de vallées à fond plat. Sur l'interfleuve elle oscille entre 0,5 et 1,5 m, par contre, dans les thalweg elle atteint même 8 à 10 m.

En dehors de la zone superficielle peu profonde, la structure est nettement en traînées ou même stratifiée. Les petites couches respectives sont discontinues et dépérissent vite. Ce fait prouve que la sédimentation du poussier se liait strictement avec les processus du ruissellement qui avait lieu sur les versants. On peut conclure de la teneur en CaCO_3 qui atteint 12% que le poussier ne provenait pas uniquement de la désintégration par le gel du matériau local, mais a été apporté des régions plus lointaines. Dans la partie de fond apparaissent ordinairement de nombreuses concrétions ferrugineuses et quelquefois des traces de transgression congélifluctive.

Du côté nord de la Łysa-Góra la position stratigraphique du loess est mieux connue (5, 7). Dans les profils géologiques son épaisseur oscille entre 5 et 13 m. Le loess y repose sur les versants situés à plus de 320 m au-dessus du niveau de la mer, sur des matériaux détritiques de congélifluction; par contre, au-dessous de cette altitude — il repose sur la moraine de fond. Dans bien des profils, surtout sur les terrains situés au-dessus de la hauteur citée, se signale la bipartition du loess. Les matériaux détritiques de congélifluction forment l'horizon de séparation et sur les terrains plus bas celui-ci est formé par la zone de l'altération chimique.

On peut conclure de la situation stratigraphique ainsi que du rapport de la couverture loessique à la morphologie de la région que la sédimentation du poussier loessique doit être rapportée à la phase cataglaciale de la dernière glaciation. L'horizon détritique qui s'y trouve, représente probablement la phase de l'aggravation des conditions climatiques dans un des derniers stades de cette glaciation.

Dépôts sablonneux des versants

Sur les versants nord de la crête d'Orłowiny, au sud de Makoszyn, apparaissent les sables en stries ou en traînées parallèles au versant. Ces sables sont à grains fins ou moyens et contiennent souvent une addition aussi bien des matériaux limoneux que des cailloux de quartzite. On peut les rencontrer le plus souvent dans les parties inférieures des versants attenant au niveau de la basse terrasse de la rivière Nidzianka. Ces sables font souvent irruption sur la surface de la terrasse et alors se signale entre ces dépôts de terrasses et de versants une nette discordance angulaire (fig. 3). La terrasse est formée de sables aux grains moyens et fins, stratifiés parallèlement ou diagonalement. Dans leur partie supérieure apparaissent souvent les lentilles de sables limoneux d'un gris-bleu. A la profondeur de 1,5 m de la surface ces sables sont tronqués par des sables limoneux gris-bleu qui sont stratifiés parallèlement au versant; les couches sont discontinues et en forme de lentilles. Dans la partie du fond apparaissent, comme dans le loess de nombreuses concrétions limoniteuses. Une bande d'ortstein de 2—3 cm souligne la surface d'aplanissement des matériaux de terrasse par les matériaux de versants. Les traits structuraux et textulaires des matériaux montrent que les sables des versants se sont formés en conséquence du ruissellement. Dans des affleurements proches de leur partie de fond, on peut observer des structures périglaciaires du type de veines de tjäle (photo 5).

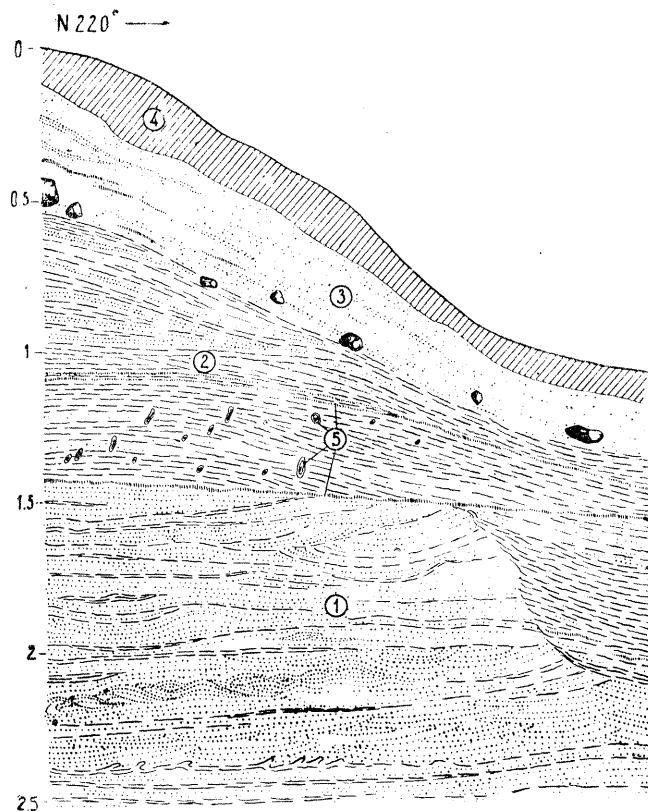


Fig. 3. Makoszyn. Couverture sablonneuse de versant

1. sable à grains moyens et fins, stratifié parallèlement et diagonalement, contenant de petites couches de limon; 2. sable fin et limon gris-bleu, stratifiés conformément au versant; 3. sable moyen, stratifié uniquement par endroits; 4. sol sablonneux d'un gris foncé; 5. ortstein

Une telle succession stratigraphique, analogue aux conditions observées dans le loess, prouve que la couverture sablonneuse de versants se formait simultanément avec le loess, donc, dans la phase cataclactaire de la dernière glaciation.

Couverture glaciaire

Les dépôts glaciaires de la seule glaciation dans la région décrite ne se sont conservés que dans la partie du sud située le plus bas dans le terrain cartographié. La couverture est sablonneuse, car les argiles morainiques ont été fortement lessivées. De sa présence témoignent non seulement les lobes résiduels, mais aussi, la parution à sa surface des blocs de granit scandinave au diamètre atteignant quelquefois un mètre.

Vu le manque de données, il est difficile de se prononcer sur l'épaisseur des dépôts glaciaires se trouvant aussi bien sur les interfleuves que dans les vallées. En se basant sur les observations faites dans le terrain, on peut seulement constater que sur l'interfleuve cette épaisseur n'est pas très grande, car dans maints endroits la base de la roche saine se montre à la surface.

On sait de la littérature (5, 6, 7) que les moraines ne se sont maintenues sur l'avant-terrain Nord de la Łysa-Góra qu'à l'altitude inférieure à 300—320 m au-dessus du niveau de la mer. Les moraines sont bipartites. Elles sont séparées par les sables, les limons, les argiles ou les matériaux congélifluctifs. Dans beaucoup d'endroits la moraine la plus ancienne repose sur des dépôts congélifluctifs et la plus jeune est généralement recouverte par une couverture détritique et loessique.

DÉPÔTS PÉRIGLACIAIRES DE VALLÉES

Basse terrasse

Dans les périodes périglaciaires les vallées des rivières Belnianka et Nidzianka étaient remblayées par les matériaux provenant de la dénudation des versants. La basse terrasse représente la plus ancienne phase de ce processus qui synchronisait le plus probablement avec la glaciation Varsovien I. La hauteur de cette terrasse sur le terrain étudié, vu le segment initial des vallées, oscille entre 7 à 15 m au-dessus du fond actuel — terrasse d'inondation.

On voit, d'après l'affleurement de Stara Huta Koszary (fig. 4), que cette terrasse est formée de sables jaunes, fortement ferrugineux

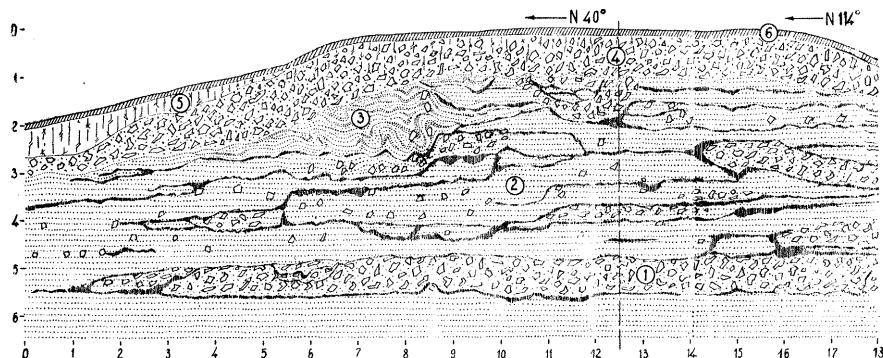


Fig. 4. Stara Huta Koszary. Structure géologique de la basse terrasse de la Belnianka

1. détritus angulaire de quartzite; 2. sables jaunes stratifiés, à grains moyens, à nombreuses traînées d'ortstein; 3. sables jaunes et gris, à grains moyens, perturbés par la congélifluction; 4. détritus angulaire de quartzite, mélangé de sable et des matériaux pulvérulents; 5. loess; 6. sol

à grains moyens et gros, incrustés de lentilles de cailloux de quartzite à arêtes, du Dévonien inférieur. Sur le fond de ces matériaux essentiels ressortent deux horizons détritiques. Le premier se trouve à une profondeur de 5 m de la surface et l'autre dans la partie supérieure des dépôts de terrasse. Il faut probablement supposer qu'ils représentent les phases de la prépondérance absolue du transport latéral sur le transport longitudinal. Les concentrations de ces matériaux en forme de lentilles prouvent que l'affluence des matériaux de versant était importante et assez constante. Les sables contiennent une addition des grains de feldspath; ils représentent donc des matériaux fluvioglaciaires de la glaciation Cracovien qui sont en extinction. Il est probable que leur plus grande partie soit arrivée dans la vallée à la suite de l'action des processus de dénudation de versants, car les cailloux qui y sont enfouis — cailloux de quartzite angulaires datant du Dévonien inférieur — n'ont pu arriver à la vallée qu'à la suite du transport latéral.

Les sables de la partie supérieure montrent d'une façon assez générale des perturbations du type de congélifluction compacte causées par le gel. On peut les voir aussi bien dans le poste décrit (fig. 4), que dans d'autres affleurements parmi lesquels celui de Napęków (17) mérite une attention spéciale. Ces structures ne pouvaient pas se former simultanément avec l'accumulation des matériaux de terrasse; il faut donc les rapporter à la période suivante du climat périglaciaire, c'est-à-dire à la glaciation Baltique. Comme preuve du caractère congélifluctif des perturbations, peut servir l'apparition des structures de plication ainsi que des paquets sablonneux qui ont conservé leur structure initiale (photo 6).

Que cette terrasse se soit formée dans une période antérieure à la dernière période périglaciaire, le fait de l'incursion à sa surface des couvertures argilo-détritiques et des dépôts sablonneux du ruissellement nous le prouve également. On peut tirer la même conclusion du démembrement de sa surface par les niches de corrosion et les vallées à fond plat dont la genèse se rattache généralement au dernier périglaciaire (2, 4, 8, 11, 15). L'affleurement de la Stara Huta Koszary se trouve dans l'éperon qui s'est justement formé à la suite de démembrement de la surface de la terrasse par deux vallées avoisinantes à fond plat.

Les structures congélifluctives et l'horizon supérieur des cailloux illustrent donc la deuxième étape du développement du niveau de terrasse — c'est-à-dire sa surélévation et le démembrement de la surface dans le périglaciaire, synchronique à la glaciation Baltique. Il

Résulte de ces faits le caractère polygénique génétique de la basse terrasse des vallées de la région étudiée. Il faut pourtant faire remarquer que dans les sections de vallée situées plus bas, l'affluence des matériaux de versants dans la construction de la terrasse ne se signale plus.

Terrasse d'inondation

En dehors du bas niveau les vallées de la Belnianka et de la Nidzianka ne possèdent qu'un large fond plat — la terrasse d'inondation coupée par le cours d'eau actuel. Normalement ce fond est rempli des matériaux argilo-quartzé (fig. 5) identiques au manteau détritique d'in-

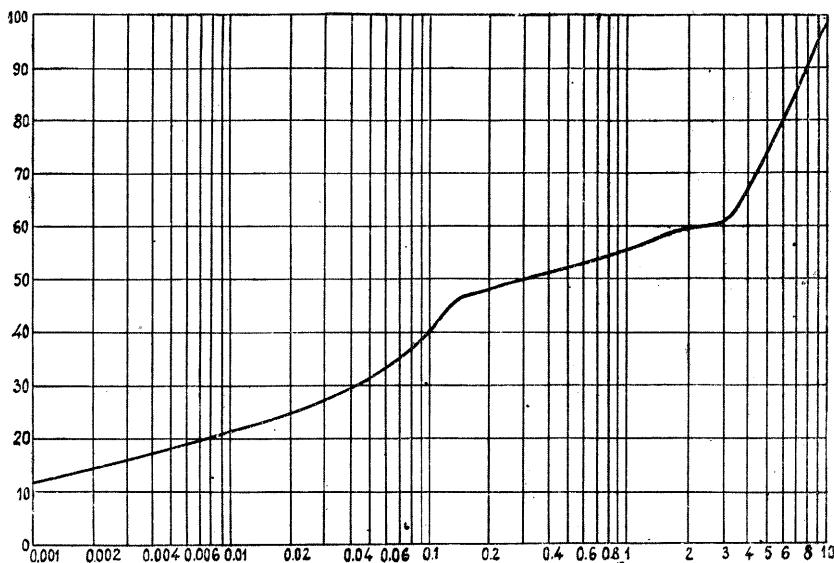


Fig. 5. Stara Huta Koszary. Courbe granulométrique des matériaux de fond de la Belnianka

terfleuve. On peut constater dans toute une série d'affleurements faits dans le secteur supérieur de la Belnianka, près de Stara Huta Koszary (fig. 6) que l'épaisseur de la couverture congélifluctive croît brusquement sur le versant de vallée direct dans la direction du fond. Les matériaux périglaciaires de versant ont donc rempli la vallée interglaciaire existant auparavant et ont formé de cette manière un vaste fond plat. La forme angulaire des cailloux plantés dans l'argile altérée d'un gris bleu, prouve que dans ce secteur de la vallée les matériaux de versant n'ont pas été transportés par la rivière. Cependant cette

forme change assez vite dans les secteurs situés plus bas; les arêtes des cailloux s'arrondissent et les matériaux détritiques se transforment en gravier fluviatile typique.

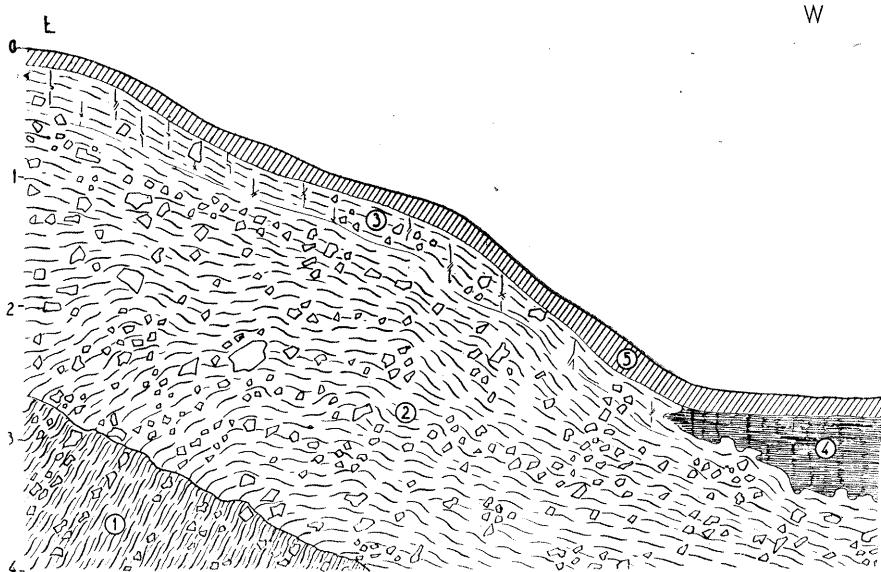


Fig. 6. Stara Huta Koszary. Entaille faite par la Belnianka de l'éperon se trouvant entre les vallées

1. affleurements des schistes et des quartzites cambriens chimiquement altérés; 2. matériaux argilo-détritiques de congélifluction; 3. limons de fond; 4. loess; 5. sol

Au-dessus de ces matériaux périglaciaires provenant de la dernière glaciation et dont l'épaisseur est inconnue, ne reposent que des limons d'inondation à l'épaisseur d'un à 2 m datant du jeune Holocène.

CONCLUSIONS MORPHOGÉNÉTIQUES

Le relief actuel de la région de la Ste Croix est le résultat d'un long développement polygénique. Ce relief est caractérisé par l'apparition de vastes aplatissements entourant les chaînes de résidu qui, ordinairement, se rattachent aux zones résistantes des affleurements des ailes à plis ou bien de leurs parties médullaires. Sur les surfaces d'aplatissement qui tronquent la structure géologique gisent dans bien des endroits les argiles multicolores et par endroits on voit des graviers tertiaires (6, 7) qui prouvent que le tronc principal du relief s'est formé avant le Quaternaire.

Dans la période du Quaternaire ce relief a été considérablement remodelé, mais ses traits essentiels acquis dans les époques préglaciaires

ont gardé leur importance de tout premier ordre. On peut englober les groupes de facteurs morphogénétiques, actifs au Quaternaire, en trois systèmes bien différents par leur essence: de la morphogenèse glaciaire, périglaciaire et tempérée humide.

La morphogenèse glaciaire, active sur le terrain étudié seulement dans la période de la glaciation Cracovien, se distinguait surtout par l'action accumulative. Les dépôts stadiaires bipartites, morainiques et fluvioglaciaires ont effacé le réseau préglaciaire de vallées et ont surimposé les parties inférieures des versants des chaînes montagneuses résiduelles. Pendant les suivantes périodes glaciaires l'inlandsis n'y est pas parvenu. Au cours des deux interglaciaires et périglaciaires qui se succédaient alternativement, les dépôts glaciaires ont subi une dégradation bien avancée. Actuellement on ne rencontre pas leur couverture au-dessus de 320 m du niveau de la mer (5, 7).

La morphogenèse propre au climat tempéré était active dans deux interglaciaires et agit actuellement. Sa principale activité se concentrait dans les axes de vallées où avait lieu un intense déblaiement des matériaux glaciaires et de versants ainsi que le dégagement de l'ancien réseau hydrographique. Cependant dans la région de l'interfleuve, de même qu'actuellement, aucun changement important du relief ne s'est accompli.

Le relief hérité du Tertiaire a subi les plus importantes modifications dans les périodes de l'action de la morphogenèse périglaciaire qui y était active — au moins trois fois au cours des transgressions successives des inlandsis: Cracovien, Varsovien I et Baltique. En conséquence d'une puissante gélivation et du transport intense des masses du type congélifluctif, des grands ensembles d'interfleuve ont subi un remodelage.

On ne peut pas dire grand' chose au sujet des plus anciennes phases de cette morphogenèse. On sait seulement des profils géologiques faits sur l'avant-terrain Nord de la Łysa-Góra (7) que, sous la moraine de fond inférieure de la glaciation Cracovien, apparaît une couverture détritique congélifluctive d'une épaisseur quelquefois très importante. L'horizon détritique sépare également la moraine stadiaire supérieure de l'inférieure. Un tel ordre stratigraphique règne sur les versants au-dessus de 300—320 m (5, 7).

Evidemment le mieux se sont conservées les traces des phases périglaciaires plus jeunes et surtout de la dernière, synchronique à la glaciation Baltique. Les dépôts équivalents aux processus de dénudation excessivement intenses et actifs en ce temps, apparaissent actuellement sous la forme de vastes couvertures détritiques et de blocs.

Les formes de versant façonnées à ce moment ne subissent pas actuellement de plus importantes transformations. Le relief a le caractère fossile.

Interfleuve

La puissante gélivation par le gel, le transport des masses meubles du type congélifluctif ainsi que le ruissellement formaient les plus essentiels facteurs de la morphogenèse périglaciale.

De l'épaisseur des zones résiduelles altérées de cette période apparaissant sur de peu nombreuses surfaces planes de crêtes, on peut conclure que la profondeur du dégel estival de la base perpétuellement gelée n'était pas grande. La zone active, ainsi définie, soumise aux processus du regel, peut servir de critère pour la conclusion que les crêtes montagneuses se trouvaient à la portée de la zone détritique périglaciale. Ceci est prouvé également par la nature du transport des masses qui dans cette zone possédait des traits de mouvement spontané — de congélifluction libre.

Dans les parties du versant situées plus bas, ce transport changeait graduellement en mouvement des masses du type de congélifluction liée. Ce qui est prouvé par l'apparition des structures du type de plications dans la région des dépôts de versants de la basse terrasse ainsi que sur les versants qui la touchent directement. Sur ces terrains se trouvait probablement la zone de la toundra. Cette verticale différenciation faciale des processus morphogénétiques était fonction des différences climatiques résultant de la topographie du terrain.

Une semblable différenciation apparaissait également dans le temps. On peut la déchiffrer de la succession stratigraphique des couvertures. Dans la phase climatique périglaciale (2, 4, 11) — ancienne, plus rude et plus océanique, sur la région de l'interfleuve se formaient indépendamment de la différenciation topographique du terrain de vastes couvertures de congélifluction détritiques et de blocs. Petit à petit, avec l'amélioration des conditions climatiques, principalement de la température estivale, la zone détritique a commencé à se rétrécir et sa place était prise par la zone de la toundra dans laquelle se formait la couverture loessique. Dans cette phase cataglaciale, plus douce, plus continentale, (4, 11) la zone détritique se maintenait encore pendant longtemps sous forme d'île dans les régions situées plus de 450 m au-dessus du niveau de la mer et sur les versants Nord même plus bas encore.

Cette différenciation climatique, aussi bien perpendiculaire que temporaire, changeait évidemment le caractère des facteurs morpho-

génétiques et en conséquence le genre des formes produites par elle. Dans la phase ancienne, anaglaciale, quand toute la région se trouvait dans les bornes de la zone détritique, s'accomplissait une dénudation particulièrement intense. Sous l'influence de l'intense gélivation, du rapide déblaiement des débris par le processus de congélifluction libre et du ruissellement (3) particulièrement intense sur des grandes inclinaisons, les versants des montagnes subissaient une vive récession. Les aplatissements des versants (photo 7), hérités du Tertiaire, se sont fortement élargis. Probablement la dénudation de cette période possédait des traits du processus altiplacique, car les débris se trouvaient en mouvement continu même sur des très petites inclinaisons; dans les parties inférieures du versant ils ne s'accumulaient pas, mais descendaient jusqu'aux thalweg. En conséquence de ces processus les vallées se sont également fortement élargies à cause du recul des cuestas.

Avec le changement des conditions, dans la phase cataglaciale, plus tardive, l'efficacité de facteurs respectifs formant le relief a changé. L'élargissement de la portée de la zone de la toundra s'accompagnait de l'accumulation des matériaux, principalement du loess dans les parties inférieures du versant. La place de l'altiplanation fut prise par le processus d'équiplanation à laquelle est dû l'aspect définitif des aplatissements de versants qui entourent actuellement les reliquats des crêtes des résidus des montagnes.

Les différences existant dans l'exposition des versants avaient une sérieuse influence sur la différenciation de l'efficacité des respectifs facteurs morphogénétiques. Sur les versants exposés au Nord, la zone détritique arrivait plus bas et se maintenait plus longtemps que sur les versants à exposition contraire. Ceci est prouvé par l'apparition contemporaine des champs de pierres nus qui se trouvent presque uniquement sur le côté Nord de la Łysa-Góra et par le cours de la limite supérieure du loess qui, sur les versants Sud, passe beaucoup plus haut.

Il est probable qu'une grande influence sur la localisation actuelle et l'épaisseur des couvertures de blocs avaient les processus se rattachant non seulement au climat périglaciaire de la dernière glaciation, mais également au climat antérieur, synchronique à la transgression de l'inlandsis Varsovien I. Dans cette période le front du glacier se trouvait près de 30 km au Nord de la Łysa-Góra. Sur les couvertures formées à cette époque et restées presque les mêmes dans le dernier interglaciaire, se sont surimposés les dépôts détritiques de congélifluction du dernier périglaciaire. Il est indéniable que l'apparition de masses

importantes de matériaux altérés dans la période précédente s'est favorablement répercutee sur l'intensité des processus de dénudation du dernier périglaciaire. La situation des champs de pierres de la Łysa-Góra extrêmement basse en comparaison avec d'autres endroits de l'Europe où ils apparaissent, peut suggérer l'idée que la genèse des couvertures de blocs devrait être plutôt rattachée aux deux dernières périodes périglaciaires qu'à la dernière.

Formes concaves

Niches de dénudation. L'interfleuve est intersecté par de nombreuses formes concaves se liant génétiquement aux processus morphogénétiques périglaciaires. Ce sont des niches de dénudation et des vallées sèches à fond plat, oridinairement asymétriques.

Les niches de dénudation sont de petites formes, car leur longueur ne dépasse pas 1 km. Ce qui les caractérise c'est le manque d'un fond bien net qui d'ordinaire ne se forme que dans le secteur inférieur où la niche se transforme en vallée sèche à fond plat. Aujourd'hui on estime que les formes de ce type se sont formées dans le climat périglaciaire de la dernière glaciation (2, 8, 16) en conséquence de l'action corrosive de la congélifluction liée (8, 15). Elles sont donc un important critère pour la reconstruction du cours de la zone de la toundra dans la région décrite.

Ces formes se terminent assez souvent encore dans la région de l'interfleuve, par des cônes alluviaux. Les niches apparaissent le plus souvent dans les régions loessiques, mais elles y ont subi une forte transformation en conséquence de vifs processus contemporains de la dénudation des sols. On peut aussi supposer qu'au moins une certaine partie de ces niches peut se former actuellement dans la région loessique par suite du développement et de l'action des processus de la suffusion et du ruissellement.

Vallées sèches à fond plat. Les formes de ce type, particulièrement nombreuses et bien façonnées, apparaissent sur les versants Sud de la Łysa-Góra (photo 8). En comparaison avec les niches de dénudation ce sont des formes beaucoup plus grandes, car leur longueur atteint 2 km. Leur élément le plus caractéristique est un fond large de 150 km environ privé de filet d'eau et séparé des versants par un redan aigu. Actuellement ces vallées forment des artères d'écoulements des eaux saisonnières, principalement des eaux de dégel. Dans les régions loessiques, dans le fond de ces vallées s'accomplit l'accumulation des matériaux de versants sous forme de couvertures de limons de fond.

Sous les limons repose une couverture périglaciaire argilo-détritique qui, vu sa teneur granulométrique, forme un niveau imperméable. A cause de cela les fonds sont humides, mais privés de ruisseau qui ne se forme que dans les secteurs de débouché où les vallées sèches à fond plat se transforment en vallées fluviatiles normales.

Il y a bien des preuves que les vallées de ce type sont des formes fossiles, actuellement mortes. D'après certaines opinions, ces vallées se sont formées en conséquence de l'action corrosive des matériaux périglaciaires déplacés tous les ans par les eaux printanières de dégel sur toute la largeur de la vallée (3, 8). Cependant certains auteurs (20) trouvent que ces vallées s'étaient formées à la suite du remblaiement par les matériaux de versants périglaciaires des vallées interglaciaires fortement entaillées dans le soubassement. Par rapport à la région étudiée, il semble que les formes à fond plat qui y apparaissent, sont des vallées interglaciaires transformées, car la base rocheuse directe ne se découvre pas dans les intersections de fond. Il faut croire que l'épaisseur du remblaiement congélifluctif est importante.

Etant donné que dans la région étudiée les plus grandes et les plus typiques formes à fond plat apparaissent dans la région loessique du versant sud de la Lysá-Góra, il est essentiel de savoir si ces formes ont été taillées dans le loess ou si elles ont existé avant sa mise en place.

Sur l'interfleuve avoisinant immédiatement les vallées sèches, l'épaisseur du loess est insignifiante. Dans tous les encaissemens des routes se découvrent les débris détritiques congélifluctifs multicolores. Cependant la couverture loessique accroît son épaisseur sur les versants des vallons et elle atteint son maximum dans le thalweg, sur les versants attenant directement au fond où elle forme quelquefois des murs raides de 10 m de hauteur. Tout semblable est le cours de la couverture détritique de congélifluction dont la surface peu à peu s'abaisse également dans la direction des vallées où elle est située le plus bas. Elle n'est pas coupée par la forme de la vallée, mais la tapisse (13). Il résulte des faits cités que le loess se déposait sur les versants des formes de vallées qui y existaient avant — il est donc plus jeune.

Les vallées sèches à fond plat sont ordinairement asymétriques dans leur secteur supérieur et central. Les versants Est sont plus inclinés — ils ont donc une exposition Ouest. L'asymétrie a un caractère climatique, étant donné que les vallées coupent perpendiculairement les lignes structurales. Ce genre d'asymétrie est caractéristique pour

la zone du plus doux climat périglaciaire — pour la toundra (9, 19). Les vallées asymétriques sont donc les indices de son extension sur le terrain décrit.

Vallées fluviatiles. Dans les vallées des rivières périglaciaires régnait un processus d'intense accumulation par suite de la prépondérance du transport latéral sur le transport longitudinal. Les eaux surchargées de matériaux de versants n'étaient pas en possibilité de les déblayer successivement et en conséquence se sont formés les fonds plats qui, ayant été coupés par l'érosion dans l'interglaciaire, éventuellement dans le postglaciaire, se sont transformés en niveau de terrasse des vallées — en basse terrasse et en terrasse d'inondation. Dans les secteurs supérieurs de la Belnianka et de la Nidzianka, elles ne présentent pas de terrasses fluviatiles typiques, étant donné qu'elles doivent leur genèse à l'accumulation des matériaux provenant pour la plupart du transport latéral et non longitudinal.

Le niveau supérieur de la Belnianka et de la Nidzianka montre la phase double bien nette de la construction. Il semble le plus probable que dans la période du climat périglaciaire synchronique à la glaciation Varsovien I s'est formé un niveau sablo-détritique (fig. 4) dont la structure montre la coopération du transport latéral avec le transport longitudinal. Dans la période suivante du climat périglaciaire — la dernière — le fond de la vallée qui existait dans l'interglaciaire à la suite de la coupure s'est transformé en terrasse. Il a été surimposé par des matériaux possédant les traits de la congélifluction liée. La terrasse est donc polygénique et possède dans le secteur supérieur de la vallée plutôt le caractère du niveau d'équiplanation que du niveau de vallée habituel d'accumulation. La surface du niveau est coupée par les niches de dénudation et les vallées à fond plat qui se sont formées dans la zone périglaciaire de la dernière glaciation. Elles définissent donc, à côté des données géologiques, l'âge du niveau de la basse terrasse. Telle a été la nature des événements périglaciaires dans les secteurs de vallées supérieures. Dans les secteurs de vallées situés plus bas, la coopération du transport longitudinal a été plus grande et même prépondérante. En conséquence le niveau de la basse terrasse a un caractère de terrasse fluviatile typique.

Le niveau du fond — niveau d'inondation — de deux vallées se formait au cours du dernier périglaciaire par suite de semblables processus — donc, de la prépondérance, dans les secteurs supérieurs de la vallée, du transport latéral sur le transport longitudinal. Les vallées à fond plat et les niches de dénudation aboutissent à ce niveau.

L'érosion postglaciaire, en conséquence de laquelle les rivières ont coupé les matériaux périglaciaires d'accumulation, a été interrompue par le processus de l'accumulation des limons. Ces limons sont les dépôts correspondant aux processus de la dénudation des sols — processus que l'homme a récemment libérés.

Traduction de S. Lazarowa

Bibliographie

1. Büdel, J. — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im' ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Pet. Mitt.*, Ergzh. Nr 229, 1937.
2. Büdel, J. — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944.
3. Büdel, J. — Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimate. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948.
4. Büdel, J. — Die Klimazonen des Eiszeitalters. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 1, 1951.
5. Czarnocki, J. — Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Zusammenfassung: Diluvium des Święty-Krzyż Gebieres). *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, t. 7, 1931.
6. Czarnocki, J. — O tortonie i helwecie okol. Chomentowa i Jawora w związku z poszukiwaniem złóż lignitu na tym obszarze, oraz o mułkach krzemionkowych i ilach trzeciorzędowych okolic Pluczek (Sur le Tortonien et Helvétien des environs de Chomentów et de Jawor en rapport avec les recherches des gisements du lignite dans cette région et sur les limons siliceux et argiles de Tertiaire des environs de Pluczki). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 36, 1939.
7. Czarnocki, J. — Sprawozdanie z badań terenowych w Górzach Świętokrzyskich w 1938 r. (Field work in the Święty Krzyż Mountains in 1938). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15, 1939.
8. Dylik, J. — The concept of the periglacial cycle in middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. III, 5, 1952.
9. Fezer, F. — Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 14, 1953.
10. Gripp, K. — Die Oberfläche im Alt-Diluvium und seine Bedeutung für das Vorkommen der paläolithischer Funde. *Offa, II Ber. u. Mitt. d. Mus. vorgeschichtl. Altertümer in Kiel*, 1939.
11. Hövermann, J. — Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 14, 1953.
12. Hövermann, J. — Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 15, 1954.
13. Klatka, T. — Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór (summary: Flat floored dry valleys in the foreland of the Łysogóry Mts.). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
14. Klatka, T. — Plejstoceńskie żyły zmarzlinowe na Górze Skala (résumé: Les filons de glace du Pléistocène au Mont Skala). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 3, 1956.
15. Klatkowa, H. — Niecki korazyjne w okolicach Łodzi (résumé: Niches de corrosion aux environs de Łódź). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.

16. Lehmann, H. — Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948.
17. Sadłowska, A. — Struktury peryglacjalne w Napękowie (résumé: Structures périglaciaires à Napęków). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
18. Trevisan, L. — Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques. *Congr. Int. Géogr. 1949*, Lisbonne 1950.
19. Tricart, J. — Le modèle des pays froids. Fasc. I: Le modèle périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2-e part, Paris CDU, 1950.
20. Weinberger, L. — Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 15, 1954.



phot. de H. Klatkowa, 1954

Phot. 7. Versant Sud du Mont Jeleniowska. Aplanissement de versant diséqué par les niches et les éperons de dénudation



phot. de H. Klatkowa, 1954

Phot. 8. Podłysica. Vallée sèche à fond plat



phot. de T. Klatka, 1954

Phot. 5. Makoszyn. Veine de gel dans le fond de la couverture sablonneuse de versant



phot. de T. Klatka, 1954

Phot. 6. Stara Huta Koszary. Zone de congélfraction sur la basse terrasse de la Belnianka



phot. de T. Klatka, 1954

Phot. 3. Stara Huta Koszary. Epaisseur des débris périglaciaires in situ



phot. de T. Klatka, 1954

Phot. 4. Góra Skala. Zone de fissures périglaciaires de gélivation



phot. de T. Klatka, 1954

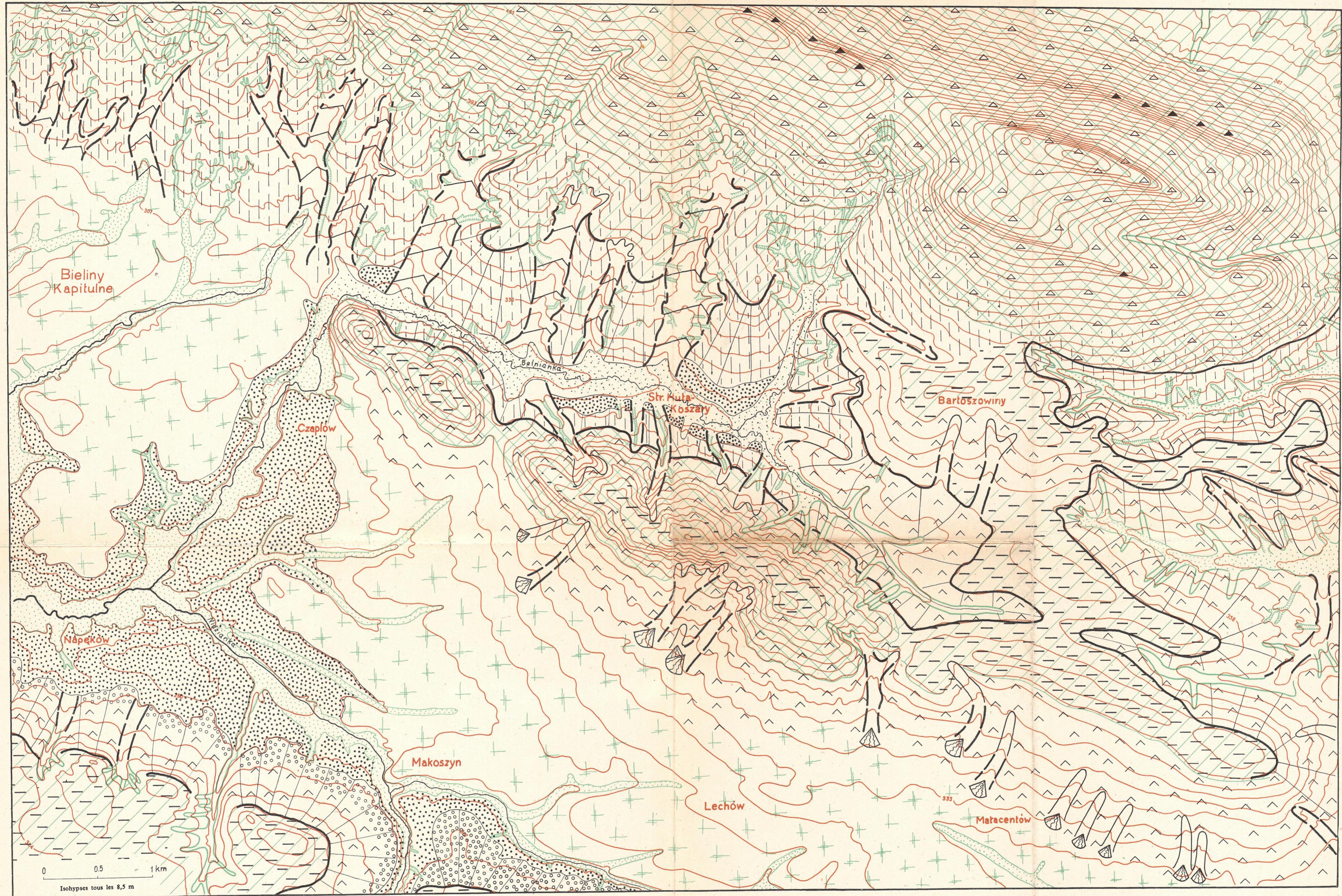
Phot. 1. Łysa Góra. Champs de pierres



phot. de H. Klatkowa, 1954

Phot. 2. Stara Huta Koszary. Surface de la crête de Bieliny et aplatissement de versant de Łysa Góra

EXEMPLE DU MODÈLE PÉRIGLACIAIRE DE ŁYSA-GÓRA



DÉPÔTS ET FORMES DU RELIEF PÉRIGLACIAIRES

- couvertures de débris in situ
- couvertures sablonneuses de versants
- couvertures détritiques
- champs de pierres recouverts
- champs de pierres nus
- couvertures loessiques
- niveau de la basse terrasse
- fond périglaciaire de vallée couvert de dépôts holocènes
- bords de vallées
- versants

ÉLÉMENS PRÉGLACIAIRES ET HOLOCÈNES DU RELIEF

- niches de dénudation
- vallées à fond plat
- vallées à fond plat asymétriques
- cônes de congélation
- bandes résiduelles — elles représentent les éléments tertiaires du relief; elles n'ont pas perdu leur caractère primitif malgré le remodelage périglaciaire
- aplatissements de versants — malgré le remodelage périglaciaire ils ont gardé les traits résultant de leur genèse pré-glaïciaire
- plaine glaciaire — fortement réduite la moraine de fond de la glaciation Cracovien
- vallées holocènes entaillées
- fonds holocènes de vallées
- ravins et gorges holocènes