

1) Żyły lodowe w przekroju poprzecznym niekiedy mają kształt zbliżony do wydłużonego, równoramiennego trójkąta ostrokątnego, na co zwrócił uwagę przede wszystkim Leffingwell (15 i 16); formy o takim kształcie nazwał on „ice wedges“ (= klinami lodowymi). Nazwa ta przyjęła się powszechnie, a szczególnie

cepcję rozwoju lodu grutowego w wyniku corocznego narastania bocznego wkładek wypełniających szczeliny mrozowe. Zupełnie podobną koncepcję w bardziej rozwiniętej już i gruntowniej uzasadnionej postaci podał w 1915 i 1919 r. *Leffingwell* (15 i 16). Prace tego autora należy uznać za szczególnie doniosłe ze względu na to, że spopularyzowały one zagadnienie żył lodowych w literaturze zachodnio-europejskiej. Miało to duże znaczenie dla odkrycia oraz rozwoju badań pseudomorfoz żył lodowych, niezbyt ściśle nazywanych niekiedy „kopalnymi klinami lodowymi”²). W ostatnich latach o współczesnych żyłach lodowych pisali przede wszystkim: *Taber* w 1943 r. (33), *Caboť* w 1947 r. (2), *Gorodkow* w 1950 r. (9) i *Popow* w 1953 r. (22). W 1955 r. ukazało się opracowane przez *Szumskiego* monograficzne ujęcie zagadnień petrografii lodu, w którym jest między innymi obszerny opis cech strukturalnych „lodu żyłowego” (32, str. 202—215). Prace wspomnianych autorów dostarczyły wiele cennego materiału porównawczego dla badań śladów po plejstocenijskich formach lodów szczelinowych.

W polskiej literaturze naukowej brak jest oryginalnych prac poświęconych współczesnym formom lodu szczelinowego. W opracowanej przed 1916 r., imponującej „Historii naturalnej lodu” *Dobrowolskiego*, są jedynie wzmianki o żyłach lodu grutowego (3, str. 405—406), a w nowym ujęciu (1951 r.) „Zjawisk krioturbacyjnych”

w terminologii związanej z badaniami pseudomorfoz lodu plejstocenijskiego. Dlatego też znalazła się ona w tytule niniejszej pracy. Należy jednak zaznaczyć, że można ją stosować z powodzeniem tylko do nielicznych raczej form; obok nich pospolite są formy genetycznie identyczne, ale kształtami niezbyt podobne do klinów typowych. Opierając się na obserwacjach z obszaru Wyżyny Lubelskiej autor uważa, że wypowiedź podana przez *Jahna* przy opisie klinów na Tatarach koło Lublina (11, str. 237), ma szersze i ogólniejsze znaczenie. Treść tej wypowiedzi przedstawia się następująco: „Tu wydaje się słuszną korekta, którą do opisu „typowych” klinów lodowych *Leffingwella* wprowadził na podstawie nowszych badań *Taber*. Nie ma klinów jako form typowych, lecz istnieją tylko żyły lodowe, o różnym kształcie, kierunku i upadzie (pionowe, skośne i poziome)“.

Warto tutaj jeszcze dodać, że *Szumski*, w „Osnowach strukturalnego ledowiedzenia”, współczesne formy nazywa wyłącznie żyłami lodowymi (32, str. 202—215 — rozdział zatytułowany „powtórno-żylne ldy”). Kliny lodowe należy uznać wobec tego jako szczególną odmianę żył lodowych.

²) Pseudomorfozy żył lodowych określa się bardzo często jako „kopalne kliny lodowe” (lub wprost „kliny lodowe”). Takie krótkie, wygodne w stosowaniu określenia nie są jednak logiczne, bowiem kopalnymi klinami należałoby nazywać wkładki lodowe zagrzebane przez młodsze osady.

Jahna znajdujemy krótkie zestawienie wyników badań nad omawianym zagadnieniem (11, str. 171—176).

Badania nad pseudomorfozami po plejstocenijskich żyłach lodowych zainicjowane zostały wystąpieniami Kesslera w 1925 i 1927 r. (13 i 14). W pracy z 1925 r. po raz pierwszy wyraził on przypuszczenie — opierając się na badaniach Leffingwella — że „kliny lessowe” (Lösskeile — kliny wypełnione lessem i gliną lessową) powstały w wyniku działania mrozu. Warto tutaj podkreślić, że wspomniane kliny znane były w literaturze niemieckiej jeszcze przed ukazaniem się pracy Kesslera; interpretowano je jednak jako wypełnienia szczelin powstających pod wpływem wysychania (27, str. 275).

W 1932 r. ukazała się praca Soergela (28), w której uzasadniony został gruntownie i szeroko — w oparciu o wnikliwą analizę struktury i tekstury substancji skalnej — pogląd o tożsamości genetycznej form plejstocenijskich, po których zachowały się tylko ślady, i współczesnych klinów lodowych. Rozpoznanie klinów lessowych jako pseudomorfoz plejstocenijskich form lodu gruntowego było równoznaczne ze stwierdzeniem występowania trwałej zmarzliny. Miało to oczywiście duże znaczenie z punktu widzenia stratygrafii i paleogeografii.

Prace Kesslera i Soergela ułożyły drogę dla rozwoju dalszych badań nad śladami po plejstocenijskich żyłach lodowych. Wyniki tych badań publikowane były między innymi przez: Lotzego w 1932 r. (17), Selzera w 1936 r. (27), Soergela w 1936 r. (29), Gallwitta w 1937 i 1949 r. (7 i 8), Moskwitina w 1940 i 1948 r. (20 i 21), Weinbergera w 1944 r. (34), Jahna w 1951 r. (11) i Dylika w 1952 i 1953 r. (4 i 5).

Badania pseudomorfoz plejstocenijskich klinów lodowych zawsze dostarczają dużo cennych, konkretnych wniosków natury stratygraficznej. Natomiast z punktu widzenia paleogeografii stwierdzenie — na podstawie tych badań — obecności zmarzliny i klimatu kontynentalnego nie zadowala już obecnie autorów prac dotyczących tych zagadnień. Wiele uwagi poświęca się mechanizmowi rozwoju klinów, a szczególnie wnikliwym rozważaniom nad osobliwościami warunków hydroklimatycznych stref peryglacjalnych. Opracowania takie poważnie utrudnia mała ilość znanych nam dotychczas faktów. Na skutek tego przy wyciąganiu odpowiednich wniosków i rekonstruowaniu warunków środowiska stosuje się daleko posunięte generalizowanie

i łączne traktowanie zjawisk silnie zróżnicowanych w przestrzeni i czasie (np. 11, str. 272—274, 24, str. 62—64).

Taki stan opracowań możemy zresztą stwierdzić także i w innych dziedzinach badań peryglacjalnych, co podkreśla się przy podsumowywaniu dotychczasowych osiągnięć. Dylik, dając takie podsumowanie badań polskich, wyciąga wnioski określające kierunek dalszych prac. Píše on, że „Następnym etapem powinny być studia nad zróżnicowaniem śladów peryglacjalnych w przestrzeni i czasie. Na tej podstawie mogą się rozwinąć dokładniejsze studia nad zróżnicowaniem zjawisk peryglacjalnych podczas ostatniego zlodowacenia, jak również nad chronologią rezultatów oddziaływania różnych w czasie środowisk peryglacjalnych” (6, str. 143).

Wydaje się, że — zgodnie z intencjami Dylika — przy badaniach pseudomorfoz plejstoceńskich żył lodowych należy więcej uwagi poświęcić analizie lokalnych warunków w jakich one powstawały. Na tej drodze można będzie dojść do bliższego określenia praw kierujących rozwojem i rozmieszczeniem tych zjawisk. Dopiero po osiągnięciu tego celu można będzie wyciągać właściwe wnioski z faktu występowania lub też braku poszczególnych typów lodu szczelinowego. Poza tym miałyby to duże znaczenie przy planowaniu kierunków badań terenowych.

Celem pracy niniejszej jest przedstawienie faktów ilustrujących niektóre warunki rozwoju żył lodowych w stropowej części głównego lessu (często wyróżnianego jako less młodszy górny) zachodniej części Wyżyny Lubelskiej w końcowym stadium zlodowacenia bałtyckiego. Na marginesie tego zagadnienia krótko omówiona jest także sprawa wieku gleb lessowych i wertebów rodzaju wymoków.

Formy kryoturbacyjne w stropie lessu młodszego w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej

1. Charakterystyka geomorfologiczno- geologiczna obszaru badań

Tereny lessowe obfitują na ogół w świeże odsłonięcia, co jest okolicznością sprzyjającą badaniom geologiczno-geomorfologicznym. Południowo-zachodnia część obszaru arkusza „Opole Lubelskie” (Mapa Taktyczna Polski 1 : 100 000) nie należy pod tym względem do wy-

jątków. Lessy występują tam — podobnie jak i w innych częściach Wyżyny Lubelskiej — zwartym, wąskim (szerokość do 3,5 km) płatem wyciągniętym w kierunku WNW — ESE pomiędzy doliną kluczkowicką i Potoku Wrzelowieckiego od północy oraz doliną Podlipia od południa. Na zachodzie płat ten sięga wyspami i półwyspami prawie do doliny Wisły pomiędzy wsiami Zgoda i Wólka na północ od Józefowa. Na wschodzie łączy się z lessami okolic Urzędowa.

Obszar badań przedstawia się jako szeroki, płaski garb wzniesiony do 50—70 m ponad dna dolin. Jego grzbiet tworzy rozległą (szerokość do 2,0—2,5 km), słabo urzeźbioną powierzchnię o wysokości sięgającej przeważnie do 220—230 m n.p.m. Powierzchnia ta należy do systemu średnich zrównań wierzchowinowych Wyżyny Lubelskiej. Stoki garbu nachylone są nieznacznie (przeważnie do kilku stopni) i osiągają do 1,5 km, a nawet i więcej, długości. Dość monotonną powierzchnię urozmaicają, obok kilku większych suchych dolin nieckowatych, osiągających do 3—4 km długości, mniejsze formy rzeźby związane z pokrywą lessową, a przede wszystkim młode rozcięcia erozyjne — wąwozy.

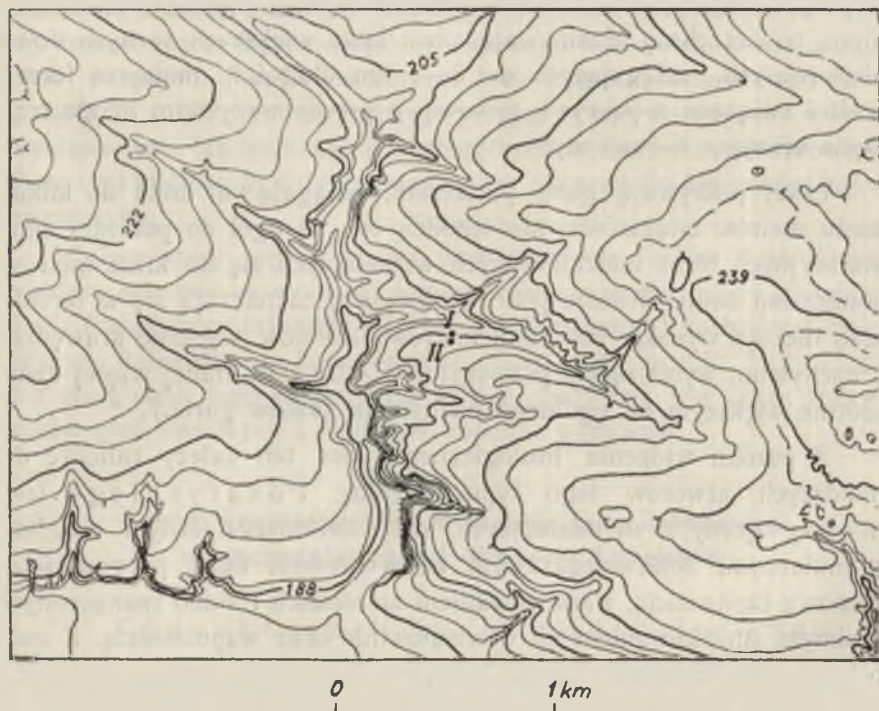
Lessy pokrywają garb płaszczem, osiągającym kilka do kilkunastu metrów miąższości; nie schodzą one na ogół do poziomu akumulacyjnych teras nadzalewowych wznoszących się do kilku metrów ponad dna dolin. Granice pokrywy lessowej zaznaczają się w terenie jako niezbyt wysokie (do kilku metrów) ale dość wyraźne krawędzie o nachyleniu wynoszącym przeważnie 8—10° (tzn. mniej więcej dwukrotnie większym od ogólnego nachylenia stoków garbu).

Z punktu widzenia litologicznego less ten należy zaliczyć do młodszych utworów tego typu (według Pożaryskiego less młodszy górny), wyróżniających się: charakterystycznym składem granularnym, żółtawo-szarawym zabarwieniem, dużą porowatością, pionową łupliwością, warstwowaniem na stokach i słabo zaznaczonym drobnym smużkowaniem na wierzchowinie oraz wapnistością. Z osobliwości teksturalnych należy wymienić zaburzenia mrozowe, które stwierdzono w różnych punktach nie tylko w spągu, ale także i w innych poziomach do górnych części włącznie. Pokrywa lessowa spoczywa najczęściej bezpośrednio na podłożu przedczwartorzędowym reprezentowanym tutaj przez opoki i gezy mastrychtu lub też na glinach zwalowych i ich residuach.

2. Charakterystyka krypturbacji stropowej części pokrywy lessowej

Wiemy już, że zaburzenia mrozowe na obszarze badanym występują w dolnych i górnych częściach pokrywy lessowej. Szczególnie interesująco przedstawiają się jednak te, które stwierdzono w stropowych, zmienionych przez procesy glebowe poziomach. Po raz pierwszy zarejestrowano je w małym wąwozie drogowym na terenie wsi Majdan Moniacki (13 km na SSE od Opola Lubelskiego; współrzędne topograficzne — według M. T. P. 1 : 100 000 — 393,76 i 605,00, wysokość npm. 205 m).

Wspomniany wąwóz drogowy rozcina zbocze małej dolinki nieckowatej, nachylone do 12—14°. Górna część wąwozu wchodzi na



Rys. 1. Rzeźba okolic Majdanu Moniackiego, 13 km na SSE od Opola Lubelskiego
Położenie opisanych odkrywek I i II oznaczone kropkami.

Abb. 1. Das Relief der Gegend von Majdan Moniacki, 13 km SSE von Opole Lubelskie.
Die Lage der Aufschlüsse I und II durch Punkte bezeichnet.

splaszczanie stoku, który łagodnie opada od poziomu wierzchowinowego (230—240 m) ku suchej dolinie asymetrycznej, ciągnącej się od wschodniego krańca wsi Wandalin do Kozarowa (rys. 1). W dolnej części wąwozu odsłaniają się do głębokości około 2,5 m pylaste, cienko warstwowane - smugowane deluwia lessowe z poziomami glebowymi w stropie. Natomiast w górnej części, na splaszczaniu stokowym odsłania się ciemnobrunatny, silnie zgliniony less; w ścianie zachodniej wąwozu można wyróżnić tutaj następujące poziomy:

O d k r y w k a I

- a) 0—0,40 m. Poziom humusowy pylasty, szarawy z odcieniem żółtawo-brunatnym, ku dołowi stopniowo jaśniejszy. Dolna granica niezbyt ostro zaznaczona. Spoistość stosunkowo mała.
- b) 0,40—0,65 m. Poziom humusowy jak pod „a”; nieco ciemniejszy i lekko centkowało plamisty. Zazębia się gniazdowo z poziomem „c”.
- c) 0,65—1,05 m. Poziom iluwialny zbielicowany, pylasty, siwawo-żółtawy z plamami jasnożółto-brunatnymi. Zazębia się z poziomem „d”.
- d) 1,05—1,40 m. Poziom humusowy pylasty, o zabarwieniu ciemnoszarym (wyraźnie ciemniejszym niż pod „a” i „b”), centkowało plamisty. W części dolnej gniazda bielcowe, nieregularne, rozproszone i nie tworzące ciągłego poziomu. Miejscami zaznaczają się ciemniejsze, falisto wygięte smugi-warstwy (długość fal 0,2—0,3 m, amplituda około 0,1 m). Zazębia się silnie i bardzo nieregularnie z poziomem „e”. Spoistość wyraźnie większa niż w poziomach nadległych.
- e) 1,40—190 m. Poziom iluwialny pylasto-gliniasty, o zabarwieniu brunatno-szarawym, prawie czekoladowym, ku dołowi nieco jaśniejszym. Na ciemnym tle zaznaczają się gniazda-plamy bielcowe, większe u góry (do kilku centymetrów), ku dołowi coraz mniejsze. Spoistość duża. W całej odsłoniętej części poziomu występują bardzo wyraźne korzeniaste żyły zabarwione siwawo (barwa bielicy). Żyły te u góry wyraźnie rozszerzają się, przechodząc stopniowo w bielcowe gniazda poziomu „d”. Wymiary żył w części górnej do paru decymetrów, a w dolnej do 1—2 cm. Najdłuższe z nich schodzą jeszcze poniżej odsłonięcia. Żyły miejscami wyraźnie strzępiaste, rozgałęziające się, lekko powyginane, o kierunku zbliżonym do

pionowego. Odległość między sąsiednimi formami przeważnie rzędu decymetrów (nawet zaledwie 2—3 dcm). W przekroju poziomym rozciągają się do wnętrza pokrywy materiału, w którym występują. (Materiał wszystkich opisanych poziomów nie reaguje z kwasem solnym).

Zaburzenia stwierdzone w tym odsłonięciu występują więc w glebowym poziomie iluwialnym. Dlatego też nasuwa się oczywiście przypuszczenie, że mogą to być formy fitogeniczne (np. po-korzeniowe). Jednakże rozprzestrzenienie ich w kierunku poziomym wyklucza takie tłumaczenie i przemawia za koncepcją szczelinowej genezy. Forma żył, a szczególnie znaczna ich szerokość u góry oraz fakt, że nie sięgają one do poziomu humusowego („d”), wskazują, że nie mogły to być zwykłe, kontrakcyjne szczeliny wysychania; musiały one podlegać przekształcającemu działaniu wieloletnich żył lodowych. Za koncepcją mrozowej genezy przemawiają także tekstury typu soliflukcyjnego zaznaczające się w poziomie „d”.

Poziom „e”, w którym występują pseudomorfozy żył lodowych, ograniczony jest od góry powierzchnią lekko wklęsłą. Utwory nadległe tworzą pewnego rodzaju soczewkę, o długości około 30 m, wypełniającą tę wklęsłość. W związku z tym w kierunku poziomym obserwujemy zmiany układu poszczególnych poziomów; w tym samym kierunku zmieniają się także ich cechy litologiczne. Najlepiej ilustruje to opis odsłonięcia tuż poza zakłębłością stropowej powierzchni poziomu „e” (punkt leżący 28 m na południe i 1,7 m ponad odkrywką I).

Dla ułatwienia porównania uzgodniono oznaczenia literowe poziomów wiążących się przestrzennie na odcinku pomiędzy oboma odkrywkami.

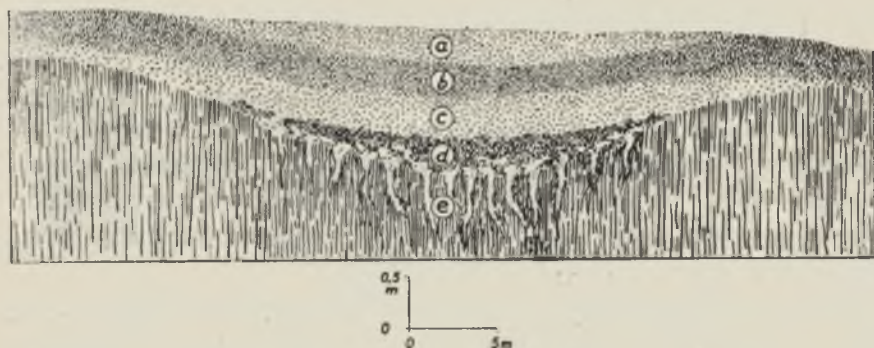
O d k r y w k a II

- a) —
- b) 0—0,35 m. Poziom humusowy pylasty. Przejście stopniowe.
- c) 0,35—0,45 m. Poziom bielicowy pylasty, słabo wykształcony.
- d) —
- e) 0,45—1,75 m. Poziom iluwialny pylasto-gliniasty, przechodzący w less zgliniony. U góry brunatnawo-żółtawo-siwy, plamisty, ku dołowi jaśniejszy i bardziej jednolicie zabarwiony żółto-brunatnawo. Formy zaburzeń „żyłowych” nie występują.

Z zestawienia opisów odkrywki I i II wyraźnie wynika, że typowe soczewki przedstawiają jedynie poziomy „a” i „d” (występują one tylko w obrębie zagłębienia).

Na szczególne podkreślenie zasługuje jeszcze fakt, że pseudomorfozy żył lodowych zlokalizowane są dokładnie w zakłębłości. Formy najlepiej rozwinięte i najgęściej skupione występują w środkowej części zagłębienia; ku peryferiom są one coraz mniejsze i występują rzadziej, tak jak gdyby stopniowo zanikały. Zaznacza się to wyraźnie na ścianie wąwozu w linii łączącej odkrywkę I i II, a także i w kierunku prostopadłym; w przeciwległej ścianie wąwozu, odległej zaledwie około 3,5 m, zaburzenia mrozowe nie występują w ogóle.

Dla uzupełnienia charakterystyki warunków litologicznych rozwoju form kryoturbacyjnych należy dodać, że poziom „e” odkrywki II ku dołowi przechodzi w typowy less wapnisty; stwierdzono go na nie znacznej głębokości (około 1 m) we wcięciach drogowych w odległości stukilkudziesięciu metrów od odsłonięcia I i II. Opisane stosunki litologiczne przedstawiono na załączonym profilu (rys. 2).



Rys. 2. Profil litologiczny zachodniej ściany wąwozu drogowego w Majdanie Moniackim wzdłuż linii łączącej odkrywkę I i II. Poszczególne poziomy oznaczone literami tak jak w opisie odkrywek.

Abb. 2. Das lithologische Profil der Aufschlusswand in dem Hohlweg in Majdan Moniacki an der Verbindungslinie des Aufschlusses I und II. Besondere Horizonte sind mit Buchstaben wie im Text bezeichnet.

Z rys. 2 i opisu odsłonień wyraźnie wynika, że kryoturbacje występują w utworze posiadającym wszelkie cechy poziomu glebowego. Wynika z tego wniosek, że powstały one już po zakończeniu akumulacji lessu i uformowaniu się w jego stropie gleby; jej poziom humusowy został częściowo zniszczony — w okresie formowania się żył lodowych — przez procesy soliflukcji (poziom „d” odkrywki I). Gleba w obrębie zagłębienia została następnie przykryta cienką i małą so-

czewką humusowego utworu pylastego. Ten ostatni przedstawia produkt współczesnej „erozji i akumulacji pługa”.

Po tych uwagach bardzo wyraźnie już rysuje się osobliwość sytuacji morfologicznej, a przede wszystkim stratygraficznej, w jakiej występują opisane pseudomorfozy żył lodowych. Wprawdzie bowiem tzw. kliny lodowe w lessach znane są od dawna, ale jednak w literaturze znajdujemy przede wszystkim opisy klinów przecinających spągowe części lessów oraz występujące w nich gleby kopalne. Niektórzy autorzy wyrażają nawet pogląd, że kryoturbacje nie występują w ogóle w stropowych częściach pokrywy lessu młodszego. W odniesieniu do Wyżyny Lubelskiej stwierdzał to wyraźnie J a h n w pracach z 1950 i 1951 r. (10, str. 270—271, 11, str. 265)^{a)}.

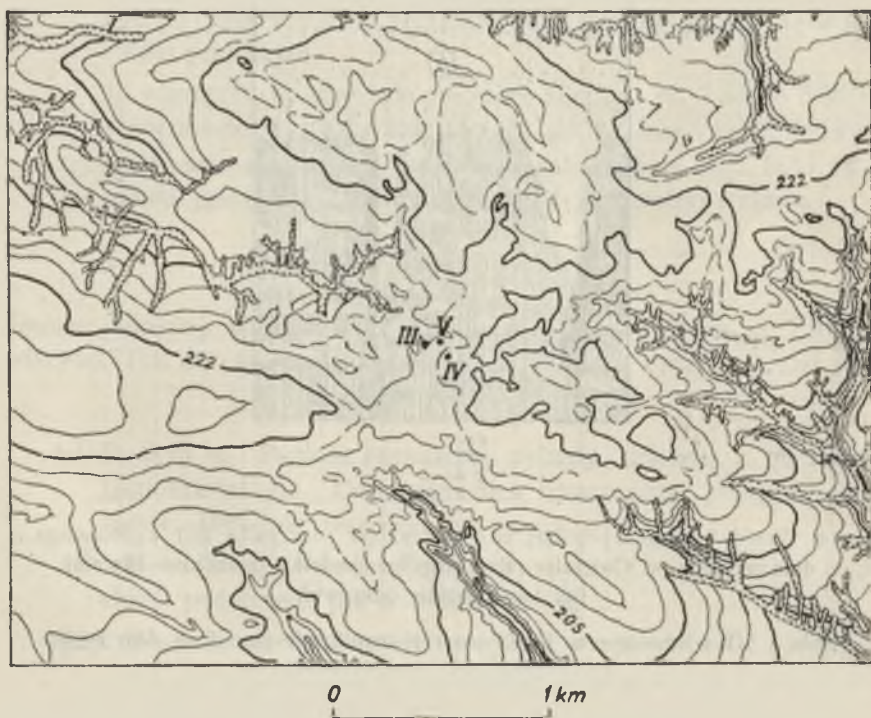
O zaburzeniach mrozowych w stropie lessów Wyżyny i obszarów przyległych pisał dotychczas jedynie P o ż a r y s k i w pracy wydanej w 1953 r. (25). Ponieważ autor ten nie wspomina o kryoturbacjach w poziomach glebowych, więc można przypuszczać, że pozycja stratygraficzna żył lodowych przedstawionych w niniejszej pracy jest jednak inna. Oryginalność tej pozycji może nasuwać nawet przypuszczenie, iż zaburzenia są jakimiś osobliwymi formami współczesnymi o nieokreślonej bliżej genezie. Dla rozstrzygnięcia tej wątpliwości przeprowadzono dalsze badania. Wyraźne wskazania odnośnie kierunku takich badań wynikały z analizy mikrogeomorfologicznych warunków występowania zaburzeń w Majdanie Moniackim.

Przedstawione fakty wyraźnie wskazują, że pseudomorfozy występują w kopalnym (wypełnionym obecnie) zagłębieniu bezodpływowym miseczkowatego kształtu. Podobne zagłębienie, mniejsze, ale niewypełnione, znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywki II. Formy takie spotykamy często na różnych spłaszczeniach powierzchni pokrywy lessowych wtedy, gdy te ostatnie osiągają przynajmniej kilka metrów miąższości. Jest to jeden z dwu zasadniczych rodzajów wertebów less-

^{a)} W pracy z 1950 r. J a h n pisał, że kryoturbacje i „zaburzenia strukturalne, spękania i soliflukcyjne występują tylko w dolnych partiach lessu, zanikają zaś ku górze” (10, str. 270). Pogląd ten potwierdzały także obserwacje autora niniejszej pracy prowadzone na Wyżynie Lubelskiej w latach 1950—1953 (18, str. 72, 19, str. 199). Dokładniejsze badania lat ostatnich wykazują, że zaburzenia mrozowe występują także w górnych częściach pokrywy lessowych. Są one jednak znacznie słabiej rozwinięte i trudniejsze do zaobserwowania ze względu na to, że górne poziomy lessów wykazują na ogół znacznie większą niż dolne poziomy jednolitość uziarnienia i zabarwienia.

wych, wyróżniony w 1954 r. przez autora niniejszej pracy pod nazwą „wymoków” (19, str. 132—133 i 137—145). Wymiary poziome tych form są przeważnie rzędu kilkudziesięciu metrów, a głębokość rzędu paru metrów. Rozwijają się one w wyniku działania różnych procesów, wśród których na pierwszy plan wysuwa się suffozja chemiczna i mechaniczna (19, str. 193—205). Na obszarze opisanego wyżej płata lessowego na południe od Opola Lubelskiego występują one przede wszystkim na poziomie wierzchwinowym.

Ponieważ w stulkudziesięciu odsłonięciach stropu pokrywy lessowej nie stwierdzono kryoturacji w innych położeniach, więc można było wnioskować, że występują one tylko w wymokach. Wkopy wykonane na dnie dwu takich form na poziomie wierzchwinowym w Cwiętalcie (10 km na SSW od Opola Lubelskiego; współrzędne topo-



Rys. 3. Rzeźba okolic Cwiętalki, 10 km na SSW od Opola Lubelskiego. Położenie opisanych odkrywek III—V oznaczone kropkami.

Abb. 3. Das Relief der Gegend von Cwiętalka, 10 km SSW von Opole Lubelskie.

graficzne 395,30 i 595,90) potwierdziły te przypuszczenia ⁴⁾. Profile wkopów przedstawiają się następująco:

Odkrywka III

(dno dużego, wyraźnie zaznaczonego wymoku)

- a) 0—0,45 m. Poziom humusowy pylasty, ciemnoszary z plamami jaśniejszymi i ciemniejszymi. Dolna granica dość wyraźna; zazębianie się z poziomem „b”.



Rys. 4. Profil litologiczny jednej ze ścian wkopu (odkrywka III) wykonanego na dnie wertebu w Cwiężtalce. Poszczególne poziomy oznaczone literami tak jak w opisie odkrywki.

Abb. 4. Das lithologische Profil einer Kontrollgrubenwand an dem Boden der Pfannensenke von Cwiężtalke.

⁴⁾ Należy tutaj wyraźnie podkreślić, że spośród stukilkudziesięciu zbadanych na omawianym obszarze odsłoneń stropu pokrywy lessowej tylko trzy zlokalizowane były w wymokach, ale w każdym z tych trzech odsłoneń stwierdzono pseudomorfozy żył lodowych. Praca niniejsza sygnalizuje więc zjawisko nie określając stopnia jego rozpowszechnienia.

- b) 0,45—0,85 m. Poziom bielicowy pylasty, u góry szarawo-siwy, ku dołowi bardziej siwy. Od 0,65 m występuje sporo drobnych (wymiary rzędu milimetrów) konkrecji Mn i Fe. Charakter dolnej granicy podobny jak w poziomie nadległym.
- c) 0,85—2,30 m. Poziom iluwialny pylasty (pylasto-gliniasty), brunatny z centkami i smugami siwawo-brunatnymi, przechodzący w less zgliniony. W części górnej, silnie spoistej i ciemniejszej, występują małe plamki-smużki, w środkowej dłuższe i grubsze (do 3—4 cm) smugi soczewkowate, a w dolnej, najjaśniejszej, smugi cieńsze i mniej wyraźne. Na każdej ścianie wkopu (wymiary poziome 1 x 2 m) występuje 1 do 4 korzeniastych żył substancji bielicowej ściśle łączącej się z poziomem „b” (rys. 4). Żyły w części górnej osiągają do 25 cm szerokości, a długość ich wynosi 0,4 do 0,8 m. W niektórych żyłach wyraźniejsza domieszka substancji humusowej. Należą one do typowych form szczelinowych, rozciągających się w kierunku poziomym.

W wierceniu na dnie wkopu, które sięgnęło od 2,30 do 5,30 m, stwierdzono występowanie utworu jak w dnie wkopu (odwapniony less zgliniony); ku dołowi zabarwienie jego było stopniowo jaśniejsze i bardziej jednolite, brunatno-żółtawe.

O d k r y w k a IV

(punkt położony w odległości stukilkudziesięciu metrów na ESE od odkrywki III; dno znacznie mniejszego wymoku o wyraźnych zboczach nachylonych do 10°)

- a) 0—0,45 m. Poziom humusowy pylasty, szarawy z odcieniem jasnobrunatnym. Dolna granica niewyraźna, przejście stopniowe. (Produkt współczesnej erozji gleb).
- a) 0,45—1,05 m. Poziom humusowy pylasty, ciemnoszary o cechach podobnych jak w odkrywce III.
- b) 1,05—1,35 m. Poziom bielicowy jak w odkrywce III. W części dolnej smugi humusowe oraz większa ilość konkrecji Mn i Fe, w spągu tworzących wręcz gruzową warstwę.
- c) 1,35—2,80 m. Poziom iluwialny podobny jak w odkrywce III. Żyły, wypełnione substancją bielicową z poziomu „b”, występują w mniejszej ilości i są wyraźnie cieńsze.

Dla rozstrzygnięcia wątpliwości odnośnie genezy, a przede wszystkim lokalizacji zaburzeń wykonano także wkop na pagórku pomiędzy dwoma wymokami (rys. 3). We wkopie tym odsłonił się profil typowego lessu wierzchowinowego:

O d k r y w k a V

- a) 0—0,22 m. Poziom humusowy pylasty, szarawy z odcieniem brunatnym (warstwa orna).
- b) 0,22—0,35 m. Poziom słabo zbielicowany, związany dość wyraźnie z poziomem „c”.
- c) 0,35—1,60 m. Poziom iluwialny przechodzący stopniowo w less odwapniony. U góry brunatny i dość jednolicie zabarwiony. Od 0,80 do 1,20 m grubsze smugi brunatnawe i cieńsze siwo-żółtawo-brunatne. Niżej zabarwienie jaśniejsze, żółtawe i dość jednolite, ze słabo zaznaczonymi smużkami i plamkami.
- d) 1,60—2,60 m. Less wapnisty, żółto-szary, ze słabo zaznaczającymi się smużkami (do 1 cm grubości) o zabarwieniu z przewagą odcienia szarawo-żółtego lub żółtawego. Spoistość niewielka. Lessu tego nie przebito wierceniem, które sięgnęło do głębokości 5,60 m.

Wszystkie przedstawione fakty wskazują, że:

1. Badane formy zaburzeń są pseudomorfozami lodu szczelinowego (żył lodowych).
2. Żył lodowe rozwinęły się w zagłębieniach bezodpływowych wtedy, gdy w stropie pokrywy lessu młodszego rozwinięta już była gleba bielkowa.
3. Zagłębienia bezodpływowe z pseudomorfozami żył lodowych należą do typowych wertebów rodzaju wymoków.

Dla uwypuklenia znaczenia pierwszej części wniosku drugiego należy jeszcze raz podkreślić, że dotychczas nie stwierdzono podobnych zaburzeń mrozowych w żadnym z napotkanych i specjalnie wykonanych odsłonieć w obrębie wypukłych mezo- i mikroform rzeźby pokrywy lessu młodszego. Można oczywiście wysunąć tutaj przypuszczenie, że kryoturbacje w obrębie form wypukłych istniały, ale zostały zniszczone. Jednakże wydaje się to mało prawdopodobne, ponieważ trudno wyobrazić sobie jakąkolwiek silniejszą denudację na wysoko wzniesionym zrównaniu wierzchowinowym. Poza tym należa-

łoby oczekiwać, że produkty takiej denudacji wypełniłyby zagłębienia bezodpływowe.

Warto tutaj jeszcze dodać, że o występowaniu żył lodowych w les-sowych zagłębieniach bezodpływowych w innych częściach Wyżyny Lubelskiej świadczy opisana przez autora w 1954 r. forma szczelinowa z wkopu na dnie wymoku w Wisłowcu (10 km na północ od Zamościa). Geneza tej formy nie została jednak wówczas rozpoznana⁵⁾.

Geneza i wiek badanych form kryoturbacyjnych

Wymiary opisanych zaburzeń wskazują, że nie mogły one powstać jako formy efemerycznych odmian lodu gruntowego. Jednoroczne żyły lodowe, rozwijające się w najbardziej sprzyjających warunkach, osią-gają bowiem — według Szumskiego — tylko od 1—2 mm do 15—20 mm grubości przy zasięgu pionowym rzędu kilku metrów (32, str. 204). Leffingwell obliczał, że w warunkach panujących obecnie na Alasce dla rozwoju klina o grubości 3 m potrzebny jest okres 1000 lat. Już Selzer zwracał uwagę, że w naszych szerokościach geograficznych tempo rozwoju klinów lodowych musiało być jednak znacznie powolniejsze (27, str. 288—290).

Opierając się na wynikach pomiarów zasięgu pionowego pseudo-morfoz należy stwierdzić, że rozwój interesujących nas żył lodowych odbywał się w okolicznościach raczej niesprzyjających. Powstające w ziemie szczeliny mrozowe sięgały w głąb zaledwie do około 2 m — nie przekraczając raczej tej granicy. Świadczy to o tym, że temperatury minimalne w okresie zimy zapewne nieznacznie tylko schodziły poniżej wartości granicznych, przy których powstają szczeliny mro-

⁵⁾ Warto przytoczyć tutaj podany w 1954 r. opis formy szczelinowej przecinającej poziom lessu zglinionego: „Na dwu przeciwnych ścianach wkopu można było prześledzić pionowo skierowane smugi zwężające się ku dołowi i wyglądające poczornie jak ślad po wiązce cienkich korzeni. Smugi te, w stropie rozszerzające się, przechodziły stopniowo w warstwę nadległą“ (tzn. w dolną, lekko zbielcowaną część poziomu humusowego). „Środkiem smug przebiegała pajęczynowata siatka „nitki“ ciemnoszarych, występujących na tle szarym (jasnoszarym) z odcieniem żółtawym. Obie smugi przeciwnych ścian wkopu połączone były podobną smugą, która biegła w poprzek dna wkopu“ (dno na głębokości 2,0 m). „Charakter smug i ich przebieg nasuwał przypuszczenie, że powstały one w wyniku procesu przenikania wody — niosącej ze sobą substancję humusową (ciemnoszare pajęczynowate nitki) z warstwy nadległej i równocześnie biellicującej substancję warstwy opisywanej — w pionową szczelinę przecinającą warstwę lessu zglinionego“ (19, str. 181).

zowe, tzn. -20 do -30°C (9, str. 491—492, 11, str. 171—172). Wobec tego o istnieniu żył lodowych decydowała nieznaczna głębokość odmarzania letniego, w miejscach badanych dochodząca do 1 m. (Ta ostatnia liczba nie jest jednak wskaźnikiem niskich temperatur lata; do zagadnienia tego jeszcze powrócimy). W takich warunkach dla powstania żył lodowych osiągających do 0,2—0,3 m grubości potrzebny był okres czasu rzędu minimum kilkudziesięciu, a nawet stukilkudziesięciu lat, przy założeniu, że średni roczny przyrost grubości wynosił około 2 mm. Tak więc omawiane formy mogły powstać tylko w warunkach wieloletniej zmarzliny.

Żyły lodowe rozwinęły się w stropie pokrywy lessowej w obrębie małych zagłębień bezodpływowych. Ponieważ dotychczas nie stwierdzono w lessach Wyżyny Lubelskiej krypturbacji w podobnej sytuacji stratygraficznej poza wymokami, więc można przyjąć, że obecność tych ostatnich była bardzo istotnym warunkiem powstania lodu szczelinowego. Oczywiście, że decydujące znaczenie w tym względzie miała nie forma wymoków, a związane z nią stosunki mikrohydroklimatyczne.

Osobliwości stosunków mikrohydroklimatycznych wymoków były wówczas zapewne podobne do współczesnych (19, str. 149—154). Należy więc przypuszczać, że wyróżniały się one wśród otoczenia większą wilgotnością, a nawet długotrwałą obecnością wody. Poza tym zagłębienia mogły być miejscami gromadzenia się i stagnowania zimnego powietrza. Decydowało to niewątpliwie o bardziej niekorzystnych w okresie letnim stosunkach mikrotermicznych gleby i podglebia. Taki układ warunków musiał wpływać pośrednio lub bezpośrednio, na rozwój lodu szczelinowego. Nie wiadomo tylko czy główną rolę odegrały niższe temperatury gruntu, czy też obecność wody.

Ponieważ nie możemy bliżej określić stosunków makrotermicznych okresu rozwoju lodu szczelinowego, więc należy brać pod uwagę następujące możliwości (i ich kombinacje):

1. Przy ogólnych warunkach klimatycznych niesprzyjających powszechnemu rozwojowi trwałej zmarzliny w pokrywie lessowej powstawała ona tylko w wymokach, posiadających odpowiednie warunki mikrotermiczne (zmarzlina trwała typu wyspowego).

2. Przy ogólnych warunkach klimatycznych sprzyjających powstaniu trwałej zmarzliny w pokrywie lessowej rozwój wydarzeń mógł zmierzać w kierunku: a) wykształcenie się poza wymokami odmiany tzw. „suchej zmarzliny” (30, str. 15), w której nie formowały się żyły

lodowe albo b) zanikania poza wymokami sezonowych spękań mrozowych i formującego się w nich lodu na skutek głębokiego odmarzania w okresie letnim.

Przy rozważaniu pierwszej możliwości musimy brać pod uwagę fakt, że na obszarze badanym stwierdzono kryptoturbacje w dolnych częściach stoków w pokrywie deluwialnej zalegającej niezgodnie na lessie młodszym. Deluwia te stanowią chronologiczny odpowiednik żył lodowych w wymokach na poziomie wierzchowinowym (taka paralelizacja zjawisk będzie jeszcze bliżej uzasadniona). Można wobec tego przypuszczać, że w ówczesnych warunkach klimatycznych trwała zmarzlina w pokrywie lessowej nie była ograniczona wyłącznie do wymoków. Tym niemniej mogła to być oczywiście zmarzlina typu wypowego.

Zanim przejdziemy do rozważenia możliwości podanych w punkcie drugim musimy omówić niektóre zagadnienia natury bardziej ogólnej. Z prac traktujących o współczesnych strefach peryglacialnych wiemy, że kliny lodowe rozwijają się w zimnym, kontynentalnym klimacie, charakteryzującym się niskimi opadami śniegu w zimie. Tylko w takich właśnie warunkach rozwijają się głębokie szczeliny mrozowe, przekraczające zasięgiem dolną granicę warstwy czynnej zmarzliny, w których mogą uformować się — przy sezonowej obecności wody — żyły lodowe. Przekształcanie zwykłych sezonowych żył lodowych w kliny ma miejsce wtedy, gdy szczeliny mrozowe regenerują się i wypełniają wodą rokrocznie w przeciągu dłuższego okresu czasu.

Potężne kliny lodowe o grubości dochodzącej do 6—8 m i sięgające do kilkudziesięciu metrów w głąb, występują — według P o p o w a i S z u m s k i e g o — wyłącznie na terasach i rozległych, młodych równinach aluwialnych zalewanych w pewnych okresach wodami powodziowymi (22, str. 30—31, 32, str. 203). S z u m s k i podkreśla, że poza terasami zalewowymi żyły lodowe rozwijają się na znacznie mniejszą skalę w nieckowatych dolinkach („w łożbinach”) i w dolnej części zboczy na pokrywach utworów deluwialnych („w dieluwialnych szlejfach skłonów”). Według tego autora na wyższych terasach nadzalewowych i wypukłych formach rzeźby żyły lodowe nie formują się w zasadzie nawet wtedy, gdy na powierzchni jest dostateczna ilość wody dla zapelnienia szczelin. Nie jest to jednak regułą, gdyż obserwacje wykazują, że lód szczelinowy powstaje czasem bez infiltracji wody powierzchniowej w następstwie rozwoju szronu gruntowego (32, str. 203).

Żył lodowe nie występują na wyżej wzniesionych terasach i wododziałach dlatego, że — jak pisze Szumski — „...nie powstają tam głębokie szczeliny mrozowe przenikające poniżej warstwy odmarzania letniego. Głębokim spękanom sprzyja zwiększone nasycenie lodem podłoża i warstwy czynnej, co uwarunkowane jest tym, że lód posiada współczynnik rozszerzalności termicznej średnio dziesięciokrotnie większy niż inne skały. Większa głębokość spękań i rozwój żył lodowych na terasach zalewowych i w innych obszarach akumulacji świeżych osadów uwarunkowana jest znaczniejszą ich wilgotnością” (32, str. 204).

W świetle tych uwag wydaje się, że decydującą rolę w rozwoju opisanych żył lodowych należy przypisać wodzie, która gromadziła się w wymokach i infiltrowała w głąb pokrywy lessowej. Zmarzlina pod wymokami w związku z tym była silniej niż w otoczeniu nasycona lodem, co decydowało o powstaniu większych szczelin mrozowych w zimie i o mniejszej głębokości odmarzania letniego^{a)}. Mniejszą głębokość i zwolnione tempo odmarzania w wymokach warunkowała zapewne także gromadząca się w nich na wiosnę woda roztopowa (30, str. 83—84); na ogrzanie i parowanie tej wody zużywała się pożądana część energii promieniowania słonecznego. Dla poparcia wysuniętego tutaj wniosku należy przypomnieć, że we współczesnych obszarach zmarzlinowych stwierdza się powszechnie, iż w obrębie średnich i małych form wklęsłych rzeźby grubość warstwy czynnej jest mniejsza niż w obrębie form wypukłych (30, str. 66—67). O poważnej roli wody w rozwoju żył lodowych może świadczyć także stwierdzony fakt, że pseudomorfozy w dużym wymoku wykazywały wymiary większe niż w małym gromadzącym mniej wody (patrz odkrywka III i IV).

Poza wymokami, tzn. w obrębie wypukłych form rzeźby pokrywy lessowej na poziomie wierzchowinowym, żyły lodowe nie rozwinęły się, ponieważ szczeliny mrozowe w zimie nie sięgały zapewne głębiej jak do 1,5 m, a dolna granica odmarzania letniego schodziła wyraźnie poniżej 1,0 m.

^{a)} Mniejsza głębokość letniego odmarzania gruntu silniej przesyconego lodem uwarunkowana jest zużywaniem się znacznej ilości energii cieplnej na topnienie lodu, a następnie ogrzanie wody, charakteryzującej się pojemnością cieplną znacznie większą niż skały, w których ona występuje (30, str. 55 i 63—65).

Reasumując dotychczasowe rozważania możemy stwierdzić, że żyły lodowe powstały w warunkach niezbyt typowo wykształconego środowiska peryglacjalnego. Do określenia pozostaje nam jeszcze wiek zjawisk.

Ponieważ żyły lodowe powstały w warunkach środowiska peryglacjalnego, więc górną granicę okresu ich rozwoju wyznacza oczywiście koniec ostatniego zlodowacenia. Dolną granicę określa czas powstania gleby nalessowej. Datowanie tej ostatniej wymaga znajomości wieku samego lessu.

Jak już podkreślano lessy okolic Opola Lubelskiego mają wszelkie cechy lessu młodszego górnego, czyli dominującego na Wyżynie Lubelskiej i w Polsce typu tych skał. W literaturze naszej zaznaczają się rozbieżności w określaniu glacialu, z którym należy wiązać akumulację tego utworu (wymienia się zlodowacenie środkowopolskie i bałtyckie)⁷⁾.

Podstawę do określenia wieku lessu na obszarze badanym daje występująca powszechnie glina morenowa. W oparciu o badania Pożaryskiego w dolinie Wisły glinę tę należy datować na okres wyróżnionego przez tego autora zlodowacenia 3, odpowiadającego środkowopolskiemu (25, str. 95—96). Za takim datowaniem przemawia także — obok dużego rozprzestrzenienia — znaczna miąższość i „świeżość” pokładów gliny. Morenę, względnie jej bruk, stwierdzono w licznych odsłonięciach pod pokrywą lessową. Pomiędzy tymi utworami występują czasem osady pylasto-gliniaste (less zgliniony?) z poziomem humusowym na wtórnym złożu oraz warstwowane piaski i piaski ze żwirami. Fakty te wskazują, że pomiędzy okresem akumulacji gliny zwałowej i lessu młodszego istniała dłuższa przerwa czasowa. Wobec tego należy przyjąć, że less jest produktem zlodowacenia młodszego od środkowopolskiego, tzn. zlodowacenia bałtyckiego. Datowanie takie jest zgodne z najnowszymi ujęciami stratygrafii czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej opracowanymi przez Jahn i Pożaryskiego (26, str. 90—146).

⁷⁾ Zagadnienie datowania lessu w Polsce nie wymaga tutaj bliższego naświetlenia ze względu na to, że w ostatnich latach referowane było w trzech opublikowanych pracach: 1) Dylik J. — Zagadnienia genezy lessu w Polsce. Biuletyn Peryglacjalny Nr 1. Łódź 1954. 2) Mojski J. E. — O badaniach lessu w Polsce. I G. Biuletyn 70. Warszawa 1955. 3) Rühle E. — Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945—1953. I. G. Biuletyn 70. Warszawa 1955.

Less młodszy górny osadził się — według P o ż a r y s k i e g o — w okresie stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego, czyli w starszym dryasie (25, str. 107, 26, str. 138)^{*)}. „Koniec tworzenia się lessu...” nie był „...jakby można przypuścić, związany z ociepleniem klimatu, a w każdym razie ocieplenie to było niewielkie, gdyż na powierzchni tego lessu rozwijają się intensywnie zjawiska kryptoturbacji w postaci rzadziej spotykanych klinów mrozowych i inwolucji słupowych, a pospolitej natomiast soliflukcji” (25, str. 98). Podane przez P o ż a r y s k i e g o fakty mogą sugerować próbę paralelizacji opisanych tutaj żył lodowych ze zjawiskami kryptoturbacji w przełomie Wisły. Po bliższej analizie tablic stratygraficznych wymienionego autora dochodzimy jednak do wniosku, że paralelizacja taka byłaby niewłaściwa. Starszy dryas w środkowej części Polski charakteryzował się — wg S z a f e r a — arktycznym klimatem i bezdrzewną, tundrową (stepowo-tundrową) roślinnością (31, str. 49—50). Trudno wyobrazić sobie, że w takich warunkach, sprzyjających akumulacji pyłu lessowego, rozwinęła się nalessowa gleba z poziomem bielicowym osiągającym do 0,4 m miąższości (odkrywka III).

Gleba w stropie pokrywy lessowej rozwinęła się najprawdopodobniej dopiero w ostatnim interstadiale, który nastąpił po starszym dryasie, tzn. w Allerödzie. Okres ten (Alleröd sensu lato) w ujęciu S z a f e r a odpowiada fazie cofania się lądolodu z linii moren południowoszwedzkich i sambijskich na linię moren fennoskandyjskich. W chronologii bezwzględnej de Geera czas jego trwania czenia się na około 5700 lat — od 14500 do 8800 przed naszą erą. W cieplejszym i wilgotniejszym subarktycznym klimacie Allerödu na Wyżynie Lubelskiej rozwinęła się roślinność leśna. Tak więc w okresie tym były warunki sprzyjające: a) powstaniu gleby bielicowej oraz b) przekształceniu przez procesy suffozji chemicznej płytkich i słabo zaznaczonych nierówności pierwotnych powierzchni pokrywy lessowej w głębsze i wyraźniejsze formy wertebów — wymoków (19, str. 205 i 217—221).

W okresie postoju lądolodu na linii moren fennoskandyjskich, czyli w młodszym dryasie (8800 do 7900 przed naszą erą) nastąpiło ponownie oziębienie i przesunięcie polarnej granicy lasu ku południowi. Na skutek tego prawdopodobnie przynajmniej północno-zachodnia

^{*)} Zupełnie podobne datowanie lessu sugerował S z a f e r w pracy publikowanej w 1952 r. (31, str. 37, 45—46 i 61—62).

część Wyżyny Lubelskiej znalazła się w strefie roślinności tundrowej *). W związku z pogorszeniem się klimatu sezonowa (zimowa) zmarzlina, typowa niewątpliwie dla Allerödu, przekształciła się w zmarzlinę trwałą (wieloletnią) przynajmniej typu wyspowego. Przy znacznej odległości od lądolodu zimy nie mogły być zbyt ostre, a okres lata był stosunkowo ciepły. W takich warunkach szczeliny mrozowe nie osiągały większych rozmiarów, a odmarzanie letnie dochodziło do znacznej głębokości, co nie sprzyjało na ogół powstawaniu wieloletnich żył lodowych. W pokrywie lessowej rozwijały się one tylko w miejscach o dogodnych stosunkach mikroklimatycznych, tzn. przede wszystkim w wymokach.

Należy tutaj jeszcze omówić pewne fakty, które pozwalają określić dokładniej charakter środowiska peryglacjalnego zachodniej części Wyżyny Lubelskiej w okresie młodszego dryasu.

Poprzednio zwracano uwagę na zaburzenia mrozowe w pokrywie deluwialnej wiekowo odpowiadającej opisanym żyłom lodowym. Deluwia te w górnej części zalegają niezgodnie na erozyjnej powierzchni lessów i mają wszelkie cechy produktu niszczenia tych ostatnich. Od lessu właściwego różnią się odwapnieniem i szarawo - żółtawo - brunatną barwą (przedstawiają typ tzw. lessu zglinionego). Występują w nich niekiedy przewarstwienia i smugi szarawe, które pochodzą zapewne z rozmycia humusowych poziomów glebowych. W dolnej części zboczy dolin rzecznych te pylaste deluwia przechodzą stopniowo w pylasto-piaszczyste i piaszczyste osady budujące terasę nadzalewową. Obok zaburzeń mrozowych stwierdzono w nich słosunkowo słabo rozwinięte, ale dość wyraźne tekstury typu soliflukcyjnego. Słaby rozwój soliflukcji, przy stosunkowo dużej miąższości (do kilku metrów) utworów zboczowych, wskazuje, że powstały one przy poważnym udziale transportu rozproszonych wód powierzchniowych, co jest dowodem stosunkowo wilgotnego klimatu (a w każdym razie dość wilgotnego lata). Stwierdzenie takie zgodne jest z charakterystyką klimatyczną młodszego dryasu w ujęciu S z a f e r a (31, str. 61).

Naszkicowany zarys wydarzeń, które poprzedziły i towarzyszyły rozwojowi żył lodowych w młodszym dryasie przedstawiono w tabeli stratygraficznej. Układ tabeli nawiązuje do chronologii schyłku plejstocenu w ujęciu S z a f e r a (31). Dla porównania podano zesta-

*) Według S z a f e r a polarna granica lasu w młodszym dryasie przebiegała w Polsce na linii „Górny Śląsk—Kielce“ (31, str. 58).

Tabela stratygraficzna

Paralelizacja wydarzeń geologiczno-geomorfologicznych, poprzedzających i towarzyszących rozwojowi żył lodowych na wierzchowinie lessowej zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, ze zjawiskami w przełomie Wisły w okresie schyłkowym plejstocenu.

Chronologia schyłku plejstocenu wg Szafera (1952)				Zjawiska w przełomie Wisły wg Pożaryskiego (1952)	Zjawiska na wierzchowinie lessowej w pobliżu doliny Wisły
P l e j s t o c e n	X	Gotiglacial	Młodszy dryas	Akumulacja lessu nadległego	—
				Wcięcie rzeki w taras wysokiego zasypania	Żyły lodowe w zagłębieniach bezodpływowych (wymokach) i w ograniczonych rozmiarach soliflukcja (Na stokach w górnej części denudacja, a w dolnej części akumulacja utworów deluwialno-soliflukcyjnych z nielicznymi kryoturbacjami)
				Akumulacja piasków wysokiego zasypania	
	XI	Daniglacial	Interstadial Alleröd	Początek akumulacji piasków wysokiego zasypania z materiałem organogenicznym	Gleba bielnicowa w stropie pokrywy lessowej i procesy suffozji chemicznej kształtujące zagłębienia bezodpływowe (wymoki)
				Kryoturbacje	?
	XII		Starszy dryas	Akumulacja lessu młodszego górnego	Akumulacja lessu młodszego górnego

wienie zjawisk w przełomie Wisły, opracowane w takim samym układzie przez Pożaryskiego (25, str. 107).

Zestawienie wyników badań i uwagi końcowe

W zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, w odległości kilkunastu kilometrów od Opola Lubelskiego, stwierdzono występowanie w stropie lessu młodszego górnego pseudomorfoz żył lodowych. Rozwinęły się one głównie na wierzchowinie w małych zagłębieniach bezodpływowych (wymokach), w poziomie iluwialnym nalessowych gleb typu bielnicowego. Ponieważ akumulację lessu młodszego górnego datuje

się na główny okres glacjału bałtyckiego, czyli starszy dryas w ujęciu S z a f e r a (1952 r.), więc bielicową glebę nalessową i wymoki należy wiązać z ostatnim interstadiem tego samego zlodowacenia, czyli z Allerödem, a formy lodu żyłowego z młodszym dryasem.

Ustalenie stosunku wiekowego żył lodowych do lessu oraz rozwiniętej na nim gleby pozwala określić niektóre podstawowe rysy paleogeografii obszaru badań w okresie Allerödu i młodszego dryasu.

W Allerödzie klimat był wyraźnie cieplejszy i wilgotniejszy niż w starszym i młodszym dryasie. Temperatura powietrza była na tyle wysoka, że w pokrywie lessowej nie mogła utrzymać się typowa dla starszego dryasu wieloletnia zmarzlina; średnia roczna nie schodziła więc zapewne poniżej 0°C. Wzrastająca wilgotność oraz pokrycie roślinnością leśną sprzyjały rozwojowi nalessowej gleby bielicowej, a także i suffozji chemicznej, kształtującej miseczkowate zagłębienia wertebów rodzaju wymoków.

W związku z krótkotrwałym oziębieniem w młodszym dryasie na obszarze badań roślinność leśna ustępuje miejsca tundrowej (leśno-tundrowej). Pogorszenie się warunków klimatycznych umożliwia rozwój zmarzliny wieloletniej; nie wykluczone, że była to tylko zmarzlina typu wyspowego. Stosunkowo słabo rozwinięta soliflukcja i nieliczne kryoturbacje wskazują, że rola zmarzliny była ograniczona, a odmarzanie letnie sięgało na ogół dość głęboko (prawdopodobnie przynajmniej do 1,5—2,0 m). W związku z tym żyły lodowe rozwijały się tylko w warunkach sprzyjających obfitszemu nawodnieniu, o przez to i słabszemu odmarzaniu letniemu. Na poziomie wierzchowinowym bardzo charakterystycznym miejscem rozwoju lodu szczelinowego były lessowe zagłębienia bezodpływowe (wymoki).

Wyniki badań wskazują więc, że zachodnia część Wyżyny Lubelskiej w młodszym dryasie — po dłuższej przerwie w Allerödzie — znalazła się po raz ostatni w zasięgu strefy peryglacjalnej. Tak więc należy się liczyć z faktem, że na obszarze tym w okresie zlodowacenia bałtyckiego zaznaczyły się przynajmniej dwie, a nawet trzy fazy peryglacjalnego kształtowania stosunków geologiczno-geomorfologicznych (1 faza przed interstadiem oryniackim, 2 faza w starszym dryasie i 3 faza w młodszym dryasie).

*

Na zakończenie krótko omówimy jeszcze — w oparciu o podane fakty — dwa zagadnienia, które wiązały się nam dość ściśle z głów-

nym tematem opracowania. Są to zagadnienia: a) wieku gleb nalessowych i b) wieku lessowych wertebów rodzaju wymoków.

Wydaje się, że na podstawie przeprowadzonych w niniejszej pracy rozważań można wysunąć twierdzenie, że na płaskich fragmentach poziomu wierzchowinowego omawianego obszaru proces glebotwórczy rozwijał się nieprzerwanie przynajmniej od okresu Allerödu. Stwierdzono w terenie, że gleby występujące w tych położeniach mają bardzo dobrze wykształcony poziom bielcowy (eluwialny), osiagający do kilku decymetrów miąższości, oraz silnie spoisty, czasem prawie przypominający rudawiec, poziom iluwialny. Gleb takich z zasady nie obserwujemy na stokach pokrywy lessowej, gdzie allerödskie poziomy glebowe zostały zniszczone w okresie młodszego dryasu. W okresie tym proces glebotwórczy na stokach był nieustannie przerywany; w wyższych ich częściach przez denudację (soliflukcję), a w niższych — przez dość intensywną akumulację. Na skutek tego na stokach występowały wówczas zapewne głównie gleby o profilu niedorozwiniętym; typowo wykształcone gleby w tych położeniach rozwinęły się dopiero w postglacjale. Od wierzchowinowych różnią się one tym, że są przeważnie glebami brunatnymi, ze słabo zaznaczającymi się objawami bielcowania.

Wyniki przedstawionych badań dostarczają także nowych danych do zagadnienia wieku lessowych wertebów rodzaju wymoków. W pracy z 1954 r. — w oparciu o obserwacje K r i s z t a f o w i c z a i własne — wyrażony był przez autora pogląd, że formy te na Wyżynie Lubelskiej „...powstawały i rozwijały się na powierzchni pokryw lessowych od okresu formowania się tych pokryw aż do chwili obecnej. Nie ma żadnych podstaw, które pozwalałyby wyodrębnić ...podokresy intensywniejszego i słabszego rozwoju wertebów. Można jedynie przypuszczać, że zmiany klimatyczne (wahania wilgotności) powodowały niewątpliwie zmiany rytmu rozwoju, a zapewne także i ilości wertebów” (19, str. 224). Obecnie do tych wypowiedzi sprzed dwu lat można wnieść pewne poprawki i uzupełnienia.

W okresie akumulacji lessu (starszy dryas) istniały zapewne tylko płytkie i słabo zaznaczone zagłębienia pierwotne uwarunkowane nierównomierną akumulacją. Ponieważ jednak górne pokłady pokrywy lessowej — jak na to wskazują coraz liczniejsze obserwacje — powstały na podłożu objętym zmarzliną, więc należy przypuszczać, że w tym okresie w lessach nie rozwijały się procesy suffozji przekształcające wklęsłości pierwotne we właściwe werteby (o zagłębieniach

pierwotnych i procesach przekształcających je patrz 19, str. 193—199 i 217—221). Odpowiednie dla tych procesów warunki zaistniały dopiero w Allerödzie; stosunkowo wilgotny klimat i „świeżość” osadów lessowych sprzyjały pogłębianiu i rozszerzaniu zagłębień. W następnym okresie, tzn. w młodszym dryasie, rozwój wertebów został przerwany; soliflukcja na podłożu wieloletniej zmarzliny spowodowała częściowe wypelnienie (spłylenie) form istniejących. W postglaciale powstaje ponownie układ dogodnych warunków klimatycznych. Nie wiadomo jednak w jakim zakresie ma miejsce formowanie się nowych wertebów; można jedynie wyrazić przypuszczenie, że było ono ograniczone ze względu na „zestarzenie” się lessu oraz wyczerpanie w Allerödzie znacznej części potencjalnych możliwości, które stwarzają zagłębienia pierwotne.

L I T E R A T U R A

1. Bunge A. — Einige Worte zur Bodeneisfrage. *Zapiski Imp. Mineralog. Obszcz. Sierija* 2, Cz. 40. Wyp. 1, str. 203—209. S. Pitierburg, 1903.
2. Cabot E. C. — The northern Alaska coastal plain interpreted from aerial photographs. *Geogr. Review*. Vol. XXXVII. Pp. 639—648. N. York, 1947.
3. Dobrowolski A. B. — Historia naturalna lodu (res. Histoire naturelle de la glace). Warszawa, 1923.
4. Dylik J. — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summ. Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland). *P. I. G. Biuletyn* 66, str. 53—114. Warszawa, 1952.
5. Dylik J. — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (res. Du caractère périglaciaire de la Pologne Central). *Acta Geogr. Univ. Lodzensis* 4. Łódź, 1953.
6. Dylik J. — Badania peryglacialne w Polsce (summ. Periglacial research in Poland). *I. G. Biuletyn* 70, str. 133—149. Warszawa, 1955.
7. Gallwitz H. — Fliesserde und Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. *Geol. Rundschau*. B. XXVIII. Stuttgart, 1937.
8. Gallwitz H. — Eiskeile und glaziale Sedimentation. *Geologica*. Berlin, 1949.
9. Gorodkow B. N. — Moroznaja trieszczinowatost' gruntow na siewierie. *Izw. Wsiesojuzn. Geogr. Obszcz.* T. 82, str. 487—500. Leningrad, 1950.
10. Jahn A. — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (summ. Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Polon.* Vol. I, str. 257—310. Warszawa, 1950.
11. Jahn A. — Zjawiska kriticzne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej (summ. Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polon.* Vol. II, str. 159—290. Warszawa, 1951.

12. Kalniet A. — Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych (res. Sur la genèse et l'âge géologique des petits lacs du type „sölle“ dans la Plaine Polonaise). *Wiadomości Muzeum Ziemi*. T. VI, str. 339—355. Warszawa, 1952.
13. Kessler P. — Das eiszeitliche Klima und seine Wirkung im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart, 1925.
14. Kessler P. — Über diluviale Frostspalten bei Saarbrücken. *Ztschr. d. Deutschen Geol. Gesell. Monatsberichte*. B. 79, S. 75—80. Berlin, 1927.
15. Leffingwell E. de K. — Ground-ice wedges the dominant form of ground-ice on the north-coast of Alaska. *Journal of Geology*. Vol. XXIII. Chicago, 1915.
16. Leffingwell E. de K. — The Canning River Region Northern Alaska. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 109. Washington, 1919.
17. Lotze F. — Über Schichtaufrichtungen an Klüften. *Ztschr. d. Deutschen Geol. Gesell.* B. 84, S. 67—77, Berlin, 1932.
18. Maruszczak H. — O oczkach lodowcowych i zagłębieniach bezodpływowych (res. Les petits lacs glacial et les cavités sans écoulement). *Czasopismo Geograficzne*. T. XXV, str. 65—75. Warszawa—Wrocław, 1954.
19. Maruszczak H. — Werleby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Zig Dolinen auf Lössgebieten der Lubliner Hochfläche). *Annales UMCS. Sectio B*. Vol. VIII, str. 123—262. Lublin, 1954.
20. Moskwitin A. — Ledjanyje klinja — klinowidnyje trieszczyny i ich stratigraficzskoje znaczenije. *Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prirody. Otdiel. geol.* T. XVIII, str. 55. Moskwa, 1940.
21. Moskwitin A. — Ob iskopajemych sledach „wiecznoj“ mierzłoty. *Biul. Kom. po izucz. czetwiert. pierioda*. Nr 12. Moskwa—Leningrad, 1948.
22. Popow A. I. — Osobiennosti litogienieza alluwialnych rawnin w usłowijach surowogo klimata (Die Sonderbarkeiten der Lithogenese der alluvialen Ebenen in Bedingungen rohen Klimas). *Izw. Akad. Nauk SSSR. Serija geogr.* 1953 Nr 2, str. 29—41. Moskwa, 1953.
23. Popow A. I. — Proischożdienije iskopajemogo lda (Über den Ursprung von Fosile's). *Priroda* 1956 Nr 1, str. 95—97. Moskwa, 1956.
24. Poser H. — Boden und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*. B. II, S. 53—68. Bonn, 1948.
25. Pożaryski W. — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowa (summ. The pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). *I. G. Prace*. T. IX. Warszawa, 1953.
26. Regionalna geologia Polski. T. II. Region Lubelski. Kraków, 1956.
27. Selzer G. — Diluviale Lösskeile und Lösskeilenetze aus der Umgebung Göttingens. *Geol. Rundschau*. B. XXVII, S. 275—293. Stuttgart, 1936.
28. Soergel W. — Diluviale Frostspalten im Deckenschichtenprofil von Ehringsdorf. *Fortschr. d. Geol. u. Paläont.* B. XI, (Deecke-Festschrift). Berlin, 1932.
29. Soergel W. — Diluviale Eiskeile. *Ztschr. d. Deutschen Geol. Gesell.* B. 83, S. 223—247. Berlin, 1936.
30. Sumgin M. I., Kaczurin S. P., Tołstichin N. I., Tumieli W. F. — Obszczeje mierzłotowiedienije (General science of frozen ground). Moskwa—Leningrad, 1940.

31. Szafer W. — Schylek plejstocenu w Polsce (summ. Decline of the Pleistocene in Poland). P. I. G. Biuletyn 65, str. 33—73. Warszawa, 1952
32. Szumskij P. A. — Osnovy strukturnogo ledowiedienija (Grundlagen der strukturellen Eislehre). Moskwa, 1955.
33. Taber S. — Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. LIV. N. York, 1943.
34. Weinberger L. — Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. Geol. Rundschau. B. XXXIV. Stuttgart, 1944.

Р Е З Ю М Е

Во введении дан краткий обзор исследований ледяных клиньев (ледяных жил) в современных областях вечной мерзлоты, а также следов по плейстоценовых формах. Автор подчеркивает, что исследования псевдоморфоз плейстоценовых клиньев всегда дают много ценных стратиграфических заключений. Что же касается палеогеографических заключений, то они обычно слишком генерализированы. Часто сопоставляются разные явления сильно дифференцированные в пространстве и во времени. В работах слишком мало внимания уделяется анализу местных условий, в которых развивались плейстоценовые ледяные жилы (клинья). Такой анализ разработан автором для ледяных жил существовавших в кровле типичного лёсса образовавшегося в западной части Люблинской возвышенности во время последнего оледенения. Помимо этой главной темы затронут вопрос лёссовых почв и блюдцеобразных западин. Полевые исследования велись в области распространения лёссов 10 км к югу от г. Ополя Люблинского воеводства (восточнее долины реки Вислы).

Во время исследований в деревне Майдан Монацки (рис. 1) в небольшом овраге (хольвеге) наблюдался следующий разрез:

І р а з р е з

- а) 0—0,40 м. Гумусовый пылеватый горизонт, сероватого цвета.
- б) 0,40—0,65 м. Гумусовый горизонт как под „а”, несколько более темный.
- в) 0,65—1,05 м. Иллювиальный пылеватый, оподзоленный горизонт серо-желтоватого цвета.

- d) 1,05–1,40 м. Гумусовый пылеватый горизонт, темно-серого цвета. В нижней части нерегулярные, рассеянные подзолистые гнезда не слагающие однако постоянного слоя. Местами отмечаются более темные, волнисто изогнутые полоски-слои (длина волн 0,2–0,3 м, амплитуда около 0,1 м). Спаянность гораздо значительнее, чем в вышележащих горизонтах.
- е) 1,40–1,90 м. Пылевато-глинистый иллювиальный горизонт, коричнево-серого цвета. Спаянность большая. Во всей открытой части горизонта намечаются очень резко корневидные жилы светло-серого цвета (цвет подзола). Эти жилы к верху резко расширяются и переходят постепенно в подзолистые гнезда горизонта „d”. Размеры жил в верхней части до 2 десиметров, в нижней до 1–2 см. Жилы местами четко разветвляющиеся, легко изогнутые. Направление жил близкое к вертикальному. Расстояние между соседними формами в большинстве случаев ряда десятков сантиметров (даже лишь 2–3 десятка сантиметров). В горизонтальном разрезе жилы растягиваются внутрь покрова материала, в котором выступают.

Таким образом деформации констатированные в описанном разрезе выступают в почвенном иллювиальном горизонте. По этому может возникнуть подозрение, что это фитогенные формы (например следы корней деревьев). Однако их горизонтальное простираие исключает такое толкование и говорит в пользу концепции трещенного генезиса. Форма жил, и особенно их ширина в верхней части, а также факт, что они не достигают гумусового горизонта („d”), указывают, что это не обычные контракционные трещины усыхания; они подвергались преобразовательному воздействию многолетних ледяных жил. В пользу концепции морозного генезиса говорят также текстуры солифлюкционного типа, проявляющиеся в горизонте „d”.

Горизонт „е”, в котором отмечены псевдоморфозы ледяных жил, ограничен сверху легко вогнутой поверхностью. Выше-лежащие отложения представляют своего рода линзу, длиною

около 30 м, выполняющую западину. В связи с тем в горизонтальном направлении наблюдаем изменения в расположении отдельных горизонтов; в том-же направлении изменяются их литологические свойства. Лучшее всего отражает это явление описание второго разреза, расположенного 28 м от разреза I вне очертаний западины верхней поверхности горизонта „е”. Для облегчения сравнения согласовано буквенные обозначения горизонтов пространственно связанных на отрезке между двумя разрезами.

II разрез

- a) —
- b) 0–0,35 м. Пылеватый гумусовый горизонт. Постепенно переходящий в горизонт „с”.
- c) 0,35–0,45 м. Слабо развитый подзолистый, пылеватый горизонт.
- d) —
- e) 0,45–1,70 м. Пылевато-глинистый иллювиальный горизонт переходящий постепенно в суглинистый лёсс. Формы „жильных” деформаций не наблюдались.

Из сопоставления описаний I и II разрезов ярко вытекает, что типичные линзы представляют лишь горизонты „а” и „d”.

Особо следует подчеркнуть тот факт, что псевдоморфозы ледяных жил расположены точно в западине. Наиболее развитые формы и в большом количестве расположены в центральной части западины; к перифериям они уменьшаются по размерам и по количеству, словно постепенно исчезают. Это отчетливо видно на стене хольвега на линии соединяющей I и II разрезы, а также в перпендикулярном направлении; в противолежащей стене хольвега, отдаленной едва около 3,5 м, морозобойные деформации вообще не обнаружены.

Для пополнения характеристики литологических условий развития криотурбационных форм следует добавить, что горизонт „е” II разреза книзу переходит в типичный карбонатный лёсс. Описанные литологические соотношения иллюстрируются на приложенном профиле (рис. 2).

Из рис. 2 и описания разрезов вытекает, что криотурбации расположены в слое имеющим все черты почвенного горизонта.

Из этого заключаем, что они образовались уже после окончания процесса аккумуляции лёсса и формирования в его кровле почвы; ее гумусовый горизонт частично уничтожен—во время развития ледяных жил — процессами солифлюкции (горизонт „d” I разреза). Почва внутри западины стала впоследствии прикрытой тонкой и малой линзой гумусового, пылеватого образования, которое становится продукт современной распашки.

В такой стратиграфической обстановке морозные деформации в лёссах Люблинской возвышенности до сих пор не были обнаружены. Описывались лишь криотурбации в кровле лёссового покрова, но не в почвенных горизонтах (25). Поэтому предпринято розыск с целью проверки не случайное ли это явление.

Ледяные жилы I разреза образовались в малой бессточной западине (блюде). Такие блюда на поверхности лёссового покрова — обыкновенное явление в приводораздельных пространствах рассматриваемого района. В двух таких блюдах в деревне Цвенталька, были выкопаны контрольные шурфы. В обоих шурфах, в иллювиальном горизонте, на глубине 0,85 до 2,0 м, констатировано наличие псевдоморфоз ледяных жил (рис. 4). Следует подчеркнуть, что в около полтораэтах исследованных профилях кровли лёссового покрова вне блюд, в почвенном горизонте, нигде не обнаружено морозных деформаций.

Вместо того такие деформации, а также солифлюкционные текстуры обнаружено хотя в небольшом количестве в деллювиальных шлейфах склонов. Верхняя часть этих деллювиальных образований лежит несогласно на эрозионной поверхности лёссов, значит они моложе последних.

Анализируя итоги полевых исследований автор приходит к заключению, что криотурбации возникли на основе многолетней мерзлоты. Для возникновения жил шириною до 0,3 м нужен был отрезок времени не менее нескольких десятков лет. Морозобойные трещины, в которых возникли ледяные жилы, достигали едва до около 2 м глубины, что свидетельствует об относительно мягких зимах. В таких условиях для существования многолетних ледяных жил решающим фактором являлась глубина летнего оттаивания (в исследованных местах — т. е. в блюдах—достигавшая лишь до 1,0 м). Столь незначительное летнее оттаивание было обусловлено особыми микрогидроклиматическими условиями западин собирающих воду. В связи

с обводнением мерзлота под западинами была сильнее насыщена льдом. Это решало о возникновении больших морозобойных трещин в зимнее время и меньшей глубине летнего оттаивания. Меньшую глубину и замедленный темп оттаивания в западинах обуславливала собирающаяся в них весной талая вода; на обогревание и испарение этой воды затрачивалась значительная часть энергии солнечного излучения. Для подтверждения выдвинутого только что вывода следует напомнить, что в современных мерзлотных районах обыкновенно констатируется, что в пределах средних и малых полых форм рельефа толщина активного слоя меньше чем в пределах выпуклых форм (30 стр. 66—67). О значительной роли воды в развитии ледяных жил свидетельствует также констатированный факт, что псевдоморфозы в большой западине были больше по размерам чем в малой—собирающей менее воды. Вне западин то есть в пределах выпуклых форм рельефа лёссового покрова в приводораздельных пространствах, ледяные жилы не развивались, так как морозобойные трещины в зимние времена не достигали, вероятно, глубины более 1,5 м, а нижняя граница летнего оттаивания лежала несомненно ниже 1,0 м. Не исключено также, что в пределах выпуклых форм рельефа, имевших более благоприятные микрогидроклиматические условия, постоянная мерзлота вообще не существовала. Возможно, что в них развилась сухая мерзлота (30 стр. 15), в которой не формировались ледяные жилы. Во всяком случае можно констатировать, что ледяные жилы возникли в условиях не вполне типично развитой перигляциальной среды.

Границы отрезка времени, в котором возникли ледяные жилы определяет с одной стороны возраст лёссового покрова, с другой стороны конец последнего оледенения (Würm, Валдайское). Так как лёссы исследованных районов датируется временем главного гляциала оледенения Würm, т. е. временем т. наз. старшего дриаса (ältere Dryaszeit) (25, 26, 31), то подзолистую почву на лёссе и блюдца следует связывать с последним интерстадиалом, то есть с Аллерёдом (Alleröd) *sensu lato* (31), а ледяные жилы возникшие в почве на днищах западин—с младшим дриасом.

Определение возрастных отношений ледяных жил к лёссам и развитой на них почве позволяет определить некоторые главные черты палеогеографии исследованного района во время ис-

ходной стадии последнего оледенения (Аллерёда и младшего дриаса).

В Аллерёде климат был заметно теплее и влажнее, чем в старшем и младшем дриасе. Температура воздуха была столь высока, что в лёссовом покрове не могла удержаться типичная для старшего дриаса многолетняя мерзлота; средняя годовая не снижалась, повидимому, ниже 0° Ц. Возрастающая влажность и лесная растительность (31) способствовали развитию подзолистых лёссовых почв, а также и химической суффозии обусловливавшей возникновение западин.

В связи с кратковременным охлаждением во время младшего дриаса в районе исследований лесная растительность уступает место тундровой или же лесо-тундровой (31). Ухудшение климатических условий содействует развитию многолетней мерзлоты; не исключено, что это была мерзлота островного типа. Относительно слабо развитые солифлюкционные явления и немногочисленные криотурбации указывают, что роль мерзлоты была ограничена, а летнее оттаивание достигало в общем довольно глубоко (вероятно по меньшей мере до 1,5—2,0 м). В связи с этим ледяные жилы развивались лишь в условиях способствующих более значительному обводнению, а в связи с тем и более слабому летнему оттаиванию. На поверхности приводораздельных пространств очень характерным местом развития трещинного льда были лёссовые западины. О влажном климате свидетельствует значительная мощность образований, отложившихся в это время на склонах лёссового покрова. Материал этих образований происходит в большой степени из размыва лёссов. Так как солифлюкционные текстуры в этих образованиях слабо развиты, то следует полагать, что транспорт материала совершался в значительной степени при участии неорганизованных поверхностных вод.

Итоги исследований указывают, что западная часть Люблинской возвышенности в младшем дриасе — после значительного перерыва в Аллерёде — оказалась последний раз в пределах перигляциальной зоны. Таким образом следует считаться с фактом, что во время последнего оледенения (Würm) отметились в этих районах по меньшей мере две, а даже три фазы перигляциального формирования геолого-геоморфологических отношений (1 фаза перед оринякским интерстадиалом, 2 фаза в старшем дриасе и 3 фаза в младшем дриасе).

В заключительной части остановимся кратко — опираясь на приведенные факты — на двух вопросах, которые довольно тесно связывались с главной темой работы. Это вопросы: а) возраста почв на лёссах и б) возраста западин на поверхности лёссов.

Кажется, что опираясь на проведенных в предлагаемой работе рассуждениях можно выдвинуть утверждение, что на плоских и почти горизонтальных участках приводораздельных пространств в данном районе почвообразовательный процесс развивался непрерывно по меньшей мере с Аллерёда. Констатируется в поле, что почвы в подобном расположении имеют очень хорошо развитый подзолистый (эллювиальный) горизонт, достигающий несколько десятков сантиметров мощности, а также сильно спаянный, иногда почти наминающий рудяк, иллювиальный горизонт. Таких почв как правило не наблюдаем на склонах лёссового покрова, где аллерёдские почвенные горизонты подвергались уничтожению во время младшего дриаса. В это время почвообразовательный процесс на склонах безпрепятственно прерывался: в более высоких частях денудацией (солифлюкцией), в нижележащих — интенсивной аккумуляцией. В результате этого на склонах существовали в это время вероятно в основном почвы с не вполне развитым профилем; типично развитые почвы в таких геоморфологических условиях развились только в послеледниковое время. Они отличаются от приводораздельных тем, что это по существу в большинстве своем буроземные почвы слабо оподзоленные.

Результаты представленных исследований вносят новые данные касающиеся вопроса лёссовых блюдеч. В работе от 1954 г. — основываясь на наблюдения Н. И. Криштафовича и собственные — автором было выражено мнение, что такие формы на Люблинской возвышенности „.....возникали и развивались на поверхности лёссовых покровов начиная со времени формирования этих покровов вплоть до настоящего времени. Нет никаких оснований выделить отрезки времени более интенсивного и более слабого развития блюдеч. Можно лишь предполагать, что изменения климата (колебания влажности) несомненно вызвали изменения ритма развития, а вероятно также и количества блюдеч” (19 стр. 224). В настоящее время следует внести некоторые поправки и пополнения к этим выводам напечатанным перед двумя годами.

Во время накопления лёсса (старший дриас) существовали, вероятно, лишь мелкие и слабо выраженные первичные углубления обусловленные неравномерной аккумуляцией. Но так как верхние слои лёссового покрова — как на это указывают все более многочисленные наблюдения — отложились в мерзлотных условиях, то следует предполагать, что в это время в лёссах не развивались процессы суффозии вызывающие развитие первичных углублений в настоящие блюдца (о первичных углублениях и переформирующих процессах смотри 19 стр. 241—246). Соответствующие для таких процессов условия возникли только в Аллерёде: относительно влажный климат и „свежесть” лёссовых осадков способствовали углублению и расширению блюдец. В последующем отрезке времени, т. е. в младшем дриасе, их развитие перервалось; солифлюкция на поверхности многолетней мерзлоты вызвала частичное выполнение (обмеление) существовавших форм. В послеледниковое время опять возникают благоприятные климатические условия. Не известно однако в каком размере имело место формирование новых блюдец; можно лишь выразить предположение, что оно было ограничено „состарением” лёсса, а также исчерпанием в Аллерёде значительной части потенциальных возможностей в виде первичных углублений на поверхности лёссов.

СПИСОК РИСУНКОВ

- Рис. 1. Рельеф окрестностей Майдана Монацкого, 13 км к ЮЮВ от гор. Ополя Люблинского воеводства. Расположение описанных разрезов I и II обозначено точками.
- Рис. 2. Литологический профиль разреза в хольвеге в Майдане Монацком, на линии соединяющей I и II разрезы. Отдельные горизонты обозначены буквами как в описании разрезов.
- Рис. 3. Рельеф окрестностей Цвентальки, 10 км к ЮЮЗ от города Ополя Люблинского воеводства. Расположение шурфов обозначено точками.
- Рис. 4. Литологический профиль одной из стен шурфа на днище западины в Цвентальке.

ZUSAMMENFASSUNG

In der Einleitung gibt der Verfasser eine kurze Übersicht der Eiskeilforschungen in den gegenwärtigen Dauerfrostböden und deren Spuren aus dem Pleistozän an. Der Verfasser betont, dass die Forschungen nach den pseudomorphosen Eiskeilformen immer zu wertvollen stratigraphischen Schlüssen führen. Die paläogeographischen Schlüsse dagegen werden viel zu oft generalisiert. Auch die stark in Zeit und Raum differenzierten Erscheinungen werden oft im Zusammenhang behandelt. Übrigens werden auch die lokalen Bedingungen, in denen die pleistozänen Eiskeile entstanden sind, zu wenig analysiert und berücksichtigt. Der Verfasser unterzieht in seiner Arbeit einer genauen Analyse die Eiskeile, die im Hangende des typischen Lösses während der letzten Vereisungsperiode im westlichen Teil der Lubliner Hochfläche gebildet worden sind. Am Rande dieser Hauptaufgabe beschäftigt er sich auch mit dem Alter der Lössböden und der Pflanzensinken. Das Forschungsgebiet erstreckt sich 10 km südlich von Opole Lubelskie und östlich von dem Weichseltal.

In dem Dorf Majdan Moniacki sind folgende Aufschlüsse in dem kleinen Hohlwege untersucht worden (Abb. 1).

Aufschluss I

- a) 0—0,40 m. Humushorizont, staubig, gräulich.
- b) 0,40—0,65 m. Humushorizont wie unter a) ein wenig dunkler.
- c) 0,65—1,05 m. Illuvialhorizont, staubig, verwittert, gelblich-grau.
- d) 1,05—1,40 m. Humushorizont, staubig, dunkelgrau. In dem niederen Teil sind Bleichnester unregelmässig zerstreut, sie bilden aber keinen fortlaufenden Horizont; hie und da sind dunklere, wellenartig gebogene Schichtenstreifen erkennbar (Wellenlänge 0,2—0,3 m, Amplitude ca 0,1 m). Starke und sehr unregelmässige Verzahnung mit dem Horizont „e“. Das Gefüge bedeutend grösser als in überlagerten Schichten.
- e) 1,40—1,90 m. Illuvialhorizont, staubig, lehmig, bräunlich. Das Gefüge gross. In dem erschlossenen Teil des Horizonts treten sehr deutliche, wurzelartige Kanäle hervor, die gräulich gefärbt sind

(Bleichfarbe). Die Kanäle erweitern sich deutlich nach oben und gehen allmählich in Bleicherdenester des Horizonts „d“ über. Die Breite der Kanäle oben 2—3 dm, unten 1—2 cm. Die Kanäle sind hie und da erkennbar zerfetzt, verästelt, leicht gebogen, in beinahe vertikaler Richtung. Die Entfernung von Nachbarformen vorwiegend im Rahmen weniger Dezimeter (kaum 2—3 dm). Im horizontalen Schnitt erstrecken sie sich bis in das Innere der Schichte, in der sie vorkommen.

Die Turbationen, die wir in diesem Aufschluss feststellen, treten also im Illuvialhorizont des Bodens auf. Es drängt sich die Annahme auf, dass die Kanäle phytogener Natur (Wurzelspuren) sind. Doch ihre horizontale Ausbreitung spricht dagegen und lässt eher die Spaltengenese annehmen. Die Form der Kanäle und insbesondere ihre Breite im oberen Teile und die Tatsache, dass sie an die Humusschichte „d“ nicht reichen, deuten darauf hin, dass es nicht gewöhnliche Spalten sind, die infolge der Vertrocknung und Zusammenziehung entstanden sind, sondern dass sie einer langjährigen, umformenden Wirkung der Eiskeile ausgesetzt waren. Für diese Frostgenese zeugen auch die Solifluktionstexturen, die auch im Horizont „d“ auftreten.

Der „e“ Horizont, in dem pseudomorphose Eiskeile vorkommen, ist nach oben durch leicht gesenkte Fläche begrenzt. Die hangenden Horizonte bilden eine Art Linse von ca 30 m Länge, die die Senkung ausfüllt. Im Zusammenhang damit betrachten wir Änderungen in den einzelnen Schichten. Ähnlich verlaufen auch die lithologischen Merkmale. Die beste Illustration dieser Tatsachen gibt die Untersuchung dem Aufschlusses, die in Entfernung von 28 m von des Aufschluss I unmittelbar an der Decksenkung des Horizonts „e“ gemacht worden ist. Zur Erleichterung der Vergleichung wurden die beiden räumlich mit einander verbundenen Horizonte beider Aufschlüsse gleichmässig bezeichnet.

Aufschluss II

- a) —
- b) 0—0,35 m. Humushorizont, stäubig. Übergang allmählich.
- c) 0,35—0,45 m. Eluvialhorizont, stäubig, schwach ausgebildet.
- d) —

- e) 0,45—1,70 m. Illuvialhorizont, stäubig-lehmig, geht allmählich in verlehmtten Löss über. Keine Turbationsformen der Kanäle feststellbar.

Aus dem Vergleich der beiden Aufschlüsse I und II geht hervor, dass typische Linsen nur Horizont „a“ und „d“ enthält. Es ist besonders zu betonen, dass Pseudomorphosen der Eiskeile deutlich nur in der Senkung vorkommen. Die am besten entwickelten und am dichtesten gedrängten Formen treten in dem mittleren Teil der Senkung. Gegen die Peripherie werden sie immer kleiner und seltener, bis sie gänzlich verschwinden. Das ist am deutlichsten ersichtlich in der Wand des Hohlweges, die beide Aufschlüsse I und II bindet; ebenfalls in der vertikalen Richtung. In der gegenüber liegenden Wand des Hohlweges, die kaum 3,5 m entfernt ist, treten die Frostturbationen überhaupt nicht auf. Zur Ergänzung der Charakteristik der lithologischen Bedingungen, unter welchen die kryogenen Turbationsformen sich entwickelt haben, ist hinzuzufügen, dass der Horizont „e“ des Aufschlusses II nach unten zu in typischen Karbonatlöss übergeht. Die erwähnten lithologischen Erscheinungen sind in dem beigefügten Profil ersichtlich (Abb. 2).

Daraus ergibt sich klar, dass die kryogenen Turbationen in Ablagerungen auftreten, die alle Merkmale des Illuvialhorizonts haben. Wir folgern daraus, dass sie schon nach der Ablagerung von Löss und nach der Lössbodenbildung entstanden sind. Der Humushorizont ist teilweise durch Solifluktion abgetragen worden zur Zeit der Entwicklung von Eiskeilen (Horizont „d“ in dem Aufschluss I). Der Boden innerhalb der Senkung wurde nachher durch eine dünne, kleine Linse von humusartigem Staub gedeckt. Der letztere ist durch die aktuelle Erosion und Pflugakkumulation erzeugt worden.

In der ähnlichen stratigraphischen Lage wurden bis jetzt in dem Löss der Lubliner Hochfläche Kryoturbationen nicht festgestellt. Man hat nur die Kryoturbationen im Hangende der Lössdecke betrachtet, nicht aber im Bodenhorizont (25). Es mussten also neue Untersuchungen gemacht werden, um zweifellos festzustellen, dass diese Turbationen keine zufällige Erscheinung sind.

Die Eiskeile in dem Aufschluss I sind in der kleinen abflusslosen Senkung entstanden. Ähnliche Senkungen an der Oberfläche der Lössdecke d. i. die Pfannensenken kommen häufig auf dem besprochenen Gebiete im Höchstniveau vor. In zwei solchen Pfannensenken, in dem Dorf Cwiętalka (Abb. 3) wurden Kontrollgruben gemacht. In bei-

den hat man im Illuvialhorizont in der Tiefe von 0,85—2,0 m das Vorkommen von Pseudomorphosen der Eiskeile festgestellt. (Abb. 4). Es muss bemerkt werden, dass in den über hundert fünfzig untersuchten Aufschlüssen der Lössdecke ausser den Pfannensenken, nirgends kryogene Turbationen im Bodenhorizont festgestellt werden konnten. Diese Turbationen und auch die Solifluktionstexturen sind dagegen, wenngleich nicht besonders zahlreich, auf Terrassenabplattungen in Hangdecken entdeckt worden. Diese Hangablagerungen sind in den oberen Hangteilen an der Lössdecke diskordant gelagert d. i. sie sind jünger als die letztere.

Auf Grund der Analyse seiner Terrainuntersuchungen kommt der Verfasser zum Schluss, dass die kryogenen Turbationen die Folge von jahrelang andauerndem Frostboden sind. Zur Bildung der Eiskeile von 0,3 m Breite war ein Zeitraum von wenigstens etlichen Jahrzehnten notwendig. Die Frostspalten, in denen die Eiskeile entstanden sind, erstrecken sich kaum 2 m in die Tiefe, was ein Zeugnis von verhältnismässig milden Wintern ist. Unter diesen Bedingungen war für die Entstehung von vieljährigen Eiskeilen die unbedeutende Tiefe von dem sommerlichen Auftauen ausschlaggebend. (Diese Tiefe beträgt an den untersuchten Stellen, d. i. in den Pfannensenken, ungefähr 1,0 m). Diese seichte Auftauung während des Sommers ist sicherlich durch besondere mikrohydroklimatische Verhältnisse der Pfannensenken — Wasserbehälter — bedingt. Je nach der Bewässerung war der ständige Frostboden der Pfannensenken mehr mit Eis gesättigt. Dies verursachte die Entstehung von breiteren Frostspalten im Winter und seichtere Auftauung im Sommer. Auch das im Frühjahr in den Senkungen angesammelte Wasser bedingte die kleinere Tiefe und die verlangsamte Schnelligkeit des Auftauens in den Pfannensenken. Der vorwiegende Teil der Sonnenstrahlenenergie musste für die Erwärmung und die Verdunstung dieses Wassers verbraucht werden. Zur Bekräftigung dieser Annahme wird hier angeführt, dass auch in den gegenwärtigen Frostböden innerhalb von mittleren und kleineren konkaven Formen die Auftauzone kleiner ist, als die in den konvexen Formen (30, S. 66—67). Dass das Wasser bei der Bildung von Eiskeilen eine bedeutende Rolle spielt, zeugt auch die festgestellte Tatsache, dass die Pseudomorphosen in grossen Pfannensenken grössere Ausmasse zeigen als die in den kleineren, die weniger Wasser behalten.

Die Eiskeile haben sich ausser den konvexen Formen des Lössdecke im Höchsthiveau nicht entwickelt, da die Frostspalten im Winter sicherlich nicht einmal die Tiefe von 1,5 m erreichten, die untere Taugrenze im Sommer dagegen sicherlich unter 1,0 m lag. Es ist sonst auch nicht ausgeschlossen, dass innerhalb der konvexen Formen, die günstigere mikrohydroklimatische Verhältnisse hatten, ein ständiger Frostboden überhaupt nicht auftrat. Es konnte darin der so genannte trockene Frostboden (30, S. 15) entstehen, in dem sich keine Eiskeile entwickelten. Wir können auf jeden Fall behaupten, dass Eiskeile im periglazialen Gebiet unter nicht typisch verlaufenden Bedingungen entstanden sind.

Die Zeitgrenzen, innerhalb deren die Eiskeile sich gebildet haben, werden einerseits durch das Alter der Lössdecke, andererseits durch das Ende der Würmkaltzeit gesteckt. Da die Lössen in den untersuchten Gebieten aus der Würmkaltzeit d. i. aus der älteren Dryaszeit datiert werden (25, 26, 31), so können die podsolarartigen Lössböden und Pfannensenken mit der letzten Interstadialzeit, d. i. mit der Allerödzeit *sensu lato* (31) und die Eiskeile, die am Boden der Pfannensenken entstanden sind, mit der jüngeren Dryaszeit als gleichzeitig bezeichnet werden.

Das Altersverhältnis der Eiskeile zu dem Löss und dem aufgelagerten Boden lässt in dem untersuchten Gebiet einige Grundmerkmale der Paläogeographie der Allerödzeit und der jüngeren Dryaszeit näher bezeichnen.

In der Allerödzeit war das Klima bedeutend wärmer und feuchter als in der älteren und jüngeren Dryaszeit. Die Lufttemperatur war so hoch, dass der jahrelange ständige Frostboden der Lössdecke, typisch für die ältere Dryaszeit, nicht bestehen konnte. Die mittlere Temperatur des Jahres sank wahrscheinlich nicht unter 0° C. Die zunehmende Feuchtigkeit und die Waldbodenbewachsung begünstigten die Entwicklung der podsolarartigen Lössböden und die chemische Suffosion (19, S. 253, Anm.), deren Folge wiederum schlüsselartige Senkungen (Pfannensenken) sind.

Infolge der kurze Zeit andauernden Abkühlung in der jüngeren Dryaszeit tritt die Waldbodenbewachsung zugunsten der Tundra — oder Wald-Tundra — Pflanzenwelt zurück (31). Die Verschlechterung der klimatischen Verhältnisse ermöglicht die Bildung jahrelang andauernden Frostbodens; nicht ausgeschlossen ist, dass es eine Gefornnis von inselartigem Typus war. Die schwach entwickelte Solifluktion und

die spärlichen kryogenen Turbationen weisen darauf hin, dass die Bedeutung des Frostbodens beschränkt war, und die sommerliche Auftautiefe recht tief, wahrscheinlich mindestens 1,5 m — 2,0 m sich erstreckte. Infolgedessen bildeten sich die Eiskeile nur unter Bedingungen, die reichlichere Bewässerung und dadurch die schwächere sommerliche Auftauung begünstigten. Im Höchsthiveau sind die Lösspfannensenken charakteristisch für die Bildung von Eisspalten. Dass das Klima feucht war, zeugt die ansehnliche Dicke der Ablagerungen, die in dieser Zeit an den Hängen der Lössdecke sich entwickelt haben. Da aber die Solifluktionstexturen in diesen Hangablagerungen schwach entwickelt sind, darf man annehmen, dass ihre Bildung auch durch zerstreute Flächenwasser zustande gekommen ist.

Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen schliessen, dass der westliche Teil der Lubliner Hochfläche in der jüngeren Dryaszeit — von der längeren Unterbrechung in der Allerödzeit abgesehen — zum letzten Mal im Bereiche der periglazialen Zone sich befunden hat. Der Schluss ist also nahe, dass auf diesem Gebiete in der Zeit der letzten Vereisung mindestens zwei, wenn nicht drei periglaziale Phasen unterschieden werden können, die zur Gestaltung der geologischen und geomorphologischen Verhältnisse beigetragen haben. (1. Phase vor dem Aurignacien Interglazial, 2. Phase in der älteren Dryaszeit, 3. Phase in der jüngeren Dryaszeit).

Zum Schluss und in Anlehnung an die festgestellten Tatsachen können noch zwei Fragen, die mit dem Hauptthema im engen Zusammenhang stehen, erörtert werden. Es sind: a) die Frage nach dem Alter der podsolartigen Lössböden und b) nach dem Alter der Lösspfannensenken.

Auf Grund der in dieser Abhandlung durchgeführten Untersuchungen ist der Schluss begründet, dass auf platten, fast horizontalen Abschnitten des Höchsthiveaus in dem besprochenen Gebiet der bodenschaffende Prozess sich ununterbrochen seit der Allerödzeit entwickelt hat. Es wurde beobachtet, dass die in diesen Lagen auftretenden Böden, einen gut ausgestalteten Bleichhorizont (Eluvialhorizont), der einige Dezimeter mächtig ist, und einen gefügestarken Illuvialhorizont haben, der häufig dem Ortstein ähnelt. Derartige Böden werden in der Regel an den Lössdeckenabhängen nicht getroffen, da die Allerödbödenhorizonte zur Zeit der jüngeren Dryaszeit abgetragen worden sind. In dieser Epoche wurde der bodenschaffende Prozess an den Hängen stets unterbrochen, in den oberen

Teilen durch flächenhafte Hangbewegung, in unteren dagegen durch ziemlich starke Akkumulation. Infolgedessen traten an den Abhängen wahrscheinlich nicht voll ausgestaltete Böden. Erst in der postglazialen Zeit erhielten die Böden in diesen Lagen ihre typische Gestalt. Sie unterscheiden sich von den Höchstflächenböden dadurch, dass sie vorwiegend Braunerde mit undeutlicher Podsolierung sind.

Auf Grund der Untersuchungen haben wir einige Anhaltspunkte gewonnen, das Alter der Lösspfannensenken zu bestimmen. In der Abhandlung vom 1954 hat der Verfasser in Anlehnung an die Untersuchungen von Krisztafowicz die Ansicht vertreten, dass diese Formen auf der Lubliner Hochfläche „...an der Oberfläche der Lössdecke von ihrer Entstehung an bis heute gebildet und entwickelt wurden. Es gibt keinen Grund, die Phasen von stärkerer und schwächerer Entwicklung der Pfannensenken zu unterscheiden. Man kann nur vermuten, dass Klimaänderungen (Schwankungen in der Feuchtigkeit) zweifellos den Entwicklungsrhythmus und wahrscheinlich die Zahl der Pfannensenken beeinflusst haben“. Jetzt können jene Feststellungen ergänzt und berichtigt werden.

In der Akkumulationszeit von Löss (Hochglazial) bestanden höchst wahrscheinlich nur seichte, schwach angedeutete Ursenkungen, die durch ungleichmässige Akkumulation bedingt waren. Da aber die oberen Schichten der Lössdecke — wie es immer zahlreichere Beobachtungen beweisen — auf Grund des Dauerfrostbodens sich bildeten, ist der Schluss nahe, dass in dieser Phase der Suffosionsprozess, der die ursprünglichen Senkungen in eigentliche Pfannensenken verwandelt hatte, noch nicht vor sich ging (über die Ursenkungen und über die sie umformenden Prozesse vergleiche 19, S. 255—258). Erst in der Allerödzeit traten günstigere Bedingungen ein: das verhältnismässig feuchte Klima und die junge Bestandzeit der Lössablagerungen förderten die Vertiefung und Verbreitung dieser Senkungen. In der nächsten Phase d. i. in der jüngeren Dryaszeit unterlag die weitere Bildung der Pfannensenken einer Unterbrechung. Die Solifluktion hat die teilweise Ausfüllung (Verseichtung) der bestehenden Formen auf Grund der jahrelangen Gefrorenis verursacht. In der postglazialen Zeit entstehen wiederum günstigere klimatische Bedingungen. Man kann aber nicht feststellen, in welchem Ausmasse die Bildung neuer Pfannensenken geschehen ist. Es kann nur angenommen werden, dass sie durch das Altwerden der Lössdecke und durch die Erschöpfung eines bedeutenden Teils der potenziellen Möglichkeiten, die die Ursenkungen bedingt haben, beschränkt ist.

