

ALFRED JAHN

## Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej

**TREŚĆ:** Wstęp — *Klimatyczno-morfologiczne oblicze współczesnej strefy peryglacjalnej*; granice i ogólna charakterystyka; zmarzlina i jej poziom aktywny; peryglacjalne procesy morfogenetyczne; główne elementy mikroreliefu peryglacjalnego: 1. gleby strukturalne kamieniste, 2. formy szczelinowe, 3. krater tundra, 4. bugry, 5. tundra plamista, 6. zjawiska termokrasowe tundry, 7. soliflukcja; klimatyczna strefowość mikroreliefu tundry — *Stan dotychczasowych badań, klasyfikacja i terminologia kopalnych struktur peryglacjalnych* — *Peryglacjalne formy z plejstocenu południowo-wschodniej Polski i przyległych obszarów ZSRR*: Bednarówka k. Lwowa; Pomirki k. Włodzimierza; Cichobórz; Czartowczyk; Trzeszczany; Wywłoczka; Niedzleńska; Ruskie Piaski; Izbica; Krasnystaw; Żółkiewka; Wysokie; Sulów; Białopole; Chełm; Horodyszcze, Lechówka; Kanie; Biskupice; Piaski Lutarskie; Lysolaże; Milejów; Zemborzyce; Melgiew; Łańcuchów; Zakrzew; Kljany; Charleż; Sobianowice; Tatary I; Tatary II; Jakubowice; Kurów; Witowice; Nowa Woja; Wincentów; Radzyń; Łuków; Chotyłów — *Klasyfikacja i geneza struktur glebowo-peryglacjalnych*: formy ewolucyjne; festony gruzowe; formy szczelinowe; formy soliflukcyjne — *Strefa peryglacjalna w związku z rozwojem i zanikiem zlodowaceń*: wiek form peryglacjalnych południowo-wschodniej Polski i przyległych terenów ZSRR; strefowość zjawisk peryglacjalnych — *Wnioski klimatyczne* — *Literatura*

### WSTĘP

W latach od 1946 do 1950 prowadziłem systematyczne studia nad morfologią i utworami plejstocenijskimi Wyżyny Lubelskiej i południowej części Podlasia, początkowo z ramienia Polskiej Akademii Umiejętności, potem Muzeum Ziemi (od 1948 r.) oraz Państwowego Instytutu Geologicznego. Przy okazji tych prac zwróciłem uwagę na bardzo rozpowszechnione w czwartorzędowych osadach tych terenów glebowe zaburzenia peryglacjalne, związane z dawną działalnością mrozu (krioturbacje). W ten sposób znalazłem i szczegółowo zbadałem 37 stanowisk, pochodzących z różnych zlodowaceń, głównie jednakże z ostatniego zlodowacenia polskiego. Do materiału tego dołączyłem wyniki obserwacji nad zjawiskami peryglacjalnymi, poczynionych już dawniej w okolicy Lwowa i Włodzimierza Wołyńskiego (ZSRR). Teren badań objął zatem prawie całe dorzecze Bugu i Wieprza, tzn. 300 km długości licząc w kierunku południkowym.

Opis tych stanowisk i klasyfikację form kopalnych zawiera druga część niniejszego opracowania. W pierwszej natomiast zebrano wiadomości dotyczące mikroreliefu i struktur glebowych współczesnej strefy peryglacjalnej. W ten sposób uzyskano podstawę dla próby porównania glebowych form peryglacjalnych plejstocenijskich ze współczesnymi. Celem tego porównania jest wyjaśnienie genezy form plejstocenijskich oraz klimatu plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej.

Glebowe zjawiska peryglacjalne są prawie obce polskiej literaturze naukowej. To zdecydowało, że rozważania nad zagadnieniem tych zjawisk oparłem na szerokiej podstawie literatury zagranicznej, kreśląc przy tym historię badań oraz streszczając zasadnicze wyniki osiągnięte na tym polu w różnych krajach.

Na zakończenie tych kilku słów wstępu poczuwam się do miłego obowiązku podziękowania kierownictwu Muzeum Ziemi, a w szczególności prof. St. Małkowskiemu, dr A. Halickiej oraz doc. dr Br. Halickiemu za wyjątkowe poparcie, udzielone sprawie moich badań. Instytucja ta od 1948 r. wzięła na siebie trud corocznego organizowania moich badań terenowych i prac kameralnych, a po ich zakończeniu przystąpiła natychmiast do wydania drukiem całości wyników.

## Oblicze klimatyczno-morfologiczne współczesnej strefy peryglacjalnej

### GRANICE I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA STREFY PERYGLACJALNEJ

Powszechnie używane nazwy jak „strefa peryglacjalna“, „klimat peryglacjalny“, „zjawiska peryglacjalne“ nie wyrażają pojęć jednolitych, lecz wciąż jeszcze mają różne znaczenie i różną interpretację<sup>1</sup> w zależności od tego, co jest podstawą ich określenia: czy zasadnicze cechy klimatyczne, czy też zjawiska pochodne i z klimatem związane, tj. roślinność, gleba i morfologia<sup>2</sup>.

O istnieniu wiecznej zmarzliny decydują niskie temperatury zimy. W pd.-wschodniej Syberii na wiecznie zmarzłym podłożu rośnie bujna tajga, ponieważ średnia temperatura trzech miesięcy letnich przekracza tu 16°. Strefa peryglacjalna jak nazwa wskazuje, towarzyszy obszarom

<sup>1</sup> Termin „peryglacjalny“ został użyty po raz pierwszy przez W. Łozińskiego (118) w 1909 r.

<sup>2</sup> Przykładem błędnej definicji jest określenie strefy peryglacjalnej przez Zeunera: — „jest to strefa, w której podczas poszczególnych okresów lodowcowych warunki klimatyczne sprzyjały powstawaniu wiecznej zmarzliny, podobnie jak to jest dzisiaj w północnych obszarach od Laponii po Syberię i środkową Azję oraz na Alasce“ (205, s. 119).

złodowacnym, a właściwie poprzedza złodowacenie. Określeń klimatycznych tej strefy należy szukać w tych warunkach, których zaostrenie prowadzi dopiero do powstania strefy „glacjalnej“. O powstaniu złodowacenia decydują przede wszystkim termiczne warunki okresu letniego (krótkie i chłodne lato), a nie temperatura zimy lub nawet średnia temperatura roczna, co znów ma zasadnicze znaczenie dla powstania wiecznej zmarzliny. Najlepszym tu przykładem jest mroźna, lecz niezłodowacona Syberia. A zatem wieczna zmarzlina nie jest istotną cechą i niezbędnym warunkiem strefy peryglacjalnej, aczkolwiek większość współczesnych polarnych obszarów peryglacjalnych posiada wiecznie zmarznięte podłoże.

Granice strefy peryglacjalnej są łatwe do ustalenia właśnie z uwagi na temperaturę lata. Jedną z nich — nie podlegającą dyskusji — jest linia zasięgu lodów, drugą natomiast znajdziemy w nadzwyczajnej zgodności przebiegu izoterm lipcowych z północną granicą lasu (na północnej półkuli). W ten sposób dochodzimy do utożsamienia strefy peryglacjalnej z obszarem klimatyczno-krajobrazowym, którego południowy kres wyznacza zjawienie się drzew. A zatem jest to strefa tundry w najszerszym pojęciu tego słowa.

Granica lasu nie jest linią, lecz pasem, szerokości np. na Syberii od 50-200 km, w którym tundrowe zespoły roślinne przenikają się nawzajem ze skąpym lasem. Jest to tundra leśna („lasotundra“ autorów rosyjskich). Najbardziej uproszczoną linią klimatyczną jest przyjęta przez Druiego (39) i tak ważna potem w podziale klimatycznym Köppena izoterma lipca  $+10^{\circ}$ . Izoterma ta w rzeczywistości na krótkich tylko przestrzeniach oddziela las od tundry, częściej zaś, zdaniem Gorodkowa (60), północną granicę lasu wyznacza średnia temperatura najcieplejszego miesiąca  $+12^{\circ}$  do  $+14^{\circ}$ .

Strefa peryglacjalna jest to obszar położony między granicą złodowacenia i granicą lasu, posiadający swoiste cechy klimatyczno-krajobrazowe. Pod względem klimatycznym strefę tę ogólnie znamionuje chłodna, choć nie zawsze mroźna zima, chłodne, krótkie lato, mała ilość opadów, duże zachmurzenie. Warunki klimatyczne zmieniają się w rozciągłości równoleżnikowej dając odmianę oceaniczną z małą amplitudą roczną temperatury i większą ilością opadów (np. Wyspa Niedźwiedzia) lub kontynentalną, jak pn.-wschodnia Syberia, gdzie roczna suma opadów (z wybitnym maksimum letnim) nie przekracza 200 mm.

Krajobrazowe cechy strefy peryglacjalnej określa roślinność (tundra)<sup>3</sup> oraz mikrorelief powierzchni. Wyczerpującą charakterystykę bota-

<sup>3</sup> Nazwa „tundra“ ze słowa fińskiego „Tunturi“ oznacza dosłownie „beźleśne góry“.

niczną tej strefy dają fitogeografowie Walter i Aliochin (191) oraz Szafer (180). Cechy krajobrazowo-roślinne uwypuklają Berg (11, 12), a zwłaszcza Grigoriew (65, 66), który w pasie tundrowym stwierdza pełną indywidualność geograficzną i proponuje dlań nazwę „Subarktyka”. Próbę rekapiitulacji cech morfologicznych strefy peryglacjalnej podjął ostatnio J. Büdel (23) podkreślając, że bardzo intensywne, masowe ruchy glebowe (soliflukcja) są tym szczególnym zjawiskiem, które odróżnia strefę peryglacjalną (wg Büdela „Bodenflusszone“) od strefy leśnej, strefy gleb miejscowych (Ortsbodenzone).

Strefa peryglacjalna jest zagadnieniem geograficznym i paleogeograficznym. Współcześnie znaleźć ją można poza granicą lasów, tak jak w przeszłości geologicznej, w każdej epoce lodowej rozciągała się ona na przedpolu obszarów zlodowaconych. Toteż nie jest właściwe częste dziś rozważanie zjawisk peryglacjalnych wyłącznie tylko dla okresu zlodowaceń plejstoceniśkich.

Współczesna strefa peryglacjalna ciągnie się wzdłuż północnych brzegów Syberii, Rosji Europejskiej i Laponii sięgając najbardziej na południe do 68° szer. geogr. pn., obejmując wyspy Arktyki Radzieckiej, Spitsbergen, Islandię, wolne od lodu połacie Grenlandii, północną Kanadę (gdzie schodzi poniżej 60° szer. geogr. pn.), Alaskę, Archipelag Franklina. Największa szerokość tego pasa wynosi 1600 km; średnio ok. 800 km.

Plejstoceniśka strefa peryglacjalna ogarnęła większą część Europy środkowej na północ od Karpat i Alp, sięgając do pn.-zachodniej Francji. Największa szerokość tego obszaru dochodziła do 1000 km, średnio wynosiła ok. 600 km. Pas ten zmieniał swoje położenie stosownie do przesuwającej się linii zlodowacenia. Zmieniała się również jego szerokość i nasilenie działających w nim czynników morfologicznych.

#### ZMARZLINA I JEJ POZIOM AKTYWNY

Z wyjątkiem Islandii, wybrzeża południowej Alaski i fragmentów tundry Laponii niemal cała współczesna strefa peryglacjalna półkuli północnej leży w zasięgu wiecznej zmarzliny. Ten wynik niskich temperatur zimy i długiego okresu trwania mrozów jest faktem dużej wagi. Zjawisko to odgrywa ważną rolę w interesujących nas zagadnieniach powstania, rozwoju i zaniku form mikroreliefu dzisiejszych tundur, odgrywało zaś tę samą poważną rolę w krajobrazie plejstoceniśkiej strefy peryglacjalnej niziny środkowo-europejskiej.

Naczelnym zagadnieniem współczesnego „zmarzlinoznawstwa“ jest ściśle określenie warunków klimatycznych, w jakich powstaje i trwa wieczna zmarzlina. Jest to również zasadnicze zagadnienie dyluviologii;

albowiem znajomość klimatu współczesnej zmarzliny pozwoliłaby zrekonstruować klimat dyluwialnych stref peryglacjalnych, gdzie obecność zmarzlin została stwierdzona ponad wszelką wątpliwość. Niestety, mimo licznych usiłowań, podjętych zwłaszcza przez autorów rosyjskich, nie zostały jeszcze określone z pełną ścisłością elementy klimatyczne powstawania i trwania zmarzlin. Przez długi czas popularna była opinia Wilda (193), który twierdził, że warunkiem powstania stale przemarzniętego podłoża jest temperatura roczna — 2° C. Podobnego mniemania jest znawca zmarzlin kanadyjskich Johnston (87), który średnią temperaturę roczną — 3,3° C uważa za graniczną dla powstania zmarzlin. Opinię tę podziela Taber (184). Na właściwą przyczynę rozwoju zmarzlin zwrócił uwagę jeszcze Wojekow (195) wiążąc ją z kontynentalizmem klimatu i twierdząc, że mogą one powstać i trwać tylko tam gdzie, obok niskiej średniej temperatury rocznej, pokrywa śnieżna posiada nadto niewielką grubość. Wychodząc z tego założenia skonstruował Szostakowicz (153) na podstawie porównania elementów klimatycznych z rozmieszczeniem zmarzlin syberyjskich współczynnik określający warunki klimatyczne zmarzlin. Współczynnik Szostakowicza, będąc ilorazem średniej temperatury zimy (od grudnia do lutego) i średniej grubości szaty śnieżnej w styczniu w miejscach występowania zmarzliny, jest równy lub mniejszy od —0,5. Wspomnieć należy również o próbie Grigoriewa (64) określenia współczynnika zmarzliny przez włączenie większej, aniżeli u Szostakowicza, liczby elementów klimatycznych (np. temperatury lata). Jednakowoż oba współczynniki, jak stwierdził doskonały znawca przedmiotu Sumgin (176), rozporządzający nowymi materiałami dotyczącymi rozmieszczenia, termiki i grubości zmarzliny syberyjskiej<sup>4</sup>, nie dają zadowalających wyników. Przyczyną tego jest fakt, że wzór zarówno Szostakowicza jak też Grigoriewa stanowi formułę tylko ogólnie klimatyczną, nie uwzględniającą warunków mikroklimatu i nie obejmującą również własności fizycznych gleb i skał, które mają ogromny wpływ na szybkość przemieszczania się fal termicznych w głąb ziemi.

Sumgin nie podjął żadnych prób klimatycznej interpretacji rozmieszczenia zmarzlin na terenie Syberii, ponieważ, jego zdaniem, jest to zjawisko paleoklimatyczne, które powstało jeszcze w epoce lodowej, a przetrwało do dzisiaj dzięki sprzyjającym warunkom klimatu i gleby. Dowodem tego są m. i. wspaniale zachowane szczątki mamutów plejstocenijskich, wmarznięte w glebę. Ważnym poparciem tej koncepcji jest fakt, że do

<sup>4</sup> Por. Materiały zebrane przez współpracowników Komitetu do badań wiecznej zmarzliny Akademii Nauk ZSRR, przekształconego obecnie w Instytut Zmarzlinoznawstwa im. W. A. Obruczewa.

tego samego wniosku doszedł ostatnio na podstawie gruntownych studiów nad zmarzliną Alaski S. Taber (184). Większość badaczy rosyjskich stwierdza współczesną, powolną degradację zmarzliny, wyrażoną w zmniejszaniu się zapasów zimna w zmarzłym podłożu oraz w cofaniu się granicy zmarzliny ku północy.

W procesach kształtujących krajobraz peryglacjalny zmarzlina spełnia rolę ważną, lecz bierną. Natomiast poziomem aktywnie uczestniczącym w zjawiskach klimatycznych jest niegruba warstwa powierzchniowa, odmarzająca w lecie, w zimie zaś łącząca się ze zmarzliną. Ten, jak go nazywamy, aktywny poziom zjawisk peryglacjalnych<sup>5</sup>, jest siedliskiem procesów związanych z działalnością mrozu i ujawnia w przekroju poprzecznym zaburzenia poziomów glebowych.

Mięszość poziomu aktywnego, określona średnim zasięgiem corocznego zamarzania i odmarzania gleby w głąb, jest wielkością lokalnie i regionalnie zmienną, zależną od całego zespołu czynników klimatycznych i glebowych, z których najważniejszymi są: temperatura, wielkość opadów, zwłaszcza śnieżnych, nasilenie wiatrów zimowych, zwiewających śnieg, skład mineralny i mechaniczny gleby, jej wilgotność, pokrycie roślinnością i barwa, wreszcie ekspozycja powierzchni.

Już względy ogólnoklimatyczne każą przypuszczać, że grubość poziomu aktywnego we współczesnych obszarach peryglacjalnych półkuli północnej wzrasta ku południowi. Na ogół tak jest w istocie. Na Ziemi Franciszka Józefa głębokość letniego odmarzania gleby wynosi średnio 0,3 m (Iwanow, 79), na Spitsbergenie nie przekracza 1 m (Högbom, 77), do podobnej wartości dochodzi na Grenlandii, w Laponii Szwedzkiej do 1,5 m (Fries, 49), na Alasce i w Kanadzie do 2 m (Leffingwell, 111), a na Syberii zmienia się od 1,5 do 3, a nawet 4 m na południu (Sumgin, 176). Przekrój taki uzyskamy posługując się wartościami przeciętnymi, lokalna natomiast zmienność grubości poziomu aktywnego przy jednakowych i określonych warunkach klimatycznych podlega zazwyczaj szerokim wahaniom.

Oto przykłady: I. Liwierowskij (114) ustalił dla tundry Bolszozemelskiej (dorzecze Peczory) następującą głębokość letniego odmarzania gleby: w torfach 0,5-0,6 m, w glinach 0,7-1,0 m, w piaskach 1,5 m i więcej. Tumel (189) podaje, że na Półwyspie Tajmyrskim poziom aktywny tundry wynosi: w torfach do 0,5 m, w glinach 1,3-1,5 m, w piaskach 2,0-2,5 m, w żwiarach 3,5-4,0 m. Oba przykłady świadczą o tym, że typ gleby może wpływać na zróżnicowanie głębokości letniego odmarzania tundry w sposób co

<sup>5</sup> W literaturze rosyjskiej ma nazwę wprowadzoną przez Sumgina (176, s. 27) „diejtielnyj słoj“.

najmniej równy rezultatom wpływów klimatycznych na przekroju południkowym całej strefy peryglacjalnej. Fakt ten ma ogromne znaczenie i nakazuje zachować pełną ostrożność w wyciąganiu wniosków klimatycznych z lokalnych obserwacji grubości peryglacjalnego poziomu aktywnego w utworach plejstocenijskich.

Poważny również wpływ na głębokość letniego odmarzania wywiera lokalna roślinność. Gęsta i gruba pokrywa roślinności, zwłaszcza mchów, działa izolująco, zmniejsza grubość poziomu aktywnego dwa do trzech razy w porównaniu z głębokością odmarzania w glebie nie pokrytej roślinnością. Fakt ten powtarza się z niezwykłą ścisłością nawet na małych przestrzeniach, a poziom aktywny gwałtownie odgina się i grubieje w miejscu, w którym odsłania się gleba. W Grenlandii Zachodniej (fiord Arfersiorfik, szer. geogr. 68°) stwierdzałem niejednokrotnie, że głębokość odmarzania letniego wśród płatów ilastych, ukazujących się jako wysepki o średnicy 1-2 m wśród bujnej tundry (tzw. kratery iłaste), była co najmniej dwukrotnie większa, aniżeli tuż obok, w glebie pokrytej roślinnością. Przykłady tej subtelnej zależności letniego odmarzania od intensywności pokrywy wegetacyjnej podają również z tundry syberyjskich Soczawa (164) i Sumgin (176).

Śnieg wywiera podobny wpływ na wahania grubości poziomu aktywnego. Płaty śnieżne, wypełniając niekiedy do późnego lata wszelkie zagłębienia tundry, są w miejscach ich występowania przyczyną płytkiego odmarzania gleby. Pouczające są w tym względzie pomiary Posera (136) i Sörensena (169) na Grenlandii. Obszary silnych wiatrów zimowych, gdzie przewiana pokrywa śnieżna układa się w postaci nierównych zasp, pomiędzy którymi istnieją powierzchnie pozbawione śniegu, ujawniają już z tego powodu znaczne zróżnicowanie miąższości poziomu aktywnego.

#### PERYGLACJALNE PROCESY MORFOGENETYCZNE

Zespół procesów peryglacjalnych, zmieniających teksturę poziomu aktywnego, można podzielić na pięć zasadniczych grup. Będą to: 1° działalność mrozu, 2° przekształcenia półpłynnych i plastycznych mas gleby pod wpływem siły ciężkości (soliflukcja), 3° praca erozyjna wód roztopowych i deszczowych oraz wiatru, 4° działalność roślin, procesy torfowe, 5° działalność zwierząt.

Mróz jest czynnikiem szczególnych przeobrażeń gleby. Zamarza oczywiście woda znajdująca się w glebie, stąd też stopień wilgotności gleby decyduje o nasileniu zmian zachodzących tu w czasie zamarzania. Krzepnięcie wody w glebie jest procesem dość skomplikowanym, a wielkie rezultaty, jakie ostatnio w badaniu tego zjawiska osiągnięto dzięki wy-

siłkom Tabera (182, 183), Beskowa (15), Cytowicza i Sumgina (30), Casagrande (29), Dückera (40-43) i Baca (6), polegają głównie na poznaniu zależności przemian tekstury zamarzającej gleby od jej składu mechanicznego<sup>6</sup>. Woda zamknięta w glebie w naczyniach kapilarnych przechodząc w lód zwiększa objętość i tym sposobem staje się źródłem nacisku na masy jeszcze nie zamarznięte. Dalsze naprężenia w glebie są wywołane przez siłę krystalizacji i podsiąkliwość kapilarną. W rezultacie tych procesów każda warstewka gleby przez zamarzanie wciąga i chłonie wodę i tym sposobem gwałtownie zwiększa swą wilgotność i objętość. Jest rzeczą jasną, że ta przemiana układu wilgotności w glebie bywa połączona z migracją wód kapilarnych. Kierunek tej migracji jest przeciwny kierunkowi, w którym postępuje zamarzanie gleby. Ponieważ proces zamarzania zazwyczaj (choć nie zawsze) przesuwają się w glebie od góry ku dołowi, stąd też prąd wody kapilarnej kieruje się najczęściej od dołu ku górze. Zasadnicza różnica w pojmowaniu mechanizmu zamarzania gleby przez szkołę amerykańską, którą reprezentuje Taber (182), i szkołę rosyjską, której przedstawicielem jest Sumgin (176), polega właśnie na odmiennym zapatrywaniu na kierunki migracji wód w zamarzającej glebie. Taber przyjmuje wyłącznie zmiany w pionie, a więc podsiąkliwość ku górze, wywołaną według tego badacza tylko przez siłę wzrostu lodowych kryształów, gdy tymczasem Sumgin uważa za rzecz w pełni dowiedzioną tworzenie się na powierzchni zamarzającej gleby wypukłości, tzw. „puczyn”, ku którym dążą wody kapilarne nie tylko z dołu, lecz również z boku (pozioma migracja wód). Na tej drodze autorzy rosyjscy wyjaśniają genezę rozpowszechnionej formy mikroreliefu tundr Eurazji — tzw. bugrów.

Nadmierna ilość wód, wciągnięta do warstwy zamarzającej, już dzięki samej właściwości mechanizmu procesu zamarzania bywa wydzielana poza naczynia kapilarne gleby w postaci cieniutkich warstewek, zorientowanych najczęściej poziomo. Jest to tzw. struktura listkowa zamarzniętej gleby, zwana również strukturą gnejsową. Wzrost objętości gleby, widoczny zwłaszcza w podniesieniu się jej powierzchni<sup>7</sup>, jest związany właśnie z ową strukturą wydzielonych warstewek lodowych. Od czasu badań Tabera (183) i Beskowa (15) wiadomo było, że zjawiska tego typu występują w glebach miałowych, gliniastych lub ilastych. Beskow (15) podaje, że w glebach podnoszących się przez zamarzanie musi być co naj-

<sup>6</sup> Bliższe wyjaśnienie procesu krzepnięcia wody w glebie znajdzie czytelnik w cennej pracy prof. St. Baca (6).

<sup>7</sup> Jest to właśnie objaw pod względem technicznym najbardziej szkodliwy, bo powodujący niszczenie roślin na polach, naruszanie fundamentów domów itp. Owe zmiany poziomu powierzchni gleby dochodzą np. na Syberii lub północnej Szwecji do 1/2 m, w Polsce wg Baca (6) — do 2,5 cm.



mniej 15% cząstek mniejszych niż 0,06 mm, Casagrande (29) zaś określa, że warunkiem procesu jest obecność w glebie ziaren mniejszych niż 0,02 mm co najmniej w ilości 3% wagowych, Dücker (41) znów stwierdza, że struktura warstewek lodowych występuje w materiale o składzie mechanicznym podobnym do lessów (przewaga ziaren 0,1-0,02 mm).

Drugą formą oddziaływania mrozu na glebę jest zjawisko lodu włóknistego (niem. Kammeis, szwedz. Pipkrake). Lód ten tworzy się na powierzchni lub płytko pod powierzchnią gleby, na ścianach spękań gleby, pod powłoką roślinną (pod darnią) w postaci warstewek, złożonych z długich, podobnych do igieł, prostopadle do powierzchni zamarzania zorientowanych kryształów. Źródłem lodu jest wilgoć gleby, wyszana z naczyń kapilarnych na powierzchnię. Kryształki układają się w postaci warstewek, których grubość wzrasta w miarę spadku temperatury. Högbom w swojej monografii procesów polarnych (77) nie uważa lodu włóknistego za czynnik morfogenetyczny, duże natomiast znaczenie przypisują mu spośród starszych badaczy Hamberg (72), Kokkonen (98), a także Dobrowolski (36). Niezwykle precyzyjne studia, jakie przeprowadził Krumme (103), udowadniają dalej, że tworzenie się lodu włóknistego jest procesem o poważnym wpływie na formy mikroreliefu powierzchni darniowej. Do tej opinii skłania się ostatnio Troll (187) widząc duży zwłaszcza udział lodu włóknistego w procesach morfogenetycznych gleb strukturalnych i soliflukcji.

Efekty morfologicznego działania mrozu, o których dokładniej pisze niżej, są wynikiem głównie procesu segregacji materiałów glebowych oraz spękań.

Następna grupa procesów zaburzeniowych tekstury poziomu aktywnego jest związana z działaniem siły ciężkości. Jest rzeczą wiadomą, że każda gleba nasiąkając wodą przechodzi naprzód w stan plastyczności, a przy dalszym wzroście wilgotności osiąga i przekracza granicę płynności (tzn. pod wpływem siły ciężkości zmienia swój kształt i położenie — płynie). Owe pojęcia stanów fizycznych gleby są ściśle określone w pracach Atterberga (4, 5) i Johanssona (86), którzy jako miernika tych własności używają procentowej ilości wody zawartej w glebie. Granica płynności gleby jest zależna od jej składu mechanicznego: im bardziej miąka jest gleba, tym większej ilości wody wymaga by stać się masą płynną. Badania moje nad glebami Grenlandii Zachodniej dowiodły, że dla gleb piaszczystych granica płynności wynosi 14%, łąy zaś tarasów nadmorskich stan ów osiąga dopiero przy zawartości wody 31%. Nie mniej przy pełnym nasyceniu wodą płynność łąów jest większa aniżeli piasków. Przyczyną łatwo osiągalnej płynności gleb polarnych są, zdaniem Ramanna (144), niskie temperatury. Chłodne wiatry gruntowe są tak ubogie w ele-

ktrolity, że wietrzenie chemiczne może rozwijać się w glebach na niewielką tylko skalę. Fakt ten potwierdzają również studła Blancka (16) na Spitsbergenie wyjaśniające, że rozpuszczanie związków mineralnych przez wodę ma tu podrzędne znaczenie. Stąd ubóstwo koloidów, spajających glebę i podwyższających ogromnie jej granicę płynności.

Denudacyjna i erozyjna działalność wód na tundrze jest niewielka. Grigoriew (66) twierdzi, że w pasie północnym Subarktyki, gdzie głębokość odmarzania letniego jest mała, procesy wietrzenia przeważają nad denudacją. Ten stosunek wyraża się wybitnie dodatnim bilansem w ruchu materiału nieorganicznego na poziomych lub prawie poziomych powierzchniach tundry. Jest to oczywiście bilans ogólny, w obrębie bowiem tundry, nawet zupełnie płaskiej, dokonują się wciąż lokalne przemieszczenia materiału, które pogłębiają wyrazistość form mikrorzeźby. Wody roztopowe na wiosnę oraz wody deszczowe w lecie przemywają szczeliny tundrowe, wypłukują małe, guzowe wyniosłości, o ile nie są one chronione zbitą darnią torfową. Poważną rolę niszczącą odgrywa również wiatr, zwłaszcza w pełni lata, gdy obniża się poziom wody gruntowej, a wyschnięty na pagórkach torf staje się substancją kruchą.

O morfogenetycznej działalności roślinności, której wyniki wiążą się ściśle ze zjawiskami wpływu mrozu na glebę, piszę w rozdziale następnym. O działalności zwierząt niewiele można powiedzieć. Wiadomo tylko, że w tych częściach tundry, gdzie pasą się reny, mogą powstawać niektóre formy mikroreliefu przez zniszczenie darni tundrowej. W takich miejscach, jak podaje Andrejew (3) z Tundry Bolszoziemielskiej, pod ciężarem pasącego się stada może nastąpić wyciśnięcie błotnistej masy z wnętrza, co prowadzi do powstania lokalnych wylewów iłu na powierzchnię darni.

#### GŁÓWNE ELEMENTY MIKRORELIEFU PERYGLACJALNEGO

W poniższym zestawieniu scharakteryzuję przede wszystkim te cechy budowy glebowych form peryglacjalnych, które ujawniają się w przekrojach poprzecznych. Tylko taka analiza może być podstawą, ułatwiającą zidentyfikowanie kopalnych form z osadów plejstoceńskich, znanych zazwyczaj w odkrywkach nie w rzucie poziomym, lecz w przekroju pionowym.

1. *Gleby strukturalne kamieniste.* — Nazwą „gleby strukturalne“ obejmuję, w przeciwieństwie do terminologii Meinardusa (120), wszystkie typy form glebowych, powstałych w warunkach klimatu zimnego, które mają właściwą sobie strukturę kół i wieloboków (uzasadnienie w pracy mojej z r. 1948). Należą tu formy powstałe a) przez segregację materiału b) przez spękania. Do pierwszej grupy możemy zaliczyć wieloboczne sieci

kamienne, pojedyncze koliste pierścienie kamieni, wyspy ziemiste wśród gruzu skalnego. Na powierzchni ziemi pojawiają się owe formy w postaci pasów luźno nagromadzonych kamieni, okalających zazwyczaj pokryte roślinnością pola materiału sypkiego. Średnica pól waha się w dość znacznych granicach — od kilku decymetrów (miniaturowe sieci poligonalne) do 8 m (formy opisane przez Högboma, 77, ze Spitsbergenu). W przekroju poprzecznym sieci cechą najbardziej godną uwagi jest fakt, iż pasy kamieni ku dołowi rozszerzają się, a na pewnej głębokości łączą się ze sobą budując jednolitą spagową warstwę gruzową. Owa warstwa, jak tego dowodzą dotychczasowe badania, znajduje się na głębokości średniego zamarzania letniego gleby. Wewnętrzne pola sieci przybierają kształt kociołków półkolistych lub odwróconych, zważających się w dół stożków (jak np. podaje Ahlmann, 1).

Pierścienie kamieniste i wyspy ziemiste wśród gruzu mają te same cechy morfograficzne. Są to zresztą formy, które można uznać za elementy embrionalne cyklu rozwojowego sieci kamienistych.

Liczne prace, jakie od lat 50-ciu ukazują się na temat gleb strukturalnych krain polarnych i obszarów wysokogórskich, poddały wszechstronnej dyskusji zagadnienie genezy tych form. Dawne, zbliżone do siebie koncepcje Högboma (77) i Hamberga (72), którzy w segregacji materiału glebowego przez procesy zamarzania widzieli przyczynę wydzielania z miłkłej gleby kamieni i żwirów, przetrwały wielokrotnie podejmowaną krytykę; koncepcje te potwierdzone studiami Meinardusa (120), Sappera (150), Nansena (123), Huxleya i Odella (78), Eltona (47) i Posera (135, 137), oraz poparte i uzupełnione wynikami nowoczesnych badań nad przebiegiem zamarzania gleb o różnym składzie mechanicznym (Taber, 182, 183, Beskow, 15), są jedynym dziś słusznym poglądem, tłumaczącym jasno istotę zjawiska. Jest rzeczą niewątpliwą, że pęcznienie zamarzających drobnoziarnistych i przez to wilgotnych cząstek gleby powoduje wysortowanie z niej większych kamieni, co w konsekwencji prowadzi do powstania kociołkowych form materiału miłkłego i przegród, zbudowanych z luźnego gruzu skalistego. Wietrzenie mechaniczne, rozwijające szczególną działalność w obrębie gleby wilgotnej, kontrast ten jeszcze bardziej wzmacnia. Kwestią sporną mogą być tylko pewne szczegóły tej koncepcji, jak np. żywo dyskutowany problemat kierunku wymarzenia z gleby kamieni — do góry, czy do góry i na boki („Frosthebung“ i „Frostschub“ autorów niemieckich).

Proces wymarzenia kamieni w pionie, od dołu ku górze (tak jak to podaje w założeniach swoich teoria Tabera), zdaje się być zjawiskiem nie wymagającym klimatycznych warunków polarnych. Dowodem tego jest fakt, że nawet w Polsce w czasie ostrych zim pojedyncze kamienie na

polach „rosną“ (Bac, 6); w nieco zimniejszym klimacie, jak np. w Tatrach, na kopie Kondrackiej (wys. 1985 m), tworzy się na powierzchni gleby cała pokrywa wymarznionych kamieni w postaci tzw. gleb brukowych (niem. Pflasterboden). Są to jeszcze zjawiska wymarzania pionowego, dopiero zaś w warunkach klimatu bardziej chłodnego (w Tatrach na Krzyżnem w wys. 2120 m) ujawnia się przesuwanie boczne kamieni i powstaje właściwa sieć kamienista.

Obok wyżej wspomnianej teorii pewną popularność zyskały sobie koncepcje, tłumaczące powstawanie gleb strukturalnych istnieniem miniaturowych prądów w glebie odmarznitej. Siły wzbudzającej owe prądy doszukiwano się bądź to w nacisku bocznym mas niejednocie zamarzających (np. Eakin, 45, Steche, 171), bądź też w termicznym zróżnicowaniu pionowym warstw odtajalej na wiosnę gleby. Hipotezę prądów termicznych stworzył Low a rozwinął Gripp (68, 69). Autor ów wyjaśnia powstawanie pól embrionalnych kamienistych gleb strukturalnych (tzw. brodli) działaniem prądów konwekcyjnych, które na kształt małych cyklonów rodzą się rzekomo na podłożu wiecznej zmarzliny w płynnej glebie polarnej, jako rezultat spoczywania masy o wyższym ciężarze właściwym (temp.  $+4^{\circ}\text{C}$ ) na warstwie o ciężarze niższym (temp.  $0^{\circ}\text{C}$ ). Należy dodać, że Gripp wysunął tego rodzaju koncepcję z wyraźnym celem zużytkowania jej w wyjaśnianiu genezy kopalnych plejstocenijskich zaburzeń peryglacialnych, znanych w dużej liczbie z Niżu Północno-Niemieckiego. Prądy konwekcyjne w sposób bardzo udatny wyjaśniały owe oderwane od swego podłoża, „pływające“ wśród piasków i ilów pakiety torfów i kamieni. Dla dyluwialistów, nie znających zjawisk polarnych „in statu nascendi“, spitsbergeńskie obserwacje Grippa z lat w 1925 i 1927 były dostateczną gwarancją powagi i słuszności jego hipotezy i tym należy tłumaczyć ogromną popularność tej teorii w wyjaśnianiu genezy wszelkich plejstocenijskich zaburzeń glebowych. Jest rzeczą godną uwagi, że do podważenia poglądów Grippa przyczyniły się dopiero obserwacje badaczy, studiujących zjawiska peryglacialne nie w stanie kopalnym, lecz w formie żywej na obszarach polarnych, zwłaszcza uwagi Posera (135, 137) i Mortensena (122), do których ostatnio sam się dołączyłem przytaczając szereg spostrzeżeń z badań gleb strukturalnych w Grenlandii Zachodniej. Należy dodać, że zwolennikiem teorii Lowa-Grippa pozostał jeszcze dzisiaj V. Romanowsky (145, 146), który w wielu rozprawach stara się znaleźć argumenty popierające ową koncepcję. Stanowisko pośrednie, częściowo tylko popierające teorię Grippa, zajmuje Sørensen (169). Autor ów w niezwykle cennej pracy, dostarczającej bogatych materiałów z badań gleb Grenlandii Wschodniej, usiłuje udowodnić, że przyczyną prądów konwekcyjnych istniejących, jego zdaniem, niewątpliwie w glebach ilastych i błot-

nistych jest różnica masy warstw górnych (cięższych) i dolnych (lżejszych) gleby, spowodowana większym rozcieńczeniem warstw dolnych, silnie zazwyczaj przepojonych wodą.

Obok gleb strukturalnych o dużej średnicy pól spotyka się również tzw. formy miniaturowe, których wielkość nie przekracza na ogół 2-3 dm. Czasami występują one jako drugorzędne sieci poligonalne na powierzchni w obrębie pól sieci dużych. Rozpiętość poziomu strukturalnego sortowania zależy od głębokości letniego odmarzania. Siecie miniaturowe powstają prawdopodobnie w związku z płytkim odmarzaniem gleby. Troll (187) zwraca uwagę, że miniaturowe sieci poligonalne są zjawiskiem rozpowszechnionym tam, gdzie panują częste wahania temperatury około  $0^{\circ}$ . Powtarzające się zamarzanie i odmarzanie gleby nie sięga zbyt głęboko, stąd też sortowanie materiału dokonuje się tylko w najbardziej powierzchniowej warstwie gleby i daje w rezultacie formy o małej średnicy.

2. *Formy szczelinowe.* — Wśród struktur glebowych współczesnej strefy peryglacjalnej najczęstsze są formy szczelinowe. Szczeliny powstają tu w sposób trojaki: a) przez wysychanie, b) przez mrozową ekspansję, c) przez mrozową kontrakcję.

Pierwszy typ szczelin, o których mamy wzmianki w pracach Wulfa (198), Högboma (77), Eltona (47), niczym się nie różni od szczelin wysychania z obszarów klimatów ciepłych. Tworzą się one na wiosnę i w lecie; mogą przekształcać się w szczeliny lodowe, jeśli wypełni je woda, która w zimie zamarznie.

Drugi typ to mrozowe szczeliny ekspansyjne. Powstają one w czasie zamarzania gleby, tzn. w okresie wzrostu jej objętości, wtedy gdy wzrost ten jest nierównomierny. Gdy więc skład mechaniczny, porowatość i wilgotność gleby zmieniają się w kierunku poziomym, wówczas na granicy pól, różnie reagujących na zamarzanie, tworzą się pionowe szczeliny. Są one powszechne w Arktyce, a powstają również u nas, jak na to wskazują obserwacje Bača (6) nad ruchami poziomymi zamarzających gleb w Puławach. Na istotne momenty, odróżniające owe szczeliny od szczelin wysychania, zwracają uwagę Romanowski i Cailleux (148).

Trzeci typ — mrozowe szczeliny kontrakcyjne — wykazuje wiele podobieństwa do spękań wysychania, gdyż tak jak i one powstaje drogą kurczenia się masy. Według Dorsey'a (37) czysty lód, mający przy temperaturze  $0^{\circ}$  gęstość 0,9168, w temperaturze  $-20^{\circ}$  zwiększa gęstość do 0,9481, co powoduje zmniejszenie objętości o ok. 3,4%. Szybki i duży spadek temperatury wywołuje więc gwałtowne kurczenie się zamarzniętej gleby, co ujawnia się w postaci szczelin. Tworzą się one, jak podają niektórzy obserwatorzy (Bunge, 21, Leffingwell, 111, 112, Gorodkow, 67), na niepokrytej lub słabo śniegiem pokrytej glebie w czasie silnych mrozów, przy

czym zjawisku towarzyszy donośny trzask. Według Tabera (184) najwyższe temperatury, potrzebne do powstania szczelin kontrakcji, wynoszą  $-20^{\circ}$  do  $-30^{\circ}$ ; według Hawkesa (73) tworzą się one już przy  $-15^{\circ}$ , Zeuner zaś (204) bez bliższego uzasadnienia przyjmuje tu jako wartość graniczną  $-10^{\circ}$ .

Mrozowe szczeliny kontrakcyjne — niewątpliwie najpowszechniejsze zjawisko spękania Arktyki — tworzą się oczywiście tym łatwiej im więcej znajduje się w glebie wody<sup>8</sup>. Gleby suche nie ulegają spękanom tego typu.

Szczeliny kontrakcyjne nie występują pojedynczo, lecz zawsze tworzą sieć wieloboków<sup>9</sup>. Z uwagi na wielkość można wyróżnić dwa typy sieci: a) sieć o wielobokach dużych (średnica 10 do 25 m), b) sieć o wielobokach małych (do 2 m). Pierwszy typ został nazwany przez badaczy spitsbergeńskich Huxleya i Odella (78) „poligonami tundrowymi“. Inne nazwy, które stosowano dla tych samych form na Syberii, brzmią: „poligony tajmyrskie“ (Steche, 171), lub „gleby tetragonalne“ (tak nazywa je Gusiew, 70, ze względu na często powtarzający się czworoboczny kształt pól). Drugi typ naszych sieci, a więc sieć o małych wielobokach (najczęściej pięcio lub sześcioboki), noszą nazwę „gleb komórkowych“.

Tym formom poświęcę teraz kilka słów bliższej charakterystyki. Nazwy po raz pierwszy użył Högbom (77) dla form szczelinowych, wielobocznych, zewnętrznie przypominających poligonalne sieci kamieniste. Högbom również zauważył, że gleby komórkowe są związane wyłącznie tylko z materiałem homogenicznym, drobnoziarnistym (np. ily tarasów nadmorskich). Nie zdołano dotychczas wyjaśnić szczegółowo, jakie są przyczyny geometrycznej niemal regularności tych form. Rozmiary wieloboków, zmieniających się w granicach od kilku decymetrów do 2 m średnicy, pozostają w pewnym związku z głębokością letniego odmarzania

Studia nad glebami strukturalnymi Grenlandii Zachodniej pozwoliły mi zrekonstruować rozwojowy cykl tych form<sup>10</sup>. Szczeliny ulegają szybko rozmyciu, na ich miejscu tworzą się w krótkim czasie bruzdy. Ponieważ roślinność tundrowa znajduje tu lepsze warunki edaficzne (wilgoć) porasta więc je bujnie, natomiast wewnętrzne pola sieci odznaczają się nagą, nieporośniętą powierzchnią ichtu. Owe pola są silniej narażone na

<sup>8</sup> Wielkie szczeliny kontrakcyjne rozwierają się również w czasie mrozów na płytach czystego lodu, na morzu i jeziorach.

<sup>9</sup> Ten zgodny pogląd, wypowiadany przez wielu badaczy polarnych, jest kwestionowany jedynie przez Tabera (184), który twierdzi, że na Alasce szczeliny kontrakcyjne nie tworzą regularnych sieci, — a dla występujących tam spękaniaowych wieloboków przyjmuje inną genezę, o czym piszę dalej.

<sup>10</sup> Do podobnych wniosków doszedł również Liwierowski (114).

działalność mrozu, aniżeli porośnięte i torfem wypełnione bruzdy. W rezultacie wewnątrz komórek pęcznieje, uwypukla się chłonąc wyssane z dołu wody kapilarne. Tak powstaje najbardziej dojrzały typ form komórkowych (nazywam go typem „B“).

Ten typ ulega czasami pewnym przeobrażeniom. Gdy bowiem nabrzmienie pola jest dostatecznie wielkie, zdarza się w czasie wiosennych roztopów, iż półpłynna masa łu rozlewa się na boki; wkracza w bruzdy, grzebiąc torfy i roślinność (typ „A“). Świeże pęknięcia i bruzdy tworzą się w miejscu dawnych, a proces rozlewania się łów może powtórzyć się w sposób analogiczny. Przekrój poprzeczny form, które kolejno przekształcały się z typu „B“ w typ „A“, charakteryzuje się obecnością soczewkowatych pakietów humusowej i torfiastej gleby oraz torfów, wciśniętych pod warstwę łów.

Owe, często oderwane bryły i warstwy torfowe, tak charakterystyczne dla grippowskich „brodlów“ w wyżej podanym ujęciu, znajdują w ten sposób prostsze wytłumaczenie, aniżeli w teorii prądów konwekcyjnych. Są to niewątpliwie wieńce roślinne gleb, których cykl rozwojowy uległ nagłemu przerwaniu i przejściu z typu „B“ w typ „A“. Dodać należy, że gleby komórkowe, których pola zostały w całości pokryte i umocnione przez roślinność, tworzą trzeci rodzaj form, typ „C“. Jest to zjawisko, które raczej może być już zaliczone do jednego z typów tzw. „tundry bugrowej“, o której piszę poniżej.

Formy szczelinowe drugiego typu — wielkie poligony tundrowe, były po raz pierwszy opisane, jak podaje Gorodkow (61), przez Figurina w 1823 r. Ścisłą ich charakterystykę podał na podstawie obserwacji z nad dolnej Leny dopiero Bunge (21), a po nim Leffingwell (111, 112), który zebrał bogaty materiał na tundrach Alaski. Dodać należy, że nie tereny klasycznych studiów mikroreliefu peryglacjalnego, a więc Spitsbergen, Grenlandia, Islandia, lecz kontynentalne tundry Eurazji i Alaski dostarczyły najwięcej danych dla charakterystyki poligonów tundrowych. Dla pierwszego z wymienionych terenów mamy opisy Grigoriewa (65, 66), Gusiewa (70), Obruczewa (125), Gorodkowa (60, 61), dla drugiego — Cabota (25) i Tabera (184). Ważne obserwacje nad rozmieszczeniem i typem tych form poczyniono przy pomocy samolotów (Andrejew, Cabot) i sterowca „Graf Zeppelin“.

Poligony tundrowe są znacznie mniej regularne w swoich zarysach, aniżeli gleby komórkowe. Widać tu wyraźną tendencję do redukcji formy pięcio- i sześciobocznej do formy czworobocznej. Szczeliny, tworzące poligony, bieżą często prostolinijnie i przecinają się ze sobą pod kątem prostym. Takie szachownice występują zwłaszcza na niskich tarasach nad-

rzecznych i nadmorskich, zarówno na Syberii jak też na Alasce („gleby tetragonalne“).

Powierzchnia poligonów tundrowych jest wklęsła w środku (w przeciwieństwie do gleb komórkowych, gdzie powierzchnia pól jest wypukła). Wzdłuż szczelin, po obu ich brzegach, ciągną się nabrzmienia, jakby wały wyciśniętej ku górze gleby i darni. Wewnątrz pól zbiera się woda tworząc małe jeziora.

Szczeliny są wypełnione lodem, który w przekroju poprzecznym przybiera postać zaostrzającego się ku dołowi klina. Leffingwell (111, 112) nazwał takie tundrowe, pionowe wkładki lodowe „klinami lodowymi“ (ice-wedges). Nazwa przyjęła się powszechnie i jest chętnie stosowana zwłaszcza dla podobnych zjawisk, znanych w formie kopalnej z peryglacjalnych stref plejstoceńskich.

Co do powstania poligonów tundrowych istnieje prawie zgodna opinia, że początkiem pierwszych zarysów form jest sieć spękań kontrakcyjnych. Bunge (21) zwrócił uwagę na wyniesione wzdłuż szczelin wały darniowe — które zdają się być tym wyższe, im szersza jest szczelina — i doszedł do wniosku, że wkładki lodowe wypełniające szczeliny rozrastają się bocznie pod wpływem corocznego zamarzania. Koncepcję tę potwierdził i rozwinął Leffingwell (111, 112).

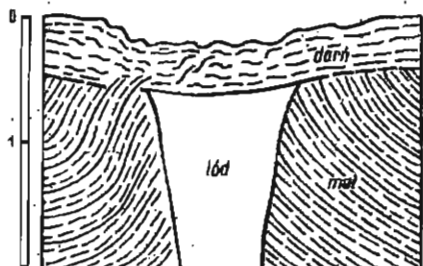


Fig. 1

Górna część klina lodowego z wyciśniętymi warstewkami mułu (wg Leffingwella)

Świeża szczelinka kontrakcyjna, utworzona w zimie, jest wąska i nie zaznacza się wyraźnie na tundrze. Rozwój jej może się dokonywać w ciągu szeregu lat przez wzrost objętości klinów lodowych. Między ścianą istniejącego klina a glebą powstaje w zimie nowa rysa, którą na wiosnę wypełnia woda. Jej zamarznięcie powiększa szerokość klina i podnosi ku górze wyciskaną na boki glebę (fig. 1, 2). Jest rzeczą zrozumiałą, że proces narastania lodu postępuje szybciej w górnej części klina (dopływ wody, większe wahanie temperatury). Wraz z wiekiem klin przybiera formę szerokiego trójkąta.

Późniejsi badacze form spękaniaowych Syberii akceptują na ogół teorię Bunge-Leffingwella. Jak podaje Gorodkow (61), narastanie klinów odbywa się głównie na wiosnę. W lecie rozwijają działalność degradacyjną



wody tundrowe rozmywając górne części klinów. W ten sposób powstałe rowki dochodzą do 1-2 m szerokości i do  $\frac{1}{2}$  m głębokości. Są to jakby kanały między równoległymi wałami nabrzmiałej powierzchni tundrowej. W rozmyte kliny przedostaje się namul i torf.

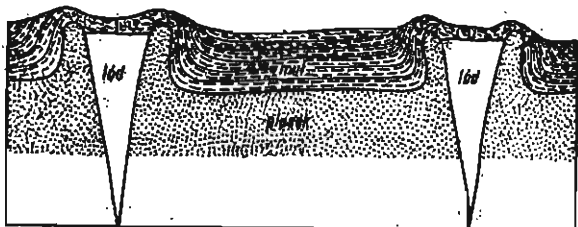


Fig. 2.  
Hipotetyczny przekrój przez kliny lodowe Alaski (wg Leffingwella)

Silnej krytyce poddał teorię „klinów lodowych“ Leffingwella Taber (184) w pracy, opartej na bogatym materiale obserwacyjnym, zebranych na Alasce przez studia zarówno powierzchni tundry, jak też wglębnej budowy zmarzliny, odsłoniętej w kopalniach. Autor ów twierdzi, że klinów lodowych w znaczeniu podanym przez Leffingwella na Alasce nie ma, są tylko żyły czystego lodu, głęboko sięgające w zmarzlinę (60 m i głębiej) i przecinające ją w kierunku poziomym. Żyły lodowe spotykamy tylko w materiałach ilastych, tam zaś, gdzie zjawiają się piaski i żwiry, skupienia lodu nikną (fig. 3). Pionowe i poziome żyły przecinają się i zlewają ze

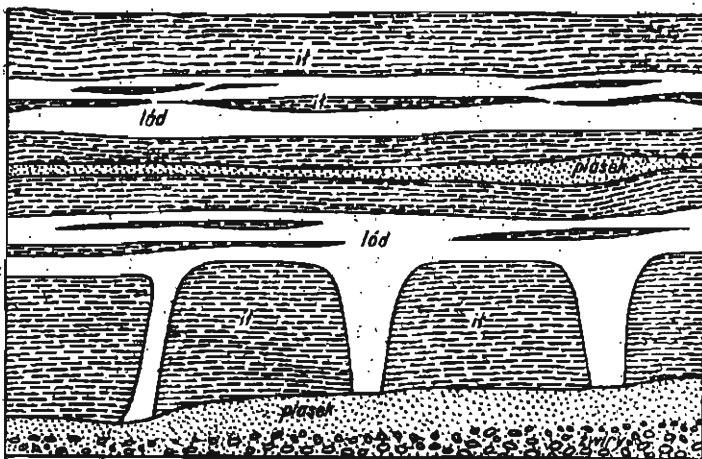


Fig. 3

Żyły lodowe Alaski wg Tabera. Pionowe i poziome żyły lodu występują tylko w ilach, kończą się na granicy piasku

sobą, będąc zjawiskiem powstałym równocześnie. Nigdzie tam nie widział Taber pęcznienia żył, rozpychania i wyciskania na boki gleby, tak jak to przedstawia Leffingwell.

Taber tłumaczy powstanie żył lodowych Alaski zgodnie ze swoją dawniej ogłoszoną teorią powstawania struktury listkowej zamarzającej gleby. Owe skupienia lodowe tworzyły się przy powolnym, lecz długotrwałym przemarzaniu ilów w głąb. Wyrazem przemian dynamicznych, jakie dokonywały się przy tego rodzaju sukcesywnym narastaniu zmarzliny, są duże poziome odkłucia już zamarzniętej warstwy oraz pionowe spękania w łłach nie objętych jeszcze zamarznięciem. W szczelinach zbierała się woda, pochodząca z dołu, i krzepła za każdym razem w postaci warstw czystego lodu. Charakterystyczny układ wieloboczny szczelin pionowych (żył lodowych) powstaje, jak wyjaśnia Taber, pod wpływem napięć wewnętrznych, których źródłem jest górna pozioma płyta lodowa. To co Leffingwell uważał za współcześnie uformowane poligonalne sieci tundrowe, Taber traktuje jako plejstocenijskie żyły lodowe, które dzięki rozmyciu warstw wierzchnich oraz usunięciu poziomej płyty lodowej ukazały się na powierzchni. W wielu przypadkach resztki tej płyty zachowały się do dzisiaj i przejście pionowych żył lodowych w poziome widoczne jest tuż pod powierzchnią tundry.

Staraniem się możliwie wiernie i obiektywnie przedstawić wyniki dotychczasowych badań form szczelinowych współczesnej strefy peryglacjalnej. Z przeglądu tego wynika, że mamy tu co najmniej dwa rodzaje spękań kontrakcyjnych, tzn. wielkie poligony tundrowe i gleby komórkowe. Owe formy przeważają nad innymi; szczeliny wysychania i szczeliny mrozowe ekspansyjne mają mniejsze znaczenie. Poligony tundrowe i gleby komórkowe występują często obok siebie. Jak podają Andrejew (3) a za nim Gorodkow (61), gleby komórkowe są formami drugiego rzędu, wypełniającymi wnętrza pól wielkich form poligonalnych.

Wyliczone wyżej typy szczelin należą, w ścisłym tego słowa znaczeniu, do form współczesnych. Zaslugą Tabera jest wykazanie, że oprócz tych form istnieją wielkie szczeliny i żyły lodowe, będące częścią struktury zmarzlinowej, powstałej jeszcze w plejstocenie. Wydaje się słuszne, że większość owych potężnych, zdawałoby się klasycznych klinów Alaski, które Leffingwell — jak sam się przyznaje — widział tylko we fragmentach, to zapewne resztki plejstocenijskich, obecnie rozmytych żył lodowych Tabera. Dodać należy, że podobne szczeliny obserwował zwolennik teorii Tabera Paterson (131). Te zjawiska, będące we współczesnej strefie peryglacjalnej formą „kopalną“, niezmiernie komplikują sprawę i utrudniają rozpoznanie zjawisk klimatu współczesnego.

3. *Kraterzy tundrowe* — są to pojedyncze wycieki iłów lub glin pośród zwartej darni tundrowej. Występują najczęściej na powierzchni i zboczach niskich tarasów nadmorskich. Można je porównać do miniaturowych wulkanów, z których na wiosnę wycieka płynny ił lub glina i rozlewa się tworząc bezkształtną plamę na powierzchniach równych, bądź też spływając na zboczach w postaci strumienia. Opisał je Quervain (142) z Grenlandii Zachodniej, Bergström zaś (13) i Frödin (51) z Laponii. Licznych obserwacji dostarczają również autorzy rosyjscy z tundur północnej Europy i Azji. Zjawisku temu poświęciłem wiele uwagi w badaniach swoich w Grenlandii (80).

Drogą przekopów poprzecznych przekonano się, że ił kraterów przebiega się w postaci słupów przez darń powierzchniową, tkwiąc korzeniami w warstwie, spoczywającej na zmarzlinie. Szerokość słupów na ogół nie przekracza 1,0-1,5 m, wysokość odpowiada głębokości letniego odmarzania.

Mogą być trzy przyczyny migracji iłów ku górze: a) ciężar warstwy powierzchniowej, naciskającej w okresie roztopów na niżej leżący, przepojony wodą płynny ił (przeważna część kraterów nadmorskich tarasów Grenlandii), b) napór warstw zamarzających na niezamrażony jeszcze ił, c) wzrost objętości iłów wskutek koagulacji koloidów.

Proces pierwszy nie wymaga bliższych wyjaśnień. Jeżeli ponad iłami występują żwirry lub piaski, bądź też jeżeli dolna warstwa odmarzniętej gleby jest silniej przepojona wodą aniżeli górna (zjawisko rozpowszechnione z uwagi na nieprzepuszczalną dla wód powierzchnię zmarzliny), wówczas nacisk cięższych warstw górnych powoduje wylew ıłu na zewnątrz.

Drugi proces polega na gwałtownym wydobywaniu się masy błotnistej gleby na powierzchnię tundry w okresie zamarzania. Zjawisko owe wiąże się z rozwojem i zanikiem tzw. bugarów, będzie o nim przeto mowa niżej.

Trzeci typ kraterów tundrowych tłumaczy Steche (171) szczególnymi własnościami substancyj koloidalnych w klimacie polarnym. Jest rzeczą znaną, że ıły, zwłaszcza ıły niskich tarasów nadbrzeżnych, pochodzących z akumulacji morskiej, są materiałem w wysokim stopniu koloidalnym, a więc wymagają dużej ilości wody do osiągnięcia stanu płynności. Płynność ıłu może być znacznie podniesiona, jeśli znajduje się w nim sól, której jony przyczyniają się do koagulacji czyli łączenia się, zbijania koloidów w drobne kuleczki. ıł o takiej grubejkowatej strukturze ma o wiele niższą granicę płynności. Gdy gleba zamarza, zawarta w niej sól wydziela się i przedostaje do niższych warstw, jeszcze nie zamrażonych. W ten sposób w glebach polarnych przez proces zamarzania dokonuje się

koncentracja soli tuż nad powierzchnią zmarzliny. Iły najniższego poziomu mają więc największą zdolność koagulacji, są najbardziej płynne i, odmarzając w związku z koagulacją, powiększają swoją objętość. Gdy więc tajanie gleby sięgnie do poziomu koncentracji soli, wówczas następuje gwałtowne pęcznienie iłó, ich masa przebija się ku górze i rozlewa na powierzchni tundry.

4. *Bugry*. — Za najbardziej charakterystyczną i rozpowszechnioną formę tundr subarktycznych należy uznać małe pagórki, pokryte torfem i darnią, zwane w języku rosyjskim „bugrami“ (l. p. „bugor“)<sup>21</sup>. Formy te w swojej genezie i rozwoju są nieodłącznie związane z istnieniem zewnętrznej torfowo-darniowej warstwy tundry, warstwy, której rola i wpływ są ważne zarówno pod względem fizycznym jak i organicznym. Przede wszystkim więc pokrywa roślinno-darniowa stworzy izolację termiczną. W tym znaczeniu udział tej warstwy w zjawiskach mikroreliefu jest całkowicie bierny: izolując podłoże mineralne od bezpośredniego potężnego wpływu mrozu, staje się ona przyczyną braku gleb strukturalnych na tundrach subarktycznych. Z drugiej jednakże strony wszelkie wahania w grubości izolatora powodują, iż działanie mrozu na podłoże mineralne zmienia się w przestrzeni, jest silniejsze (a w jesieni wcześniejsze) tam, gdzie warstwa darni z różnych powodów jest cieńsza, słabsze zaś w miejscach lokalnego zwiększenia miąższości pokrywy roślinnej. Wpływy zaś organiczne pokrywy roślinnej na powstanie i rozwój bugrów wiążą się z soczewkowatym narastaniem mchów z rodzaju *Sphagnum*.

Z uwag wyżej wypowiedzianych wynika, iż mamy dwa odrębne typy bugrów — bugry z jądrem mineralnym w środku (typ fizyczny) oraz bugry, zbudowane tylko z torfu, bez udziału warstwy mineralnej (typ organiczny).

Formy pierwszego rodzaju powstają jako rezultat powszechnego w klimatach zimnych zjawiska nabrzmiewania powierzchni tundrowej (ros. „puczeńije“). Sam proces od dawna był znany, chociaż jego ścisłą interpretację fizyczną zawdzięczamy dopiero Sumginowi (175). Gdy tundra, rozmarznięta w lecie do pewnej głębokości, zamarza ponownie w zimie,

<sup>21</sup> W Laponii szwedzkiej i fińskiej formy owe noszą nazwę „pals“. Termin ten często jest używany przez Niemców jako „Palse“, „Palsen“ (por. Troll, 187). Również nazwę tę stosuje Łoziński (119) w rozprawie napisanej w języku niemieckim. Na Islandii znane są podobne formy pod nazwą „thufur“, wprowadzoną do literatury naukowej przez Thoroddsena (185). Sądzę, że nie ma powodu tworzyć w polskim języku dla tych nieznanych w naszym klimacie form osobnej nazwy, a raczej należałoby przyjąć rozpowszechniony już termin rosyjski „bugor“, gen. „bugra“, l. mn. „bugry“. Tundra pokryta gęstą siecią tych pagórków nosiłaby nazwę „tundra bugrzysta“, analogicznie do określeń np. tundra krzaczasta, tundra torfiasta.

wówczas zachować się może pomiędzy powierzchnią zmarzliny a zamkniętą warstwą powierzchniową soczewka płynnej masy mineralnej. Proces ten tłumaczyć można bądź to nierównościami zewnętrznymi powierzchni tundry lub powierzchni zmarzliny, bądź też różną szybkością obniżania się temperatury przy posuwaniu się w głąb, wynikającą wskutek różnego przewodnictwa cieplnego poziomu aktywnego tundry (różnice w grubości pokrywy roślinnej i składzie mechanicznym gleby). Jeśli zamknięta w ten sposób soczewka przy dalszym spadku temperatury pocznie zamarzać, wtedy w miarę wzrastającej objętości będzie się powiększać wywierane przez nią ciśnienie, zwłaszcza w kierunku najmniejszych oporów — a więc ku górze lub na boki. Napór ku górze spowoduje powstanie wypukłości na powierzchni tundry, w skrajnych wypadkach — rozierwanie pancerza zlodniałej darni i wydobywanie się ciekłej masy na powierzchnię. Ciśnienie boczne prowadzi do odkłucia się świeżo zamrożonej gleby od powierzchni zmarzliny i wtłoczenia się niezamrożonej masy mineralnej między dwie warstwy zamrożone.

Przypadek pierwszy, najczęstszy, bywa przyczyną powstawania narzmienia tundry — embrionalnej formy bugra. Należy dodać, że zamrożenie powierzchniowej warstwy tundry powyżej styku z powierzchnią wiecznej zmarzliny rodzi napięcia poziome i pionowe, które mogą wywołać wypaczenie się darni tundrowej i powstanie pagórków.

Jeżeli powierzchnia tundry ma niewielkie chociażby nachylenie, wówczas jej podatność do powstawania mikroreliefu bugrów wzrasta ogromnie. Powstawanie bugrów w tych warunkach tłumaczy stara koncepcja Prochowa (141), ogłoszona jeszcze w 1912 r. Odtajała na wiosnę i mocno przepojona wodą gleba (na podłożu nieprzepuszczalnej zmarzliny) już przy niewielkim nawet spadku powierzchni jest poddana wpływom soliflukcyjnym. Błotnista masa, zamknięta między nieruchomym kożuchem darni a zmarzliną, przemieszcza się powoli zgodnie ze spadkiem; natrafiając na lokalne opory gromadzi się, podnosi i uwypukla powierzchnię tundry. Roślinna powierzchnia marszczy się w postaci wałów i pagórków. Te nierówności tundry stają się zarodkiem przyszłych bugrów. W przekrojach takich bugrów — co jest godne podkreślenia — znajdują się często oderwane bryły torfów i darni, struktura zaś wnętrza ujawnia warstwy zmierzwione i pogięte. Doskonały znawca przedmiotu, jakim jest Grigoriew (66), w ostatniej swej pracy uważa ten typ bugrów za główny element mikroreliefu tundr południowej części Subarktyki. Dodać również należy, że tego typu bugry są dominującą formą na tundrach łagodnie pochyłych tarasów nadmorskich Grenlandii Zachodniej. W mniemaniu tym utwierdzają mnie zarówno własne spostrzeżenia, poczynione tam w 1937 r., jak też wyniki badań Geltinga (55).

Rozwój pagórków dokonuje się corocznie w okresie zamarzania, uwypuklone bowiem pod płaszczem darni jądro mineralne zamarza wcześniej, aniżeli tundra dokoła pagórka, już to z powodu mniejszej grubości izolującej go pokrywy roślinnej, już też — na co zwrócił uwagę Fries (49) — i z tego powodu, że śnieg, spełniający tu również ważną rolę izolatora, ulega łatwo zwiewaniu. Jeżeli pagórek mineralny powstał z materiałów drobno-ziarnistych (gliniastych lub ilastych) i stwarza przez to warunki do powstania struktury listkowej w zamarzającej wilgoci gruntowej, wówczas proces zamarzania powoduje nadmierny wzrost objętości pagórka, połączony z przyciąganiem dużej ilości wody, zawartej w kapilarnych naczyniach gleby. Dzieje się to w wyniku wzrostu kryształów lodowych, skierowanego zawsze ku powierzchni oziębiania — a więc ku górze. Według Cytowicza, Sumgina (30) i innych badaczy radzieckich, w przeciwieństwie zaś do poglądu Tabera (183) woda ta zostaje wyssana nie tylko z dolnych warstw gleby, lecz również z boku, z bezpośredniego sąsiedztwa, — tak że wzrost bugra odbywa się kosztem ubytku masy obszaru dookoła pagórka<sup>13</sup>.

Z materiałów drobnocząstkowych, zwłaszcza z łąw, prąd wody zdążający w kierunku jądra bugra porywa cząstki mineralne, tak iż w glebach tego typu rozwój bugra dokonuje się właściwie przez ruch całej płynnej masy ilastej (Sukaczew, 174). Natomiast w glebach bardziej piaszczystych migracji podlega tylko czysta woda, która swobodnie krąży w szerokich przewodach. Wyssana z dołu ku wierzchołkowi pagórka zamarza tu w postaci soczewki czystego lodu (Dranicyn, 38, Grigoriew, 63). Soczewki tego rodzaju obserwować można tuż pod darnią roślinną, zwłaszcza w bugrach wschodnio-syberyjskich. Ten typ bugrów rozwijać się może w warunkach klimatu kontynentalnego w olbrzymie kopuły (wysokości do 40 m), znane na terenie tajgi syberyjskiej z kraju Jakutów pod nazwą „bułchuniaków“. Jest to już zjawisko narastania lodów gruntowych (ros. „naledi“), możliwe jedynie tam, gdzie miąższość warstwy odmrażania letniego jest duża. Zarówno w literaturze rosyjskiej, jak też w literaturach innych, upowszechnia się dla tego rodzaju zjawisk ogólna nazwa „hydrolakolity“ (Tołstichin, 186).

Rozwój pionowy bugrów z jądrem mineralnym ma określone warunki klimatu granice. W miarę bowiem wzrostu kopca wysycha w lecie jego wierzchołek oddalając się coraz bardziej od poziomu wód gruntowych. Na powierzchnię rzuca się kserofilne *Sphagnum*. Zmiany objętościowe jądra pod wpływem mrozu wywołują powstawanie szczelin na

<sup>13</sup> Godzi się zwrócić uwagę na fakt, iż A. B. Dobrowolski (36) już w r. 1928 głosił poglądy na rozwój bugrów w pełni zgodne z wynikami badań nowoczesnych.

szczycie pagórka. Zaczyna się powolny rozpad bugra. W lecie sucha darni i torfy splekanego wierzchołka są rozwiewane przez wiatr; również i w zimie powierzchnia kopca, z której zazwyczaj śnieg jest zwiewany, staje się miejscem korozji wiatrowej. W ostatecznym rezultacie działania niszczących procesów wierzchołek bugra ulega starciu, a na zewnątrz ukazuje się naprzód torf a potem naga powierzchnia jądra mineralnego. Jest to etap przejścia krajobrazu tundry bugrzystej w tzw. tundrę plamistą, o której będzie mowa niżej.

Przemiany, odbywające się wewnątrz bugra w postaci przemieszczania się płynnej masy glebowej ku wierzchołkowi pagórka, burzą wszelkie poziome glebowe, niweczą tę strukturę, która ustala się w glebach rozwijających się spokojnie. Fakty te zostały ponad wszelką wątpliwość stwierdzone przy pomocy przekrojów poprzecznych przez pagórki bugrowe.

Wspomnieć należy, że poza bugrami Eurazji identyczne z nimi formy występują na Alasce i w Kanadzie (R. Sharp, 160), które na Islandii znane są pod nazwą „thufur“. Są to pagórki niewysokie (średnio do  $\frac{1}{2}$  m wys.) pokryte darnią, kryjące wewnątrz jądro mineralne. Według Thoroddsena (185), który badaniu tych form poświęcił wiele uwagi, powstają one tylko na podłożu wiecznej zmarzliny — brak ich w pobliżu gorących źródeł na Islandii. Podobne formy opisał Nieland (124) z Grenlandii.

Nie należy sądzić, że bugry są zjawiskiem ściśle związanym z warunkami klimatu tundry, a zwłaszcza z istnieniem wiecznej zmarzliny. Z obszaru skandynawskiej Laponii mamy liczne wzmianki botaników, jak Cajandera (28) i Friesa (49), o występowaniu charakterystycznych kopców w terenach podmokłych, gdzie zmarzliny nie stwierdzono. Tröll (187) podaje, że te formy — bardzo zresztą podobne do północno-rosyjskich bugrów — ciągną się ku południowi aż do 63° szer. geogr. Są to formy, które powstanie swoje zawdzięczają przede wszystkim kępom roślinnym. Byłyby to bugry pochodzenia organicznego, o których była mowa. Grigoriew (63) opisał je jako tzw. bugry bez jądra mineralnego — zjawisko charakterystyczne wyłącznie dla europejskich tundr oceanicznych (w przeciwieństwie do tundr syberyjskich). Wnętrze pagórka tworzą torfy hygrofilnego *Carex*, na szczycie zaś znajdujemy pokrowiec z gatunków, mniej zależnych od wód gruntowych z rodzaju *Sphagnum*. W bugrach takich pod wpływem mrozu może dojść do podniesienia i uwypuklenia się podłoża mineralnego.

Pewną analogię można upatrywać również w pagórkowatych torfowiskach klimatu środkowej Europy. Opisane przez Kulczyńskiego (108) z Polesia tzw. wysokie torfowiska typu bałtyckiego rozwijają się drogą regeneracji z soczewek torfowych w powierzchnię o licznych lecz płaskich

nabrzmieniach. Na obszarze Polski trafiają się czasami na łąkach kopulaste pagórki, powstałe przez działanie mrozu. Częściej jednakże są to tzw. kopce bydłce — formy wyciśnięte na podmokłych, miękkich łąkach przez pasące się bydło (Jahn, 81). Łoziński (118) niesłusznie pagórki takie uważał za zjawisko mrozowe, peryglacjalne, podobnie jak Romanowsky (147) — pagórki Auvergne we Francji.

5. *Tundra plamista*. — Nazwą tą („piatnistaja tundra“) określają Rosjanie powierzchnię tundry, wśród której występują jasne, nie pokryte roślinnością plamy łu, otoczone pasami roślinności. Pola ilaste są zazwyczaj formą wypukłą, roślinność zaś pokrywa zakęśłości. Całość podobna do gleb komórkowych różni się jedynie mniejszą regularnością zarysów form.

Tundra plamista należy do tego typu zjawisk polarnych, których powstanie, podobnie jak powstanie gleb strukturalnych, było i jest dotąd zagadnieniem żywej dyskusji, nacechowanej dużą rozbieżnością zdań i poglądów. Przyczyną tego stanu rzeczy jest niewątpliwie fakt, że tundra plamista nie jest zjawiskiem genetycznie jednolitym, lecz występuje w kilku odrębnych typach.

Obserwacje Sukaczewa (174) wskazują na silny związek tundr plamistych z krajobrazem mikroreliefu bugarów. Z punktu widzenia ogólnej teorii powstawania bugarów jest możliwe, że ciśnienie soczewki płynnej masy glebowej, zamkniętej między zmarzliną a zamarzną warstwą zewnętrzną, spowoduje przy dalszym spadku temperatury rozerwanie skorupy tundry i gwałtowne wydobywanie się błotnistej treści na powierzchnię. Sukaczew pisze o swego rodzaju „wulkanach błotnych“ na tundrze. Jest to zjawisko podobne do wyżej opisanych „kraterów tundrowych“. Według Sukaczewa grupowo występujące bugry ulegają takiemu rozszadaniu w okresie późnej jesieni i na początku zimy, i wówczas tworzy się w miejsce bugarów sieć bezkształtnych plam, pozbawionych roślinności.

Wyniki badań Sukaczewa i cała teoria powstawania tundry plamistej tego autora były przedmiotem ostrej krytyki (Gorodkow, 59, Dranicyń, 38, Sumgin, 175). Dopatrywano się tu teoretyzowania i uogólniania zjawisk, które w rzeczywistości raczej rzadko się zdarzają na tundrze. Jedynie Nikiforow (124a) popierał w pełni Sukaczewa przytaczając na dowód słuszności jego hipotezy własne obserwacje. Podkreślić należy, że nowsze badania nad mechaniką zamarzania gruntów, m. i. badania Tabera (183), stwierdzają, że przy tworzeniu się lodu wydziela się w glebie powietrze, wywierające również duży nacisk. Ta siła niewątpliwie wzmaga napór masy ciekłej, zamkniętej między dwoma warstwami zamarzającej gleby.



Zagadnienie powstawania tundr plamistych możemy również wyjaśnić nawiązując do cyklu rozwojowego bugrów. Jak wiemy, bugry z jądrem mineralnym wewnątrz pagórka starzejąc się tracą przez spekania oraz erozję wietrzeniową swoje roślinno-torfowe czapy. Gdy zniknie umacniająca kształty wierzchołka roślinność, wówczas cały kopiec może ulec zniszczeniu, w sposób podobny jak pagórki gleb komórkowych. Zrekonstruowane przeze mnie na podstawie badań w Grenlandii etapy przemian gleb komórkowych mogą tu służyć za przykład. Że tak jest w istocie, świadczą o tym obserwacje z obszaru klasycznych tundr plamistych północnej Europy i Azji, poczynione przez Gorodkowa (59), Pannowa (127), Liwlerowskiego (114), Grigoriewa (66).

Na wiosnę rozlewają się kopce bugrowe wkraczając na wypełnione roślinnością bruzdy obwodowe. Jest to proces, który za Trollem (187) możemy nazwać „mikrosoliflukcją“. Sądzę, że tundrę plamistą można uznać za zjawisko w pełni odpowiadające glebom komórkowym. Ten sam cykl rozwojowy obu typów form różni się jedynie w stadium początkowym. Embrionalne pagórki tundry plamistej to bugry, chaotycznie i nieprawidłowo rozrzucone, — gdy tymczasem pierwotną powierzchnię gleb komórkowych tworzą regularne pięcio- i sześcioboki, uwypuklone w środku, oddzielone od siebie siecią szczelin. Gdy pierwsze rozrastając się oddziałują na siebie i mimo chaotycznego rozmieszczenia łączą się w sieć o cechach pewnej już regularności, drugie przez rozmycie szczelin i rozlewanie się na boki poligonalnych pól tracą wiele ze swej regularności w dalszych etapach rozwojowych. W ostatecznym rezultacie obraz powierzchni obu typów gleb jest dlatego tak bardzo do siebie podobny.

Dalszą różnicę można stwierdzić w charakterze materiału, tworzącego oba typy gleb. Gleby komórkowe spotykamy wyłącznie na łąkach, znamy natomiast przykłady tundry plamistej na podłożu gleb piaszczystych. Świadczą o tym obserwacje Soczawy (164) z Kraju Anadyrskiego; Grigoriewa (66) z Tundry Bolszozemielskiej i Susłowa (177) z dorzecza dolnego Jenisieju. Susłow podkreśla fakt, iż woda migrując w glebie ku górze porywa ze sobą koloidalne cząstki mineralne i osadza je tuż pod powierzchnią wolnej od roślinności „plamy“. Przyczyną podsiąkania wody w okresie lata jest szybkie wysychanie niepokrytej roślinnością powierzchni gleby. Tym sposobem nawet w piaszczystych glebach tundr plamistych tworzy się na powierzchni pól warstwa materiału gliniastego.

6. *Zjawiska termokrasowe tundry.* — Pojęcie „krasu termicznego“ powstało wśród badaczy, studiujących morfologię terenów wiecznej zmarzliny. Według definicji Kaczurina (88) obejmuje ono te formy reliefu powierzchni ziemi, które powstają w rezultacie zmiany termicznych warunków wierzchnich warstw ziemi, zmiany prowadzącej do wytopienia się

lodu, zawartego w górnej warstwie wiecznej zmarzliny (Sumgin, 176, s. 289). Ocieplenie się klimatu w obszarach wiecznej zmarzliny jest zasadniczym warunkiem rozwoju zjawisk termokrasowych, aczkolwiek nawet względy lokalne (np. pożar lasu, działalność człowieka) mogą spowodować powstanie niektórych zjawisk tego typu. Przez wytopienie się soczewek lodu gruntowego oraz przez działalność wód gruntowych w obrębie szczelin wiecznej zmarzliny dzięki rozpuszczalności podłoża — a więc analogicznie jak w procesach krasu właściwego — powstaje zespół form mezo- i mikroreliefu, jak leje, bruzdy, jeziora (oczka), zapadliska kotlinne, doliny itp.

Cały cykl rozwoju i zaniku mikroreliefu tundry kształtuje się w zależności od warunków klimatycznych. Wszystkie etapy tego cyklu jak tundra bgrzysta, gleby komórkowe, tundra plamista można uznać za formy, które następują po sobie wskutek stale ocieplającego się klimatu. Wzrost bowiem miąższości poziomu aktywnego prowadzi do rozpadu bgrów, do powolnej degradacji tundry. Ostatecznym rezultatem będzie zanik form wypukłych, które mogły przecież istnieć tylko wspomagane działalnością mrozu. Ten końcowy etap zdegradowanej tundry nazywa Panow (127) „termiczną penepłeną tundry“. Mikrorelief tundry znika, świadectwem zaś jego dawnego istnienia są zaburzenia glebowe, widoczne nie na powierzchni lecz w przekrojach poprzecznych. W tej to formie zjawiska mikroreliefu tundr kopalnych zachowały się w osadach plejstocenijskich.

7. *Soliflukcja*. — Twórca pojęcia soliflukcji Andersson (2) wyraźnie rozumiał przez nią „proces spływu nasyconej wodą masy ziemnej z miejsc wyższych ku niższym“, odbywający się w obszarach klimatów zimnych pod działaniem grawitacji. Mówiąc o soliflukcyjnych formach mikroreliefu tundry zaznaczyć muszę, że uważam za słuszne stosowanie tej nazwy tylko do zjawisk określonych w definicji Anderssona, unikam natomiast zwięzienia pojęcia, jak to uczynił Salomon (149), który przez soliflukcję rozumiał tylko zjawiska spływu mas ziemnych na podłożu zmarzliny. J. Dylik (44), nawiązując do terminologii K. Bryana (20), ten właśnie proces nazywa „kongeliflukcją“. Sörensen (169) rozszerzył znacznie pojęcie soliflukcji, obejmując tym terminem nie formy, lecz stan łatwej płynności gleb polarnych. Według Sörenseny soliflukcja obejmuje wszystkie strukturalne zjawiska gleb polarnych, zarówno na powierzchniach pochyłych jak też poziomych — a więc cały mikrorelief peryglacialny łącznie z glebami strukturalnymi.

Troll (187) — moim zdaniem — znalazł właściwe wyjście, nazywając spływy mikroreliefu w znaczeniu pojęcia Anderssona „soliflukcją zboczową“, spływ natomiast mas glebowych w obrębie poszczególnych form mrozowych, od środka ku brzegom — mianem „mikrosoliflukcji“. Wpro-

wadzenie pojęcia mikrosoliflukcji jest konieczne do zrozumienia rozwoju zwłaszcza mikroreliefu bugrowego.

Ruch soliflukcyjny odbywa się na powierzchniach nachylonych, począwszy od pochyłości  $2^{\circ}$ - $3^{\circ}$ . Istnieją dwie formy tego ruchu:  $1^{\circ}$  spływ rozcieńczonych wodą mas w okresie rozmarzania,  $2^{\circ}$  zmiany położenia cząstek glebowych przez kolejne zamarzanie i rozmarzanie.

Rozpatrzę naprzód proces drugi, gdyż jego udział w całości zjawiska soliflukcji jest mniejszy aniżeli rola spływów gleby rozmarzniętej.

Lód wilgoci gruntowej krystalizuje prostopadle do powierzchni zamarzania, tzn. zgodnie z kierunkiem przenikania niskich temperatur w głąb gleby. Kryształki lodowe na zboczu — jak twierdzi Taber (184) — wypychają cząsteczki ziemi prostopadle do powierzchni zbocza na zewnątrz. Gdy gleba odmarza na wiosnę, jej cząsteczki opadają pionowo, a więc nie osiadają na dawnym miejscu, lecz ulegają drobnemu przesunięciu w dół. Ruch sumuje się dając poważne efekty dopiero po wielu latach.

Troll (187) i Büdel (23) wiążą proces wyżej opisany z działalnością lodu włóknistego nazywając ten typ zboczowego ruchu gleby „soliflukcją lodu włóknistego“ (Kammeis-Solifluktion).

Spływy zboczowe (niem. Erdfliessen), pierwszy i główny typ ruchu mas glebowych w stanie półpłynnym, wymagają pewnych warunków klimatu i gleby, które podaje w następujących punktach:

a) Koniecznym warunkiem zjawiska jest wysoki poziom wód gruntowych, który może być wynikiem dużej wilgotności klimatu lub też pozostawać w związku z płytko w spodzie leżącymi skałami nieprzepuszczalnymi dla wód. Do tego kompleksu przyczyn zaliczamy więc wieczną zmarzlinę jako warstwę nieprzepuszczalną, która doskonale oddziałuje na poziom wód gruntowych na zboczach, gdy powierzchnia jej biegnie mniej więcej równolegle do ich powierzchni. Zmarzlina ma bezwątpienia mniejsze znaczenie w procesie soliflukcyjnym jako podłoże ślizgowe spływających mas glebowych, gdyż powierzchnia jej, dzięki nierównomiernemu rozmarzaniu gleby, jest zazwyczaj nierówna. Zmarzlina ułatwia soliflukcję, lecz nie pełni tu roli decydującej i nie jest — jak błędnie sądzą niektórzy — niezbędnym warunkiem zjawiska.

b) Dalszym momentem pozytywnym, wyłącznie związanym z klimatem polarnym, jest wyżej wspomniany fakt łatwo osiągalnej płynności gleb polarnych przy ubóstwie elektrolitów w wodzie gruntowej, stwierdzony przez Ramanna (144).

c) Duża ilość opadów śnieżnych ułatwia na wiosnę nasycenie gleby wodą i jest przyczyną silnych spływów mas ziemnych w tym okresie.

d) Drobnoziarnistość materiału glebowego działa w wysokim stopniu dodatnio na powstanie soliflukcji. Przy zamarzaniu drobnoziarnistych

tw. „podnoszących“ się gleb w ich górnej części gromadzi się wyssana z dołu woda w postaci warstewek lodowych. Ta część gleby w czasie rozmrażania łatwo osiąga stan płynności.

e) Wreszcie ostatnią cechą, która sprzyja znakomicie rozwojowi zjawisk soliflukcyjnych, jest brak roślinności lub skąpa szata roślinna.

W materiale ilastym lub gliniastym soliflukcja odbywa się łatwiej, w piaskach trudniej. Högbom (76) podaje, że na Spitsbergenie i w Laponii można obserwować zbocza, gdzie soliflukcyjnym spływom ulegają grube piaski i żwiry. Jeżeli zbocze nie jest porośnięte roślinnością, już w pierwszych dniach wiosny powierzchniowa, odmrażnięta warstwa ulega soliflukcji i w miarę postępu odmrażania coraz głębsze warstwy zostają włączone w ruch. Spływ warstwy powierzchniowej jest znacznie szybszy niż warstw głębiej leżących, a ponieważ ruch jej rozpoczyna się najwcześniej, wobec tego ta warstwa z wiosną przesunie się najniżej.

Gdy nikną wody roztopowe, stosunek chyżości spływu w profilu pionowym gleby się odwraca. Wyschnięte warstwy górne ustają w ruchu, dolne zaś poziomy, wciąż jeszcze przepojone wodą, pełzną nadal po powierzchni zmarzliny. Dzięki więc zmianom szybkości spływu, okresowym zwolnieniom i przyspieszeniom, wyodrębniają się w profilu pionowym gleby pojedyncze warstewki, smugi i soczewki — całość więc przybiera typową teksturę fluidalną (por. fig. 2, pl. II). Ponieważ w ogólnym bilansie rocznym droga odbyta przez górne warstewki będzie dłuższa, przekrój poprzeczny ujawni nam smugi, zachodzące na siebie łuskowato.

Przebieg soliflukcji w glebach pokrytych zwartą pokrywą roślinną jest nieco odmienny. Darniowa, wierzchnia warstwa w spływie nie uczestniczy, a ponieważ rośliny wyższe tej warstwy przebijają w głąb podściółkę torfową i sięgają korzonkami do podłoża mineralnego, stąd też ruch masy glebowej, leżącej pod darnią, jest nawet mocno utrudniony. Tym hamulcom przeciwdziała, jak podaje Maksimow (informacja Grigoriewa, 66), lód włóknisty, który tworzy się zazwyczaj tuż pod darnią, narastając zaś w okresie pierwszych mrozów zimowych podrywa i odkłuwa pokrywę darniową od podłoża mineralnego. W czasie wiosennych roztopów nasiąknięta gleba płynie między powierzchnią zmarzliny a darnią, marszczy tundrę, tworząc bugry lub tarasy soliflukcyjne, bądź też rozrywa powłokę roślinną i wycieka na powierzchnię.

Högbom (76) poświęca cały rozdział swojej obszernej monografii opisom form soliflukcyjnych, które prześledził na tundrach zboczowych Spitsbergenu. Najczęstszą formą są poprzeczne do kierunku ruchu wały i tarasy, dalej — podobne do małych lodowców języki gleby, nieregularne nabrzmienia, wyciągnięte potoki gleby młakłej, przegrodzone rzędami ka-

mieni (tzw. gleba pasmowa). Poziomy glebowe w przekrojach tych form są chaotycznie zaburzone. Grzędy kamieni w glebach pasmowych przedłużają się w głąb i przechodzą w poziomie wiecznej zmarzliny w jednolitą warstwę gruzową. Duże bloki skalne, zjeżdżające w dół zbocza, u czoła mają półkoliste wały. Fakt ten daje się łatwo wyjaśnić, albowiem bloki nie tracą swej energii kinetycznej na tarcie wewnętrzne, zsuwają się przeto szybciej, aniżeli gleba, w której tkwią. Tym sposobem zdarta i stłoczona przez nie gleba układa się w owe charakterystyczne wały.

Przedmiotem żywej dyskusji było zagadnienie, czy soliflukcja jest zjawiskiem ograniczonym do strefy polarnej i czy istnieje wyraźna różnica między soliflukcją polarną a zjawiskami zboczowymi strefy umiarkowanej tego typu, jaki opisuje Göttinger (62). Salomon (149) przeciwstawia spływy zboczowe Alp soliflukcji polarnej, według niego typowej tylko wówczas, gdy podłożem spływów jest wieczna zmarzlina. Badacz ów rozumował błędnie, gdyż zmarzlina nie jest istotnym warunkiem soliflukcji; poza tym wbrew dawnej opinii wieczna zmarzlina w niektórych miejscach Alp występuje (Demangeot, 33).

Nie da się przeprowadzić ścisłej granicy między tymi zjawiskami zboczowymi strefy polarnej i umiarkowanej, które przebiegają przy współudziale mrozu. Ruchy gleby pod wpływem zamarzania istnieją w naszych szerokościach geograficznych (badania Baca, 6); działa tutaj lód włóknisty (Krumme, 103, Troll, 187). Spływy soliflukcyjne są szeroko znane na zboczach górskich, na Półwyspie Skandynawskim (Beskow, 14). Z Szwecji opisano tzw. „stränger“ albo „risstränger“, niewysokie (do 1 m) pagórki na niskich torfowiskach. Układają się one w postaci wałów poprzecznie do kierunku spadku powierzchni, a ponieważ torfowiska mają zazwyczaj kształt płaskiej tarczy, sklepionej w środku, wały biegną więc koncentrycznie. Zjawisko to ładząco przypomina tarasy soliflukcyjne strefy subarktycznej. Jest rzeczą godną uwagi, że owe „stränger“ poza Szwecją i Finlandią, gdzie były studiowane przez Högboma (77) i Cajandera (28), występują w szerokim pasie lasów klimatu borealnego — od Archangielska i dorzecza Peczory przez kraje bałtyckie do Prus Wschodnich. Znane są w Karkonoszach i w Alpach poniżej granicy występowania gleb strukturalnych (ich rozmieszczenie podał ostatnio Troll, 187). Nie może być mowy o uznaniu tych form za zjawisko związane z wieczną zmarzliną, sądzić raczej należy, że warunki ich powstawania stwarza tzw. zmarzlina okresowa — grubo przemarznięta wierzchnia warstwa ziemi, która, odmarzając od góry na wiosnę, pełni przez pewien czas rolę zmarzliny normalnej. Wówczas przepojone wodą torfy rozjeżdżają się na boki zgodnie ze spadkiem powierzchni, marszczy się więc powłoka torfowiska podobnie jak powierzchnia tundry.

## KLIMATYCZNA STREFOWOŚĆ MIKRORELIEFU TUNDRY

Strefę peryglacjalną obszarów polarnych można podzielić w najbardziej ogólnym ujęciu na kilka pasów równoleżnikowych, których odrębność klimatyczna jest wyraźnie widoczna w zmieniającym się pokryciu roślinnym terenu. Idąc od obszaru zlodowalonego ku peryferiom strefy peryglacjalnej wyróżniamy następujące dziedziny:

1° pustynia arktyczna — obszar znamieny ubóstwem roślinności, której nigdzie nie znajdziemy w postaci zwartej pokrywy. Jediną formą jej występowania są tu niskie, pojedyncze, z rzadka rozrzucone kępy (Spitsbergen, Ziemia Franciszka Józefa, północna Wyspa Nowej Ziemi, Ziemia Północna);

2° tundra arktyczna z ciągłą pokrywą roślinności jedynie w płytkich zagłębieniach terenu, np. w brzdach gleb poligonalnych. Tundra składa się przeważnie z mchów i porostów, trafiają się również pędy pełzającej wierzby polarnej; brak krzewów (północne brzegi Jamała, Tajmyra, Wyspy Nowosyberyjskiej);

3° tundra krzewiasta: krzewy wierzby i brzozy, głównie w dolinach oraz chronionych od wiatru zagłębieniach terenu (Kanin, Jamał, Kołgucjew);

4° tundra południowa i tundra leśna. Zjawiają się drzewa, zrazu jako niewielkie zagajniki wzdłuż dolin, dalej ku południowi tworzą rzadki las na przemian z tundrą.

Takie następstwo krajobrazów roślinnych zostało ustalone przez Berga (12) we wschodnim sektorze Arktyki; podział ten jest również przyjęty z niewielkimi uzupełnieniami przez botaników (Walter-Allochin, 191, Gorodkow, 60, Szafer, 180). Obszar polarny Kanady i wysp Archipelagu Franklina da się również włączyć w ramy tej strefowości<sup>12</sup>.

J. Büdel (24) w gruntownym lecz nie pozbawionym błędów studium dzieli ostatnio współczesny obszar arktyczny (na północ od granicy lasu) na dwie strefy, a mianowicie na strefę gruzową (Fröstschtzone) i tundrową (Tundrenzone). Pierwsza odpowiada w podziale Berga

<sup>12</sup> Pozorną różnicę następstwa stref roślinnych widzimy w Grenlandii, gdzie w sąsiedztwie krawędzi lądolodu porasta bujna, zwarta tundra, a wybrzeże odznacza się wybitnym ubóstwem roślinności. Przyczyną tego stanu rzeczy są porywiste wiatry i zachmurzenie wybrzeża w lecie, czemu przeciwstawia się słoneczna pogoda częsta w okresie wegetacyjnym u krawędzi lądolodu. Zakłócenia strefowego układu krajobrazów roślinnych Berga, spowodowane oceanizmem i kontynentalizmem klimatu, spotykamy również na wybrzeżu Eurazji, gdzie występuje uboga oceaniczna tundra na zachód, bujna zaś na wschód od Uralu. Na mapie Büdela (24) morfologiczne strefy Grenlandii są przedstawione mylnie.

pustyni arktycznej pozbawionej roślinności, druga — tundrze arktycznej i krzewiastej. Büdel daje morfologiczną charakterystykę obu stref biorąc za podstawę formy i ruchy zboczowe. W szczególności przeciwstawia „luźną”, nie hamowaną roślinnością soliflukcję strefy gruzowej, soliflukcji tzw. „związanej” czyli skrepowanej i hamowanej przez pokrywę roślinną w strefie tundrowej. W pierwszym obszarze wyjątkowo szybko i energicznie działają ruchy masowe. Ta strefa zatem ma dużą w postępkach denudacji przewagę nie tylko nad pasem tundrowym, lecz jest nawet terenem — jak stwierdził Büdel — „największej spośród wszystkich stref klimatyczno-morfologicznych ziemi intensywności denudacyjnej” (23, s. 40).

Nie wdając się w bliższe rozpatrywanie pracy Büdela stwierdzić musimy, że jego charakterystyka morfologiczna Arktyki jest niekompletna. Wobec bardzo pobieżnego ujęcia form mikroreliefu glebowego w ogóle, wobec pominięcia form mikroreliefu powierzchni poziomych (mniejszych od 2°) w szczególności, praca powyższa nie nadaje się jako podstawa porównawcza dla kopalnych form plejstoceńskich i struktur glebowych niżu europejskiego.

Mając na uwadze cel wyżej wymieniony spróbujemy scharakteryzować dziedzinę arktyczną według zmienności przestrzennej form powierzchni równin. Rzeczą pożyteczną będzie tu przyjęcie podziału klimatycznego Grigoriewa (66), który pustynie arktyczne Berga uważa za Arktykę, natomiast pozostałe strefy tundrowe obejmuje nazwą Subarktyki.

Pustynie arktyczne („strefa śnieżna” Gorodkowa, 60) są terenem powstawania typowych gleb strukturalnych w tych miejscach, gdzie różnoziarnisty materiał podlega segregacji, oraz gleb komórkowych w materiałach homogenicznych. Gleba odmarza w lecie stosunkowo płytko: grubość warstwy arktycznej waha się od 30 cm (Ziemia Franciszka Józefa, Iwanow, 79), do 80 cm (Spitsbergen). Głębokość odmarzania jednakowoż nie różni się zbyt wiele od miąższości odmarzniętych gleb stref bardziej na południu położonych, gdzie okres letni jest wprawdzie dłuższy i nagrzanie powierzchni większe, lecz pokrywająca glebę roślinność działa izolującą i w ten sposób uniemożliwia jej głębsze odtajanie. Gleba pustyni arktycznych pozbawiona roślinności jest wystawiona na wszelkie zmiany temperatury, reaguje bezpośrednio i szybko. Częste w lecie wahania temperatury powietrza około 0° wywołują zmiany w glebie, które w znacznym stopniu ułatwiają sortowanie materiału. W zimie silne mrozy, przy stosunkowo niegrubej pokrywie śnieżnej, powodują powstawanie szczelin. Soliflukcja występuje na powierzchniach pochyłych, o ile ich nachylenie jest większe niż 2°, a mniejsze niż 15° (Büdel, 23). Powyżej 15° działają silne procesy zmywów zboczowych, uprzążające gruz aż do podłoża litej skały.

Ziemia Północna oraz Archipelag Franciszka Józefa są przykładem klimatu tej strefy. Na Ziemi Północnej, przy średniej temperaturze rocznej  $-14,0^{\circ}$ , zaledwie dwa miesiące: lipiec i sierpień mają średnią temperaturę powyżej  $0^{\circ}$  (VII  $+0,8^{\circ}$ , VIII  $+0,4^{\circ}$ ). Na Ziemi Franciszka Józefa temperatura sierpnia waha się ok.  $+1,0^{\circ}$  (Wize, 194).

Granice Subarktyki w Europie znajdują się między równoleżnikami  $73^{\circ}$  a  $67^{\circ}$ , w środkowej i wschodniej Syberii między  $76,5^{\circ}$  a  $72,5^{\circ}$ . Grigoriew dzieli Subarktykę na strefę północną — przyarktyczną i południową — przyborealną. Tundra arktyczna Berga jest niemal identyczna: w swoim rozprzestrzenieniu ze strefą przyarktyczną.

Gleby strukturalne trafiają się w strefie przyarktycznej tylko na miejscach wyższych. Na obszarach niskich, podmokłych spotkać można poligony tundrowe (gleby tetragonalne Gusiewa, 70). W nich tworzą się kliny lodowe. Badacze rosyjscy opisując je podają te same ich cechy, które wymienia Leffingwell z Alaski — a więc rozsunięta na boki gleba i wały podniesionej darni wzdłuż klinów. Bugry w strefie przyarktycznej są zjawiskiem bardzo rzadko spotykanym.

Daje się stwierdzić pewna różnica między formami mikroreliefu tundrowego strefy przyarktycznej w jej odcinku oceanicznym (wybrzeże północnej Europy) a kontynentalnym (Syberia). Wyżej podana charakterystyka odnosi się do odcinka wschodnio-europejskiego, który daje obraz pośredni. Ku wschodowi, wraz z zaostrozaniem się kontynentalizmu kliny lodowe i poligony tundrowe stają się zjawiskiem panującym. Poza tym — jak podaje Soczawa (165) — zjawiają się w syberyjskiej strefie przyarktycznej obszerne płyty lodowe tuż pod darnią tundry. Tworzą się one z warstewek lodu włóknistego. W nielicznych bugrach — cecha również typowa dla ich kontynentalnej odmiany — występują jądra w postaci soczewek czystego lodu. Ogólnie rzecz można, że syberyjska strefa przyarktyczna w przeciwieństwie do strefy europejskiej ma warunki, sprzyjające powstawaniu i gromadzeniu się w glebie lodów gruntowych w formie żył, klinów, soczewek i płyt. Ocieplenie klimatu powoduje w takich glebach duże zaburzenia wyrównawcze, jak np. osiadanie darni tundrowej i wypełnianie materiałem mineralnym miejsc po wytopionym lodzie. Nawet w obecnym stanie klimatycznym tych obszarów spotyka się tzw. „bajdzarachy“ — ziemiste wtrącenia o kształcie klinów lub stożków, wypełniające dawne kieszenie lodowe.

Południowa część Subarktyki — tzw. strefa przyborealna — różni się dość wyraźnie pod względem mikroreliefu tundrowego od strefy przyarktycznej. Formy tundry są związane z obecnością grubej pokrywy torfowo-darniowej, która doskonale izoluje glebę mineralną od bezpośrednich wpływów atmosferycznych. W tych warunkach gleby strukturalne



powstać nie mogą; jedynym przejawem struktury kamienistej są tzw. gleby brukowe, pokrywa głazów, wymarznionych z głębi, nie tworzących jednakże sieci poligonalnej lub pierścieni kamienistych.

Właściwą cechą nadają tej strefie dwa pokrewne zespoły form tundrowych: bugry i tundra plamista.

Liczba bugrów rośnie ku południowi. Bugry i gleby poligonalne nawzajem się wyłączają. Andrejew (3) zbadał z dużą dokładnością tundrę nad dolną Peczorą i wydzielił pięć równoleżnikowych pasów krajobrazowo-roślinnych tundry. Oto poniżej wyjątek z jego tabeli, gdzie udział form mikroreliefu został scharakteryzowany procentowo.

Strefa	Tundra poligonalna	Tundra bugrzysta
1	18,9%	0,9%
2	1,1%	3,3%
3	—	7,8%
4	—	16,0%
5	—	44,9%

Gwałtowny wzrost odsetka bugrów w pasie 4 i 5 dowodzi, że obszary te należą do cieplejszej strefy przyborealnej.

Dalszym typowym i godnym podkreślenia zjawiskiem jest wzrost wielkości bugrów ku południowi. Fakt ten pozostaje w związku z głębokością letniego odmarzania tundry — im większa ta głębokość, tym większa rozpiętość ruchów pionowych gleby, tym wyżej wznosi się pagórek bugrowy. W północnej części strefy przyborealnej (na granicy ze strefą przyarktyczną) wysokość bugrów na ogół nie przenosi 0,5 m, na południowym obszarze tej strefy i na terenie tundry leśnej bugry dochodzą do 1,5 m wysokości. Należy jednakże pamiętać, że wysokość bugrów nie jest ścisłym miernikiem klimatycznym, albowiem wszelkiego rodzaju czynniki glebo-wo-topograficzne, lokalnie zwiększające grubość poziomu aktywnego tundry, wpływają na wzrost bugrów. Tak np. zauważono, że w obrębie nawet północnej części strefy przyborealnej, na podmokłej powierzchni den dolnych bugry są znacznie wyższe, aniżeli na suchych obszarach wododzielnych.

W syberyjskiej kontynentalnej strefie przyborealnej krajobraz bugrów nie jest tak wyrazisty jak w odcinku oceanicznym tej strefy. Pomimo cieplejszego lata głębokość odmarzania letniego nie jest tu większa, gdyż bujniejsza roślinność lepiej izoluje glebę. Bugry mają często jądro lodowe. Są to pagórki na ogół większe aniżeli w tundrach europejskich.

Wzrost ich ku południowi jest wyraźny; w pasie tundry leśnej zdarzają się już olbrzymie „bułchuniaki“. Dodać należy, że również na tundrach kontynentalnych północnej Syberii występują gleby plamiste. Nie są one jednakże tak rozpowszechnione jak w tundrach europejskich. Nie pokryte roślinnością pola są na ogół mniejsze, bardziej wypukłe i spękanne.

Oto jak się przedstawia charakterystyka klimatyczna obu stref Subarktyki. Jeżeli idzie o stosunki termiczne, różnią się obie strefy głównie ciepłotą lata. Typowa stacja przyarktyczna Matoczkin Szar (szer. geogr. 73° 16') ma średnią lipca 5,3°, stacja przyborealna Pustoziersk (szer. geogr. 67° 35') — 12,3°. Temperatury zimy (styczeń) obu stacji są podobne: Matoczkin Szar — 20,3°, Pustoziersk — 18,2°. Liczba dni z temperaturą powyżej 0° wynosi średnio w roku w strefie przyarktycznej 100, w strefie przyborealnej 140. Kontynentalna odmiana syberyjska Subarktyki ma średnią temperaturę lata nie wiele różną od ciepłoty tundr europejskich, natomiast wybitna różnica zachodzi w temperaturach zimy, gdyż styczeń tundr kontynentalnych miewa przeciętnie temperatury od —30° do —50° (przyborealna stacja Bułun n. rzeką Leną, o szer. geogr. 70° 45', ma w lipcu +12,0°, w styczniu —40,9°). Przykładem powyższej różnicy mogą być również stacje subarktyczne Ameryki Półn. Stacja Nome na Alasce na północnej granicy lasu ma średnią w styczniu —17,3°, stacja Confidence nad J. Niewolniczym —34,1°, temperatury zaś w lipcu obu stacji są podobne (+10° do +12°). Różnica między Subarktyką oceaniczną i kontynentalną zaznacza się wybitnie w rocznych sumach opadów — część oceaniczna średnio posiada 400 m opadu, część kontynentalna — 200 mm.

### Stan dotychczasowych badań, klasyfikacja i terminologia kopalnych form peryglacjalnych

Peryglacjalne zaburzenia glebowe są zjawiskiem dość powszechnym w dyluwium niżowym Europy. Występują w osadach, pochodzących z różnych zlodowaceń, chociaż najczęściej znajdujemy je w utworach ostatniego zlodowacenia. Najwięcej uwagi poświęca temu zjawisku literatura niemiecka.

Pierwsze wzmianki w 1905 r. podali Schröder i Stoller (155) opisując z miejscowości Klinge k. Chociebuża pakiety torfów, rozwleczone w piasku. Autorzy nie zdawali sobie sprawy z istoty zjawiska. Również Horn (75), cytując kopalne zaburzenia glebowe z okolic Hamburga, nie rozpoznał właściwej przyczyny tego zjawiska, widząc wszędzie tylko skutki nacisku lodu. Nadmienić należy, że podobne tłumaczenie niewątpliwych, jak można sądzić z fotografii, kamienistych gleb strukturalnych, odkry-

tych w doskonałym przekroju ludwinowskim k. Krakowa, podał wcześniej W. Kuźniar (110).

Duże zainteresowanie wzbudził profil zaburzonych utworów dyluwialnych w kopalni węgla brunatnego Marga k. Senftenburga w Dolnych Łużycach, będący przez szereg lat przedmiotem studiów Keilhacka (89, 90), Wolffa (197), Firbasa i Grahmanna (48). Zaburzenia występują w dwu odrębnych poziomach — w gytlach, piaskach i torfach, przegrodzonych poziomo warstwowanym piaskiem. Keilhack (89), który w pierwszej swojej rozprawie, poświęconej tej odkrywce, dał wyraz przekonaniu, że chaotyczne rozwleczenie torfów jest wynikiem działania wód o silnym ale zmiennym prądzie, w drugiej pracy na ten temat (90) rozpoznał wprawdzie peryglacialno-klimatyczną istotę zjawiska, lecz ulegając równocześnie ogłoszonej właśnie i już głośnej hipotezie Grippa (68, 69), uznał obserwowane zaburzenia glebowe za typowe „Brodelböden“. Dwa poziomy tych zaburzeń są związane, według Keilhacka, z osadami dwu zlodowaceń (ostatniego i przedostatniego). Firbas i Grahmann (48) przedłużają na podstawie analizy pyłkowej torfów poziomu wyższego czas trwania tych polarnych form glebowych do dolnego holocenu.

Teoria Grippa (68, 69) jest w literaturze niemieckiej bardzo popularna i prawie wyłącznie stosowana w wyjaśnianiu peryglacialnych zaburzeń glebowych. Mimo, że grippowskie pojęcie „Brodel“ odnosi się tylko do form kociołkowych, o wyraźnych śladach smug prądowych, teoria prądów konwekcyjnych Grippa jest: zużytkowana w znacznie szerszym zakresie. Do badaczy, którzy ją w pełni przyjmują, należy m. in. Krekeler (100), Wolff (197), Schultz (156), Beckmann (9). Z ich prac okazuje się, że peryglacialne struktury glebowe występują w glinach, żwirach i piaskach północnych Niemiec, na Rugii i wyspie Sylt.

Dücker (41), czerpiąc swój materiał obserwacyjny z badań nad glebami strukturalnymi Karkonoszy, idzie dalej, usiłuje bowiem teorią prądów konwekcyjnych wyjaśnić genezę „bruków“ kopalnych na morenach i fluwioglacjalach, uważając je za warstwę głazów, wyniesionych ku górze prądami gleby w warunkach klimatu peryglacialnego („Brodelpflaster“ Dückera).

Dewers (35) za główną przyczynę plejstocенskich zaburzeń glebowych uważa różnice gęstości lżejszych, gdyż silnie rozcieńczonych wodą, warstw bezpośrednio spoczywających na zmarzlinie i cięższych, przemytych przez wodę, warstw górnych. Bahr (7) dla wytłumaczenia genezy gwałtownych zaburzeń w żwirach i piaskach Szlezwik-Holsztynu stosuje po raz pierwszy koncepcję, która ma pewne uzasadnienie w faktach, zaobserwowanych w obrębie współczesnych tundr Syberii. Idzie tu o eksplozywne rozrywanie świeżo zamarzającej powierzchni gleby przez półpłynną,

nie zamrożoną masę, ściśniętą między powierzchnią wiecznej zmarzliny a poczynającą się tworzyć od góry warstwą zimową.

Steeper w dwu pracach (172, 173) opisuje zaburzenia w materiale piaszczysto-ilastym na würmskim tarasie Renu k. Krefeld widząc w urozmaiconym przełaźdowaniu gleb rezultat nacisku bocznego, wywołanego procesem zamarzania.

Osobna wzmianka należy się cennej pracy autorów holenderskich Edelmana, Florschütza i Jeswieta (46), opisujących peryglacialne struktury z miejscowości Hengelo w zachodniej Holandii. Rozprawa, ogłoszona w języku niemieckim w 1936 r., odsuwa termin Grippa „Brodelboden“, który bez należytego uzasadnienia był powszechnie stosowany, i proponuje dla całego zespołu różnorodnych zaburzeń peryglacialnych nową nazwę „kryoturbate Ablagerungen“. Zaburzenia peryglacialne występują w Hengelo na fluwioglacjalach Würmu (z florą dryasową). Leżący na nich torf zawiera w dolnych poziomach pyłki *Betula* i *Salix*, w górnych przeważa już *Pinus*, a znajduje się również *Alnus*. Fakty powyższe dowodzą, że proces powstawania zaburzeń glebowych, w których jeszcze bierze udział torf, przeciągnął się do dolnego holocenu — a zatem w tym czasie istniała na obszarze Holandii wieczna zmarzlina. Cały zespół form opisanych autorzy wyjaśniają procesami sphywów i nacisków zamarzającej gleby na materiał niezamrożony.

Należy wymienić jeszcze niektóre opracowania, poświęcone kopalnym soliflukcjom. Oprócz rozprawy Edelmana, Florschütza i Jeswieta, w której wiele uwagi poświęcono temu zagadnieniu, wspomnieć wypada o pracy Bennholda (10), dotyczącej soliflukcji w piaskach, i o pracy Gallwitza (53) poświęconej soliflukcji w lessach. Passarge (128) i Büdel (22, 23) uznają soliflukcję za najważniejszy czynnik modelacji krajobrazu peryglacialnego.

Na osobne wyróżnienie zasługują opracowania, zajmujące się kopalnymi klinami lodowymi. Kessler (93, 94) w 1927 r. po raz pierwszy rozpoznał w klinowych kieszeniach dyluwium niemieckiego formy peryglacialne i wyjaśniał ich powstanie zgodnie ze znaną już teorią Leffingwella (111, 112). Z głównych prac na ten temat należy wymienić rozprawy Lotzego (115), Selzera (158), Gallwitza (53), Zeunera (202), Soergela (166, 167), Dewersa (35), Weinbergera (196). Soergel dał pracę syntetyczną, udowadniającą, że kliny lodowe są zjawiskiem bardzo powszechnym wśród utworów czwartorzędowych Niemiec. Szczególnie często kliny spotyka się w lessach. Kopalne kliny lodowe posiadają charakterystyczne rozszerzenia u góry, — czym się zresztą różnią od klinów, opisanych przez Leffingwella z Alaski. Soergel podkreśla znaczenie badań klinów lodowych dla

stratygrafii i klimatu dyluwium. Zjawiska te tworzyły się w czasie maksimum zlodowacenia, równocześnie z osadzaniem się lessu.

Odrębne zjawisko strukturalne, występujące zazwyczaj wśród gruzów wietrzeniowych skał starszych od utworów plejstocenijskich a związane z działalnością mrozu, było opisane w nauce niemieckiej pod nazwą „Stiche“. Keilhack (91) zalicza je do „fałdowań atektonicznych“ i pisze: „Nazwą 'Stiche' określają robotnicy kamieniołomów zaburzenia warstw po obu stronach diaklazów, występujące w górnej części pokładów, poniżej pokrywy dyluwialnej“. Są to drobne fałdy, podniesienie warstw, układanie się płytek gruzowych w położeniu skośnym lub pionowym, kieszenie klinowe, nieregularne słoczenia. Kraus (99), Lotze (115) a zwłaszcza Krüger (104) stwierdzają, że przyczyną tych zaburzeń jest proces zamarzania i rozmarzania wody w szczelinach. Nacisk lodu nie tylko podnosi ku górze warstwę gruzową, lecz również działa bocznie, fałduje ją. Autorzy niemieccy nie sprecyzowali dokładnie pojęcia i typów zaburzeń, określanych nazwą „Stiche“. Nie ulega wątpliwości, że obejmują oni tą nazwą i kliny lodowe i cały zespół kopalnych gleb strukturalnych, różniących się od normalnych struktur peryglacjalnych utworów czwartorzędowych tylko tym, że utworzyły się na podłożu skał starszych niż czwartorzędowe (np. na łupkach triasowych, iłach sarmackich itp.). Oczywiście nie jest to istotna różnica, gdyż ważniejszą rzeczą jest klimat i czas powstania tych struktur, aniżeli podłoże. Dlatego ograniczam pojęcie „Stiche“, dla którego najbardziej stosowna wydaje się nazwa polska „strzałka“, do zaburzeń szczelinowych, natomiast inne formy tego zjawiska, jak np. przefałdowania spowodowane ściśnięciem warstwy w czasie zamarzania lub mrozowym pęcznieniem glin wśród gruzu, uważam za odrębny typ peryglacjalnych zaburzeń strukturalnych. Sprawę tę rozważam dalej, przy opisie tego typu struktur z obszaru południowo-wschodniej Polski.

H. Poser (138-140) przedstawił w kilku pracach wydanych po wojnie rozmieszczenie glebowych zjawisk peryglacjalnych środkowej Europy i na tej podstawie określa głębokość letniego odmarzania gleby oraz cechy klimatu peryglacjalnego Europy. W sprawie genezy i typologii form peryglacjalnych praca Posera nie przynosi jednak żadnych nowych danych.

Pośród kopalnych struktur peryglacjalnych, znanych na terenie Francji, na plan pierwszy wysuwa się soliflukcję (Breuil, 19). Cailleux (26), który temu zjawisku poświęcił wiele uwagi, podaje, że szczególnym obszarem spływów soliflukcyjnych był we Francji masyw armorykański. Autor ten jednakże stwierdza na terenie Francji również inne typy struktur peryglacjalnych, wywołanych m. i. obecnością żył i klinów lodowych. Zjawiska te, chociaż nie w tej co w środkowej i wschodniej Europie skali, istniały niewątpliwie w plejstocenie Francji.

Studia nad glebowymi zjawiskami peryglacjalnymi rozwijają się również w Czechosłowacji, gdzie znaleziono m. i. kliny lodowe i kopalną soliflukcję. Dobry przegląd daje pod tym względem praca K. Žebery (200)<sup>14</sup>. Szczególnie wiele uwagi poświęcono klinom lodowym, które opisują z obszaru Czechosłowacji Vašíček (192), Zaruba-Pfeffermann (199) i Kunský (109).

Zjawisko plejstocенskich glebowych form peryglacjalnych posiada bogatą literaturę w języku angielskim, opartą głównie na studiach prowadzonych w ostatnim dziesięcioleciu na obszarze Stanów Zjednoczonych Ameryki. Rozpatruje tę literaturę Smith (162). Wiele spośród tych prac było zreferowanych w rozprawie J. Dylíka (44).

Organizatorem i inicjatorem badań peryglacjalnych w Ameryce jest Kirk Bryan (20), który uczynił oryginalną próbę uporządkowania terminów i pojęć w dziedzinie „kriopedologii“. Z innych prac, zasługujących na uwagę, należy wymienić rozprawy Denny'ego (34), Sharpa (159) i Schafera (152), w których szeroko rozważane jest zagadnienie kopalnych „inwolucji“, tzn. chaotycznych i bezkształtnych zaburzeń warstw plejstocенskich, nie będących glebami strukturalnymi w ścisłym tego słowa znaczeniu, a wywołanych bądź to naciskiem bocznym w czasie zamarzania, bądź też przez wytapianie żył i soczewek lodowych, zawartych w glebie.

Godną wzmianki jest również praca Patersona (131), który na podstawie badań nad współczesnymi zjawiskami glebowo-peryglacjalnymi w okolicach Zatoki Baffina oraz plejstocенskimi z okolicy Cambridge w Anglii doszedł do wniosku, że kieszeniowe zagłębienia peryglacjalne rozwijają się przez wzrost kryształów lodowych dokoła ośrodków zainarżania gleby.

Dorobek polski w dziedzinie badań glebowych zjawisk peryglacjalnych jest skromny mimo, że pojęcie strefy peryglacjalnej jej klimatu i rozprzestrzenienia było u nas od dawna należycie znane (Łoziński, 118).

Najczęściej w literaturze polskiej spotykamy wzmianki o kopalnej soliflukcji, jednakowoż bez szczegółowej analizy zjawiska i bez klimatycznej jego interpretacji. Tak np. J. Czarnocki (31) podaje wiadomości o wielkich spływach soliflukcyjnych najstarszego polskiego zlodowacenia w Górach Świętokrzyskich, a S. Krukowski (102) pisze o „skipiających i spłyniętych glebach“ (tzn. „Brodelboden“ i soliflukcja) w przedlessowej fazie ostatniego zlodowacenia w Polsce.

M. Klimaszewski (95, 96, 97) w kilku rozprawach zajmuje się bliżej soliflukcją plejstocенską w Karpatach pisząc „w okresie zlodowacenia

<sup>14</sup> Wiadomość tę zawdzięczam uprzejmości dra K. Žebery, który przysłał mi spis literatury zagadnienia, wydanej w języku czeskim, oraz niektóre publikacje.

Varsovien I, a nade wszystko zlodowacenia maksymalnego Cracovien, całe Karpaty były jednym wielkim obszarem soliflukcji" (97, s. 209). Autor ów daje szczegółową analizę soliflukcji w Krościenku i Łękach Dolnych i wyciąga wnioski klimatyczne.

Ludwik Sawicki (151, 71a) poświęca wiele uwagi soliflukcji w dolnych pokładach lessu na Wołyniu oraz w okolicach Nowogródka.

Sprawa peryglacjalnych struktur glebowych innego typu przedstawia się w polskim dorobku znacznie gorzej. Badacze polscy bądź to nie zwracali na nie zupełnie uwagi, bądź też podawali w opisach błędną interpretację zjawiska. W. Kuźniar (110) był jednym z pierwszych na świecie, który z nadzwyczajną sumiennością opisał, rysunkami i fotografią zilustrował peryglacjalne zaburzenia utworów lodowcowych, mimo, że sam owe zaburzenia uważał za rezultat nacisku lodowca. To, co widać na fotografiach i rysunkach w profilu Ludwinowa pod Krakowem, wygląda na inwolucyjne lub soliflukcyjne stłoczenie ilów piaszczystych, piasków i żwirów, z formami „kociołków” i słupów je rozdzielających. Rozpiętość zaburzenia wynosi tam około 1 m.

Nie mogą to być formy glacitektoniczne, jak przypuszczał Kuźniar, gdyż 1° miąższość zaburzeń jest za mała, 2° bezpośrednio na warstwie zaburzonej nie spoczywa ani morena ani bruk, a występują tam jedynie żwiry i piaski akumulacji wodnej.

Drugi profil Kuźniara z Mydlnik pod Krakowem przedstawia płytki gruzu wapiennego, ułożone, jak pisze autor, w regularne fałdy, które wyglądają jak powierzchnia sfalowanej wody (110, s. 13). Amplituda fałdów nie przekracza również 1 m. Mimo twierdzenia Kuźniara, że są to „ślady exaracji”, jestem skłonny sądzić, iż wspomniane zaburzenia należą do zjawisk natury klimatyczno-peryglacjalnej. Ten typ struktury w gruzach kredowych Wyżyny Lubelskiej jest bardzo rozpowszechniony i nosi wszelkie znamiona glebowych, nie glacitektonicznych zaburzeń.

Przykładem nie rozpoznanych mrozowych form peryglacjalnych są rzetelnie zresztą opisane przez Krygowskiego (105) zaburzenia w stropie ilów warwowych pod Poznaniem. Autor zauważył sfałdowanie, które składa się z całego szeregu „synklinek i antyklinek, dziwnie nieraz zaostzonych, połamanych i poprzewalanych”. Wśród fałdów znajdują się kieszenie piasku, o „kształcie woreczka i butelki”. Krygowski sądzi, że owe zaburzenia powstały przez zsuwanie się półpłynnej masy ilastej, częściowo również przez spękanie w czasie letniej posuchy. Z opisu autora można jednakże wnosić, że są to peryglacjalne formy krioturbacyjne (może inwolucje, może soliflukcja), niewątpliwie wytworzone przy udziale mrozu i na podłożu zmarzlinowym.

Pierwszą właściwie wiadomość o glebowych zaburzeniach peryglacialnych na obszarze Polski podał E. Passendorfer (129) w rozprawie pt. „O zaburzeniach warstw w profilu dyluwialnym w Głównej pod Poznaniem“, ogłoszonej w 1932 r. Warstwę plastycznych ilów, prześladowanych z soczewkami piasku, spoczywającą między niezaburzonymi piaskami warstwowanymi uważał Passendorfer za produkt soliflukcji, spłynięty na podłożu wiecznej zmarzliny.

J. Dylík (44) opisał ostatnio kopalne zjawiska peryglacialne z okolic Łodzi. Autor wydziela trzy typy struktur: 1° struktury inwolucyjne, 2° kliny i żyły zmarzlinowe, 3° silne wygięcia warstw bez segregacji materiału. Czynnikiem zaburzeń była przede wszystkim siła krystalizacji lodu, jak stwierdza Dylík powołując się na wyniki badań Tabera (184). Lód gruntowy nie tylko stwarzał formy klinowe, lecz pośrednio wywołał zaburzenia inwolucyjne. Autor akceptuje teorię Patersona (131), według której zamrażanie i tajanie gleby nie odbywa się równomiernie w całej warstwie, lecz za pośrednictwem lokalnych ośrodków działania, dookoła których odbywa się koncentryczna segregacja materiału. W ten sposób uformowane „kieszenie mrozowe“ — których ślany są zbudowane ze żwirów, a wewnątrz jest wypełnione piaskiem lub masą wapienną — opisuje Dylík z kilku stanowisk pod Łodzią (np. Sędzice, Ściborów).

Praca Dylíka jest ważna i przez to, że znajdujemy w niej próbę ustalenia niektórych terminów w dziedzinie glebowych zjawisk peryglacialnych. Tak więc stosownie do coraz powszechniej przyjmującej się w międzynarodowej terminologii nazwy „involutions“, zaproponowanej przez Denny'ego (34) i Sharpa (159), Dylík pisze o „inwolucjach“ jako o pojedynczych strukturach, zawierających warstwy zniekształcone, oraz o „strefach inwolucyjnych“ czyli o warstwach i zespołach warstw zaburzonych. Autor wprowadza również termin „kongeliflukcja“ do określenia spływu mas ziemnych na podłożu zmarzliny, w przeciwieństwie do „soliflukcji“, będącej pojęciem zbyt ogólnym i wykraczającym poza zjawiska polarne (peryglacialne). Proponuje również takie nazwy jak „kliny zmarzlinowe“ (ice-wedges, Eiskeile), „czynna strefa zmarzliny“ (warstwa odmrażania letniego), „bąble zmarzlinowe“ (gniazda lodu gruntowego).

Sprawy terminologicznej, poruszonej przez Dylíka, nie można uważać za rozwiązaną, mimo niektórych udatnych nazw i definicji, wprowadzonych przez tego autora. Ponieważ widzę w tym miejscu sposobność do zajęcia własnego stanowiska, daję więc poniżej nazwy i objaśnienie nazw, którymi będę się posługiwał, charakteryzując zjawiska peryglacialne pd.-wschodniej Polski.

Nie uważam za słuszne wyszukiwanie i ustalanie nowych terminów tam, gdzie istnieją stare, które się powszechnie przyjęły, a są przy tym



zgodne z treścią danego zjawiska. Tabeli nowych nazw proponowanych dla zjawisk peryglacjalnych przez K. Bryana (20) nie uważam przeto za udatną, mimo, że w całej tej próbie widać logiczną jednolitość terminologiczną, uzyskaną dzięki przyjęciu za podstawę nazw źródłosłówów łacińskich („pergelisol“ — zmarzlina, „mollisol“ — warstwa aktywna, tzn. warstwa odmrażania letniego, „kongeliturbacja“ — działanie mrozu, wywołujące zaburzenia peryglacjalne, itp.).

Należy wziąć pod uwagę, że ustalenie klasyfikacji i terminologii zjawisk peryglacjalnych, powstających współcześnie w krajach polarnych, nie jest jednoznaczne z rozwiązaniem tego zagadnienia dla zjawisk peryglacjalnych plejstocenu. Nie mamy bowiem pewności, czy procesy i formy zaburzeń glebowych dzisiejszej i plejstocenijskiej strefy, peryglacjalnej są identycznie te same, wiele faktów świadczy raczej o pewnej różnicy warunków fizycznych obu stref. Formy osadów plejstocenijskich nie zachowały pierwotnej wyrazistości, są przeobrażone przez wytopianie się lodu, przez nacisk warstw górnych, później osadzonych. Klasyfikacja, a co za tym idzie terminologia glebowych zjawisk plejstocenu z konieczności musi posługiwać się obszerniejszymi grupami podziału, musi stwarzać bardziej ogólne zespoły form, aniżeli klasyfikacja współczesnych zjawisk tego typu. Nie sądzę, aby w interpretacji kopalnego peryglacjalu było możliwe posługiwanie się schematem, który niegdyś sobie ustaliłem, badając gleby Grenlandii, i który w części pierwszej niniejszej pracy jest powtórzony. Nazwy takie jak „gleby strukturalne“, „pierścienie kamieniste“ itd. nie wiele się nam przydadzą tam, gdzie mamy rozstrzygnąć, czy chaotyczne zaburzenia w warstwie iłów lub piasków są zjawiskiem glebowo-peryglacjalnym, czy też np. glacitektonicznym.

Wszystkie zjawiska zaburzeń powierzchniowej warstwy ziemi (określonej niezbyt zresztą ściśle pojęciem „gleba“), spowodowane działalnością mrozu (lodu), nazywam, zgodnie z proponowanym przez Edelmana, Florschütza i Jeswieta (46) terminem, zjawiskami krioturbacyjnymi<sup>15</sup>. Mogą to więc być „procesy lub formy krioturbacyjne“, w skrócie „krioturbacje“, „warstwy lub strefy krioturbacyjne“, „osady krioturbacyjne“.

Formy krioturbacyjne dadzą się podzielić na trzy grupy:

- 1° inwolucje, czyli zaburzenia powierzchni poziomych,
- 2° soliflukcja, czyli zaburzenia powierzchni nachylonych, zboczowych,
- 3° formy spękaniowe.

<sup>15</sup> Autorzy holenderscy, proponując ową nazwę, piszą dosłownie: „Mit dem neutralen Ausdruck „krioturbate Böden“ schlagen wir eine neue Benennung vor, die alle Materialverschiebungen unter Einfluss der Kälte umfasst“ (46, s. 332).

Przez nazwę „inwolucje“, struktury inwolucyjne“ zgodnie z terminem Sharpa (159), przyjętym przez Dylika (44), rozumiem owe nie dające się bliżej określić zaburzenia piaszczystych lub ilastych warstw poziomych, składających się np. z nieregularnych antyklinek i synklinek, o różnym nachyleniu, o przekroju kociołków i dzwonów, lub fantastyczne, chaotyczne wygięcia, wprysnięcia i iniekcje materiałów ilastych w piaskach, „pływające“ bryły torfu, pakiety żwirów, smugi prądowe, jak w „kipiącej“ cieczy (niem. „Brodelboden“), przez Krukowskiego spolszczone na „kipia“.

Geneza tych form jest zazwyczaj bardzo skomplikowana i tylko przez wnikliwą analizę pionowych i poziomych przekrojów możemy niekiedy oznaczyć, jaka była pierwotna forma gleb strukturalnych, z której drogą licznych wtórnych przeobrażeń powstał chaos struktury inwolucyjnej.

Peryglacjalne spływy zboczowe powstają, jak bliżej wyjaśniłem w pierwszej części pracy, pod wpływem soliflukcji. Tym się one w zasadzie różnią od form inwolucyjnych, że w przekroju zgodnym z nachyleniem zbiega posiadają strukturę fluidalną. Formy soliflukcyjne i inwolucyjne zająbiają się silnie przez udział w procesie inwolucyjnym mikro-soliflukcji, tzn. spływów mas glebowych w obrębie mikroform mrozowych, np. bugarów. Istnieją między nimi przejścia, które nie wiadomo, do której grupy zaliczyć.

Do trzeciej grupy kopalnych zjawisk krioturbacyjnych należą przede wszystkim kliny lodowe, szczeliny, uskoki, strzałki, lub — w rzucie poziomym — sieci wieloboczne, uformowane przez spękania.

## Peryglacjalne formy plejstocenu południowo - wschodniej Polski i przyległych obszarów ZSRR

### 1. Bednarówka k. Lwowa

W 1915 r. ogłosił M. Łomnicki (117) notatkę o znalezieniu kości mamuta w podlwowskiej cegielni, położonej przy szosie stryjskiej na południe od miasta na przedmieściu Bednarówka. Autor stwierdził, że kości znajdują się w „glinie torfiastej“, przegradzającej górną „glinę żółtą nierwarstwowaną“ od dolnej „gliny siwej uwarstwowanej“.

Cegielnię Bednarówki uruchomiono na wielką skalę w czasie okupacji wydobywając glinę przy pomocy kopaczki mechanicznej. Na ścianie lożu ok. 5 m głębokości odsłonięto profil, w którego dolnej części ukazała się na znacznej przestrzeni torfiasta gleba kopalna w postaci warstwy

chaotycznie powyginanej i zaburzonej. Stwierdziwszy, że zjawisko ma cechy peryglacialnych zaburzeń strukturalnych, śledziłem co kilka dni prawie przez dwa miesiące 1942 r. zmieniające się ustawicznie w miarę kopania formy zaburzeń szkicując je i fotografując. W ten sposób doszedłem do całej kolekcji przekrojów, które pozwoliły ustalić najbardziej rozpowszechnione i typowe formy struktur glebowo-peryglacialnych. Niektóre z rysunków i fotografii są reprodukowane poniżej.

Cegielnia Bednarówki znajduje się w wysokości 340 m na obszernej, równej powierzchni wierzchowinowej, w obrębie i poniżej której źródłiskowe dopływy Pełtwi wypreparowały kotlinę lwowską. Ten wysoki poziom składa się z utworów trzeciorzędowych i pokryty jest blisko czterometrową warstwą lessu.

Przekrój geologiczny ściany dołu cegielnianego, zorientowanej N-S, przedstawia się w najogólniejszym zarysie jak następuje. W środkowej części ściany odsłania się wierzchołek pagórka, utworzonego z tłustych, zielonkawych ilów miocenkich. Na zboczach pagórka występują resztki piasków trzeciorzędowych oraz kolejne pokłady czwartorzędu. Gleba kopalna i związane z nią poziomy inwolucyjny ścina równo wierzchołek pagórka oraz utwory zboczowe, tj. piaski i popielatą, bardzo przypominającą siwy less Łomnickiego glinę pylastą. Ponad glebą kopalną znajduje się warstwa odwapnionego lessu, u góry żółtego, u dołu bardziej siwego, z naciekami żelaza. W spągu lessu w poziomie gleby spotyka się warstewkę straconego wapna.

Struktury inwolucyjne występują w obrębie gleby kopalnej, ilu, piasku i lessu dolnego. Less górny wypełnia przede wszystkim wklęsłe formy inwolucyjne. Można jednakże stwierdzić, że zaburzenia inwolucyjne obejmują również spagową warstwę dolnego lessu, lecz formy te zanikają ku górze bez wyraźnej granicy, jak gdyby stapiając się z całą masą lessu (por. fig. 1 na pl. I).

Pośród zdawałoby się chaotycznie przemieszanych i bardzo różnorodnych typów struktur dadzą się w Bednarówce wydzielić formy do pewnego stopnia typowe i powtarzające się na ścianie przekroju, które można ująć w następujące 4 grupy: a) bruzdy i kociołki, b) kieszenie klinowe, c) słupy wyciekowe, d) szczeliny (por. fig. 4 i 5 w tekście).

Pierwszy typ, to formy wklęsłe, których zarysy zbliżają się do kształtu łuku lub półkola. Jeśli ten typ przekroju, śledzony w kierunku prostopadłym do jego własnego kierunku (przy pomocy np. cięć poziomych), utrzymuje się na długości, przewyższającej rozmiary szerokości, określamy wówczas daną formę jako bruzdę lub rynnę. Jeżeli natomiast cięcia poziome dowodzą, że długość formy wklęsłej odpowiada szerokości, mamy

wówczas zamknięte zagłębienie miseczkowate — kociołek. Ponieważ większe rozkopy poziome w głębokich odkrywkach są zazwyczaj trudne do wykonania, obserwacje form w przekrojach poprzecznych (prostopadłych lub skośnych do kierunku osi podłużnej) najczęściej nie rozwiązują tej wątpliwości.

Kociołki i bruzdy, których przekroje są odsłonięte w cegielni na Bednarówce, mają różny stopień odchylenia od regularnej formy półko-

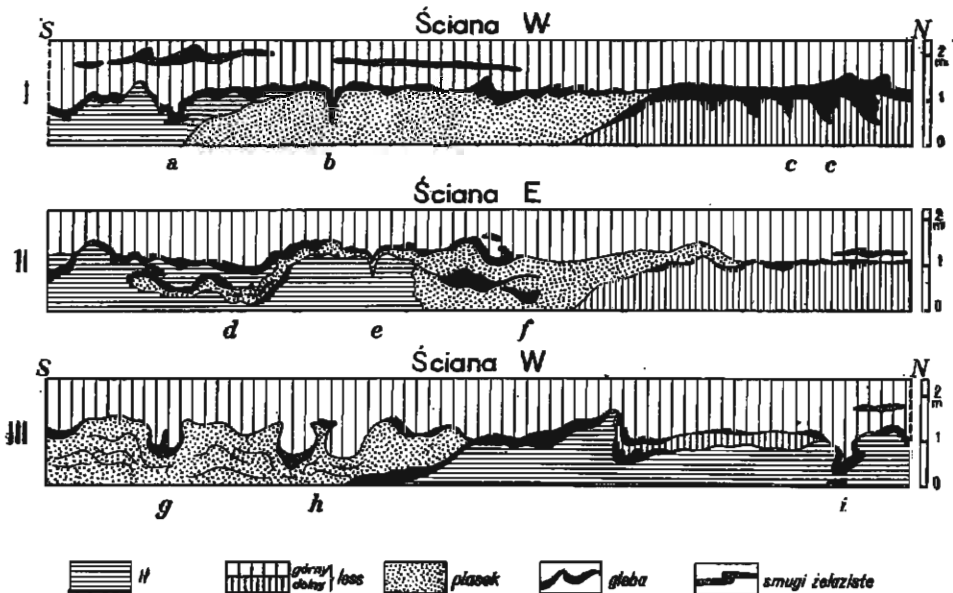


Fig. 4

Krioturbacyjne formy Bednarówki — kociołki i kliny (objaśnienie w tekście)

listej (por. fig. 2 na pl. I i fig. 1 na pl. II). Obok zakleszczości szeroko ku górze otwartych, mamy przykłady bruzd i kociołków u góry zwężonych przez nasuwające się ku sobie ścianki (przykłady Ia, IIIi, Vm, na fig. 4 i 5 w tekście). Niektóre bruzdy (IIId) są bocznie wypełnione i zalane materiałem, tworzącym ściany formy.

Bruzdy i kociołki występują na łażach, lessie dolnym i piaskach. Szerokość ich waha się najczęściej w granicach 0,5 do 1,0 m, maksimum do 2,0 m. W pionie sięgają do 1,5 m. Owe formy wklęsłe wyściela gleba kopalna. Grubość warstwy glebowej w bruzdach i kociołkach jest na ogół większa, aniżeli na pagórkach rozdzielających zakleszczości.

Godne uwagi są formy *g* i *h* w profilu III. Obie formy dadzą się zaliczyć do typu bruzd bliźniaczych. Pod nazwą tą należy rozumieć bruzdę jednolitą, wtórnie rozdzieloną podłużną przegrodą na dwie, komunikujące się ze sobą, formy wklęsłe. Wypełniająca owe bruzdy piaszczysta glina lessowa ma warstwy, zorientowane równoległe do ścian bruzdy, a więc wygięte miseczkowato.

Drugim wyróżniającym się tu typem form inwolucyjnych są słupy pionowe, zbudowane z materiałów plastycznych, a więc ilu lub lessu dolnego (IV *i*, *j*). Przebijając się przez warstwę piasku rozszerzają się one ku górze. Każdy z tych słupów zakończony jest płaską głowicą (por. fig. 2 na

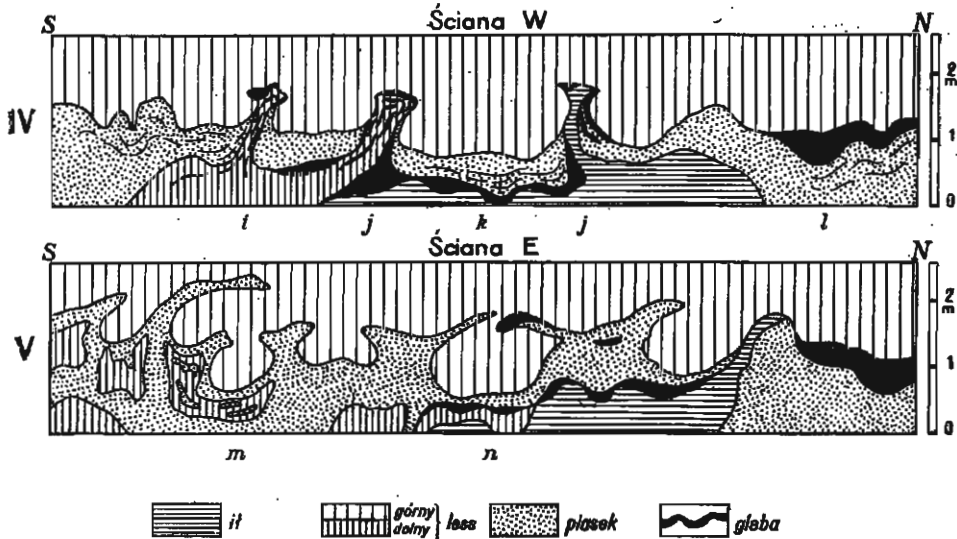


Fig. 5

Krioturbacyjne formy Bednarówki — słupy (objaśnienie w tekście)

pl. III). Przy stosunkowo niewielkiej szerokości odznaczają się dużą wysokością (1,5 do 2,0 m).

Odrębnym typem są kieszenie klinowe (por. fig. 1 na pl. III). Rozmiary ich są niewielkie, wysokość nie przekracza 0,7 m, szerokość dochodzi do 0,3 m. Ściany proste, bez śladów nacisków bocznych. Występują zarówno w piaskach (Ib), jak też w ilach. Są wypełnione lessiem górnym, częściowo piaskiem, oraz wysłane glębą.

Ostatnim typem struktur są pionowe lub skośne pęknięcia, jakby wąskie szczelinki, przerywające piaski warstwowane (por. fig. 6 w tekście, VI *o*, *p*, *r*, *s*, *t*). W miejscu występowania szczelin warstwowa struktura

piasków uległa wyraźnie zaburzeniom pionowym. Na linii szczelin warstewki unoszą się ku górze i przecinają się z kierunkiem szczelin pod kątem ostrym. Grubość pociętej szczelinami warstwy wynosi 1,0-1,5 m.

Do określenia warunków klimatycznych, w jakich dokonało się powstanie struktur inwolucyjnych i spękaniowych Bednarówki, ważną rzeczą jest ocena gleby, biorącej udział w zaburzeniach. Gleba ta składa się z dwu wyraźnych poziomów. Poziom dolny jest jasnoszary i szary, piaszczysty, posiada wiele pyłu. Przypomina poziom próchniczny bielicy. Poziom górny — to gleba torfowa, ciężka, zbita, ciemnoszara lub brązowo-czarna.

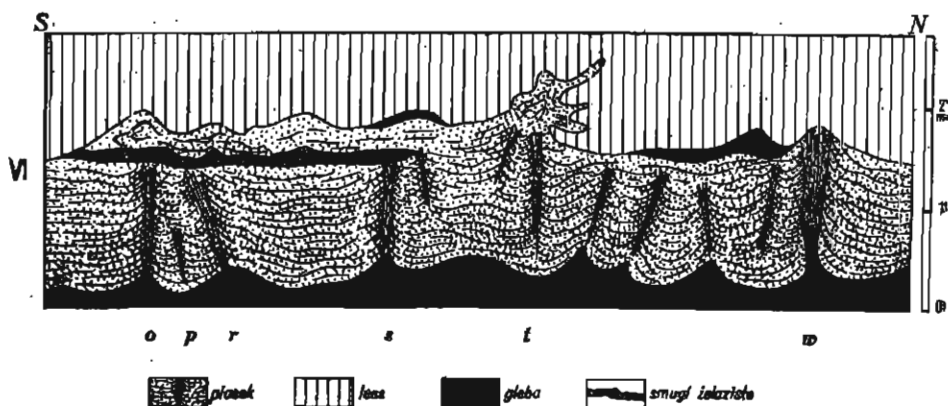


Fig. 6

Krioturbacyjne formy Bednarówki — szczeliny

Grubość jej sięga 20 cm. Wydaje się ważne, że w zaburzeniach uczestniczy przede wszystkim poziom dolny. Nie tworzy on ciągłej warstwy, jest często porozrywany na strzępy i pakiety, znajduje się w spagu i stropie warstwy zaburzonej. Obecne położenie tego poziomu nie daje się ściśle uchwycić, ponieważ jest on integralną częścią struktur inwolucyjnych. Natomiast stosunek torfiastego poziomu górnego do zaburzeń jest nieco inny, wypełnia on bruzdy i powleka strop warstwy inwolucyjnej. Występuje wprawdzie tylko w północnej części odkrywki, gdzie intensywność zaburzeń jest mniejsza, jednakże można tu bezspornie ustalić, że ten torfiasty poziom glebowy powstał w końcowej fazie zaburzeń ulegając w niewielkim stopniu zniekształceniu.

Odkryte przez Łomnickiego (117) kości mamuta (*Elephas primigenius*) tkwiły w glebowej warstwie torfiastej. Poza tym znalazł ów badacz w glebie skąpe resztki chrząszczy i mięczaków, bez udziału wyraźnie

ciepłych gatunków. Wśród pozostałości roślinnych wypłukanych z gleby notuje Łomnicki „resztki mchów, traw i innych drobnych roślinek moczarowych“. Badania prowadzone w r. 1942 w wyjątkowo niesprzyjających warunkach<sup>16</sup> nie pozwoliły na szczegółowe opracowanie organogenicznej treści gleby. Prof. M. Kostyniuk, który, pobrawszy na moją prośbę w odkrywce próbki gleby torfiastej, wykonał wstępną analizę pyłkową, pyłków w próbkach w ogóle nie znalazł.

Gleba międzylessowa na Bednarówce, zawierająca kości mamuta, powstała nie w czasie „fazy stepowej ostatniego okresu międzylodowcowego“, jak twierdził Łomnicki (117), lecz raczej — jak sądzę — w okresie tundrowym, bezleśnym lub tundrowo-leśnym (lasotundra). Pozostaje to w zgodzie z charakterem zaburzeń strukturalnych, które w ogólnej ocenie należy zaliczyć do zaburzeń krioturbacyjnych.

Przejdźmy po kolei owe formy kopalne Bednarówki czyniąc próbę ich porównania z formami mikroreliefu tundr współczesnych.

Bruzdy i kociołki, rozdzielone nieforemnymi pagórkami i przykryte powyginaną warstwą mszystej gleby (por. wyżej fig. 4, profile I, II, III), przypominają bardzo relief bugrowy — ten najbardziej rozpowszechniony typ form eurazjatyckiej tundry i tundry leśnej. Takie charakterystyczne formy wklęsłe, jak I a i III i, wypełnione masą glebową i częściowo zwężone przez rozsuwające się na zewnątrz zbocza pagórków, są typowe dla bruzd, rozdzielających nabrzmienia bugrowe. Cechą istotną tych form, rozwijających się pod działaniem mrozu w materiałach mineralnych, nasiąkających wodą, a przykrytych powłoką darniowo-roślinną, jest wzrost pionowy pagórków, ich jakby pęcznienie. Na szczytach takich bugrów roślinność krzewi się znacznie powolniej niż w bruzdach, na wierzchołkach zaś jest niszczone, głównie przez wiatry. Warstwa próchniczna naszych bugrów kopalnych zachowuje się podobnie, wyklinowuje się i zanika ku szczytom.

Z Grenlandii Zachodniej opisałem (80) formy tundrowe o typie bugrów, powstałe z przeobrażenia spękaniowych gleb komórkowych. Pagórki, pozbawione roślin, a przez to należycie nie umocnione, rozlewają się w ciepłej porze roku a ich masa ilasta wypełnia bruzdy. Taką strukturę śledzimy również w opisywanym typie bruzd kopalnych. Plastyczne ility

<sup>16</sup> Badania owe wykonywano „nieoficjalnie“, a więc bez zgody niemieckich władz okupacyjnych, odwiedzając odkrywkę w godzinach popołudniowych i wieczornych, po zakończeniu prac na kopalni. Jednorazowe dłuższe przebywanie w odkrywce nawet w tym czasie było niebezpieczne ze względu na straż, pilnującą pobliskich torów kolejowych. Próbkę pobrane w odkrywce w stosunkowo dużej ilości przepadły w czasie późniejszych działań wojennych.

trzeciorzędowe, na których powierzchni rozwijały się głównie kopalne bugry Bednarówki, były bardzo podatnym materiałem do wszelkich przeobrażeń kształtu. Mikrosoliflukcyjne rozlewanie się pagórków sięgało niekiedy na odległość kilku metrów, jak np. w formie *d* na profilu II (fig. 4). Powierzchnia tundry opadała lekko ku N, w tym też kierunku najłatwiej i najczęściej przedzierała się półpłynna masa ilasta. Część form bugrowych zgodnie z pewnym, niewielkim nachyleniem powierzchni przeobraziła się w pasy i bruzdy soliflukcyjne (soliflukcji zboczowej).

Niezmiernie typową cechą wielu zjawisk krioturbacyjnych tundry są prądy pionowe w rozmokłej ciekłej glebie. Zarówno w bugrach jak też w charakterystycznych formach peryglacialnych, zwanych kraterami tundrowymi, stwierdzamy prądy wstępujące, wywołane bądź to podnoszeniem się zamarzającej powierzchni, działającej na materiał ciekły wewnątrz jak pompa ssąca, bądź też przez nacisk warstwy zamarzającej na glebę niezamarzniętą, spoczywającą w głębi. Takie kolumny prądowe obserwujemy na ścianie wykopu cegielni bednarowskiej (fig. 5 w tekście). Owe słupy przebijają się od plastycznego podłoża lessu dolnego i ilów przez warstwowane piaski i rozlewają się u góry na powierzchni układającego się lessu górnego. Dynamizm i płynność masy są najwyraźniej widoczne na fotografiach profilów (patrz pl. III), w postaci wyciągniętych smug oraz porwanych z dołu i ku górze wyniesionych strzępów starej gleby (poziom dolny). Przebita warstwa piasków jest wygięta ku górze. Godzi się podkreślić, że zjawisko zachodziło w czasie, gdy już narastał na tundrze less górny. Forma słupa wzrasta ku górze w miarę podwyższania powierzchni, w końcu ulega zupełnemu zasypaniu przez less.

Kliny lodowe Bednarówki nie należą do typu tych wielkich form tundrowych, odznaczających się prężnością boczną, które opisał Leffingwell (111, 112). Są to raczej sporadyczne szczeliny, nie przekraczające miąższości poziomu aktywnego, które woda szybko przeobrażała w bruzdy. Świadczy o tym fakt, że niektóre bruzdy mają postać klinową (profil I na fig. 4), z charakterystycznym ostrym zakończeniem.

Formy profilu VI (fig. 6), położone w najbardziej południowym odcinku ściany cegielni, wyjaśniają wiele, gdy idzie o początki procesu powstawania słupów. Szczeliny pionowe i skośne dzielą warstwowane piaski na szereg brył. Piaski są podesłane ciemnoszarą glebą typu namulów bagiennych. W miejscach, gdzie szczeliny przerzynają całą warstwę piasków i sięgają w ich podłoże, tam na linii dolnej szczelin mamy wyniosłości, jakby zwązające się ku górze pagórki namułu. Wierzchołki pagórków wciskają się w szczeliny, w jednym nawet przypadku (*w*) — do połowy warstwy piaszczystej. Linie zaburzeń warstw piasku są równoległe do



powierzchni gleby. Również strop warstwy piaszczystej jest spaczony zgodnie z zaburzeniami wewnętrznymi.

Wynika z tego, że sfalowanie warstewek, szczeliny oraz zaburzenia dolnych namulów powstały równocześnie i pod wpływem działania tych samych sił. Szczelin nie można uważać za szczeliny lodowe, są stanowczo na to za wąskie (szerokość ich wynosi kilka cm). Są to raczej powierzchnie pewnych zluźnień, jakie wytwarzają się w czasie rozmarzania poziomu aktywnego w lecie, dzięki zmniejszaniu się objętości, a więc kurczeniu się warstwy rozmarzającej i równocześnie wysychającej. Cięcia takie rozbijają poziom aktywny na odrębne bryły, jak już o tym była mowa wyżej.

Przykład profilu VI wskazuje na to, że rozmarzanie letnie sięgało poniżej grubości warstwy piaszczystej i obejmowało również spągowe gleby mułowe, a więc ok. 1,5 m od powierzchni ziemi. W miarę przesuwania się w dół powierzchni zamarzliny, część górna poziomu aktywnego wysychała, a szczeliny stawały się coraz szersze. Natomiast część dolna warstwy zamarzniętej, tuż ponad nieprzepuszczalną zmarzliną, była stale silnie przepojona wodą roztopową. W lecie mułowa masa półpłynna wchodziła od dołu w rozwarłe szczeliny ulegając naciskowi brył osiadającego piasku. Proces ten rozwijał się dalej, może nawet w sposób bardziej intensywny, z nadejściem zimy, gdy rozpoczynało się zamarzanie gleby. Postępujące od góry zamarzanie wywoływało stan napięcia i podnosiło ciśnienie w części nie zamarzniętej. W tym więc czasie błotnista masa dolna z wielką siłą parła ku górze w kierunku szczelin. Rezultaty tego nacisku są wyraźne, warstewki piasku uległy na linii szczelin wygięciu ku górze, a nawet już zamarznięta powierzchnia została w miejscach nacisku podniesiona i spaczona (por. profil VI, o, r, w). W jednym miejscu (t) prężność niezamarzniętej masy wewnętrznej musiała być tak wielka, że zamarznięta powierzchnia została przerwana, a ciekła masa piaszczysta wydostała się gwałtownie na zewnątrz. Trudno inaczej byłoby objaśnić powstanie tej osobliwej formy, przypominającej miniaturowy wytrysk wulkanu. O gwałtowności procesu świadczy tu fakt zupełnego zaniku dawnej struktury warstwowej piasku.

Formy, zilustrowane na profilu VI, są w całości zjawiskiem młodym, jakby etapem początkowym rozwoju tych słupów, które występują w środkowej części ściany cegielni (profil IV na fig. 5). Nie ulega wątpliwości, że rozszerzenie szczelin i przedostanie się masy mułków ku górze na powierzchnię dałoby w ostatecznym rezultacie formy identyczne z naszkicowanymi na profilu IV.

Podsumowanie wyników analizy przekrojów odkrywki na Bednarówce prowadzi do wniosków następujących:

1. Zaburzenia glebowe mają charakter peryglacialnych zjawisk krioturbacyjnych.

2. Formy owe powstały w obszarze, którego powierzchnia była przykryta roślinnością. Obfite nagromadzenie próchnicy w postaci poziomu gleby kopalnej jest tego dowodem. Poziom próchniczny zarówno bierze udział w zaburzeniach, jak też przykrywa formy mikroreliefu. Gleba owa jest częściowo starsza, częściowo współczesna z fazą rozwoju form inwolucyjnych.

3. Pod względem genetycznym formy Bednarówki zbliżają się do siebie i tworzą razem zespół mikroreliefu o typie tundrowo-kontynentalnym. Biorą w nim udział nabrzmienia bugrowe, przedzielone bruzdami, dalej kratery tundrowe oraz szczeliny kontrakcyjne, powstałe przez działalność mrozu i podsychnanie gruntu.

4. Stopień typowości tych form jest różny. Nie ulega wszakże wątpliwości, że pierwotnie typowe formy uległy wtórnie pewnym przeobrażeniom zarówno przez mikrosoliflukcję jak też w cieplejszej poglacialnej fazie klimatycznej w związku z likwidacją soczewek, żył i wszelkiego innego rodzaju skupień lodu, znajdujących się głębiej w zmarzlinie poniżej peryglacialnego poziomu letniej aktywności.

5. Pionowa rozpiętość struktur inwolucyjnych jest duża i dochodzi od 2,0 do 2,5 m w miejscach, gdzie brak jest ciągłej warstwy próchnicznej. Są to więc najwyższe wartości letniego odmarzania powierzchni nie pokrytej roślinnością a przez to słabo izolowanej od bezpośredniego działania nasłonecznienia. Odcinki, w których występuje warstwa ciągła gleby torfiastej, mają mniejszą amplitudę zaburzeń.

6. Formy inwolucyjne Bednarówki powstały w okresie bezpośrednio poprzedzającym okres sedymentacji lessu górnego okolic Lwowa. Less ten odpowiada zlodowaceniowi bałtyckiemu (Varsovien II). Wzajemny stosunek obu warstw do siebie i ich silne powiązanie pozwala przypuszczać, że istniała ciągłość klimatyczna między wcześniejszym okresem glebowym zaburzeń strukturalnych a późniejszym okresem powstania lessu. Oba zjawiska zachodziły w klimacie chłodnym, zmienił się jedynie stopień wilgotności. Krioturbacyjne formy tundrowe powstały niewątpliwie w klimacie wilgotniejszym niż klimat lessu. Dowodem tego jest gleba torfiasta oraz także formy jak wycieki tundrowe, dla których powstania niezbędny jest wysoki stan płynności materiału.

## 2. Pomirki k. Włodzimierza

W czerwcu 1939 r. w czasie wycieczki zjazdu, poświęconego zagadnieniom lessu na Wołyniu, Ludwik Sawicki demonstrował uczestnikom

zjazdu interesujące formy peryglacjalne w okolicach Włodzimierza. Korzystając z uprzejmej zgody p. L. Sawickiego podaję tutaj wzmiankę o pięknych strukturach inwolucyjnych i soliflukcji w cegielniach wsi Pomirki, położonej w odległości 3 km na NE od Włodzimierza.

Głównym obiektem demonstrowanym, który wzbudził wielkie zainteresowanie i żywą dyskusję wśród uczestników wycieczki, był kompleks soliflukcyjny, odsłonięty w cegielni, najbliżej miasta położonej (por. pl. II, fig. 2). Występują tam grubsze smugi glin piaszczystych ciemnych, przekładanych cienkimi pasemkami piasku. Smugi opadają zboczowo, są lekko sfalowane, wyklinowują się i dachówkowato zachodzą na siebie. Cały kompleks jest pocięty drobnymi, wstecznie odgiętymi uskokami. Od góry wrzynają się w owe gliny piaszczyste, nieforemne, naciekowe kieszenie, wypełnione zwietrzałym piaskiem. Grubość całej warstwy smugowanej wynosi ok. 2,0 m. Pod nią odsłania się glina lessowa żółta, warstwowana, nad nią drobny piasek.

W następnej z kolei w pobliżu położonej cegielni znaleźliśmy odsłonięty na ścianie przekopu poziom inwolucyjny, składający się z kilku kociołków. W spągu występują żółte, pasmowe, soliflukcyjne gliny lessowe, podobne do glin cegielni poprzedniej, na nich zaś łąki sowy, dość zwięzły. Inwolucje są związane z tym właśnie poziomem. Rozpiętość zaburzeń wynosi 1 m. Najwyższą warstwą profilu są szare piaski, dość grube, warstwowane. Wypełniają one wklęsłe formy inwolucyjne. Na kontakcie płasków i łów występuje ciemnobrązowa warstwa orszynowa, która wyraźnie podkreśla fantastycznie powyginaną linię zaburzeń.

Pozycja stratygraficzna i wiek opisanych zjawisk peryglacjalnych nie jest jasny. Wiadomą jest tylko rzecz, iż inwolucje i soliflukcja występują tu w stropie grubej serii żółtych glin lessowych, spoczywających bezpośrednio na zwietrzałym marglu kredowym, w którym trafiają się luźne otoczaki skał krystalicznych. Jest to prawdopodobnie jakiś starszy, kompletnie przerobiony less w typie glin lessowych, które w dalszym ciągu opiszę z Białopola, między Chełmem a Hrubieszowem. Dodać należy, że o podobnym lessie starszym, przykrytym piaskami i żwirami dyluwialnymi w okolicach Włodzimierza, wspomina Gagel (52). W każdym razie less ów nie ma nic wspólnego z szeroko na Wołyniu znanym lessiem młodszym, górnym, pochodzącym z ostatniego zlodowacenia.

Peryglacjalne zjawiska okolic Włodzimierza są bezsprzecznie starsze od ostatniego zlodowacenia. Czy odpowiadają one zlodowaceniowi środkowopolskiemu, czy może są jeszcze starsze, tego w tej chwili nie podobna rozstrzygnąć.

### 3. Cichobórz (ark. Kryłów)<sup>17</sup>

Na 12-metrowym tarasie Bugu na E od wsi znajduje się piaskownia, w której odsłaniają się piaski u dołu przekątnie, wyżej poziomo i spokojnie warstwowane, przechodzące w less. W stropie piasków, tuż pod lessem znajduje się kilka niewielkich klinów, wypełnionych piaszczystą gliną. Posiadają one cechy klinów lodowych.

Kliny powstały w okresie ostatniego zlodowacenia, gdyż z tego czasu pochodzi ów taras Bugu.

### 4. Czartowczyk (ark. Tyszowce)

W rozcięciu drogi na północ od wsi odsłania się potężny profil utworów plejstoceńskich. Szczegółową charakterystykę profilu podałem gdzie indziej (85).

Na szarej morenie głównego zlodowacenia Wyżyny Lubelskiej (zlod. Cracovien, Małopolska), a pod dwoma lessami, przegrodzonymi glebą kopalną, występuje kompleks glin piaszczystych szarych i brązowych oraz piasków zawierających skąpy materiał gwałowy. Struktura glin jest typowo soliflukcyjna — w postaci smug i pasm jasnych i ciemnych, nachylnych zgodnie z upadem zbocza. Od wyżej leżących lessów oddziela soliflukcję wyraźny poziom zwietrzenia. Grubość całego pokładu soliflukcyjnego wynosi 3,0 m.

Soliflukcja związana jest ze zlodowaceniem środkowo-polskim. Spłynięty materiał zboczowy pochodzi częściowo z dolnej moreny szarej, częściowo ze zwietrzelin kredowych.

### 5. Trzeszczany (ark. Grabowiec)

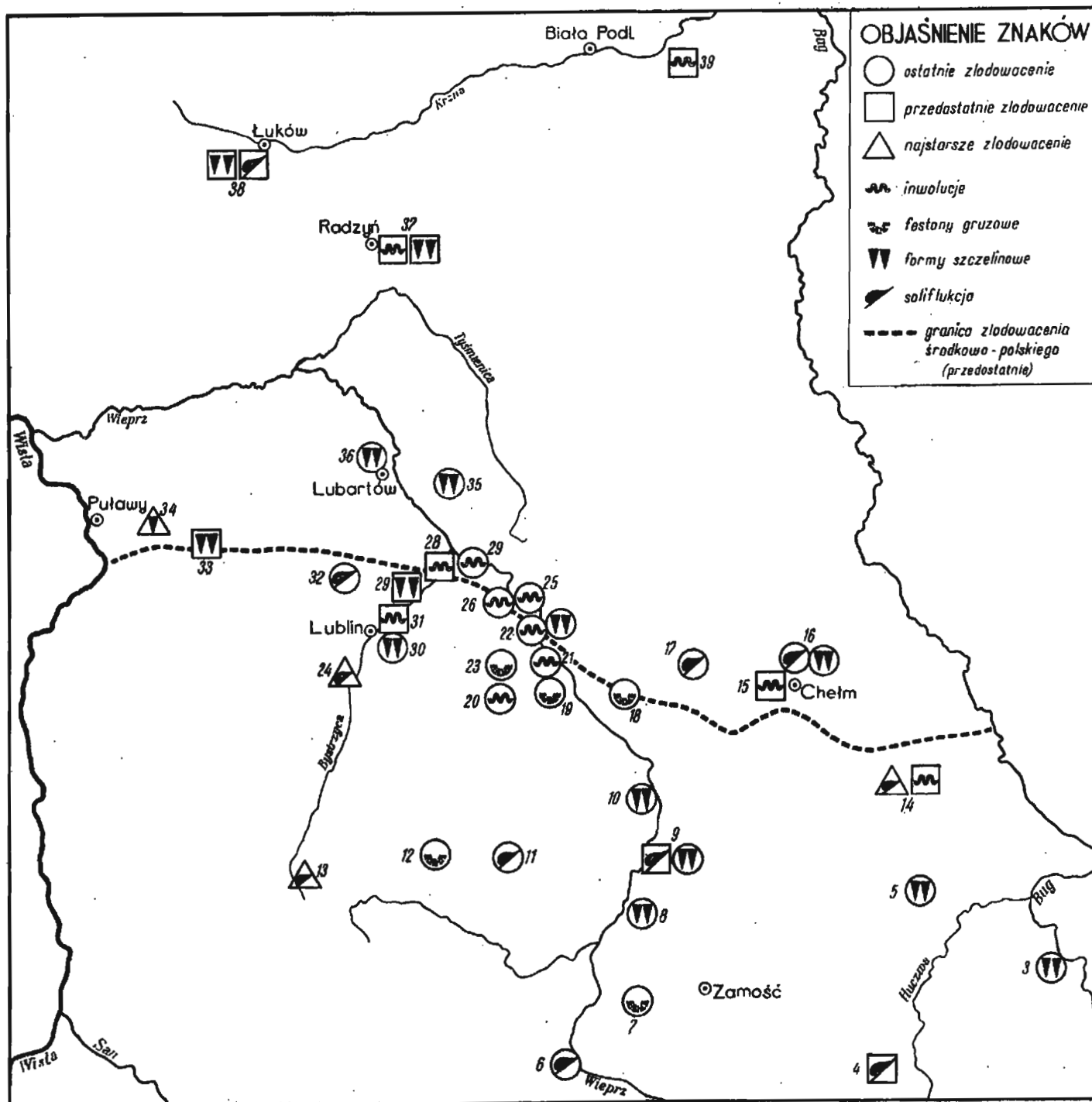
Według informacji, udzielonej mi uprzejmie przez mgra J. Trembaczowskiego (Uniwersytet M. C. S. w Lublinie), znajduje się w Trzeszczanach na północnym zboczu doliny odkrywka, gdzie wyraźnie są widoczne dwa lessy, przegrodzone czarnoziemną glebą kopalną półmetrowej grubości.

Glebę kopalną oraz dolny less rozcina, jak mogłem się zorientować na podstawie przekazanych mi szkiców, typowy klin lodowy o szerokim wlocie i wygiętych ścianach, świadczących o wywieranym przez klin nacisku bocznym. Less górny wypełnia wnętrze klina.

### 6. Wywłoczka (ark. Zamość)

W cegielni polowej położonej między wsią Turzyniec i Wywłoczka w małej, suchej dolince, uchodzącej do Wieprza, odsłania się seria glin

<sup>17</sup> Rozmieszczenie odkrywek podano na załączonej do tekstu mapce (p. tabl. I).



Mapa rozmieszczenia odkrywek z peryglacjalnymi formami plejstocenu pd.-wsch. Polski (wg arkusza mapy 1:100.000)

i mułków. Bezpośrednio pod lessem wapnistym (6 m miąższości) występuje tam bezwapienna glina, siwa z odcieniem zielonawym, z plamami i falistymi pasmami kremowymi. Utwór ten przypomina less, jest jednakże bardziej ilasty aniżeli typowy, porowaty less młodszy. Nie ma wyraźnej granicy między lessem a glinami siwo-zielonymi.

Utwór ten ze względu na jego strukturę i związek z lessem uważam za szczególną fację lessu, zmienionego pod wpływem soliflukcji. Powstał on w czasie przejścia wilgotnej fazy klimatycznej ostatniego zlodowacenia w Polsce w fazę suchą, kontynentalną, w której osadził się less.

### 7. Niedzieliska (ark. Zamość)

Na południe od wsi Niedzieliska (między Szczebreszynem a Zamościem) znajduje się kilka niewysokich wzgórz kredowych, skąpo na zboczach przykrytych piaskami czwartorzędowymi. Na płaskim wierzchołku jednego z tych wzgórz założono kamieniołom do eksploatacji wapnistych margli kredowych. Na ścianach kamieniołomu odsłania się ponad litą skałą gruby pokład gruzu kredowego, składającego się z charakterystycznych płaskich płytek, na ogół ułożonych poziomo jak cegły muru. Część dolna tej warstwy gruzowej posiada płytki grubsze, ściśle przylegające do siebie w części górnej, natomiast wyraźnie oddzielające się od warstwy poprzedniej, gdzie występują wyłącznie płytki cienkie, luźno ułożone, przetykane drobnym miałem kredowym. Ten silnie zwietrzały górny poziom zwietrzelinowy ma 90 cm grubości.

W kilku miejscach odsłonięcia stwierdzono, że płytki górnej warstwy zwietrzelinowej są wyraźnie wyruszone z poziomego położenia. Układają się one w stropowej warstwie gruzu w formie małych fałdzików lub festonów półkolistych, których amplituda stopniowo ku dołowi zanika. Największe odchylenie od poziomego położenia wynosi 17 cm (por. pl. IV, fig 1).

Jedna z owych miniaturowych antyklin na linii przegubu jest ostro zakończona. Zbieżnie ułożone płytki tworzą formę, przypominającą szczyt dwuspadowego dachu. Linia tej zbieżności przedłuża się w dół, przechodzi w warstwę płyt grubych, gdzie śledzimy również nieznaczne zresztą wyruszenie tychże płyt z poziomego ułożenia. Gdzie indziej takie dwuspadowe podniesienie płytek leży na przedłużeniu spękań ciosowych litej skały. Nie jest to jednakże regułą. W innych znów miejscach można zaobserwować, że sfalowane płytki górnego poziomu rumoszewego nie mają w ogóle żadnej łączności z dolnym poziomem płyt grubych lub ze spękaniami ciosowymi niezwiędzłej skały.

Szczególnie oryginalną formę znaleziono w miejscu, w którym wśród płytkowego gruzu kredowego zjawia się glina rumoszowa, namulona zapewne niegdyś przez wodę w szczelinach międzyławicowych. Głina ta

przebiega się w postaci pagórków 60-centymetrowej wysokości przez warstwę gruzową, ku powierzchni. Na zboczach pagórków płytki są uniesione ku górze i ustawione skośnie (por. pl. IV, fig. 2).

Opisane formy są bezwątpienia związane z działalnością mrozu. Wpływ tego czynnika przejawiał się szczególnie w drobnopłytkowym gruzie do głębokości 90 cm. Sfalowanie tej warstwy dokonało się w wyniku zmian objętościowych w zasięgu corocznego odmarzania. Działał tu zarówno nacisk boczny w czasie zamarzania, gdy objętość całej warstwy gwałtownie wzrastała, jak też mrozowe pęcznienie wielokierunkowe wszelkiego rodzaju skupień drobnoziarnistego gruzu i glin. Przykładem działalności sił drugiego typu są wysoko wyniesione pagórki gliniaste, widoczne na pl. IV, fig. 2. Większe zwilgocenie tych glin i większa w nich siła krystalizacji lodu była przyczyną stałego wzrostu pagórków i przebiegania się ich przez warstwę płytkowego gruzu. Idący od dołu nacisk zburzył dawną poziomą strukturę płytek, rozsunał na zewnątrz i uniosł ku górze. Powierzchniową formą tego zjawiska, którego przekrój tak dobrze dziś odsłania ściana kamieniołomu, była okrągława wysepka gliniasta, otoczona wieńcem pionowo ustawionych płytek. Ten typ formy, znany powszechnie we współczesnej strefie arktycznej, jest jedną z odmian gleb strukturalnych kamienistych. Podobne wypukłe wysepki ziemiste wśród gruzu i bloków skalnych występują również w pasie subniwalnym wysokich gór, m. i. w Tatrach w wysokości ok. 2000 m (82).

Drugim typem zaburzeń krioturbacyjnych opisywanych odsłoneń Niedzielisk są sięgające w głąb grubopłytkowego rumoszu linijne uszeregowania płytek — a więc zjawisko typu „Stiche“ Keilhacka (91), dla którego wyżej zaproponowałem nazwę „strzałka“. Zbieżne ustawienie płytek wzdłuż pewnej linii świadczy o tym, że siła działająca była skierowana od dołu ku górze. Mógł to być nacisk wody zamarzającej w szczelinie ciosowej na gruz, który przykrywa tę szczelinę. Takie tłumaczenie przyjmuje Krüger (104). Nie jest jednakże jasne, dlaczego amplituda podniesienia płytek wzrasta ku górze. Siła działająca od dołu powinna wywołać największe zaburzenia tuż u wylotu szczeliny.

Najgłębszy zasięg strzałek wynosi w badanych odkrywkach 2,5 m. Nie jest to jednakże miernik letniego odmarzania gleby, gdyż właściwe zaburzenia strukturalne gruzu nie przekraczają 1 m. Tę głębokość uważać należy za średni zasięg letniego odmarzania gruntu.

Ponad zaburzonym poziomem gruzu występuje niegruba warstwa współczesnej, gliniastej gleby o charakterze rędziny (20 do 30 cm). Zaburzenia gruzowe spotykamy tak płytko pod powierzchnią, że nie można wyłączyć również częściowego ich związku z klimatem współczesnym, tzn. z działalnością mrozu w czasie ostrych zim, kiedy głębokość zamarzania

zazwyczaj przekracza 0,5 m. Jednakowoż w całości swojej zaburzenia te są zjawiskiem raczej natury kopalnej — pochodzą z epoki lodowej. Świadczą o tym następujące dane:

1. Nawet w czasie bardzo mroźnych zim zamarzanie gruntu nie sięga do głębokości spągu zaburzonej kredy zwietrzelinowej.

2. Profil zarówno odkrywki w Niedzieliskach, jak wielu mi znanych innych podobnych odsłoneń składa się wyraźnie z dwu części, ostro od siebie oddzielonych: dolnej grubej warstwy gruzowej i cieńszej warstwy gliniastej na powierzchni. Jest to profil dwu warstw wietrzeniowych — starszej, zimnej z dominującym procesem fizycznego wietrzenia, i młodszej, cieplej z wietrzeniem chemicznym. Zaburzenia krioturbacyjne są tylko w dolnej warstwie.

Zaburzenia strukturalne w kredowym gruzie okolicy Niedzielisk powstały w czasie ostatniego zlodowacenia. Nie mogą być starsze, skoro są związane z powierzchniową warstwą wietrzeniową, która znajduje się pod współczesną glebą, odpowiada zaś fazie chłodnej, bezpośrednio poprzedzającej obecny okres klimatyczny.

#### 8. Ruskie Piaski (ark. Krasnystaw)

Przy drodze, wiodącej ze wsi Ruskie Piaski do Tarzymiech, jest odsłonięta ścianka lessowa, na której w części dolnej widać wyraźnie less warstwowany, piaszczysty (3,0 m), przechodzący ku górze w less niewarstwowany (2,5 m). Powierzchniową warstwę lessu dolnego przecinają wąskie, pionowe szczelinki, wzdłuż których warstewki lessu unoszą się ku górze. Są to jakby miniaturowe antyklinki, rozcięte szczelinką u szczytu. Wysokość szczelin 90 cm, grubość 2,3 cm. Całość przypomina pęknięcie w piaskach Bednarówki. Formy te uważam za szybko powstające, ale krótkotrwałe krioturbacje, wywołane zamarzaniem gleby na niskich, podmokłych tarasach. Należą one do typu zaburzeń ekspansyjnych, towarzyszących boczemu rozszerzaniu się warstw w czasie zamarzania.

Opisane odsłonięcie dowodzi, że less warstwowany, który tworzy dolną część 15-metrowego tarasu doliny Wieprza, osadzał się jako utwór wodno-eoliczny w warunkach chłodnego, chociaż wilgotnego klimatu. Less górny bez wyraźnej granicy przykrywa sfałdowaną i splekaną powierzchnię lessu warstwowanego.

Ponieważ 15-metrowy taras pochodzi z ostatniego zlodowacenia: — na co wskazuje wiele faktów stratygraficznych i morfologicznych<sup>18</sup> —

<sup>18</sup> Podaję je w pracy, poświęconej stratygrafii czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej, która się ukaże osobno.



wobec tego ten sam wiek należy przypisać szczelinowym zaburzeniom w stropie lessu warstwowanego.

### 9. Izbica (ark. Krasnystaw)

W dole klinkierni izbickiej rozkopano wspaniały profil utworów plejstocenijskich, spoczywających na łagodnie opadającym zboczach kredowym.

Najstarszym utworem jest tu glina morenowa, fragmentarycznie zachowana w dolnej części zbocza. Na niej spoczywa młodsze ogniwo czwartorzędu — potężna pokrywa gruzów zboczowych, odsłoniętych wszędzie w dole klinkierni, tuż poniżej lessu, eksploatowanego dla wyrobu klinkieru. Gruz jest zlepiony gliną szarą, zawiera skąpy materiał północny. Warstwa ta powstała ze zboczowego przemieszania kredowego gruzu zwietrzelinowego oraz resztek glin morenowych. Ponieważ wspomniana morena pochodzi ze zlodowacenia Cracovien (Małopolska), zjawiska zboczowe o charakterze soliflukcyjnym, którym morena dostarczyła gliny i głazów północnych, musiały zachodzić w okresie zlodowacenia bezpośredniego młodszego, tzn. środkowo-polskiego.

Ponad gruzem znajduje się prawie 10-metrowy pokład lessu, u dołu siwego, łąstego, u góry żółtego, syckiego. Spąg lessu ostro odcina się od warstwy gruzowej. Powierzchnia gruzu opada z nachyleniem  $2,5^\circ$  do  $3,0^\circ$ .

Dno dołu klinkierni znajduje się na poziomie kontaktu lessu i gruzu. Gruz jest odsłonięty lepiej jedynie w tych miejscach, w których przekopano jednowarstwową głębokości korytarze do przepuszczania wózków transportujących surowiec do klinkierni.

W jednym z takich przekopów, zorientowanych N-S, znaleziono szereg kieszeni klinowych. Rozcinają one gruz do głębokości 0,8-1,0 m. Zarysy części tych klinów w wiernej proporcji oraz ich przestrzenne usytuowanie przedstawiono na fig. 7.

Ponieważ kliny znajdują się na obu ścianach korytarza, szerokiego na 4 m, wobec tego można było ustalić, że są to przekroje długich szczelin, tnących warstwę gruzową w dwu kierunkach. W-E i NW-SE. Szerokość szczelin waha się w granicach od 0,15 do 1,5 m, najczęściej około 0,8 m. Kształt typowy dla klinów lodowych, kontynentalnych.

Charakterystyczne jest ostre zakończenie klinów (fig. 2, pl. V). Ściany rozszerzają się lejkowato ku górze. Gruz wzdłuż ścian klinów nosi ślady bocznego parcia. Płytki kredowe ustawiają się pionowo lub skośnie, na powierzchni są wyciśnięte ku górze i sfałdowane. Najczęściej jedna ze ścian jest równa, druga zaś powyginana. Wygięcie ściany jest związane ze zjawiskiem nacisku bocznego. Asymetria ścian nie ma określonej i zdecydowanej orientacji kierunkowej. Czasami w obrębie tej samej szczeliny

(szczelina w kier. N 65 W na fig. 7) ściana wygięta przechodzi w prostą lub odwrotnie.

Obserwacje poczynione wzdłuż wspomnianego korytarza dają podstawę do wniosku, że powierzchnia gruzowa, w miejscu jej b. łagodnego nachylenia (poniżej 2°) była pocięta siecią szczelin. Nie zdołano ustalić, jakie formy były wycinane przez krzyżujące się szczeliny. Rozmiary tych form musiały być znaczne. Średnio bowiem odległość między klinami na ścianach korytarza wynosi 15-20 m.

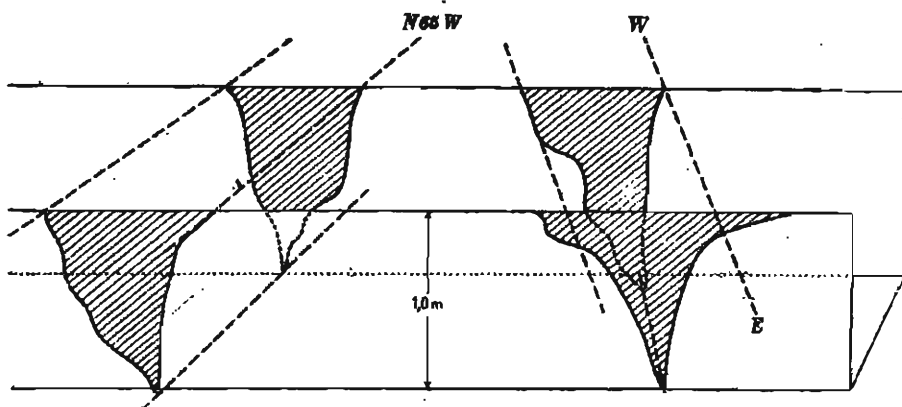


Fig. 7

Kliny lodowe w Izbicy

Nie ulega wątpliwości, że zjawisko obserwowane należy do typu poligonów tundrowych, a więc tych wielkich form wielobocznych, najczęściej czterobocznych („gleby tetragonalne“ Gusiewa, 70), znanych dzisiaj na Alasce i Syberii. Szczeliny były wypełnione lodem, który narastał bocznie rozpychając gruz. Nie był to proces jednorazowy, lecz raczej długotrwały, czego dowodem jest szerokość klinów i wyrobienie ścian.

Wszystkie kliny są wypełnione siwą, normalnie burzącą się w HCl, dość zwięzłą gliną<sup>19</sup>, która wszędzie tu występuje jako dolny poziom lessu. Nie ma żadnej wyraźnej granicy między tym utworem a lessem złotym. Pokrywa on zbocze i wychodzi wysoko na wierzchowinę. W dolnej części zawiera wałeczkowate konkracje żelaziste, stojące pionowo. Utwór ten wypełnia kliny, aż do cienkich, ostrych zakończeń.

Kliny lodowe Izbicy są zatem młodsze od zlodowacenia środkowopolskiego, ponieważ rozcinają pokrywę gruzową, stratygraficznie odpowiadającą temu zlodowaceni. Ponieważ są wypełnione przez utwór lessu-

<sup>19</sup> Analiza mechaniczna tej glinki przedstawia się następująco: Powyżej 0,1 mm — 5,8%, 0,1-0,05 mm — 12%, 0,05-0,01 mm — 49,4%, poniżej 0,01 mm — 32,8%.

wy, powstały więc w przedlessowej fazie zlodowacenia bałtyckiego. Sądzę, że odpowiadają one maksimum tego zlodowacenia i wytworzyły się u początków zaostrającego się kontynentalizmu, w których rozwinęła się lessowa sedymentacja eoliczna.

#### 10. Krasnystaw

Na tarasie doliny Wieprza koło szkoły rolniczej (na północny zachód od miasta) przekopano w czasie robót ziemnych, związanych z zakładaniem studni dla wodociągów miejskich, głęboką kieszeń klinową (fig. 8). Strop tarasu jest w tym miejscu wzniesiony o 19 m ponad dno doliny.

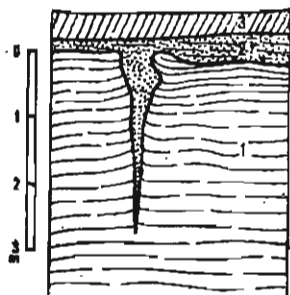


Fig. 8

Klin lodowy w Krasnymstawie

1 less warstwowany, 2 piasek tarasowy, 3 glina

Klin jest wycięty w lessie słabo warstwowanym, a wypełniony piaskami tarasowymi. Forma jest bardzo wąska, ostro zakończona. Głębokość całego klina 2,6 m — bieg N-S. Na ścianach zaznacza się lekkie podniesienie warstewek.

#### 11. Żółkiewka (ark. Krasnystaw)

Na zboczach doliny, przy drodze biegnącej od środka miasteczka ku północy, rozkopano glinę jasnobrazową, smugowaną, zawierającą duże otoczaki, zwłaszcza kredowe, ułożone bezładnie. Utwór ten nie jest moreną, chociaż zawiera materiał północny; raczej nosi cechy soliflukcji. Jego wieku nie można było w terenie oznaczyć.

#### 12. Wysokie (ark. Turobin)

W czasie budowy nowej szosy płytkim przekopem rozcięto w północno-wschodniej części osady powierzchnię i zbocze grzbietu, składającego się z margli kredowych, a przykrytego gliną żółtą i czerwoną, o charakterze deluwiiw zboczowych. Wysokość grzbietu 260 m.

W przekopie odsłania się złożony z płytek gruz kredowy. Gruz tworzy dość regularne zagłębienia miseczkowate, o przekroju półkolistych festonów. Grubość warstwy, w której zaznacza się strukturalne ułożenie płytek, wynosi 0,5 m. Głębokość festonów nie przekracza 0,3 m, szerokość

zaś jest różna — mniejsza na płaskiej powierzchni grzbietu (ok. 1,0 m), zwiększająca się na zboczu w miarę wzrostu nachylenia jego powierzchni. Przy nachyleniu 5° wynosi ona 1,8-2,0 m.

Formy opisane uważam za zjawisko krioturbacyjne pochodzące — podobnie jak zaburzenia gruzowe Niedzielisk — z ostatniego zlodowacenia.

### 13. Sulów (ark. Turobin)

W odkrywce, znajdującej się na prawym zboczu doliny Bystrzycy w Sulowie, a wskazanej mi przez mgra J. Mojskiego, stwierdziłem gruby kompleks staroplejstoczeńskich mułków soliflukcyjnych, podobnych pod względem litologicznym i strukturalnym do utworów w Białopolu (o szczegółach tych piszę poniżej).

Utwory soliflukcyjne składają się z dwu pięter. W dolnym szare mułki zawierają wtrącenia piasków, gruzów kredowych i żwirów peryglacjalnych (bez materiału północnego). W górnym piętrze mułki barwy żółtej zawierają soczewki skał krystalicznych północnych.

Nachylenie smug soliflukcyjnych wynosi ok. 15°.

### 14. Białopole (ark. Grabowiec)

Ciekawy profil utworów czwartorzędowych jest odsłonięty w dole kliniarni w Białopolu. Profil ten opisałem szczegółowo na innym miejscu (81), tu ograniczę się do podania wzmianki o kopalnych formach peryglacjalnych, zbadanych w tym profilu.

Ustaliłem tu takie następstwo warstw, idąc od góry:

- 1 — piaski tarasowe, wstępowo warstwowane, 1,5-3,0 m
- 2 — bruk głazów krystalicznych
- 3 — cienkie piaski i mułki, typu lessowego, z silnie zwietrzałym materiałem północnym 6,0 m
- 4 — mułki ilaste, ily żółte i popielate ze żwirkami materiału miejscowego, 9,0 m
- 5 — mułek kredowy i żwirki trzeciorzędowe
- 6 — kreda

Struktura krioturbacyjna występuje w dwu poziomach niewątpliwie (w. 1 i 3), w trzecim (w. 4) jest prawdopodobna.

Piaski górne (w. 1) składają się z cienkich warstewek białych i brązowych, równo ułożonych. Wypełniają one zagłębienia terenu, przykrywają leżący pod nimi bruk i ścinają niezgodnie mułki warstwy 3. Jest to osad wód spokojnych. Na podstawie rozważań nad całością stratygrafii czwartorzędu okolic Białopola uważam owe piaski za prawdopodobny odpowiednik zlodowacenia środkowo-polskiego, gdy tymczasem zagrzebany pod nimi bruk jest pozostałością po morenie zlodowacenia bezpośrednio starszego.

W piaskach tych znalazłem niezmiernie interesującą formę inwolucyjną, którą przedstawia fig. 1 na pl. VI. W miejscu, w którym piaski wypełniają niewielkie zagłębienie terenu, przy czym warstewki wstępne uginają się tu równolegle do powierzchni podłoża, widzimy gwałtowną przerwę w piaskach, jakby jakieś eksplozywne zburzenie spokojnej struktury warstwowanej w samym środku zagłębienia. Stwierdzamy, że forma zdradza znamiona działalności nagłego, wybuchowego procesu, który przedarł całą warstwę od samego dna depresji. Na linii eksplozji warstewki piasku zostały gwałtownie odgięte ku górze, na powierzchni zaś wytworzył się lej, którego przekrój wypełniony ciekłym, pylastym piaskiem warstwy nadległej jest na zdjęciu widoczny. Współczesna gleba ścina całą strukturę. Pionowa rozpiętość zaburzenia wynosi 2,5 m.

Przedstawiony przykład należy do tego szczególnego typu form eksplozji tundrowych, które Sukaczew (174) i Sharp (161) opisali „in statu nascendi“, a Bahr (7), Edelmann, Florschütz, Jeswiet (46) i Steeger (172, 173) z osadów plejstocenijskich. Formy takie powstają w jesieni lub początku zimy, gdy stopniowo zamarza poziom aktywny tundry. Wówczas woda lub glebowa masa płynna, sprężona między powierzchnią zmarzliny a świeżo tworzącą się warstwą zamrożoną, może przedostać się ku górze, o ile powierzchniowa, zlodniała warstwa nie wytrzyma naporu. Dodać należy, że poważną rolę może odegrać tutaj również powietrze, wydzielone z wody w czasie jej krzepnięcia. Kopalna forma Białopola powstała w miejscu, w którym łatwo zbierała się woda w zakłębłości terenowej. Tu utworzyła się soczewka naporowa, z której woda i powietrze przedarły się na powierzchnię, rozrywając stropową warstwę piasków. Czynnikiem działającym była tu bez wątpienia tylko czysta woda i powietrze, nie zaś płynna masa glebowa, gdyż na powierzchni nie widzimy wyrzuconego z wnętrza piasku. W ogóle w czystych silnie porowatych piaskach należy liczyć się tylko z działalnością wody. Siła i skuteczność jej działania jest większa aniżeli napór „brejowatych“ mas w glinach, iłach i mułkach, cięższych i osłabionych przez wewnętrzne tarcie.

Drugim od góry poziomem struktur peryglacialnych jest warstwa 3 — tj. cienkie piaski i mułki. Znajdujemy tu długie, skośnie zorientowane smugi, wśród których są wtrącone soczewki i warstwy mocno pokruszonego, rozdrobnionego gruzu skał krystalicznych, głównie czerwonych granitów. Materiał ten tu i ówdzie jest scementowany i tworzy kruchą brekcję. Ilość wkładek gruzowych zmniejsza się w dół. Całość struktury bez trudności można określić jako soliflukcję na słabo nachylonej powierzchni.

Warstwa 4 — tzn. dużej miąższości kompleks mułków sinych i iłów posiada również strukturę o cechach soliflukcji. Występują tu soczewki

i nieforemne, pogięte warstwy żwirków kredowych i kwarcowych, bez udziału materiału krystalicznego. Trafiają się tu również wyklinowujące się smugi i charakterystyczne języki soliflukcyjne, przedzielone między sobą cienkimi warstewkami ciemnobrązowej glinki piaszczystej. Smugi te gdzieśgdzie na krótkich odcinkach są dość stromo nachylone, jakby spłynęły z małych, niewysokich pagórków. Widać z tego, że mułki i łyły oraz wtrącone w nich żwiry osadzały się w zbiornikach wodnych, które ulegały periodycznym osuszaniom i rozcinaniom. Niewielkie te wyniosłości rozjeżdżały się na boki, jednakowoż proces ten przebiegał nie w całej masie wynurzonych łąw, lecz tylko przez systemy cienkich smug typu soliflukcyjnego.

Soliflukcja, odkryta pod brukiem, a więc w warstwie 3, jest starsza od zlodowacenia, które ogarnęło całą Wyżynę Lubelską (Cracovien, Małopolska). O tym najstarszym zlodowaceniu Wyżyny mało wiemy. Wśród spłyniętych mułków lessowych znajdują się resztki skał krystalicznych, pochodzących z tego właśnie zlodowacenia.

#### 15. Chełm

W piaskowni, położonej na NW od miasta, koło dawnego szpitala psychiatrycznego, widoczna jest 12-metrowa ściana piasków i żwirów fluwioglacjalnych, w których stropie odsłonięto poziom struktur inwolucyjnych. Fragment tej warstwy przedstawiono na fig. 9.

Zaburzenia (warstwa 2 na rysunku) mają w przekroju postać rozszerzających się ku górze pasów żwirowych, przegrodzonych brązowymi piaskami żelazistymi. Żwiry, przeważnie kredowe, są scementowane wę-

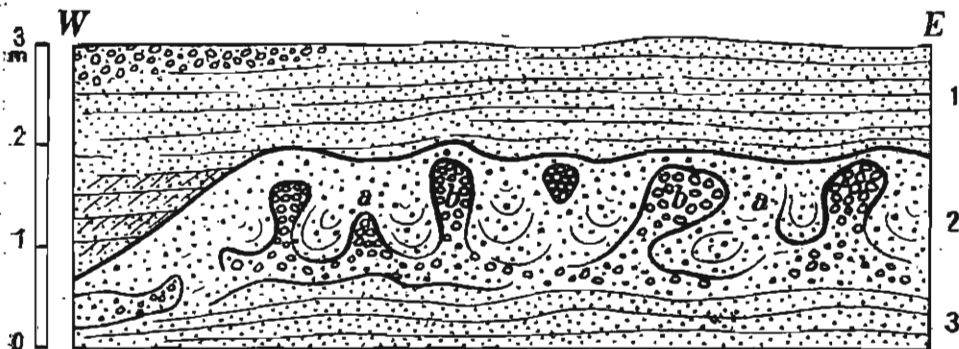


Fig. 9

Formy inwolucyjne piaskowni Chełmskiej

1 piasek warstwowany z glazami w stropie, 2a piasek gruby, 2b żwiry, 3 piasek warstwowany

glanem wapnia tworząc zlepieniec. U dołu łączą się owe pasy w warstwie piaszczysto-żwirowej, scementowanej słabiej.

Przekop poziomy ustalił, że pasy żwirowe przekroju pionowego są w przestrzeni trójwymiarowej bądź to wymienionymi słupami o kształcie maczug, bądź też tworzą zamykające się dokoła brązowych piasków wały żwirowe.

Kociołki między słupami i wałami mają średnicę 0,4–0,6 m. W przekroju wypełniających je piasków widać wyraźnie warstewki, wygięte równoległe do ścian kociołków.

Grubość warstwy zaburzonej wynosi 1,0–1,1 m. Przykrywa ją piasek średni, ze żwirami u góry, równo warstwowany. Jest wyraźna granica między tym pokładem a warstwą inwolucyjną.

Opisane formy, mimo że na pierwszy rzut oka sprawiają wrażenie gleb strukturalnych kamienistych, a więc np. jakiejś sieci kamienistej, w rzeczywistości do tego typu struktur zaliczanie być nie mogą. Sieci strukturalne powstają przez wysortowanie i odsunięcie na bok grubszych elementów takich jak żwir i gruz z gleby drobnoziarnistej. W naszym przykładzie proces jakiegokolwiek segregacji materiału zgoła nie zachodzi. Piasek brązowy żwirów nie zawiera, pionowe zaś pasy żwirowe, jak widać to wyraźnie w odkrywce, powstały z dolnej poziomej warstwy żwirów bądź to przez mechaniczne wyciśnięcie, bądź też przez mrozowe przekucie się przez piaski ku górze. Zresztą, w pewnej części odkrywki znaleziono pierwotny stosunek obu warstw; jest to poziome występowanie piasków na żwirach, w pozycji normalnie sedymentacyjnej.

Dlaczego w jednym miejscu doszło do powstania struktur inwolucyjnych przez pionowe zazębienie się piasków i żwirów, w innym natomiast, na tej samej głębokości, pierwotny układ sedymentacji wodnej został zachowany? Na to pytanie daje odpowiedź skład żwirów. Inwolucje wytworzyły się jedynie tam, gdzie w warstwie żwirowej znajduje się sporo otoczków kredowych. Warstwy żwirowe, złożone wyłącznie z materiału krystalicznego, nie zostały wyruszone z pierwotnego położenia. Żwiry kredowe z miękkiej, mażącej się kredy chełmskiej przeobraziły warstwę żwirową w pokład żwirowo-gliniasty, chłonący wodę i silnie pęczniejący w czasie zamarzania. To był moment w procesie krioturbacyjnym decydujący.

A zatem inwolucje w piaszownicy chełmskiej należą do tego samego typu form, co inwolucje Bednarówki — a najwłaściwiej można je porównać ze zjawiskiem mikroreliefu bugrów współczesnej strefy peryglacjalnej.

Inwolucje znajdują się na piaskach fluwioglacjalnych zlodowacenia środkowo-polskiego, na powierzchni tarasu. Piaski owe w całej swojej kilkunastometrowej grubości są wyruszone z poziomego położenia, a więc

przechylone glacictektonicznie. Powyżej poziomu krioturbacyjnego mamy niegrubą warstwę piasków (w. 1) oraz żwiry, na powierzchni zaś tarasu spotyka się duże głazy i pakiety żwirów morenowych. Z takiego układu wynika, że krioturbacyjne zaburzenia piaskowni chełmskiej powstały w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego, na przedpolu i w bezpośrednim pobliżu lodowca, którego oscylacja spowodowała glacictektoniczne przechylenie piasków tarasu.

#### 16. Horodyszczce (ark. Chełm)

W Horodyszczu, na NW od Chełma, znajduje się duża cegielnia, w której eksploatuje się żółte mułki lessowe i ropy typu białopolskiego. Powierzchnia tych utworów opada z bardzo małym nachyleniem ku wschodowi.

Na powierzchni mułków, w obrębie poziomu glebowego oraz nieco poniżej gleby znajduje się sporo kamieni i dużych głazów przeważnie sarmackiego płaskowca, w mniejszej ilości występują północne głazy kryształiczne. Materiał sarmacki pochodzi z pobliskich wzgórz.

Poniżej gleby występuje porozrywany, nieciągły poziom brązowego, niezglinonego piasku z kamieniami, przetykanego warstwami, soczewkami lub słupami mułków lessowych. Cały ten poziom był przedmiotem szczegółowych badań, gdyż jest on rzadkim i wyjątkowo interesującym typem soliflukcji kopalnej.

Ściany dołu cegielni rozcinają mułki w dwu kierunkach: W-E, tj. zgodnie z nachyleniem powierzchni, i N-S, poprzecznie do tego kierunku. Oba cięcia pozwalają w pełni zrekonstruować przestrzenne zarysy form soliflukcji (por. fig. 10).

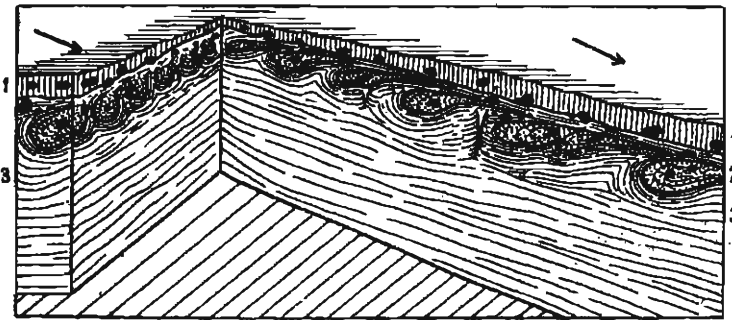
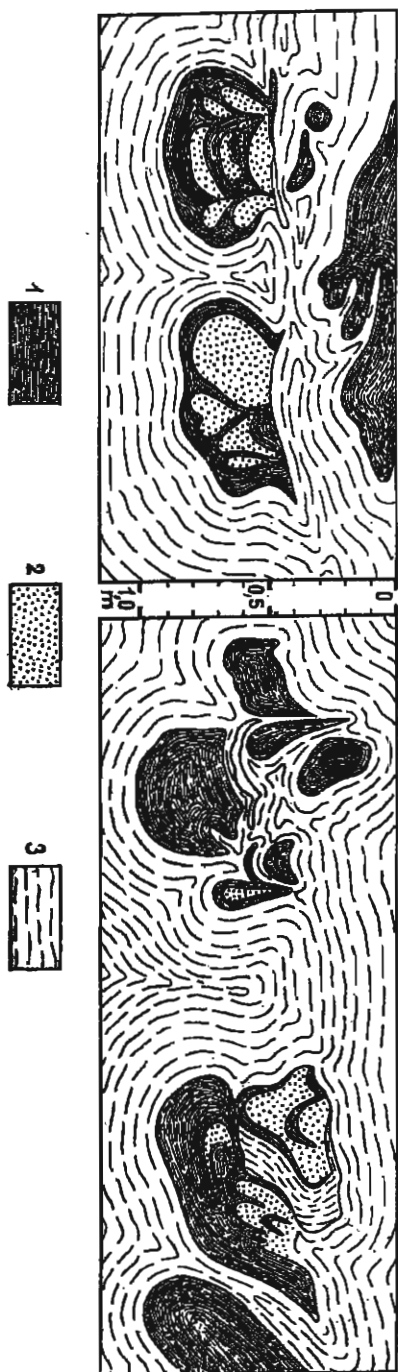


Fig. 10

Formy krioturbacyjne na ścianach dołu cegielni w Horodyszczu (ujęcie schematyczne)  
1 gleba z głazami, 2 piasek gliniasty, 3 mułek. Strzałki wskazują nachylenie powierzchni





Przekrój podłużny, zgodny ze stokiem, odsłania nam języki, zaczynające się od walcowego, grubego trzonu i wyklinowujące się w dół (fig. 2 na pl. VI). Trzon ten ma niekiedy postać kuli, która jakby została z jednej strony wyciągnięta w kierunku ogólnego spadku powierzchni. Po między piaszczyste języki wchodzi od dołu mułek głównego pokładu. Smugi, widoczne wyraźnie w ścianie odkrywki, wskazują drogę i sposób przemieszczania się tego materiału. W powierzchniowej warstwie glebowej wyklinowujące się soczewki i mułki przewarstwiają się wzajemnie.

Ściana poprzeczna (N-S), prostopadła do kierunku nachylenia powierzchni, daje obraz zgoła inny. Rysuje się tu cały szereg brązowych form kolistych, baniastych lub eliptycznych, ułożonych w jednym poziomie i otoczonych żółtym mułkiem. Średnica form waha się w dość szerokich granicach — od kilku do 60 cm. Owe koła to zarysy przekroju poprzecznego brązowych piaszczystych soczewek ściany W-E. Wynika więc z tego, że w układzie trójwymiarowym soczewki mają kształt wyciągniętych, leżących stożków przypominających wrzeciona, cieńszym końcem zwrócone w dół. Ponieważ ściana tnie nam poprzecznie owe wrzeciona w miejscach o różnej grubości, stąd duże wahania średnicy przekroju.

Fig. 11

Przekroje poprzeczne przez soliflukcję walcową w Horodyszczu

1 piasek brązowy, zbity, 2 piasek jasny, sypki, 3 mułek

W przekrojach poznajemy wewnętrzną strukturę wrzecionowatych języków soliflukcyjnych. Przykłady tej budowy daje fig. 11 w tekście oraz fig. 2, pl. VI, ilustrujące w wiernej proporcji z zachowaniem wszystkich szczegółów przekroje kilku obok siebie położonych języków, oraz zdjęcia fotograficzne przekroju najszerszego z tych języków (por. pl. VII, fig. 1, 2). Brązowe piaski gliniaste układają się tu w postaci koncentrycznych smug, zawierających się najczęściej, chociaż nie zawsze, dokoła wpryśnięć czystego, żółtego piasku. Widać z tego, że każdy język soliflukcyjny dzieli się wewnątrz na języki wtórne, posiadające również postać wrzecion. Granicą tych wtórnych wrzecion są na przekroju cieniutkie pasemka mułku żółtego, jakby oblepiające dokoła każdą z tych brązowych form. Spotykamy tu zatem pewien typ struktury soliflukcyjnej fluidalnej, lecz nie jest to struktura warstwowa, jaką stwierdza się powszechnie w tego rodzaju zjawiskach. Są to formy, które określam nazwą „soliflukcji walcowej“ odpowiadającej „soliflukcji pasowej“ (tzw. glebie pasowej — Streifenboden), powstającej tam, gdzie sieć gleb poligonalnych (kamienistych lub komórkowych) przechodzi z powierzchni poziomej na zbocza i zgodnie z nachyleniem zboczy ulega wydłużeniu.

Widzimy więc zatem, że wyjaśnienie powstawania wrzecionowatych języków soliflukcyjnych Horodyszcza wymaga przyjęcia pośredniego etapu rozwojowego, w czasie którego uformowały się owe kuliste trzony wrzecion. Ponieważ nie stwierdziłem nigdzie znamion mrozowego sortowania głazów, zawartych w piaskach, wydaję mi się więc, że tym etapem pośrednim nie była sieć gleb strukturalnych, kamienistych — aczkolwiek z uwagi na niewielkie nachylenie powierzchni ( $2^{\circ}$ - $4^{\circ}$ ) powstanie takich form leży w granicach możliwości.

Bardziej prawdopodobny i lepiej tłumaczący nasze przekroje byłby schemat etapowego rozwoju tundry bugarów. Obserwacje z tundr północnej Europy i Azji, Grenlandii i Spitsbergenu wskazują na to, że mulista lub ilasta masa glebowa, przeciekając z wiosną w dół na zboczach pod darnią roślinną, powoduje powstanie nabrzmień różnego kształtu, najczęściej wałów, poprzecznie zorientowanych do kierunku nachylenia. Z owych „zmarszczek“ tundry rozwijają się bugry, których cykl rozwojowy jest nam znany.

A zatem bieg przeobrażeń, który doprowadził do form walcowej soliflukcji Horodyszcza, przedstawiał się jak następuje:

Brązowe piaski — to deluwia, głównie zawierające materiał piasków trzeciorzędowych, napłukane na powierzchnię zbocza. Były one akumulacyjno-glejowym poziomem glebowym dawnej tundry, zabarwionym tlenkami żelaza przez podsiąkanie wody z żółtych mułków lessowych. Rozwój soliflukcji doprowadził do zniszczenia ciągłości warstwy piaszczystej, tak

jak to pokazano na fig. 12. Nasycone wodą mułki miały znacznie większą płynność aniżeli piaski, zwłaszcza, że powierzchnia piasków była związana roślinnością. Pokrywa piaszczysta uległa zniszczeniu przez wiatr i została przerwana przede wszystkim na szczytach bugrów i wałów. Tędy wydostała się mulista masa na zewnątrz. W ten sposób tundra bugrowa przekształciła się w kolejnym etapie przeobrażeń w tundrę plamistą.

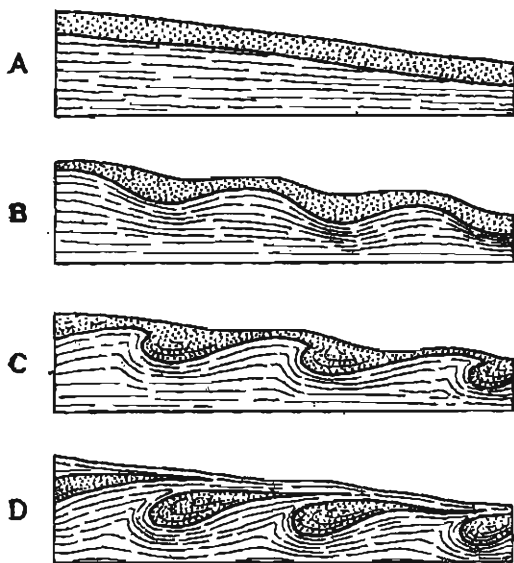


Fig. 12

Schemat ilustrujący przeobrażenie się bugrów zboczowych w soliflukcję walcową

Walcowe skupienia piasków — to zagłębienia czyli bruzdy międzybugrowe. Ponad nimi przeszły potoki masy mulistej w dół zbocza. Nie należy sądzić, że piasek był materiałem nieruchomym. Niewątpliwie uczestniczył on w spływananiu soliflukcyjnym, lecz ruch jego był powolniejszy, aniżeli ruch rozcieńczonej, błotnistej masy mułkowej. W rezultacie takiego zróżnicowania szybkości ruchu coraz bardziej pogłębiał się kontrast mas piaszczystych i mulistych. Przewaga drugich zaznaczyła się w budowie wewnętrznej języków soliflukcyjnych. Widzimy to wyraźnie w przekrojach tych form. Zindywidualizowane szybsze potoki mułków oblepiają z góry i z boków wrzecionowate potoki piaszczyste, których kuliste główce są masą oporową, tonącą w mule i omijaną przez smugi mułu.

Różnica szybkości spływu tłumaczy nam również strukturę piasków, owe koncentryczne smugi, jakby warstwowanie prądowe widoczne na przekrojach poprzecznych. Jest rzeczą jasną, że zewnętrzne warstwy piasku, „przyklepione“ do mułków poruszały się szybciej, aniżeli wewnątrz tych potoków piaszczystych. Stąd więc owe nakładające się łuski przekroju,

z których każda reprezentuje warstewkę jednolitego ruchu. Również dzielenie się piaszczystych potoków na potoki wtórne, z których każdy jest otoczony warstewką mułu, daje się wyjaśnić różnicą szybkości spływu.

Streszczając całość opisu Horodyszczu jestem skłonny ten typ zjawisk soliflukcji kopalnej wydzielić jako *soliflukcję walcową*, w odróżnieniu od normalnej *soliflukcji warstwowej*.

Ponieważ soliflukcja występuje na dzisiejszej powierzchni tuż pod poziomem gleby współczesnej, obejmuje zaś materiał przytransportowany tutaj przez łądolód środkowo-polski (głazy i otoczaki północne, morenowe), a więc najwłaściwiej będzie uznać ją za zjawisko ostatniego zlodowacenia. Soliflukcja owa rozwinęła się drogą przeobrażenia tundry bugrowej i plamistej. Ten fakt pozwala na wysnucie dalszych przybliżonych wniosków co do wieku. Bugry, odpowiadające tundrze bardzo zimnej, powstały w czasie maksimum zlodowacenia, soliflukcja zatem rozwinęła się już po maksimum, a więc w drugiej połowie zlodowacenia. Oprócz soliflukcji odsłania się na ścianach cegielni w Horodyszczu kilka głębokich kleszeni klinowych, wypełnionych tym samym brązowym piaskiem gliniastym, z którego są utworzone języki soliflukcyjne. Klíny są młodsze od soliflukcji, gdyż ich górne części są przechylone zgodnie z kierunkiem spływów soliflukcyjnych.

#### 17. Lechówka (ark. Rejowiec)

Na północnym zboczu wzgórz sarmackich, leżących między Lechówką a Pawłowem (200 m na S od szosy Lublin-Chełm), znalazłem w odkrywcę zawierające materiał północny piaski gliniaste, przykryte warstwą czystych, białych piasków sarmackich, z blokami piaskowca sarmackiego na powierzchni. Gliniaste piaski północne mają tu typowe smugi soliflukcyjne.

Ponieważ piaski sarmackie mają warstwowanie niezaburzone, pierwotne, przypuszczać należy, że przesunęły się one z wierzchołkowej czo-py na zbocze, na utwory lodowcowe, w stanie zamrożonym. Jest to zatem przykład wielkich ruchów masowych w czasie ostatniego zlodowacenia — dowód zarazem przeobrażeń morfologicznych, jakim ulegał krajobraz strefy peryglacjalnej.

#### 18. Kanie (ark. Rejowiec)

Koło stacji kolejowej Kanie znajdują się na wzgórzu doły, odsłaniające ponad spękaną kredą warstwę płytkowego gruzu. Grubość warstwy gruzowej jest 0,5 m; przykrywa ją gleba rumoszowa tej samej miąższości.

Płytki kredowe podobnie jak w Niedzieliskach są wyruszone z poziomego położenia. Układają się w postaci łagodnie wygiętych festonów. Na granicy tych form płytki ustawiają się skośnie, czasami nawet pionowo (por. pl. VIII, fig. 1).

W kilku przykładach podniesienia płytek, występujące ponad szczelinami kredowymi, są typowymi strzałkami (Stiche); w innych zaś miejscach znajdują się szczeliny, sięgające wysoko w płytkowy rumosz, nie wywołujące żadnych widocznych zaburzeń.

W jakim stopniu zaburzenia pochodzą z plejstocenu i jaki jest udział współczesnego klimatu w ich procesie morfogenetycznym, trudno ustalić.

#### 19. Biskupice (ark. Rejowiec)

Na zboczach wzgórza kredowego z k. 214,2 na południe od Biskupic, znaleziono w kamieniołomach strukturalny układ płytkowego gruzu kredowego, podobny do form we wsi Karie.

Profil Biskupic jest nieco inny. Ponad spękaną kredą znajduje się 1-metrowa warstwa piasku szarego, z odłamkami kredy, wyżej pokład gruzu o bardzo osobliwych zaburzeniach. Są to festony, rozdzielone słupami pionowo zorientowanych płytek. Powierzchnia gruzu jest nierówna, wyniesiona w tych miejscach, w których płytki ustawiają się pionowo. W kilku półkolistych wklęsłościach znajduje się wypełniająca je brązowa glina piaszczysta. Całość jest przykryta niegrubą warstwą piasków lotnych.

Odkrywka Biskupic udowadnia, że zaburzenia gruzu kredowego nie są związane z oddolnym naporem zamarzającej w szczelinach kredowych wody — nie należą więc do zjawisk typu strzałek. Gruz jest oddzielony od pokładu kredy warstwą piaszczystych deluwii, zaburzenia powstały więc w zwietrzelinie kredowej, która zsunęła się na zboczu ponad piaskami (ze względu na bardzo małe nachylenie zbocza widzę w tym zjawisko typu soliflukcyjnego) i straciła kontakt ze skałą macierzystą. Ponieważ piaski przegradzające gruz od skały nie zdradzają żadnych śladów zaburzenia, wynika więc z tego, że struktura festonów rozwinęła się tylko w samej warstwie gruzowej, przypuszczalnie przez nacisk boczny. Pionowa rozpiętość zaburzeń — 80 cm.

Grubość przykrywającego od góry piasku wynosi 0,5-1,0 m. Istnieje więc tutaj również możliwość oddziaływania współczesnego klimatu na rozwój struktury gruzów.

#### 20. Piaski Luterskie (ark. Rejowiec)

W czasie budowy przychodni weterynaryjnej w Piaskach Luterskich — miasteczku, położonym na powierzchni 10-metrowego tarasu do-

liny Giełczwi (dopływ Wieprza) — wykopano 2-metrowej głębokości dół pod fundamenty, w których odsłonięto pełny profil soliflukcyjny.

Jedno naroże dołu rozcina fragment zbocza kredowego, na którym kolejno występują skośnie ułożone następujące warstwy: gruz kredowy, przemieszany z materiałem północnym, wyżej piasek rzeczny, nad nim niewiadomego pochodzenia szara glina, którą z kolei przykrywa piasek i glina ze żwirkami kredy (powierzchnia tarasu). Ściana wschodnia i zachodnia dołu ukazuje typową smugową strukturę soliflukcyjną wszystkich warstw (poza warstwą piasków powierzchniowych), południowa zaś ściana poprzecznie skośnie nachylone pokłady i odsłania charakterystyczne „kociołki“, wypełnione piaskiem i tkwiące wśród szarej glinki. „Kociołki“ owe zupełnie przypominają formy Horodyszczu, które tam określiłem jako języki soliflukcji walcowej. Rozszerzają się ku dołowi nakształt gruszek; składają się z brązowych piasków, koncentrycznie smugowanych.

Ponieważ te formy soliflukcji występują w obrębie utworów tarasu, którego wiek można ustalić na ostatnie zlodowacenie, wobec tego ten sam wiek należy przypisać również procesowi soliflukcji.

### 21. Łysołaje (ark. Rejowiec)

We wsi Łysołaje koło folwarku znaleziono w dole, odsłaniającym stropowe utwory tarasu Wieprza, następujący profil od góry:

- 1 — less
- 2 — piasek średni ze żwirami kredowym
- 3 — piasek drobnoziarnisty, mułki (inwolucje)
- 4 — czysty piasek tarasowy i rzadkie żwirki

Inwolucje mają postać półkolistych kieszeni festonowych (por. fig. 13), wyżłobionych lub raczej wygniecionych w piasku dolnym (4), a wypełnionych szarym mułkiem piaszczystym. Wyraźnie zaznacza się smugowa struktura mułków. Smugi są równoległe do ścian kieszeni. Grubość warstwy inwolucyjnej 0,9 m, największa szerokość kieszeni 1,2 m. Wy-

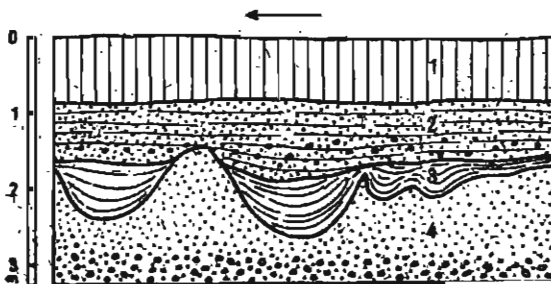


Fig. 13

Inwolucje fałdowe w Łysołajach

- 1 less
- 2 piasek i żwirki kredowe
- 3 piasek, mułki piaszczyste
- 4 piasek

Strzałka wskazuje kierunek nachylenia powierzchni

raźne ślady nacisku form inwolucyjnych na podłoże są widoczne w postaci wypchniętych ku górze wyniosłości piaszczystych między kieszeniami.

Opisane formy niewątpliwie należą do zjawisk krioturbacyjnych. Materiałem zaburzeń strukturalnych są tu namuły rzeczne, ułożone na powierzchni tarasu. Kontakt tej warstwy z wyżej leżącymi piaskami jest wyraźny i ostry, w przeciwieństwie do zatartej granicy między piaskami (2) a lessem (1). Wynika więc z tego, że po ustaleniu się dna doliny w poziomie mułków nastąpiła przerwa w sedymentacji rzecznej, w czasie której na powierzchni dna rozwinął się mikrorelief peryglacialny, niweczący do głębokości prawie 1 m poziomy układ warstw. O szczegółach genezy form mikroreliefu niewiele można powiedzieć. Działy tu naciski pionowe, a zwłaszcza poziome, przy czym te ostatnie miały może formę łagodnej soliflukcji warstwowej (smugowanie, przewalcowanie piasków), zgodnej z małym lecz niewątpliwie istniejącym i stwierdzonym w odkrywcę nachyleniem tarasu.

Nowy cykl akumulacji, przykrywającej dno doliny, rozpoczął się od piasków, które wypełniają wklęsłości i łagodnie falistym warstwowaniem dostosowują się do nierówności podłoża. Ten cykl zakończył się nawianiem na powierzchnię tarasu lessu, a zatem krioturbacje w Łysołajach odpowiadają przedlessowej fazie ostatniego zlodowacenia.

## 22. Milejów (ark. Rejowiec)

Na północ od Milejowa, w odległości 2 km od środka wsi, znajduje się przy szosie doskonale odsłonięcie utworów 12-metrowego tarasu Wieprza. Na zielonawo-szarej ściętej morenie znajduje się gruby kompleks przeważnie piaszczystych utworów tarasowych, a w ich stropie ility i mułki. Taras przykrywa less.

Na granicy piasków i iłków występuje na znacznej długości strefa krioturbacyjna (por. fig. 14).

Rysunek I ilustruje w wiernej proporcji i z zachowaniem wszystkich szczegółów typowy fragment tej strefy. Można tu wyodrębnić trzy różne pod względem intensywności zaburzeń poziomy.

Poziom A obejmuje stropową część warstwowanych piasków tarasowych. Znajdujemy tu miniaturowe sfałdowanie (amplituda 5-10 cm) warstewek, zanikające stopniowo ku dołowi. Godne wzmianki są również drobne szczelinki pionowe, jakby zaczątki klinów, wzdłuż których warstewki są poderwane ku górze. Na powierzchni piasków jasnoszara warstewka humusowa z licznymi żwirami, o bardzo nieregularnym przebiegu.

Poziom B — to strefa najsilniejszych inwolucyj, w których uczestniczą siwe, wapniste, piaszczyste mułki i jasnoszare syplkie piaski (por. pl. VIII, fig. 2). Oba utwory przenikają się wzajemnie w postaci soczewek,

pakietów i żył, zmieszanych ze sobą chaotycznie. W każdym miejscu przekroju widać tę niesłychanie subtelną strukturę, pełną wprysnięć i wygięć. Nawet pakiety czystego piasku są pocięte żyłkami brązowymi. Formy owe nie posiadają żadnej orientacji kierunkowej; przekroje przez tę warstwę czynione w dwu kierunkach (fig. 14, II) odsłaniały zawsze ten sam typ chaotycznej struktury. Poziom B ma na powierzchni warstewkę humusową, grubości do 15 cm, zawierającą zwiędnięte żwirki kredowe.

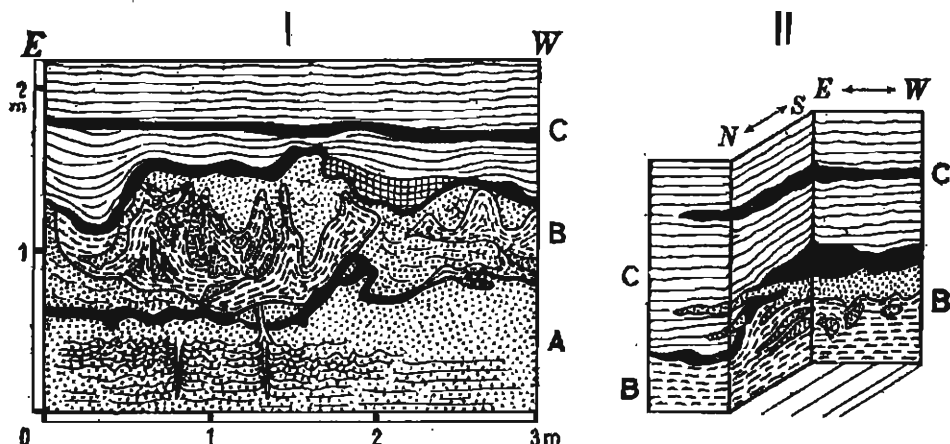


Fig. 14

Inwolucje amortyczne w Milejowie — objaśnienie w tekście

Poziom C — to il popielaty, wapnisty, z licznymi kongrecjami wapiennymi oraz z wtrąceniami szarych warstewek humusowych. II posiada strukturę smugową, soliflukcyjną. Wypełnia wklęsłości poziomu B a intensywność jego sfalowania zmniejsza się ku górze. II w stosunku do zaburzeń poziomu B znajduje się zasadniczo w pozycji przekraczającej, aczkolwiek z drugiej strony można zauważyć, że niektóre odcinki obu poziomów układają się zgodnie w wygięciach równoległe do siebie biegnących.

Opisany profil przedstawia dwie formy zaburzeń krioturbacyjnych. Poziom B — to strefa inwolucyj powstałych jako rezultat przeobrażeń strukturalnych warstwy corocznie w lecie odmarzającej. Szczegółów tych przeobrażeń nie znamy, gdyż nie znamy owych miniaturowych intruzji we współczesnych obszarach peryglacjalnych. Jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że struktura taka powstała przez naporowe wewnętrzne przemieszczanie się materiału o półpłynnej konsystencji; zamkniętego i sprę-



żonego między powierzchnią wiecznej zmarzliny a warstwą zamarzającej powierzchni. Płynna masa mulista łatwiej wciskała się między pakiety piasków. Drugi proces, któremu taka struktura zawdzięcza swoje powstanie, to glebowe ruchy wyrównawcze, wtórne, związane z wytapianiem się brył i żył lodowych.

Poziom A jest genetycznie związany z poziomem B. Stwierdzam na ogół zgodność fałdowych form tego poziomu z przebiegiem spągowej warstwy poziomu A (por. pl. VIII, fig. 2). Tego rodzaju fałdzista<sup>20</sup> struktura jest jakby wstępnym etapem w rozwoju inwolucyj o formie intruzyjnej. Pierwsze działanie nacisku musi się zapewne objawiać w takiej właśnie postaci — tzn. w formie sfałdowania. Poziom A można uważać więc za warstwę odmarzającą tylko w czasie szczególnie ciepłych lat. Inny zaś moment, który utrudniał tworzenie się inwolucyjnych intruzji tej warstwy, a mógł mieć nawet decydujące znaczenie — to brak tu materiału kołoidalnego. Zaburzeń tego typu nie spotyka się w piaskach sypkich.

Poziom C posiada zgoła inną strukturę. Jest to soliflukcja, młodsza od inwolucyj poziomu B. Spłynięta z górnej części tarasu masa ilasta nie tylko wypełniła zakłębłości na powierzchni tundry (warstwa humusowa), lecz w niektórych miejscach spowodowała wtórne przefałdowanie poziomu B.

Z innych form peryglacialnych, które znalazłem w długim przekroju odkrywki milejowskiej, wymienić jeszcze należy kliny lodowe. Rozcinają one morenę a są wypełnione przez mulki poziomu inwolucyjnego.

Wiek form peryglacialnych Milejowa określam jako ostatnie zlodowacenie (maksimum). Świadczy o tym fakt, że występują one na powierzchni tarasu pochodzącego z tego zlodowacenia i są przykryte lessem, z którym łączą się ily soliflukcji (poziom C).

Największa rozpiętość zaburzeń intruzyjnych jest 0,9 m wraz z warstwą sfałdowaną (poziom A 1, 2) 1,2 m, tyle więc mogła wynosić maksymalna głębokość letniego odtajania.

### 23. Zemborzyce (ark. Lublin południe)

Cechy soliflukcji zdradza struktura mulków, które zbadał i opisał Krisztafowicz (101) w 1902 r., w odkrywce, nazwanej przez niego „podwójnym parowem“ (dwojnoy owrag). Odkrywkę odwiedziłem w 1947 roku i stwierdziłem na miejscu, że to eo Krisztafowicz uważał za rezultat na-

<sup>20</sup> K. Bryan (29) proponuje nazywać ten typ zaburzeń „plications“.

cisku lodu, należy uznać za zaburzenia soliflukcyjne (A. Jahn, M. Turnau-Morawska, 83). Mułki owe są tego samego wieku co mułki i ły Białopola i Sulowa.

#### 24. Mełgiew (ark. Lublin południe)

Na wzniesieniu kredowym z k. 202 na wschód od wsi występują, odsłonięte w kamieniołomach, zaburzenia festonowe w płytkowym gruzie kredowym.

Jest rzeczą ważną, że cała warstwa strukturalna jest scementowana silnie węglanem wapnia. Ponad gruzem znajduje się glina brązowa, pylasta, bezwapienna, do 1 m grubości. Jest to zdegradowany odwapniony less. Wypłukany z lessu węglan wapnia związał warstwę niżej leżącego gruzu.

Tego rodzaju stosunki dają podstawę do określenia wieku zaburzeń gruzu. Jeśli less, którego zdegradowane szczątki przykrywają gruz, pochodzi z ostatniego zlodowacenia, a proces degradacji dokonał się w postglacjale, to utrwalona i scementowana równocześnie w wyniku przemycia warstwy lessowej struktura gruzu kredowego musi być starsza od postglacjału i odpowiada zapewne ostatniemu zlodowaceniu.

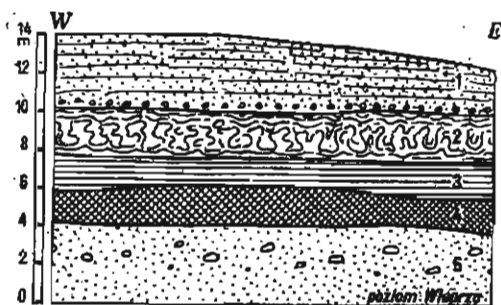


Fig. 15

Profil odkrywki w Łańcuchowie  
1 piasek tarasowy, 2 mułki, piasek  
(strefa inwolucyjna), 3 ły, 4 torf,  
5 piasek i żwir

#### 25. Łańcuchów (ark. Łęczna)

W miejscu, w którym Wieprz śmiałym zakolem podcina swój najwyższy taras (we wsi k. cmentarza), odsłania się potężny profil, którego najbardziej interesującym ogniwem jest pokład torfów interglacjalnych, przewijający się przez całą odkrywkę (por. fig. 15).

Torf jest przykryty warstwą łąw, ponad którymi znajduje się pokład piasków na przemian warstwowanych z siwym dość plastycznym mułkiem. Wyżej są żwir i piaski tarasowe.

Formy inwolucyjne podobnie jak w Milejowie dają w rozcięciu ogólny obraz chaotycznego stłoczenia i przeładowania mułków i piasków. Bliższa analiza pozwala jednakowoż wyróżnić pewną prawidłowość, zaznaczoną głównie w tym, że siwe mułki tworzą częściej aniżeli piasek pionowe słupy. Widać w nich wyraźnie ślady wyciśnięcia w postaci smug prądowych, które bieżą od podstawy ku górze, gdzie rozdzielają się na szereg ramion, języków, wciskających się w części piaszczyste warstwy (por. pl. IX, fig. 1). Ta cecha jest może najbardziej charakterystyczna dla inwolucyj w Łańcuchowie. Niektóre słupy rozszerzają się u góry, podobnie jak formy opisane z Bednarówki. Piaski skupiają się raczej w „kociołkowych“ kieszeniach między słupami (por. pl. IX, fig. 2).

Inwolucje łańcuchowskie należą genetycznie do tego samego typu form, co inwolucje w Milejowie. Odpowiadają one sobie wiekowo. Występują wśród utworów tego samego tarasu, pochodzącego ze zlodowacenia bałtyckiego. W profilu łańcuchowskim ocenę wieku inwolucyj ułatwia ich położenie ponad torfem interglacjalnym. Również podobna jest rozpiętość zaburzeń obu stanowisk. W Łańcuchowie wynosi ona najwyżej 1,3 m, średnio trzyma się blisko jednego metra.

Nie jest dla mnie w pełni jasne, dlaczego inwolucje w Łańcuchowie występują na ograniczonej przestrzeni (ok. 30 m). Śledząc ścianę odkrywki ku zachodowi stwierdzić można, że zaburzenia inwolucyjne zanikają; warstwy mułków i ilów przekładane piaskami, a więc te same warstwy, które we wschodniej części są silnie zaburzone, ku zachodowi wyprostowują się i niezaburzone bieżą równolegle do siebie. Być może, że przyczyną takiej zmiany jest łagodne podnoszenie się warstw ku zachodowi, co odpowiada wzrostowi wysokości dna dawnej doliny od wsi ku zboczom. Oczywiście w tym kierunku zmniejszała się wilgotność strefy glebowej, a ten fakt mógł zadecydować o rozmieszczeniu zaburzeń inwolucyjnych.

W innym miejscu w Łańcuchowie na podcięciu tarasu znalazłem dwa charakterystyczne kociołki, występujące w piaskach tarasowych ponad glebą kopalną, która odpowiada torfom profilu poprzedniego. Zarysy na ścianach odkrywki i poprzeczne przekroje tych form przedstawia fig. 16 w tekście i pl. X, fig. 1.

W podłożu znajdują się gruboziarniste piaski, przekątnie warstwowane. Kociołki są wypełnione siwym, czystym mułkiem o wyraźnych, cienkich, brązowych smugach, wyginających się zgodnie z zarysem ścian. Smugi zamykają się wewnątrz dokoła jądra, leżącego tuż pod powierzchnią. Ściany kociołków i ich powierzchnia jest wyłożona żwirami. Obie formy ścina od góry brązowa warstwa piasków żelazistych, znacząca nam przerwę w sedymentacji piasków tarasowych, skośnie (u dołu) i poziomo (u góry) ułożonych. Głębokość kociołków 0,5 m.

Przekroje poprzeczne do ściany odkrywki wykazują, że warstwa żwirowa w tym kierunku nie naśladuje kształtu kociołka. Żwiry ciągną się w piasku na jednym poziomie.

Kociołki nasze mimo pewnych pozorów nie są glebami strukturalnymi, kamienistymi w ścisłym tego słowa znaczeniu, tzn. formami, powstałymi w wyniku mrozowej segregacji materiału. Żwiry, otaczające kociołki na ścianie odkrywki, nie są wysortowane z wnętrza kociołków, lecz

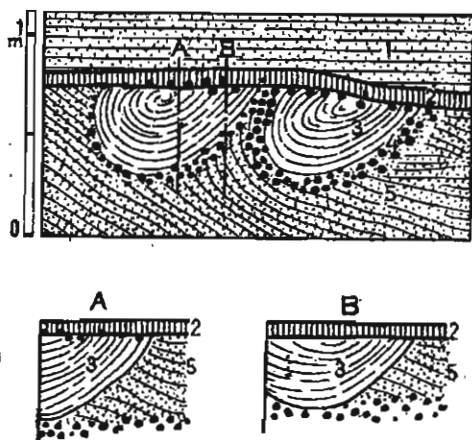


Fig. 16

## Krioturbacje Łańcuchowa

1 piasek tarasowy, 2 piasek brązowy, orsztynowy, 3 mułek, 4 żwirki, 5 piasek skośnie warstwowany. A i B przekroje poprzeczne

należą jako warstwa sedymentacyjna do piasków dolnych. Trudno wyjaśnić, w jaki sposób powstały zagłębienia kociołków. Proces ten niewątpliwie jest związany z osadzeniem się mułków, wypełniających kociołki, i tworzeniem się charakterystycznej struktury koncentrycznych smug. Należałoby w ogóle zapytać, czy są to formy krioturbacyjne. Jedyną oznaką przypuszczalnej działalności lodu jest tu odgięcie warstwy żwirowej ku górze, a więc ślad bocznego naporu.

## 26. Zakrzew (ark. Łęczna)

Na południe od wsi, przy szosie, znajduje się wykop, odsłaniający górne warstwy głównego tarasu doliny Wieprza. W położeniu stratygraficznym, odpowiadającym pozycji warstwy strefy inwolucyjnej Łysołajów, Milejowa, Łańcuchowa, występują podobne zaburzenia strukturalne, w których uczestniczą szare, ilaste piaski. Rozpiętość inwolucji wynosi 0,7 m. Warstwa inwolucyjna jest ścięta u góry gruboziarnistym piaskiem rzeczonym.

## 27. Kijany (ark. Lublin północ)

Koło cmentarza w Kijanach występują piaszczysto-gliniaste utwory lodowcowe z kamieniami, pochodzące ze zlodowacenia środkowo-polskie-

go. Są one stłoczone glaciektonicznie, przefalowane, u góry równo ścięte, przykryte warstwą luźnych żwirów i lessem (1,3 m).

Interesujące są formy — przypuszczalnie genezy krioturbacyjnej — występujące w stropie utworów lodowcowych (fig. 17). Znajdujemy tu szereg szczelinowych kieszeni, rozcinających od powierzchni zbite piaski lodowcowe (por. pl. X; fig. 2), zgodnie z biegiem i upadem warstw stłoczenia. Kliny owe wypełnia drobnoziarnisty, żółty piasek. Obok klinów widzimy kieszeń, o kształcie cylindrycznego kociołka, również wypełnioną sypkim piaskiem o bardzo subtelnym, lecz wyraźnym warstewkach lub smugach wygiętych miseczkowato a więc równoległe do ścian kociołka. Ściany są utworzone z kamieni i żwirów różnej wielkości. Poziomy prze-

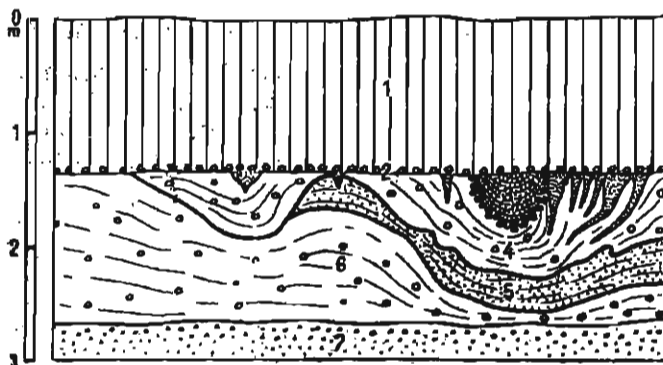


Fig. 17

Profil w Kijanac.

1 leśs, 2 żwiry, 3 piasek drobnoziarnisty wypełniający szczeliny, 4 piasek lodowcowy z gliną, 5 piasek czysty, 6 piasek lodowcowy ze żwirami, 7 piasek rzeczny gruby

kop wykazał, że owa warstwa kamienista, ok. 10 cm szerokości, wyklino- wuje się w głębi odkrywki, a więc kociołek posiada w rzucie poziomym zarysy formy owalnej.

Istnieje duże podobieństwo tej formy do kociołków Łańcuchowa, zwłaszcza z uwagi na ściany kamieniste i strukturę wypełniającego kociołki materiału. Tu również, podobnie jak w Łańcuchowie, zagadnienie genezy jest bardzo niejasne i w ogóle nie wszystkie dane świadczą o krioturbacyjnej naturze zjawiska. Komplikuja tutaj sprawę zaburzenia glaciektoniczne, które jako formy naciskowe są podobne do zaburzeń krioturbacyjnych. Jedyne, co posuwa naprzód sprawę rozważań nad początkami tego typu form, to różnej szerokości szczeliny, wypełnione tym samym materiałem a rozcinające powierzchnię zbitych piasków lodowcowych:

Można wysunąć przypuszczenie, że kociołek nasz jest „kieszenią mrozową“, w znaczeniu, w jakim owe formy pojmowali Paterson (131) i Dylík (44). Lokalnym ośrodkiem, dokoła którego koncentrycznie rozmarzało i zamarzało podłoże wypełnione piaskiem — były szczeliny.

### 28. Charleż (ark. Lublin, północ)

We wsi Charleż, na zboczach tarasu doliny Bystrzycy odsłaniają się mułki i ily, będące osadem wielkiego jeziorzyska, utworzonego w dobie zlodowacenia środkowo-polskiego w obniżeniu ujścia Bystrzycy do Wieprza.

Ily pochodzą z okresu nasuwania się lądolodu, ponieważ żwiry i piaski lodowcowe znajdują się w ich stropie.

Pod iłami odsłania się w Charleżu czysty piasek kwarcowy — utwór rzeczny, częściowo może interglacjalny (fig. 18).

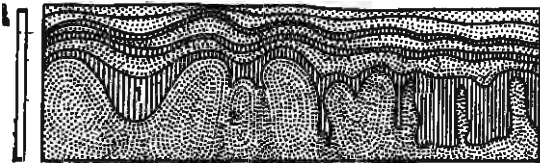


Fig. 18

Inwolucje fałdowo-słupowe w Charleżu

1 ił; 2 piasek

Na granicy piasków i łu odsłania się pas inwolucyj, w których oba utwory biorą udział (por. pl. XI, fig. 1). Piasek, znajdujący się poniżej łu, uległ sfałdowaniu. Powstały wysokie, wąskie i stłoczone obok siebie antyklinki, między które wciska się od góry łu, najczęściej w postaci wyklinowujących się ku dołowi warstewek. Ponad tą strefą ściśniętych i stojących fałdów znajdują się warstewki piasku i łu, łagodnie sfałowane, naśladujące jednakże nabrzmienia i wklęsłości warstwy niżej leżącej. Fale owe zanikają ku górze i wygasają w warstewce piasków żelazistych, która dzieli pas inwolucyjny od właściwego pokładu łu zastoiska. Dodać należy, że w spagu łu, tuż ponad warstewką żelazistą, znajduje się poziom z fauną mięczaków rzecznych oraz kongrecje wapienne. Rozpiętość zaburzeń wynosi 1 m.

Inwolucje Charleża uważam za formy krioturbacyjne, utworzone na dnie doliny Bystrzycy w pierwszej połowie zlodowacenia środkowo-polskiego. Tak jak wiele innych form tego typu są one wbudowane w utwory tarasowe będąc jakby epizodem krótkotrwałej przerwy sedymentacyjnej. Na piaski starszej serii były namulane warstewki łu i mułków, znacząc zmianę spadku rzeki i początek akumulacji jeziornej, gdy na wynurzonem i periodycznie zalewanym dnie doliny powstawały glebowe formy pery-

glacialne, pierwsze oznaki klimatu chłodnego. Powstały one zapewne jako formy stłoczenia mrozowego w czasie jesiennego krzepnięcia odtajanej w lecie warstwy. W przekroju widać wyraźnie warstwę intensywnie prze-faldowaną, która uległa stłoczeniu w stanie płynnym (grubość jej wynosi 70 cm), zamkniętą między powierzchnią zmarzliny a warstwą górną już zamarznątą, która została tylko lekko sfalowana.

Inwolucje Charleża znajdują się 5 m ponad dzisiejszym dnem doliny Bystrzycy, przykrywające zaś je ropy i mułki jeziorne sięgają 16 m ponad dno doliny. Budują one taras, na którego powierzchni, jak powiedziałem, spoczywają utwory glacialne i fluwioglacialne zlodowacenia środkowo-polskiego. Z powyższego widzimy, że gruba pokrywa utworów rzecznych i jeziornych, która wypełniła dolinę Bystrzycy aż do poziomu tarasu środkowo-polskiego<sup>21</sup>, poczęła tworzyć się już w pełni zaawansowanego zimnego klimatu glacialnego. Inwolucje opisanej odkrywki wskazują na to, że u początków tej serii na dnie doliny Bystrzycy istniała wieczna zmarzlina.

#### 29. Sobianowice (ark. Lublin północ)

We wsi Sobianowice na lewym brzegu Bystrzycy i w parowie, rozcinającym zbocze doliny, odsłania się 14-metrowa ściana jeziornych, drobnowarstwowych, żółto-szarych ropy i mułków tego samego typu i wieku, co utwory Charleża. Pod ropy, tuż nad dnem doliny, znajduje się drobnoziarnisty piasek.

Na ścianie odkrywki rysują się słabo wydłużone kieszenie klinowe, o nieregularnych, postrzępionych brzegach. Głębokość kieszeni ok. 4 m. Wypełniający je materiał niczym się nie różni od materiału, w którym tkwią owe kieszenie. Stąd mała wyrazistość ich brzegów, zaznaczonych jedynie cienką smugą piasku. Kieszenie znajdują się tylko w kompleksie mułkowo-ropnym, natomiast nie widziałem tych form w piaskach podścielających serię ropną. Form wyprasowania bocznego nie ma. Wyłoty kieszeni znajdują się w jednym poziomie. Powstanie tych form nie we wszystkim jest jasne. Przypuszczać należy, że kieszenie tkwiły w zmarzlinie i były niegdyś wypełnione lodem. Powstały w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego; leżą w poziomie wyższym od pobliskich inwolucyj Charleża i są od nich nieco młodsze. Zjawisko to odpowiada żyłom lodowym ropy Alaski, opisanych przez Tabera (184). Sytuacja geologiczna w Sobianowicach jest tu podobna, tzn. gruba seria ropy występuje (podobnie jak w przykładach podanych przez Tabera) ponad

<sup>21</sup> W dolinie Wieprza i Bystrzycy występuje taras starszy (środkowo-polskiego zlodowacenia) prawie na tej samej wysokości, co taras ostatniego zlodowacenia.

warstwą piasku, na którego powierzchni żyły zanikają. Materiał wypełniający kieszenie pochodzi ze ścian (ślady obsunięcia) i stropu.

### 30. Tatarzy I (k. Lublina)

Na przedmieściu Lublina Tatarzy znana jest wielka piaskownia, w której dole, głębokim na 6-8 m, są odsłonięte na przestrzeni kilkuset metrów białe piaski kwarcowe, starsze od szarej moreny, wyżej fragmenty szarej moreny, pokład żwirów i bruk młodszy od moreny, wreszcie na samej górze wstęgowo warstwowane piaski tarasowe. Według mnie, piaski te są osadami rzecznyymi z okresu ostatniego zlodowacenia (żwiry i resztki moreny pochodzą ze starszych zlodowaceń). Jest to wysoki taras akumulacyjny Bystrzycy, wzniesiony na 20 m ponad poziom współczesnego dna dolin.

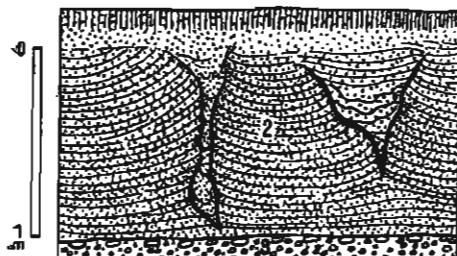


Fig. 19

Kliny w Tatarach koło Lublina

1 gleba, 2 piaski wstęgowe, 3 żwiry

W piaskach tych występują osobliwe kieszenie szczelinowe, które po części przypominają kliny lodowe. Dwie spośród tych kieszeni przedstawia fig. 19 w tekście oraz fig. 2 na pl. XI.

Forma prawa głębokości 0,9 m, szerokości 0,7 m zarówno z kształtu jak też wyraźnych śladów bocznego nacisku jest zupełnie podobna do klina lodowego. Forma lewa o głębokości 1,1 a szerokości średniej ok. 12 cm ma ściany biegnące równolegle, ku dołowi rozszerza się workowato. Nie widzimy tu tych charakterystycznych zarysów klinowych, które Leffingwell (112) podaje jako typowe dla klinów lodowych Alaski. Jednocześnie z formą tą wiąże się silne podniesienie warstw piasku, silniejsze nawet aniżeli w klinowej kieszeni prawej. Ta istotna cecha świadczy o tym, że obie formy mimo różnic kształtowych genetycznie sobie odpowiadają. Tu wydaje się słuszną korektą, którą do opisu „typowych“ klinów lodowych Leffingwella wprowadził na podstawie nowszych badań Taber (184). Nie ma klinów jako form typowych, lecz istnieją tylko żyły lodowe, o różnym kształcie, kierunku i upadzie (pionowe, skośne i poziome).

Dla wyjaśnienia form piaskowni na Tatarach nie widzę innej możliwości, jak przyjęcie ich pochodzenia z wytopienia żył lodowych. Dowo-



dem tego, że piaski wstępowe tej odkrywki były niegdyś sztywną masą zmarzlinową, są liczne szczeliny, rozcinające owe piaski pionowo i skośnie na oddzielne bryły (por. fig. 1 na pl. XII). W miękkich nieusztwywnionych lodem osadach trudno byłoby wyobrazić sobie powstawanie tak wyraźnych uskoków. W takich szczelinach utworzyły się zapewne owe żyły lodowe, które uległy wytopieniu, gdy klimat zaczął się ocieplać. Wówczas na miejsce lodu dostał się w szczeliny i wypełnił je materiał z góry i z boków. Duże zmiany spowodował również do dziś wciąż aktualny proces infiltracji wód opadowych, gruntowych, zacierając wyrazistość ścian kieszeni. Dzięki działalności tych wód piaski wypełniając kieszenie wykazują pseudowarstwowanie w miejscach, gdzie tworzą się skupienia związków żelaza.

Godne podkreślenia jest to, że niektóre spośród owych „klinów“ nie sięgały powierzchni piasków (jak np. klin prawy na rysunku i fotografii). Były to skupienia lodu, zupełnie zagrzebane w piaskach, a więc utworzone w tym czasie, gdy rzeka wciąż jeszcze osadzała piaski i podwyższała dno doliny. Niektóre żyły lodowe uległy nawet wytopieniu, zanim proces akumulacji tarasowej został zakończony. Jest to ważnym momentem dla rozważań nad klimatem ostatniego okresu lodowego, momentem, który świadczy o zmianach klimatu w okresie maksimum akumulacji rzecznej, odpowiadającego maksimum zlodowacenia. W tym czasie głębokość odmarzania letniego była już większa aniżeli w pierwszej połowie zlodowacenia, bliskie zaś powierzchni żyły lodowe uległy wytopieniu.

### 31. *Tatary II (k. Lublina)*

Koło rzeźni miejskiej znalazłem pas zaburzeń krioturbacyjnych w piaskach fluwioglacjalnych nad szarą, zniszczoną moreną.

Są to małe kociołki i wypukłości, utworzone z rdzawo-wisniowych piasków gliniastych oraz z cieniutkiej (5 cm) warstewki czarnej gleby kopalnej. Podłożem tych form jest szary ił oraz gruboziarnisty brązowy piasek. Największa rozpiętość zaburzeń 45 cm.

Formy owe uważam za inwolucje tundrowe, powstałe w momencie nasuwania się lądolodu, tuż na jego przedpolu. Mała amplituda zaburzeń jest dowodem niewielkiej grubości poziomego aktywnego.

### 32. *Jakubowice Końskie (ark. Lublin północ)*

Na północnym zboczu doliny Ciemięgi, w zachodniej części wsi (kolonia) znajduje się pod 2-metrowym pokładem lessu czarna gleba kopalna na rezydualnych, gliniastych piaskach i bruku. Jednolity w górnej części zbocza pokład gleby dzieli się ku dołowi na szereg wyklinowujących się języków, przekładanych pasmami lessu.

Jest to soliflukcja, powstała w początkach okresu sedymentacji lessowej (ostatnie zlodowacenie). Ślady soliflukcyjne w lessie zanikają ku górze.

### 33. Kurów (ark. Puławy)

Koło cmentarza w Kurowie na tarasie w wysokości 160 m odsłania się less wapienisty (1,5 m), poniżej piasek brązowy z kamieniami (0,4 m), pod którym występuje piasek szary gruboziarnisty, równo warstwowany.

Piasek szary rozcina klin, głębokości 1,2 m, szerokości 0,3 m. Klin jest wypełniony piaskiem brązowym, a ścięty u góry warstwą kamieni rezydualnych. Wzdłuż ścian klina zaburzenia naciskowe. Less spoczywa na powierzchni tarasu i nie wiąże się zupełnie z klinową kieszenią niżej leżących piasków. Klin jest zatem starszy od zlodowacenia ostatniego, a występuje wśród fluwioglacjalnych piasków zlodowacenia środkowopolskiego.

### 34. Witowice (ark. Puławy)

We wsi, na wysokim brzegu Kurówki, odsłonięta jest stroma ściana zielonych zwięzłych piasków oligoceńskich, na której w górnej części rysuje się bardzo regularny klin lodowy, ostro zakończony, z wyciśniętym i wyniesionym lewym brzegiem (por. fig. 20). Głębokość klina 1 m. Klin

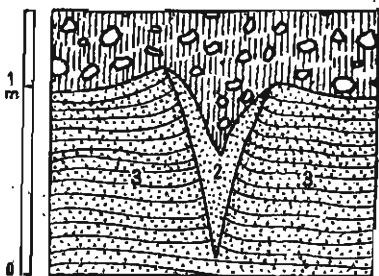


Fig. 20

Klin w piaskach oligoceńskich w Witowicach  
1 glina morenowa, 2 piasek lodowcowy, 3 zielone  
piaski oligoceńskie

wypełniają piaski oraz szara morena, która należy do starszego zlodowacenia (Cracovien).

Wcięty w podłoże preglacjalne klin w Witowicach jest najstarszą tego typu formą, znaną mi z terenu Ziemi Lubelskiej. Powstał on w pierwszej połowie zlodowacenia Cracovien i został przykryty i wypełniony moreną, pochodzącą z tego zlodowacenia.

### 35. Nowa Wola (ark. Lubartów)

Na północ od wsi, przy drodze koło wiatraka, odsłania się na łagodnym zboczu profil krioturbacyjny, zawierający liczne — co w naszym

regionie jest rzadkością — graniaki wiatrowe. Są to piaski fluwioglacjalne, brązowe, żwirzaste, podesłane siwymi mułkami. Struktura mułków zaburzona. Piasek fluwioglacjalny jest rozcięty dwoma klinami, z których jeden posiada bardzo nieregularne zarysy (por. fig. 21). Piasek między klinami nie ujawnia żadnych cech struktury pierwotnej; jest mocno pylasty. Kamienie ułożone chaotycznie, zwłaszcza w części środkowej war-

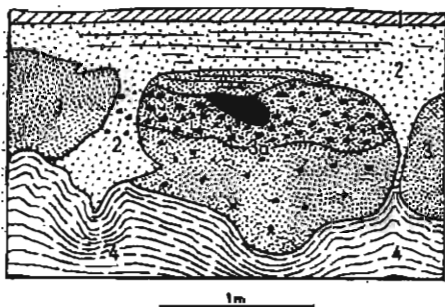


Fig. 21

## Krioturbacje w Nowej Woli

1 gleba, 2 piasek warstwowany drobnoziarnisty, 3 piasek fluwioglacjalny, gruby, 3a tenże piasek ze żwirami (graniaki wiatrowe), 4 mułki

stwy (3 a). Graniaki jak również blok o średnicy 40 cm zwrócone są przeważnie wypolerowaną przez wiatr powierzchnią ku dołowi. Kliny wypełnia piasek biały, czysty, sypki, u góry warstwowany.

Przekrój Nowej Woli żywo przypomina eoliczno-krioturbacyjne zjawiska, opisane z różnych miejsc Europy przez A. Cailleux (27). Przekrój ten dowodzi, że obróbka wiatrowa kamieni, a więc tworzenie się graniaków, należy do zespołu zjawisk peryglacjalnych, równoczesnych z ruchem masy, wywołanym przez powstanie klinów lodowych oraz z działającą na podłożu mułków (w. 4) soliflukcją, lub nieco od niej wcześniejszych. Miąższość warstwy zaburzonej wynosi 1,5 m. Tyle, lub też raczej — uwzględniając po części zboczowy typ zjawiska — nieco mniej, wynosiło letnie odmarzanie gleby. Wypełniający kliny piasek (w. 2) został namulony już po utworzeniu się całego poziomu eoliczno-krioturbacyjnego. Zjawisko to przebiegało w suchej, a więc w drugiej połowie ostatniego zlodowacenia.

## 36. Wincentów (ark. Lubartów)

W dwu cegielniach, położonych na terenie Wincentowa, przy szosie Lubartów-Kock odsłania się brązowa, tłusta glina zwałowa, przykryta tu i ówdzie w zagłębieniach żwirami gruboziarnistymi i piaskami lodowcowymi.

Na ścianach odkrywek widoczne są wszędzie wąskie, ostro zakończone kliny, sięgające do głębokości od 40 do 80 cm (por. pl. V, fig. 2).

W cegielni Sierocińskiego, leżącej na W od szosy, kliny rozcinają tyłko morenę, są zaś wypełnione piaskami pylastymi i przykryte od góry

warstwą piasków, zawierających luźne żwiry (grubość warstwy 60 cm). W cegielni drugiej klíny wrzynają się przeważnie w przykrywające morenę piaski i żwiry fluwioglacjalne nie sięgając do moreny. Odstęp między klinami zarówno w jednej jak też drugiej cegielni wynosi od kilkunastu cm do 2 m. Kierunek szczelin bardzo zmienny. Wyraźnych śladów nacisków bocznych wzdłuż brzegów szczelin nie zauważyłem.

Dane powyższe pozwalają sądzić, że w cegielniach odkryte są w przekrojach szczeliny, łączące się i przecinające ze sobą. Szczeliny owe układają się w sieć wieloboków, których największa średnica dochodzi do 2 m. Wieloboki powstały zarówno na podłożu glin jak też piasków i żwirów.

Rozważając genezę zjawiska musimy wysunąć przypuszczenie, że sieć taka mogła wytworzyć się albo dzięki gwałtownemu wysychaniu albo dzięki kolejnemu zamarzaniu i rozmarzaniu gleby. Wielkość wieloboków i głębokość szczelin nie przeczy pierwszej alternatywie, gdyż okazuje się, że w szczególnie sprzyjających okolicznościach sieć taka może istotnie powstać przez popękanie schnącego namułu, czego dowodem są zjawiska z okolic Łęczny (Jahn, 85). Klíny w glinie zwałowej cegielni pierwszej (na W od szosy) żywo przypominają szczeliny wysychania, gdyż są bardzo wąskie i posiadają ściany o nierównej powierzchni. Inny jednakże argument przeczy tak pojętej genezie szczelin. Jak wspomniano wyżej, przecinają one zarówno podłoże gliniaste jak też żwirowo-piaszczyste. Ten drugi typ materiału wyłącza możliwość powstawania szczelin wysychania, jest natomiast rzeczą znaną, że przez działanie mrozu szczeliny takie mogą się tworzyć w pokrywach, złożonych nawet z grubych żwirów. Sądzę więc, że cała ta sieć szczelin na glinie i żwirach, przykrytych piaskiem rzeczonym i nawianym, jest kopalnym zjawiskiem peryglacjalnym, w którego powstaniu główną rolę odegrał mróz. Takie sieci wieloboczne (poligonalne) znane są we współczesnych strefach peryglacjalnych pod nazwą gleb komórkowych.

Formy Wincentowa najwłaściwiej więc będzie uznać za *kopalne gleby komórkowe*. Przemawia za tym nie tylko typ szczelin, ich układ i materiał podłoża, na którym one powstały. Znajdujemy tu również pewne dowody, że szczeliny nie były wypełnione przez piaski równocześnie ze swym powstaniem lub też bezpośrednio po nim. Niewątpliwie tkwił w nich przez pewien czas lód, na którego miejsce stopniowo wchodziły nagromadzone na górze piaski.

### 37. Radzyń

W cegielni w Radzynie, położonej wśród niskiej podmokłej doliny Białki, odsłonięto w ciągu 1947 i 48 r. piękne i różnorodne typy glebowych

form peryglacialnych. Odkrywką tą jest jednym z najlepiej odsłoniętych i najbogatszych stanowisk krioturbacji w Lubelszczyźnie.

Stratyfację tutejszego czwartorzędu i główne poziomy krioturbacyjne zilustrowano częściowo na schematycznym profilu na fig. 22.

W dole odsłaniają się ciemne, niebieskawe, drobnowarstwowane ily wstęgowe. Nie jest to pokład jednolity, lecz składa się z szeregu ławic, każda grubości kilkudziesięciu centymetrów, rozdzielonych warstewkami piasku. Ławice opadają z nachyleniem do 6° ku SW.

Iły są ścięte u góry prawie poziomą strefą inwolucyj kociołkowych. Jest to dolny, a zarazem główny poziom krioturbacyjny, złożony z form

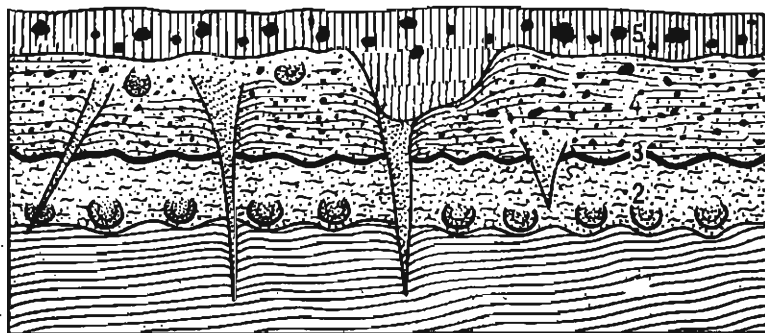


Fig. 22

Dwa poziomy krioturbacyjne Radzyńa

1 ily warwowe, 2 dolny poziom krioturbacyjny, 3 warstewka orsztynowa, 4 fluwioglacjał i górny poziom krioturbacyjny, 5 morena

żywo przypominających zaburzenia w stropie mułków cegielni w Horodyszczu pod Chełmem. Dokładniejszy obraz tych form daje szkic na fig. 23, ilustrujący w wiernej proporcji fragment ściany dołu cegielni radzyńskiej. Kociołki są utworzone z piasku i pływają wśród zaburzonej masy łu. Jest to łu wstęgowy o całkowicie zatartej strukturze. Półkoliste na przekroju kociołki odcinają się od łu tylko dolnym, bardzo zresztą wyraźnym brzegiem; ku górze granica ich z łem jest trudna do uchwycenia, gdyż oba utwory łączą się tu w przejściowy materiał ılasto-piaszczysty. Piasek kociołków układa się w koncentryczne warstewki. Poziome przekopy stwierdziły, że kociołki radzyńskie, podobnie jak formy Horodyszczu, są poprzecznymi przekrojami mniej lub więcej wyciągniętych, wrzecionowatych języków piaszczystych, zorientowanych ku SE, a więc prostopadle do kierunku upadu łu wstęgowych. Po wybraniu piasku z kociołków i odgrzebaniu podłużnych tuneli okazało się, że na dnie każdego

z tych tuneli występuje podłużna bruzda, będąca osią spływu. Mamy więc tutaj przykład kopalnego mikroreliefu bugrowego, objętego soliflukcją typu walcowego, której kierunek spływu wyznacza nam spadek dawnej powierzchni tundrowej.

Powyżej poziomu soliflukcji walcowej leży warstwa (3 na fig. 23) łu piaszczystego, w którym skupienia piasków nie tworzą wyraźnych i odrębnych języków, lecz szerokie smugi warstwowe. Jest to więc produkt tzw. soliflukcji warstwowej.

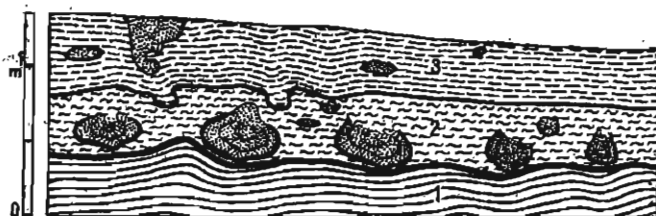


Fig. 23

Przekrój poprzeczny soliflukcji w Radzyńcu

1 łu warwowe, 2 łu i piaski — soliflukcja walcowa, 3 glina piaszczysta — soliflukcja warstwowa

Całość profilu soliflukcyjnego zachowuje normalną kolejność przeobrażeń tundry bugrowej. Póki istnieją wyniosłości bugrów, działa soliflukcja pasowa; w miarę zaniku tej mikrorzeźby na wyrównanej powierzchni rozwija się soliflukcja warstwowa.

Wracając do głównego przekroju utworów cegielni (fig. 22) nadmienię, że w niektórych miejscach w górnej części warstwy krioturbacyjnej występują drobnowarstwowane, czyste, dobrze wysortowane piaski. Są one również objęte zaburzeniami. Strefa zaburzeniowa kończy się ku górze powyginaną warstwą orsztynową.

Wyżej leży pokład piasków gruboziarnistych, źle wysortowanych, zawierających żwiry (2 m). Jest to warstwa typowo fluwioglacjalna. Na niej, bez wyraźnej zresztą granicy, spoczywa glina zwałowa z kamieniami (1 m).

W obrębie warstwy żwirowo-piaszczystej oraz w jej stropie, na kontakcie z moreną, spotykamy drugi poziom krioturbacyjny, w którym obok rzadkich zaburzeń inwolucyjnych na plan pierwszy wybijają się potężne kliny lodowe. Największe z nich mają do 3 m głębokości, są lekko rozszerzone ku górze (pl. XII, fig. 2). Odstęp ścian u wlotu dochodzi do 1,5 m. Kliny są najczęściej zorientowane pionowo, prostopadle

do warstw, chociaż zdarzają się również formy o położeniu skośnym. Przebijają one fluwioglacjał, strefę soliflukcyjną i sięgają w głąb ilów warwowych.

Typ materiału wypełniającego kliny zależy od położenia wlotu klina. Formy, które rozpoczynają się w stropie fluwioglacjału, są wypełnione u góry szarą gliną nieco przerobioną moreny, u dołu zaś średnioziarnistym, żółtym piaskiem. W klinach otwartych poniżej stropu piasków fluwioglacjalnych moreny nie spotykamy; są one wypełnione wyłącznie średnioziarnistym piaskiem. Wreszcie formy, rozpoczynające się w spagu fluwioglacjału, wypełnia aż do ich ostrego zakończenia żywo-piaszczysty fluwioglacjał.

Niektóre kliny posiadają postać asymetryczną—jak np. forma przedstawiona w środku na fig. 22 w tekście oraz na fotografii 2 na pl. XII, (górną część klina). Ten potężny klin, o 3-metrowej prawie głębokości, jest na całej swej długości stosunkowo dość wąski (do 25 cm). W odległości 1 m od stropu prawa ściana klina gwałtownie załamuje się, cofa. Klin rozszerza się do 1,5 m. Tylko w tej rozszerzonej części znajdujemy w klinie glinę; niżej jest piasek.

Wzdłuż ścian klinów zauważyć można wyprasowanie i podniesienie warstw, rozciętych przez klin. Zwłaszcza dobrze jest to widoczne w warstwowanych piaskach fluwioglacjalnych oraz ilach wstęgowych.

Dzięki temu, że w cegielni usunięto przy eksploatacji surowca ceramicznego piaski fluwioglacjalne i morenę odsłaniając w ten sposób na znacznej przestrzeni strop ilów warwowych, można było prześledzić bieg szczelin, których przekroje mają postać opisanych kieszeni klinowych. Główne cięcia posiadają kierunek N20E. Biegają one równolegle do siebie w odstępach 10 m.

Zróznicowane w płonie struktury peryglacjalne Radzyna są przykładem normalnego rozwoju form mrozowych, towarzyszących nasunięciu lądolodu. Na ilach warwowych, pochodzących, być może, ze starszego zlodowacenia, powstaje początkowo mikrorelief tundrowy — bugrowo-soliflukcyjny. Są to jeszcze formy dalekiego przedpola lądolodu, warunkiem zaś ich przeobrażeń jest klimat stosunkowo wilgotny. Przekroje soliflukcyjne warstwowe nie dają należytej podstawy do określenia grubości odmarzania letniego; głębokość jednak zaburzeń kociołkowych (soliflukcja walcowa), która wynosi wszędzie od 80 do 90 cm, odpowiada w przybliżeniu grubości poziomemu aktywnego tundry.

Wraz ze zbliżaniem się lądolodu zjawiają się piaski i żwiry fluwioglacjalne. Tworzą one szeroką i równą powierzchnię, na której rozwija

się zgoła inny typ struktur peryglacjalnych. Powstają głębokie szczeliny równoległe, które tworzą podstawę sieci, złożonej z dużych czworoboków. We współczesnej Arktyce ten typ form znany jest głównie z półwyspu Tajmyr, gdzie został opisany przez Stechego (171) i Gusiewa (70) jako tzw. poligony tajmyrskie lub gleby tetragonalne. Tworzą się one tutaj na niskich tarasach nadmorskich lub dolinnych pod wpływem wyjątkowo mroźnych zim i małego zaśnieżenia. Są to więc peryglacjalne formy tundrowe klimatu wybitnie kontynentalnego. Gusiew przekonał się, że główne szczeliny są tam zawsze zorientowane zgodnie z krawędzią tarasu.

W profilu radzyńskim stwierdzamy zatem pogłębianie się kontynentalizmu klimatycznego w miarę zbliżania się lądolodu. Tuż na przedpolu lodowca powstają kliny lodowe w tym czasie, gdy periodyczne zalewy wód lodowcowych niosą piaski i żwiry. Silne mrozy powodują głębokie pęknięcie zamrożonego podłoża, w szczeliny wlewa się woda i w nich krzepnie. Miarą głębokości letniego odmarzania w tym okresie mogą być górne rozszerzenia klinów, gdyż tylko w tej strefie coroczne zamarzanie i tajanie lodu powoduje silniejsze boczne rozrastanie się klina. Wynosiło ono 60 cm. Prostokąty sieci tetragonalnej biegną zgodnie z doliną Białki.

Kresem rozwoju struktur peryglacjalnych Radzyna było przykrycie terenu przez lądolód zlodowacenia środkowo-polskiego. Z tego więc okresu pochodzą opisane zjawiska.

### 38. Łuków

Na terenie cegielni Łapiguz pod Łukowem, gdzie jest eksploatowana czarna glina jurajska (kra lodowcowa), znaleziono liczne ślady kopalnej soliflukcji. Bliższą charakterystykę zjawiska podałem w Roczniku XIX P. T. G.; tu uzupełnię całość tego opisu wiadomością o odkryciu w utworach, odsłoniętych w cegielni, typowej formy klina lodowego.

Klin ów jest zupełnie podobny do form opisanych z Radzyna. W przekroju ma postać leja asymetrycznie rozszerzonego u góry. Część, odsłonięta w ścianie dołu, ma 1,50 m głębokości; całość przypuszczalnie dochodzi do 2 m. Podobnie jak w Radzynie klin rozcina pokład soliflukcyjny, a więc jest młodszy od okresu działania soliflukcji. Wypełniają go gliny niewiadomego pochodzenia. Całość stratygrafii pozwala ustalić wiek klina na młodszą fazę zlodowacenia środkowo-polskiego, którego morena znajduje się powyżej klina.



### 39. Chotyłów (ark. Biała Podlaska)

W dołach cegielni chotyłowskiej (16 km na E od Białej Podl.) znajdują się pod glazami rozmytej moreny warstwowane mułki żółto-brązowe oraz ciemnoszare ily, podobne do iłów warwowych Radzyna. Na granicy iłów i mułków występują cienkie soczewki słabo humusowej glęby kopalnej, zawierającej resztki roślinne.

Ten pas kontaktowy na długości całego dołu cegielni jest silnie zaburzony. Typ zaburzeń jest bugrowo-soliflukcyjny. Powierzchnia iłów układa się w nieforemne kociołki, wypełnione mułkami. Pagórki iltu rozlewają się w różnych kierunkach. Ponieważ powierzchnia iltu nie wykazuje żadnego nachylenia, należy się spodziewać, że jedynym warunkiem spływów były nabrzmienia pagórkowe, typu bugrów. Niektóre mniej zmodyfikowane formy pozwalają ustalić, że szerokość pagórków wynosiła 1,0-1,5 m, wysokość nie przekraczała 1,0 m.

### Klasyfikacja i geneza struktur glebowo-peryglacialnych

Podsumowanie wyników szczegółowej analizy 39 stanowisk peryglacialnych prowadzi do ustalenia typowych dla tego obszaru form strukturalnych, a przez to do rozszerzenia przyjętej w rozdziale III ogólnej klasyfikacji tychże form.

Wyróżnić tu można cztery zasadnicze grupy struktur: 1° formy inwolucyjne, 2° festony gruzowe, 3° formy szczelinowe, 4° formy soliflukcyjne.

#### FORMY INWOLUCYJNE

Wśród bezkształtnych i chaotycznych zdawałoby się zaburzeń inwolucyjnych szczegółowe studia analityczne pozwalają wydzielić następujące typy struktur, które określam według zarysów form w przekrojach odkrywkowych: a) inwolucje fałdowe, b) inwolucje słupowe, c) inwolucje amorficzne. Podstawą podziału jest stopień zachowania w inwolucjach pierwotnej struktury warstwowej.

W inwolucjach fałdowych struktura warstwowa jest w pełni zachowana. Warstwy iłów, mułków i piasków mają przebieg ciągły i są przy tym wygięte w postaci małych antyklin i synklin. Nachylenie i szerokość fałdów jest bardzo zmienna. Pionowa rozpiętość fałdów odpowiada głębokości letniego odmarzania i na ogół nie przekracza 1 m. Przykłady: Łysołaje, Zakrzew, Charleż.

W inwolucjach słupowych struktura warstwowa jest tylko częściowo zachowana. Słupami nazywamy pionowe wyniesienia warstw i materiałów plastycznych (ily, mułki), przegradzające wklęsłe kociołki materiałów nieplastycznych (piaski). Pierwotną strukturę warstwy znajduje-

my jeszcze w piaszczystych partiach strefy inwolucyjnej, natomiast w materiałach plastycznych ulega ona daleko posuniętym przemianom i zatarciu. Najczęściej słupy mają własną, nową strukturę smug fluidalnych, zorientowanych pionowo, zgodnie z ruchem masy plastycznej. Słupy są bądź to przeobrażonymi antyklinami inwolucyj fałdowych (Charleż), bądź też reprezentują element odrębny, wyciśnięty z dołu do góry (Bednarówka).

W inwolucjach słupowych, składających się ze „słupów“ i „kociołków“, słupy są elementem dynamizmu całej struktury. Aktywność i ruch tych form wynika z większej pojemności wodnej i plastyczności ich materiału. Dlatego słupami są najczęściej łyły, gliny i mułki, chociaż mogą być nimi również pakiety żwirów, jak np. w płaskowni w Chełmie, gdzie chłonność wilgotnościową spotęgował materiał żwirów (margle kredowe). Przykładów inwolucyj słupowych dostarczają następujące stanowiska: Bednarówka, Łańcuchów, Charleż i Chełm.

Trzecim wreszcie typem form inwolucyjnych są inwolucje amorficzne, w których pierwotna struktura warstwy zanika zupełnie. Są to nieregularne pakiety, soczewki piasku wśród porozrywanych, wyciśniętych skupień łyły — typ struktury, którego przykładem są zaburzenia profilu Milejowa, Białopola i Chotyłowa.

Dla wyjaśnienia genezy inwolucyj, które na podstawie przykładów lubelskich zostały podzielone na trzy grupy i uszeregowane według wyżej podanej kolejności, rzeczą najwłaściwszą wydawało się porównanie tych form stosownie do zasady aktualizmu ze zjawiskami glebowymi współczesnej strefy peryglacjalnej.

Lecz tu natrafiamy na ogromne trudności. Prawie wszyscy badacze zaburzeń plejstocenijskich (z wyjątkiem Grippa) są zgodni w opinii, że zjawiska owe nie mają nic wspólnego z aktualnymi glebami strukturalnymi (poligonalnymi). Zasadniczym procesem morfogenetycznym gleb strukturalnych jest segregacja materiału heterogenicznego (ścieżki kamieniste) lub spękania materiału homogenicznego (gleby komórkowe). W wyniku obu procesów powstaje regularna struktura komórkowa poziomą aktywnego, która jednakże nigdy nie ma — jak to stwierdzają przekopy gleb strukturalnych na Spitsbergenie i Grenlandii — oznak owych subtelnych, niesłychanie zawitych i często chaotycznych iniekcji inwolucyjnych. Materiał tych iniekcji jest niewysortowany, lecz wybitnie stłoczony pod wpływem nacisków wewnętrznych i ruchów wyrównawczych, czego znów nie ma w glebach strukturalnych. To więc, co dzisiaj, w najlepiej zbadanym odcinku współczesnej strefy peryglacjalnej, a więc na Spitsbergenie, jest zjawiskiem powszechnym, nie ma właściwie swego odpowiednika w kopalnych formach plejstocenijskich Nizy Europejskiego, Stru-

ktury inwolucyjnej natomiast, tak charakterystycznej dla form kopalnych, na Spitsbergenie nie znajdujemy. Nasuwa się wobec tego pytanie: czy wytapianie się lodu gruntowego, czyli ruchy wyrównawcze, jak Edelman i inni (46) proces ów nazywają, nie są może zasadniczym czynnikiem powstawania struktury inwolucyjnej? Dalej — kompletne usunięcie z gleby żył i soczewek lodowych, zanik warunków polarnych, likwidacja wiecznej zmarzliny, kompakcja osadów miękkich, ściśniętych od góry ciężarem młodszych osadów — cały ten zespół czynników, związanych z przemianą klimatu glacjałów na interglacjały i postglacjał, czy nie stanowi istotnej przyczyny powstania inwolucyj? Mimo, że takie postawienie zagadnienia wydawało mi się słusznym, starałem się rozwiązać genezę inwolucji szukając dalszych ich analogii do form dzisiejszych. Porównałem więc skrupulatnie oba naczelne zespoły glebowych zjawisk peryglacialnych, tzn. współczesne gleby strukturalne i inwolucje plejstoceńskie. Posługiwałem się przy tym w zakresie znajomości pierwszych w drobnym tylko stopniu przykładami z Grenlandii i Spitsbergenu, sięgnąłem natomiast do bogatej literatury mikroreliefu tundrowego Rosji Europejskiej i Syberii. Tu znalazłem zjawiska zbliżone do inwolucji plejstoceńskich — tundrę bугrzystą, tundrę plamistą i kraterzy tundrowe, a więc formy rozpowszechnione w całym pasie Subarktyki Eurazjatyckiej. Buggy i kraterzy występują również na zachodzie w zespole form glebowych Spitsbergenu lub Grenlandii, lecz należą tam raczej do zjawisk rzadkich. Wydaje mi się, że oba te kraje mają klimat zbyt ostry (strefa arktyczna) i zbyt oceaniczny, natomiast typowa tundra bугrów jest związana raczej z Subarktyką typu przejściowego lub wręcz kontynentalnego.

Wyniki tego porównania podałem już na wstępie w części analitycznej. Tu powtórzę je w streszczeniu jako materiał do dalszych rozważań klimatycznych.

W opisanych trzech zasadniczych typach inwolucyj, tzn. fałdowej, słupowej i amorficznej, widzimy stopniowy zanik pierwotnej struktury pokładu. Stwierdzamy przy tym łączność pomiędzy poszczególnymi grupami, co jest dowodem, że powstały one w podobnych warunkach, pod wpływem tych samych sił, których natężenie ulegało jedynie zmianie.

Najważniejszą przyczyną fałdowań warstwy odmarzającej w lecie jest sprężenie płynnej lub plastycznej masy poziomego aktywnego między dwoma poziomami zamarzania, tzn. pomiędzy powierzchnią zmarzliny a świeżo tworzącą się na początku zimy górną warstwą zamarzania<sup>22</sup>.

<sup>22</sup> Woda, zamarzająca w zamkniętych naczyniach, wywiera w obliczeniu teoretycznym olbrzymie ciśnienie 2,040 kg na 1 cm<sup>2</sup> (Taber, 184). W przyrodzie liczba ta ulega dla rozmaitych przyczyn zmniejszeniu. Niemniej daje orientacyjne pojęcie o ciśnieniu panującym w zamkniętych w lodzie soczewkach cieczy.

Inną przyczyną fałdowania może być również w warstwach o pewnym choćby najmniejszym nachyleniu spływ półpłynnej masy mulistej pod powłoką darni tundrowej lub pod przykryciem górnego poziomu zamarzania. Jest to proces na pograniczu zjawisk soliflukcji.

W zagłębieniach terenu, gdzie odmarznięta w lecie warstwa gromadzi łatwo wodę, coroczne międzywarstwowe sprężanie mrozowe przy dużej porowatości i plastyczności materiału prowadzi do powstawania ściśniętych, wąskich antyklin. W ten sposób inwolucje fałdowe przekształcają się stopniowo w inwolucje słupowe.

Przyczyną powstawania słupów są również siły pionowe, których rezultatem są we współczesnych strefach peryglacjalnych kraterzy tundrowe — zjawisko opisane w rozdziale poprzednim. Wchodzą tu w rachubę: nacisk cięższych pokryw piaszczysto-żwirowych na wodą rozcieńczoną, lżejsze iły oraz wzrost objętości iłów przez koagulację koloidów. Profil Bednarówki, gdzie kraterzy tundrowe ponad wszelką wątpliwość zostały rozpoznane, dostarcza dowodów na to, że ułatwieniem powstawania kraterów i słupów były spękania tundry.

Inwolucje słupowe powstały, przypuszczać należy, nie tylko jako rezultat nacisków wewnętrznych warstwy odmarzającej, lecz również dzięki mrozowemu działaniu zewnętrznemu, kształtującemu mikrorelief bugrowy i gleby komórkowe. Słupowe inwolucje Bednarówki, w których widać zwłazek wewnętrznej struktury słupowej ze strukturą pagórków bugrowych, są tu najlepszym przykładem. Bugry Rosji Europejskiej, podobnie jak „thufury“ islandzkie, powstają przez coroczne uwypuklanie się powierzchniowej warstwy pagórków pod wpływem mrozu. Płynna masa mineralna, znajdująca się wewnątrz, wciska się w przestrzeń wolną ku górze, ku szczytom pagórków. W strukturze wewnętrznej poziomu aktywnego tego rodzaju proces zaznacza się oczywiście przez powstawanie wyciągniętych słupów pionowych, tworzących się z materiałów o dość dużym stopniu płynności w stanie wilgotnym. Ponieważ końcowym etapem przeobrażeń bugrów jest mikrorelief tzw. tundry plamistej (powstałej ze zniszczenia roślinnej czapy wierzchołków bugrowych), owa charakterystyczna tundra zachodnio-syberyjska, składająca się z jasnych płatów mineralnych, okolonych wieńcami roślin, jest zatem — obok tundry bugrzystej — zewnętrznym, powierzchniowym przejawem inwolucyjnej struktury słupowej.

W inwolucjach amorficznych, które charakteryzuje najwyższy stopień zaburzenia, widzę wynik największego natężenia i długości działania destrukcji mrozowej. Ten typ form nazwany przez A. Steegera (173) „Würgeboden“ (stłoczona, zduszona masa glebowa) powstaje przede wszyst-

kim przez wduszenie pod ciśnieniem łatwo płynnych materiałów elastycznych w piasek, wreszcie rozerwanie i postrzępienie piasku na luźne pakiety i soczewki o chaotycznym układzie. Owe „intruzje“ i iniekcje substancji płynnej w piasku są rzeczą naturalną, kolejnym etapem przemian strukturalnych, jakie poprzez inwolucje faldowe i słupowe zachodzą w rozmarznętej warstwie ściśniętej i stłoczonej między dwoma poziomami zamarzania. Inwolucje amorficzne powstawały, jak można sądzić z przykładów zarówno tutaj opisanych, jak też cytowanych przez Edelmanna (46), Steegera (173), Sharpa (160), na podmokłych, zatorfionych dnach dolinnych (dzisiaj są na tarasach i często zawierają rozwleczone pakiety torfu), a więc w warunkach, w których obfitość wód stwarzała szczególną płynność materiału.

Drugim czynnikiem, współdziałającym w wytworzeniu zaburzeń amorficznych, mogło być powietrze, wydzielające się w glebie z lodu i wywierające duży nacisk na niezamarzniętą masę. Ten czynnik, łącznie z naporem ściśniętych wśród zmarzliny soczewek wody lub wodnistej masy mineralnej, mógł doprowadzić do gwałtownego rozerwania górnego poziomu zamarzania i eksplozywnego wydobycia się cieczy i gazu na zewnątrz. To zjawisko, opisane przez Sukaczewa (174) z tundr Syberii, Sharpa zaś (161) z tundr Alaski (zresztą należące tam raczej do rzadkości), stwierdzamy w profilach Bednarówki pod Lwowem i w Białopolu między Chełmem a Hrubieszowem. Zaburzenia na tej drodze powstałe zaliczam również do inwolucyj amorficznych.

Trzecim ważnym rodzajem zaburzeń amorficznych jest mikro-siflukcyjne rozlewanie się na wiosnę starych, nie umocnionych roślinnością kopców bugrowych i pól gleb komórkowych (przechodzących z stadium „B“ w stadium „A“). Jest to zjawisko bardzo rozpowszechnione. W bruzdach międzybugrowych gromadzi się błotnisty materiał w postaci mieszaniny piasku, ilów i pakietów roślinnych. Całość ma strukturę nieregularną, amorficzną, jak przekonują o tym przykłady z Bednarówki.

Wreszcie ostatnim procesem, który bardzo wydatnie przyczynia się do amorficznego zaburzenia struktury poziomu aktywnego tundry, są glebowe ruchy wyrównawcze, a więc przemiany strukturalne wywołane wytapianiem się żył i soczewek lodowych. Jest to proces, który być może odegrał tu rolę najważniejszą, proces, dzięki któremu mikrorelief tundrowy uległ „penepłenizacji termicznej“ — jak to ujmuje wnikliwy termin Panowa (127).

Rzut oka na całość peryglacialnych struktur inwolucyjnych pozwala na sprowadzenie procesu morfogenetycznego do trzech zasadniczych dział-

łań, związanych bezpośrednio i pośrednio z mrozem: naporu wewnętrznego poziomu aktywnego, mikroreliefu powierzchni zewnętrznej oraz ruchów wyrównawczych.

W pionowych rozcięciach strefy inwolucyjnej stwierdzamy, że intensywność zaburzeń największa jest w środku; ku dołowi i ku górze wygasa. Gdy np. część środkowa ma strukturę słupową, w stropie spotykamy fałdy rozplaszczające się ku górze i zanikające (Charleż). Milejowskie inwolucje amorficzne od dołu graniczą z fałdami. Ten układ jest zrozumiały. Najwyższy stopień zaburzenia osiąga ta część strefy, która najdłużej trwa w stanie plastycznym lub płynnym, gdy góra i dół stopniowo krzepną pod wpływem zamarzania.

Intensywność zaburzeń wzrasta wraz ze stopniem wilgotności peryglacjalnego poziomu aktywnego. Woda ułatwia w trojaki sposób powstanie zaburzeń: a) przez upłynnienie substancji mineralnej, b) przez wydzielanie powietrza przy przejściu w lód, co potęguje napór wewnętrzny, d) przez zwiększanie ilości lodu gruntowego, co wzmaga ruchy wyrównawcze.

Ponieważ warunkiem powstania zaburzeń inwolucyjnych jest odpowiednie zwilgocenie warstwy, istnieje oczywisty związek tego typu struktur ze składem mechanicznym materiału, od którego zależy pojemność wodna warstwy. W zasadzie inwolucje trafiają się w pokładach o różnej wielkości ziaren, a więc w żwirach, piaskach, mułkach i łąch, lecz w materiałach gruboziarnistych nieodzowna do tego jest zawsze pewna domieszka substancji drobnoziarnistej. Przykładem są m. in. inwolucje piaskowni chełmskiej, występujące w żwirach i piaskach, ale tylko w tych miejscach, w których obok żwirów znajdują się również gliny margliste. Nie zdołano określić, jaki procent owej domieszki frakcji drobnoziarnistych jest konieczny, ale wydaje się, że warstwa podlegająca zaburzeniom inwolucyjnym musi mieć cechy fizyczne gleb włoskowatych, tzn. musi stwarzać warunki do ssania wody z dołu, w czasie zaś zamarzania — do strącania nadmiaru wody w warstewkach lodowych. A więc materiał inwolucyjny należeć musi do gleb „podnoszących się“, których skład mechaniczny określają doświadczenia Beskowa (15) i Casagrande (29). Badania inwolucji lubelskich dowodzą, że dalej zaawansowanym typom inwolucji (np. inwolucjom amorficznym) odpowiada bardziej drobnoziarnisty materiał warstwy inwolucyjnej. Oto skład mechaniczny materiału z inwolucji amorficznych Milejowa oraz z inwolucji słupowych i amorficznych Łańcuchowa; w obu przykładach wzięto próbki tylko z warstewek mułkowych, nie zaś piaszczystych.

	Wielkość ziaren w mm					
	> 0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01
Milejów	4,1	3,1	34,1	13,5	21,0	23,9
Łańcuchów	5,2	6,7	49,3	6,6	19,5	12,8

Inwolucje występują na powierzchniach poziomych lub prawie poziomych, a więc o nachyleniu mniejszym niż 2°. Gdy spadek powierzchni jest większy niż 2°, formy inwolucyjne przechodzą w formy soliflukcji zboczowej.

Na zakończenie wspomnieć należy o dużym podobieństwie inwolucji mrozowych do form warstwowania spływowego osadów morskich, które ostatnio opisał z fliszu kopalnego M. Książkiewicz (106). Rysunki, zamieszczone w cytowanej rozprawie, bardzo przypominają strukturę inwolucji słupowych i amorficznych. Warstwowanie spływowe jest raczej miniaturą inwolucji, gdyż rozmiary tej struktury zsuwów podwodnych są co najmniej, sądząc z rysunków, 10-krotnie mniejsze od rozpiętości form inwolucyjnych. Nie mniej przykłady podmorskiej struktury spływowej, jakościowo tak podobne do struktury peryglacialnej, przemawiają za tym, że jeden z wyliczonych wyżej cząstkowych procesów peryglacialnych, a mianowicie spływ ślizgowy rozcieńczonych wodą mas ziemnych na powierzchni słabo nachylonej, w samoistnym działaniu może spowodować powstanie struktur zbliżonych do inwolucji. Proces ten opisuję szczegółowo przy sposobności charakterystyki form soliflukcyjnych.

#### FESTONY GRUZOWE

Wśród zjawisk peryglacialnych Wyżyny Lubelskiej poważny udział mają formy, wydzielone w osobną grupę pod nazwą festonów, gruzowych. Wyróżniam dwa typy tych form (por. fig. 24). Są one związane ze skałami kredowymi Wyżyny, z płytkowym gruzem zwietrzelinowym tych skał. Niedzieliska, Wysokie, Kanie, Biskupice, Mełgiew — oto stanowiska, gdzie znajdujemy płytki gruzu kredowego, ułożone w półkoliste, festonowe formy: płytki są wyruszone z poziomego położenia i ustawione skośnie lub pionowo na granicy festonów, a nawet wyniesione, jakby wypchnięte ku górze. We wszystkich stanowiskach rozmiary festonów

są podobne: szerokość 0,5-1,0 m, wysokość nie przekracza 1 m. Wielkość składników gruzu bądź to w ogóle się nie zmienia w całej strefie zaburzonej, bądź też półkoliste festony są wypełnione gruzem drobniejszym lub gliną (Wysokie). Identyczne formy, powstałe z gruzu wapieni jurajskich w Mydlnikach pod Krakowem, opisał Kuźniar (110) uważając je niesłusznie za zjawiska glacitektoniczne. Głębokość zaburzeń, jak można ocenić z podziałki rysunku, wynosi 1 m.



Fig. 24

Typy festonów gruzowych — I Wysokie, Mydlniki, II Niedzieliska

W powstawaniu festonów widzę działanie następujących czynników: a) mrozowego naporu wewnętrznego poziomego aktywnego (tak jak w inwolucjach), b) nacisku lodu szczelinowego, c) segregacji materiału.

Pierwszy proces nie wymaga bliższych wyjaśnień. Drugi dotyczy tych form festonowych, które wiążą się ze zjawiskiem „strzałek“ mrozowych (Stiche); przykładem — formy Niedzielisk.

Pewne oznaki mrozowej segregacji, a więc trzeciego procesu morfogenetycznego festonów, są widoczne tam, gdzie wśród gruzu znajduje się domieszka glin. W Niedzieliskach istnieją pagóry gliniaste o kształcie dzwonów, przebijające się przez warstwę rumoszoną i dzielące festony. W Wysokiem i Mydlnikach materiał gliniasty z drobnym gruzem wypełnia festony. Tu i tam mamy formy, przypominające dwa typy współczesnych gleb strukturalnych, a mianowicie sieć kamienistą i wysepki ziemiste wśród gruzu.

Dość zagadkowe kociołki piaszczyste, znalezione w Łańcuchowie i Kijanach, są bardzo podobne do kieszeni mrozowych, opisanych przez Patersona (131) z Cambridge i Dylka (44) spod Łodzi. Obaj autorzy wywodzą formy festonowe z koncentrycznej krystalizacji lodu dokoła pewnych ośrodków zamarzania. Dylk pisze nawet: „Struktury o profilu festonowym jak w Sędzicach i Ścieborowie ... mają charakter podobny do wieloboków kamiennych“.



## FORMY SZCZELINOWE

Szczeliny występujące w zespole zjawisk peryglacialnych, opisane w części materiałowej niniejszej pracy, należą do kilku odrębnych typów, różniących się między sobą formą, wielkością, pochodzeniem i wiekiem.

Są więc szczeliny zwarte, wąskie, jakby nierozwinięte jednorazowe pęknięcia, którym przeciwstawiają się formy szerokie, w przekroju odkrywkowym do lejów podobne. Czasami ściany szczelin biegną do siebie równoległe, gdzie indziej przecinają się w kształcie klina. Szczeliny różnią się głębokością (od kilkucentymetrowych do wielkich 3-metrowych w Radzynie), długością, wykształceniem ścian (ściany proste i wygięte), typem materiału rozciętego przez szczeliny i wypełniającego kieszenie szczelinowe. W klasyfikacji szczelin wzięto wszystkie owe cechy pod uwagę, przede wszystkim zaś uwzględniono moment, który z punktu widzenia genezy szczelin wydaje się szczególnie ważny, a mianowicie stosunek szczelin do pierwotnej struktury warstwy, rozciętej przez szczeliny. Jeśli szczelina rozcina pokład piasków warstwowanych, może być pięć niżej zestawionych na rysunku (fig. 25) przykładów odmiennego

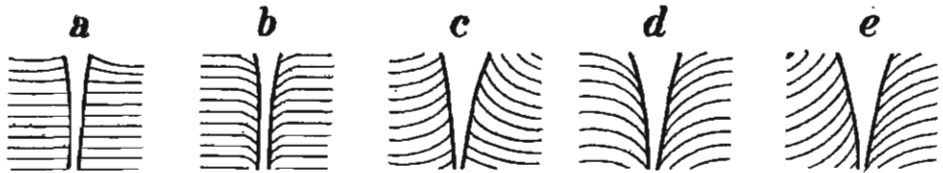


Fig. 25

Typy zaburzeń szczelinowych — objaśnienie w tekście

wpływu szczeliny na strukturę pokładu: a — warstewki zachowują swój pierwotny układ poziomy, b — warstewki zachowują układ poziomy uginając się gwałtownie w dół tuż przy ścianie szczeliny, c — warstewki są silnie wyciśnięte ku górze, d — warstewki są silnie wyciśnięte ku dołowi, e — układ pośredni z wyciśniętymi warstewkami ku górze z jednej strony, ku dołowi z drugiej.

Mając na uwadze owe cechy stwierdzam istnienie następujących typów form szczelinowych w osadach czwartorzędowych.

1. *Szczeliny wysychania* są wąskie, płytkie, nie zawsze proste. Stosunek do pierwotnej struktury warstwy jest taki jak w przykładzie a, z tą niekiedy różnicą, że najbardziej górne, powierzchniowe warstewki wyginają się tuż przy ścianach szczeliny ku górze (pola, wygięte szczelinami wysychania, mają powierzchnię wklęsłą). Szczeliny takie powstają

w związku z gwałtownym kurczeniem się masy ziemnej, tracącej wodę. Szczeliny wysychania występują w materiałach o dużej porowatości — w ilach, glinach, mułkach. Znajdziemy je w przekrojach wszystkich prawie terenów podległych soliflukcji: w Pomirkach, Białopolu, Horodyszczu i Łukowie. Mimo, że w zasadniczych swych cechach różnią się one od typowych szczelin lodowych, o których mowa niżej, jednakże mogą niekiedy te ostatnie przypominać. Często są na powierzchni moren i ilów warwowych.

2. *Szczeliny kompaktacji (osiadania)* są czasami bardzo podobne do szczelin wysychania. Nie mają form klinowych, jak szczeliny lodowe, lecz ich ściany są równoległe do siebie zorientowane. To jest zasadnicza cecha, która owe dwa zjawiska różni. Szczeliny kompaktacji nie wiążą się z jakąś określoną powierzchnią, jak szczeliny wysychania, powstają w różnych poziomach wewnątrz osiadającej warstwy. Wielkość ich jest różna, zależnie od grubości pokładu i przyczyny, wywołującej kompaktację. Szczelinom tego typu poświęcił odrębne studium R. L. Luper (116), nazywając je (a raczej wypełniające je osady) „clastic dikes”. Peryglacjalny typ szczelin kompaktacji związany jest z nierównomiernym osiadaniem i pękaniem osadów odmarzających na podłożu zmarzlinowym oraz z wytapianiem zagrzebanych brył i warstw lodowych (ruchy wyrównawcze). Szczeliny tego typu są częste w glebach o strukturze inwolucyjnej, a więc na Bednarówce k. Lwowa i Milejowie. Pierwotna struktura warstwy podlega na linii szczelin pewnym zaburzeniom. Najczęściej jest to podniesienie warstewek (przykład c), wywołane nie tyle naciskiem oddolnym na linii szczelin, co głębszym osiadaniem i wklęsłym wygięciem pól między szczelinami.

3. *Mrozowe szczeliny skalne* są to pierwotne pęknięcia wietrzniowe i ciosowe, przeobrażone przez zamarzającą w nich wodę. Lód nie tylko rozsuwa ściany szczeliny (jest to proces ograniczony, gdyż przeciwstawia mu się opór zwięzłej skały), lecz z łatwością przebiega ku górze, podważa i unosi płytki gruzu, czasami zaś — jak sądzi Krüger (104) — jest istotną przyczyną poziomych zaburzeń warstwy zwietrzelinowej, spoczywającej na spękanej skale. Nie podzielam w pełni zdania Krügera, gdyż wydaje mi się, że większość owych zaburzeń gruzowych (festony gruzowe) ma inną genezę, natomiast sądzę, iż z mrozowymi szczelinami skalnymi związane jest tylko linijne (ponad szczelinami) wysadzenie ku górze gruzu, a więc zjawisko „strzałki”. Przykłady tych zaburzeń znajdujemy w Niedzieliakach, Kaniach i Mełgwi w płytkowym gruzie ponad spękany margleń kredowym.

4. *Szczeliny zmarzlinowe*. — W rozdziale II udowodniono, że w zamarzającej glebie powstają dwa różne typy spękań. Pierwszy typ, na-

zwany szczelinami kontrakcji, tworzy się przy bardzo niskich temperaturach przez wzrost gęstości, a zmniejszanie się objętości lodu. Drugi typ powstaje — jak wykazał Taber (184) — w związku z rozrostem kryształów lodowych, co wywołuje stan nierównomiernie rozłożonych napięć w obrębie zamarzającej masy ziemnej.

Szczeliny kontrakcji dają dwie odmiany form: a) wielkie poligony, b) małe poligony, łącznie z glebami komórkowymi.

Dominująca rola tych spękań w aktualnej strefie peryglacjalnej każe domyślać się, że ten typ szczelin był również zjawiskiem powszechnym w peryglacjale plejstocenijskiej. Nasuwa się zagadnienie, jakie są istotne cechy tych form w stanie kopalnym? Czy są dane, pozwalające odróżnić je od kopalnych kieszeni innego typu i innej genezy?

Jest to zagadnienie tzw. „klinów lodowych“, które stało się przedmiotem obszernej dyskusji zarówno w ich aktualnej (Leffingwell, 112, Taber, 184, Gorodkow, 61), jak też kopalnej (Soergel, 167) formie. Dyskusja ta nie jest wolna od pewnego pomieszania pojęć i nieporozumień, których zasadniczą przyczynę widzę w tym, że „kliny“ niewłaściwie pomieszano z formami genetycznie jednolitymi i dla wyjaśnienia wszystkich tych form usiłowano znaleźć ogólną i jedną koncepcję.

Teoria Leffingwella klinów lodowych, powstałych w szczelinach kontrakcyjnych, była silnie podważana przez Tabera. Taber udowadnia, że klinów lodowych w rozumieniu Leffingwella na Alasce nie ma; są tu jedynie odgrzebane na dzisiejszej powierzchni stare plejstocenijskie żyły zmarzlinowe, które czasami mają postać klinów. Lecz żyły takie istnieją tylko w łożach, nie ma ich natomiast w płaskach i żwirach. Czyż wobec tego w płaskach i żwirach kliny powstać nie mogą?

Tymczasem kieszenie klinowe, spotykane od szeregu lat w plejstocenijskich osadach Niziu Europejskiego tkwią w większości w materiałach piaszczysto-żwirowych. Widocznie są to więc formy, dla których (lub też dla ich większości) żyły i szczeliny zmarzlinowe Alaski nie mogą być materiałem porównawczym, a koncepcja Tabera dla tych form oczywiście nie obowiązuje<sup>22</sup>.

Fakty powyższe skłaniają do wniosku, że w plejstocenie, podobnie jak dzisiaj, istniały co najmniej dwa różne typy peryglacjalnych klinów lodowych. Jedne z nich były wewnętrznym produktem zmarzlin, inne natomiast powstawały na powierzchni ziemi. Pierwsze należały do form, utworzonych przez powolne lecz jednorazowe zamarzanie wglębne, dru-

<sup>22</sup> Z korespondencji, jaką nawiązałem z zasłużonym autorem „Wiecznej zmarzliny na Alasce“, wynika, że Taber nie posiada w chwili obecnej zdecydowanego poglądu na genezę owych plejstocenijskich klinów w płaskach i żwirach.

gie powstawały w sposób bardziej skomplikowany i rozwijały się z różnego typu szczelin powierzchniowych, powstałych dzięki kontrakcji mrozowej, kompaktacji a nawet wysychaniu przez boczny nacisk lodu w czasie jednorazowego lub wielokrotnego zamarzania. Pierwsze tworzyły się wyłącznie w materiałach drobnoziarnistych, o porowatości kapilarnej, drugie były niezależne od ziarnistości materiału, a więc mogły np. również istnieć w piaskach i żwirach.

W przykładach, opisanych w rozdziale IV, można znaleźć zaledwie jedno stanowisko, którego formy przypominają zmarzlinowe szczeliny pierwszego typu, a więc odpowiadające strukturze ilastych zmarzlin Alaski. Jest to odkrywka w Sobianewicach (przykład 29).

Natomiast licznie występują w naszym materiale kliny powierzchniowe niezależne od ziarnistości materiału, a więc typ drugi. Można je podzielić na dwie grupy. Do pierwszej zaliczam formy, które w sposób wyraźny nie burzą pierwotnej struktury warstwy. Do grupy drugiej przydzielam kliny, w których boczna prężność lodu spowodowała znaczne rozszerzenie szczeliny, wygniecenie ścian i naciskowe zaburzenie warstwy, (przykład d i e na fig. 25).

Wąskie, płytkie, nie przekraczające głębokości letniego odmarzania kliny Bednarówki, Cichoborza, Milejowa, Wincentowa należą do pierwszej grupy. Można by mieć wątpliwości, czy w ogóle zaliczyć się dadzą one do zjawisk lodowych. Niezależnie od innych argumentów jeden zasadniczy fakt przemawia jednak za taką interpretacją tych form. Otóż wszystkie one są wypełnione materiałem warstwy nadległej (less, gleba próchniczna, piasek) w sposób, z którego wynika, że materiał ów obsuwał się w szczelinę, wchodząc powoli na miejsce substancji, utrzymującej szczelinę w stanie rozwartym i umacniającej jej boki. W tym więc widoczna jest rola lodu, wypełniającego niegdyś szczelinę. Gdyby tak nie było, szczelina, jej ściany i brzegi zewnętrzne uległyby wyraźnemu zniszczeniu i chaotycznemu zasypaniu w czasie osadzania się nadległej warstwy.

Drugi typ zjawisk, a więc kliny ze śladami bocznego rozwoju, występuje w Trzeszczanach, Izbicy, Krasnymstawie, Horodyszczu, Tatarach, Witowicach, Radzyniu i Łukowie. Nie są one całkowicie podobne do siebie. W jednych klinach (np. w Radzyniu) warstwy piasku przy ścianach odginają się ku dołowi (takie zaburzenia uważa Weinberger, 196, za typowe dla klinów lodowych), w innych odginają się ku górze (Tatary). Są kliny o ścianach prostych, równomiernie na całej swojej głębokości naciskających niegdyś na boki, są również formy o ścianach wygiętych, u góry workowato rozszerzone. Ta odmiana, przypominająca kliny Soer-

gela (167), znana z pięknych przykładów z Radzyna, świadczy o tym, że głębokość tych klinów przekraczała grubość letniego odmarzania gleby.

Kliny ze śladami bocznego rozwoju nie ograniczały się tylko do poziomu aktywnego, lecz sięgały w zmarzlinę — w naszych przykładach do 3 m głębokości, w wyjątkowych przypadkach na obszarze Niemiec, jak podaje Poser (140) — do 8 m. Fakt ten łatwo można wyjaśnić. Stopniowo namarzający i rozszerzający się u góry klin rozkłuwał samym swym naporem sztywną zmarzlinę i pogłębiał szczelinę, w którą wnikała w lecie woda. Bocznemu rozwojowi klina odpowiadał zatem jego rozwój wgłębny. Kliny pierwszego typu, bez bocznego rozwoju, są zazwyczaj płytkie<sup>24</sup>.

Kliny o bocznym rozwoju, a więc głębokie, są związane z wielkimi poligonami tundrowymi. Kliny bez bocznego rozwoju, a więc płytkie, tworzą sieć małych wieloboków, a w tym również gleby komórkowe. Oba typy sieci szczelinowych, w ich normalnym związku z formą klinów, znaleziono w plejstocenie pd.-wschodniej Polski. Wielkie poligony występują w Radzynie i Izbicy, małe w Wincentowie. Formy Radzyna zbliżają się do syberyjskich „gleb tetragonalnych“.

Kliny głębokie i płytkie pochodzą niekiedy z jednego i tego samego okresu jak np. formy Izbicy, Trzeszczan, Cichoborza, Wincentowa, Bednarówki, które powstały w okresie ostatniego zlodowacenia. Są to więc zjawiska synchroniczne, wszystkie bowiem występują w spągu młodszego lessu lub pod piaskami, które wiekowo odpowiadają temu lessowi. Nasuwa się pytanie, co jest przyczyną różnicy rozwoju formy klinów. Dlaczego w tych samych warunkach niektóre szczeliny rozrastały się na boki i w głąb, inne zachowały charakter form pierwotnych, płytkich? To samo zjawisko znajdujemy zresztą dzisiaj w obszarze polarnym. Gorodkow (61) stwierdza na wybrzeżu Syberii, że oba typy form występują obok siebie. Małe poligony wypełniają wnętrza pól wielkich poligonów tundrowych lub tetragonalnych. Mamy więc potężną sieć pierwszego rzędu, zaznaczoną wyraźnie wyciśniętymi na brzegach szczelin wałami, oraz drobną sieć drugiego rzędu, bez śladów nacisków.

Zjawisko to nie jest w pełni jasne. Godnym uwagi jest, że szczeliny płytkie nie przekraczają głębokości odmarzania letniego — są więc elementem poziomu aktywnego zmarzliny. Ich wkładki lodowe przypuszczalnie zanikały w ciągu lata zupełnie, a w początkach następnej zimy tworzyły się nowe kliny. Niektóre z nich w ogóle stanowią formy jednoroczne, jak sądzi Weinberger (196) i Lehman (113). Wreszcie nie należy

<sup>24</sup> Wyjątek stanowią kliny Izbicy, dość szerokie, z bocznie wyciśniętymi ścianami, lecz płytkie. Tłumaczę to małą miąższością warstwy gruzowej, rozciętej przez kliny, pod którą znajduje się zwięzła skała lita (kreda).

również wyłączać częściowego powstawania owych szczelin przez wysychanie gleby.

Szczeliny wysokie są wynikiem wielkich napięć termicznych, które sięgały w zmarzlinę poniżej poziomu aktywnego. Klin lodowy od początków swego istnienia tkwił korzeniami w zmarzlinie. W lecie klin topniał częściowo, odrastająca zaś stopniowo i bocznie narastająca wkładka lodowa poszerzała i pogłębiała szczelinę. Niezbędny w tym procesie był udział roślinności tundrowej, chroniącej zagrzebaną żyłę lodową przed działaniem promieni słonecznych<sup>26</sup>.

#### FORMY SOLIFLUKCYJNE

Wśród kopalnych zjawisk krioturbacyjnych pd.-wschodniej Polski soliflukcja występuje bardzo często. Wyróżniam dwie jej formy, a mianowicie 1) soliflukcję zbczową oraz 2) mikrosoliflukcję.

Typ drugi należy do procesów mrozowej niwelacji form wypukłych tundry, jest więc włączony do kompleksu czynników, kształtujących kopalne struktury inwolucyjne (inwolucje amorficzne).

Soliflukcję zbczową przeszedzono w 11 odsłonięciach. Wyniki obserwacji pozwoliły ustalić dwa charakterystyczne odrębne typy tego zjawiska: a) soliflukcję warstwową, b) soliflukcję walcową.

Soliflukcję warstwową stwierdzono w następujących stanowiskach: Pomirki, Wywłoczka, Izbica, Żółkiewka, Białopole, Lechówka, Milejów, Jakubowice Końskie, Sulów, Zemborzyce, Łuków. Materiałem soliflukcji są gliny morenowe, ily starszego podłoża (jurajskie), mułki lessowe, ily i piaski tarasowe oraz kredowy gruz i gliny zwietrzelinowe. Materiał lessowy zajmuje tu poważną pozycję: stwierdzono jego występowanie w pięciu stanowiskach.

Produkty kopalnej soliflukcji warstwowej mają następujące cechy strukturalne, zbadane w przekrojach: wydłużone smugi, nakładające się dachówkowato na siebie i zgodnie co do kierunku i kąta nachylenia z powierzchnią kopalnego zbcza, nieregularne stłoczenia u stóp lub w dolnych odcinkach zbcza (np. w Białopolu), wsteczne odgięcia smug, a wreszcie liczne szczelinki pionowe i skośne, przecinające smugi. Owe cechy świadczą o tym, że materiał zbczowy, uczestniczący w ruchu, był rozmarznięty, nasycony wodą i dzięki temu w stanie ciekłym. Spływ odby-

<sup>26</sup> O doniosłej roli ochronnej roślinności tundrowej świadczy następujący przykład, cytowany przez Hopkinsa (74) z północnej Alaski. W koleinach po traktorze, który przejechał przez tundrę, w ciągu trzech lat utworzyły się przez wytopienie zmarzliny rowy, głębokie na 3-4 stóp.

wał się warstwowo, tzn. że przesuwały się w dół całe warstwy (płaty) zbocza o różnej grubości i powierzchni. Warstwy owe, których przekroje ujawnione są w odkrywkach w postaci smug, spływały bądź to na nieruchomym podłożu, bądź też na ruchomym; w tym przypadku szybkość sąsiadujących ze sobą i jednocześnie znajdujących się w ruchu warstewek musiała być różna. Jest to jedyny warunek powstania struktury fluidalnej, tak charakterystycznej dla opisanych przekrojów soliflukcyjnych. Wsteczne odgięcia warstw dolnych są dowodem większej szybkości ich ruchu w stosunku do szybkości spływu warstw górnych. Ślączenia świadczą o istnieniu przeszkody w ruchu, o pionowej składowej ruchu i o nabrzmieniach powierzchni (taraski soliflukcyjne). Spękania zdradzają siłę napięć w ruchu materiału podpsychającego i niezdolnego już do plastycznych odkształceń.

Szukanie analogii dla naszych kopalnych soliflukcji warstwowych pośród współcześnie znanych soliflukcji arktycznych i subarktycznych nie nastęrcza większych trudności. Rozpowszechnione w tych obszarach a opisane w rozdziale I letnie spływy zboczowe, gdzie całe płaty zbocza, dzieląc się na warstwy o różnej szybkości ruchu, zsuwają się w dół, są zjawiskiem we wszystkich swych cechach budowy i morfologii podobnym do warstwowych soliflukcji kopalnych.

Mianem „soliflukcji walcowej“ określiłem formy spływów zboczowych, których zasadniczym elementem budowy nie są równoległe do zbocza warstwy i smugi w przekrojach soliflukcji warstwowej, lecz wydłużone języki gleby o kształcie walców. Przekroje poprzeczne tego typu soliflukcji, a więc cięcia prostopadłe do osi spływu, dają zarysy obwodu języków walcowych (formy koliste, kociołkowe, gruszkowate). Przekroje podłużne, zgodne z osią języków, dają obraz wyciągniętych smug, których początkiem są kuliste zgrubienia.

Soliflukcję walcową stwierdzono w Horodyszczu, Piaskach Luterskich i Radzynie. Spływy utworzone są zawsze z dwojakiego rodzaju materiału: drobnoziarnistego, koloidalnego, plastycznego (ił, glina, mułek) i gruboziarnistego, sypkiego lub kruchego (plasek). Momentem ważnym genetycznie są tu właściwości fizyczne, a przede wszystkim różny stopień płynności materiału.

Szczegóły cyklu rozwojowego w procesie soliflukcji walcowej dały się odtworzyć przez studia odkrywek w Horodyszczu. Warunkiem powstawania strumieni walcowych jest występowanie na zboczu trudno płynnej pokrywy piaszczystej, umocnionej roślinnością, ponad łatwo płynnym materiałem koloidalnym. Wyjściowym etapem soliflukcji są pagórki bugrowe i kraterzyki tundrowe, powstałe z nabrzmień powierzchni, wyciśniętej przez łatwo płynną warstwę dolną. Strugi walcowe tworzą się

potem wraz z zanikiem mikroreliefu bugrowego wskutek szybszego ruchu nagromadzonych w pagórkach mas ilastych.

Z kolei należałoby w opisach soliflukcji aktualnych szukać sprawdzianów podanej charakterystyki typologicznej oraz przyjętej koncepcji powstania soliflukcji walcowej plejstoceniowej. Opisy te opierają się głównie na zewnętrznych, morfograficznych cechach zjawiska z pominięciem istoty budowy wewnętrznej. Jest rzeczą wiadomą, że współczesne zboczowe spływy soliflukcyjne zachodzą zarówno w postaci warstwowej jak też językowej, lecz na ogół nie stwierdza się w obu wspomnianych typach istotnych różnic strukturalnych. Soliflukcje plejstoceniowe pd-wschodniej Polski, studiowane głównie z uwagi na ich cechy wewnętrzne, ujawniają zasadnicze różnice strukturalne obu typów soliflukcji.

Powszechnie znana jest zboczowa deformacja gleb poligonalnych, których wieloboki wraz z nachyleniem powierzchni stopniowo się wydłużają i przechodzą w glebę pasową (Streifenboden). Zarówno Högbom (77), który wyróżnił ten typ form soliflukcyjnych, jak też inni (np. Gripp) wiedzieli o tym, że „pasy“ gleby pasowej to wydłużone języki materiału drobnoziarnistego, otoczone mało ruchliwym materiałem grubszy. Dege (32) daje szczegółowy opis czynnego w dniach pomiędzy 20 a 23 sierpnia procesu soliflukcji koło sundu Smeerenburg na Spitsbergenie, gdzie jezor soliflukcyjny ruszył w dół po zwilgoceniu gleby przez śnieg i deszcz. Masa posuwała się, jak pisze autor, w kształcie walca (walzenförmig), a w ciągu 3 dni środek języka utworzony z materiału drobnoziarnistego przesunął się o 19 cm, gdy tymczasem brzegi (materiał grubszy) posunęły się zaledwie o 2 cm.

W Zachodniej Grenlandii badałem osobliwe formy wycieków (kraterów tundrowych), występujące na zboczach fiordu Arfersiorfik. Z każdego krateru w okresie jego aktywności (lato, jesień) wydobywa się błotnista masa ilasta, która ścieka wąską strugą w dół zbocza. Tam gdzie na zboczu znajduje się gęsta sieć kraterów, tworzy się wiele takich strug, płynących równolegle do siebie. Ten typ soliflukcji znany jest z innych części Grenlandii (Quervain, 142) oraz z Laponii (Bergström, 13, Frödin, 51).

Tworzenie się kraterów zboczowych jest poprzedzone marszczeniem się zbocza, co na powierzchniach o małym nachyleniu prowadzi do powstania mikroreliefu bugrów. Proces ten jest powszechnie znany w Subarktyce Eurazjatyckiej (Sukaczew, 174, Gładcin, 56, 57, Litwierskij, 114, Grigoriew, 66); opisano go również z Grenlandii (Gelting, 55) i Spitsbergenu (Högbom, 77).

Tych kilka cytat z literatury przedmiotu i z własnych obserwacji na Grenlandii podałem na dowód, że obok soliflukcji warstwowej we współczesnych obszarach peryglacjalnych istnieje soliflukcja walcowa.



podobnie jak istniała w peryglacialnej strefie plejstocenijskiej. Jej aktualnym przykładem są wycieki kraterów tundrowych i bugrów.

Między soliflukcją warstwową i walcową istnieją silne powiązania i przejścia. W każdej spływającej po zboczu masie błotnistej musi nastąpić dzielenie się szerszych płatów na jezory, bądź to wskutek nierówności powierzchni, bądź też w wyniku przeszkód takich jak głazy, kępy roślinności i in. Ten fakt zbliża soliflukcję warstwową do walcowej. Jest rzeczą jasną, że na strukturę takiej soliflukcji składają się nie tylko smugi podłużne, równoległe do zbocza, lecz również boczne odchylenia pionowe, a więc walce. Struktura ta oczywiście nie będzie tak regularna, jak struktura tundry kraterowej i bugrowej. Poza tym strugi walcowe w przekrojach takiej soliflukcji mogą w ogóle się nie ujawnić, o ile materiał jest jednolity, równoziarnisty i jednobarwny. Zasadniczym bowiem warunkiem soliflukcji walcowej — jak stwierdziłem wyżej — jest obok czynnika wyjściowej mikrorzeźby zbocza, odmienność cech fizycznych warstwy letniego odmarzania, tzn. większa ruchliwość i płynność jej dolnej części.

Również podkreślić należy, że typowa soliflukcja walcowa może powstać tylko na zboczach o małym nachyleniu, bliskich raczej dolnej granicy możliwości ruchów masowych, gdyż jedynie na takich powierzchniach dojdzie do wytworzenia się mikroreliefu bugrowego. Potwierdza to niezwykle mały spadek powierzchni kopalnej soliflukcji w Horodyszczu i Radzyniu (nie przekracza on 5°). Przeciwnie, zróżnicowanie płatów soliflukcji warstwowej na języki spływowe jest tym łatwiejsze, im większe jest nachylenie zbocza (co stwierdza np. Büdel, 23). A zatem, mimo pozornego podobieństwa, struktura obu typów soliflukcji genetycznie różni się znacznie od siebie <sup>30</sup>.

Plejstocenijska soliflukcja zboczowa w obu jej odmianach występuje na powierzchniach o nachyleniu od 2° do 8° (p. tabela). Materiał nasz pozwala krytycznie ustosunkować się do poglądów J. P. Schafera (152), który na podstawie badań kopalnych soliflukcyj stanów Montana w Ameryce wyznaczył ostatnio dolną granicę nachylenia powierzchni soliflukcyjnych na 5°. Za wartość graniczną inwolucyj i soliflukcji zboczowej przyjmuje zgodnie z Trollem (187) nachylenie 2°. Każdą powierzchnię o tym

<sup>30</sup> Tak wnikliwy badacz aktualnych soliflukcji, jakim był B. Högbom (77), zwraca uwagę na to, że typowe wydłużone języki soliflukcyjne występują na Spitzbergenie, a przede wszystkim w subpolarnej Laponii, przeważnie na powierzchniach słabo nachylonych. Dzieli on ten typ soliflukcji na dwie odmiany a) „Zungenförmige Fließerdewürste“, b) „grössere Fließerdezungen“. Pisząc o pierwszej formie, wyjaśniła, że podłożem są powierzchnie o małym spadku, charakteryzując zaś drugą formę dodaje: „die Oberfläche ist flacher, biswellen sogar wagerecht“ (s. 340).

nachyleniu lub większym można uznać za zbocze, na którym w warunkach klimatu perygacjalnego rozwinąć się mogła zboczowa soliflukcja warstwowa lub walcowa.

Ruchy masowe w klimacie współczesnym wymagają większego spadku powierzchni<sup>27</sup>. Formy plejstoceniowej soliflukcji walcowej Horodyszcz, mimo że znajdują się tuż pod powierzchnią dzisiejszego zbocza o nachyleniu 2°-4°, nie zostały zatarte przez zsuwy postglacjalne. Ruch masowy na tym zboczu dzisiaj w ogóle nie istnieje. Widać z tego, że z chwilą ocieplenia się klimatu znikły warunki, sprzyjające ruchom masowym na słabo nachylonych powierzchniach. Do warunków owych, jak sądzę, należały: a) wysoki stan wód gruntowych (ew. obecność wiecznej zmarzliny), b) nadmiar wilgoci glebowej (tworzenie się lodu gruntowego), oraz c) częste zamarzanie i rozmarzanie gleby.

Ponieważ klimatyczne i glebowe cechy strefy perygacjalnej dają maksimum warunków, sprzyjających ruchom masowym, stąd określoną wartość nachylenia ok. 2° należy uznać za bezwzględną dolną granicę spadku, przy którym istnieje ruch mas ziemnych w przyrodzie.

## Strefa perygacjalna w związku z rozwojem i zanikiem złodowceń

### WIEK FORM PERYGACJALNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI I PRZYLEGLYCH TERENÓW ZSRR

Dla określenia wieku glebowych struktur perygacjalnych tych terenów trzymam się następującego uproszczonego schematu stratygraficznego, który opieram na częściowych wynikach badań, prowadzonych w latach 1947-1950 nad stratygrafią czwartorzędu dorzecza Wieprza<sup>28</sup>.

<sup>27</sup> W. Penck (193) sądził, że przy nachyleniu 2°-3° odbywa się ruch mas ziemnych w każdym klimacie, a więc umiarkowanym, a nawet suchym. Pogląd ten nie wydaje się słuszny. Przy tak małym nachyleniu może odbywać się ruch masowy tylko w klimatach chłodnych, zwłaszcza w ich oceanicznej odmianie.

<sup>28</sup> Przyjęty schemat nie wyłącza możliwości dalszego, ściślejszego nawiązania prac nad kopalnymi poziomami perygacjalnymi do wyników szczegółowego opracowania stratygrafii czwartorzędu SE Polski. Podając powyższe zastrzeżenia mam na myśli, oprócz własnego opracowania, następujące ważne prace, będące w toku, które mogą rzucić nowe światło na wzmiankowane zagadnienie: M. Bremówna — analizy pyłkowe interglacjalnych torfów w Ciechankach Krzesimowskich i Czerniejowie, M. Sobolewska — analiza pyłkowa interglacjalna w Sernikach, A. Środoń — glacialna i interglacjalna flora w Tarzymiechach i Tarnogórze, J. Urbański — mięczaki z licznych stanowisk czwartorzędu Wyżyny, E. Rühle i S. Dyakowska — profil interglacjalny w Nowinach Żukowskich. Ponadto duże znaczenie mają prace prowadzone nad czwartorzędem doliny średniej Wisły (W. Pożaryski, L. Sawicki).

1) Zlodowacenie (lub zlodowacenia), które nie dotarły do granicy dorzecza Wieprza. Z tego okresu pochodzi seria lessu młodszego, obejmującego dwa poziomy lessowe, przegrodzone glebą kopalną oraz nie przykryte moreną utwory tarasowe doliny Wieprza. Jest to zlodowacenie bałtyckie (Varsovien II) wraz z jego fazami i stadiami, lub proponowane przez B. Halickiego (11a) dwa zlodowacenia młodsze, przedzielone interglacją-tem orygniackim.

2) Zlodowacenie, którego morena występuje na powierzchni w północnej części dorzecza Wieprza (zlodowacenie środkowo-polskie, Varsovien I).

3) Zlodowacenia starsze, które objęły całe (lub prawie całe) dorzecze Wieprza. Jest to zlodowacenie Cracovien, z którego pochodzą liczne płyty moreny dennej na Wyżynie, oraz nieokreślone bliżej zlodowacenie starsze od Cracovien, po którym zostały rezydualne żwiry północne, ły i mułki najniższego piętra tutejszego czwartorzędu.

Spośród 39 stanowisk peryglacialnych, reprezentujących 48 zespołów struktur, 61% materiału należy do zlodowacenia ostatniego (najmłodszego), 30% do zlodowacenia przedostatniego, a zaledwie 9% do zlodowaceń najstarszych.

Gdy idzie o określenie, kiedy w obrębie poszczególnych zlodowaceń powstawały głębokie struktury peryglacialne, spostrzeżenia terenowe dostarczają następujących danych.

Zaburzenia peryglacialne wielokrotnie występują wśród rzecznych utworów tarasowych poniżej stropu tarasu — jak np. w Łańcuchowie, Zakrzewie, Łysołajach, Charleżu, Sobianowicach, Kurowie. W innym położeniu, również częstym i typowym, struktury te znajdują się w stropie rzecznych utworów tarasowych tuż pod powierzchnią, niekiedy przykryte lessem (Cichobórz, Chełm, Milejów, Kijany, Tatary). Ponieważ akumulacja tarasowa pochodzi z pierwszej połowy zlodowacenia a strop utworów tarasowych w przybliżeniu odpowiada maksimum zlodowacenia, stąd wniosek, że struktury peryglacialne wśród tych utworów i na ich powierzchni należy wiązać z nasunięciem i maksimum zlodowacenia.

Profil Łańcuchowa daje podstawę do bliższego sprecyzowania wieku struktur. Poziom ich występowania znajduje się powyżej torfów, odpowiadających, jak można wnosić z ich pozycji stratygraficznej oraz z analizy pyłkowej Paszewskiego (130), końcowej, a więc chłodnej fazy interglacjalu. Z początku glacialu pochodzą pokrywające torf ły, które przechodzą stopniowo w płaski rzeczne. W tych piaskach powstał poziom inwazyjny na dnie doliny w czasie wolnym od zalewów. Poziom ów uległ zasypaniu w trakcie dalszego narastania zlodowacenia i pokrywy akumulacyjnej doliny Wieprza.

Utwory Łańcuchowa odpowiadają przypuszczalnie ostatniemu zlodowaceniowi. Mamy dowody, że również w przedostatnim (środkowo-polskim) zlodowaceniowi formy peryglacjalne poczęły się tworzyć we wczesnej fazie zlodowacenia (Charleź) i rozwijały się konsekwentnie aż do wkroczenia lądolodu na obszar Ziemi Lubelskiej (Chełm). Na terenach tego zlodowacenia, a więc na obszarze Podlasia (na północ od krawędzi Wyżyny), nie znaleziono nigdzie struktur peryglacjalnych na morenie lub na utworach recesji lecz zawsze poniżej moreny (Radzyń, Łuków). Podobny przykład mamy w utworach najstarszych zlodowaceń (Witowice).

Ważny i charakterystyczny jest stosunek lessu do glebowych form peryglacjalnych. Najczęściej less pokrywa poziom struktur, wypełnia ich formy wklęsłe, zwłaszcza kliny (Izbica, Milejów, Cichobórz). Jeżeli nawet zaburzenia inwolucyjne występują w samym lessie, to ogarniają one tylko dolną część tego utworu i są zawsze przedłużeniem struktur peryglacjalnych warstwy bezpośrednio leżącej pod lessową (Bednarówka). Soliflukcja, tak częsty typ struktury peryglacjalnej w lessie, znajduje się zawsze tylko w dolnej części serii. A zatem less jest ściśle zespolony z peryglacjalnymi zaburzeniami glebowymi, sam zresztą należy do utworów, klimatycznie związanych z tą strefą. To wzajemne powiązanie zjawisk jest podstawą mego wniosku, który bliżej uzasadniłem gdzie indziej (84), że eoliczna sedymentacja lessu rozpoczęła się już przed maksimum zlodowacenia (najślabniejszy rozwój struktur), trwała nieprzerwanie przez długi etap pełni glacialnej i pierwszej fazy regresji, a zanikła dopiero w okresie generalnego cofania się lądolodu, gdy ustał wpływ antycyklonu tarczy lodowej.

Z uwag wyżej wypowiedzianych wynika, że jeśli każde zlodowacenie (lub wyodrębniające się w nim fazy) podzielimy na trzy okresy, tzn. nasunięcie, pełnia i odwrót, to ogromna większość zbadanych struktur peryglacjalnych powstała w dwu pierwszych okresach. Formy pochodzące z czasów odrotu (regresji) należą do rzadkości i posiadają cechy peneplenizacji termicznej (jak np. Horodyszczce). Fakty powyższe mają swój wyraz klimatyczny — o czym będzie mowa w następnym rozdziale.

#### STREFOWOŚĆ ZJAWISK PERYGLACJALNYCH

Opierając się na cechach klimatu i mikroreliefu wydzielono zasadnicze strefy współczesnych obszarów peryglacjalnych. Oto krótka charakterystyka tych stref.

Arktyka (A) — płytki poziom odmarzania w lecie (do 0,8 m), formy segregacji mrozowej (gleby strukturalne kamieniste, sieci i pierścienie).

spekania gleb homogenicznych (gleby komórkowe), mrozowe szczeliny kontrakcyjne.

Subarktyka północna  $S_1$  — średni poziom odmarzania w lecie (0,5-1,5 m), wielkie szczeliny tworzące sieć poligonów tundrowych (gleby trYGONalne), kliny lodowe z oznakami nacisków bocznych (wały tundrowe), płyty i żyły lodowe w części kontynentalnej, rzadkie i niskie bugry.

Subarktyka południowa ( $S_2$ ) — głębokie odmarzania letnie (do 2 m), liczne i wysokie bugry, tundra plamista.

Cechą istotną jest wyraźna zależność form segregacji mrozowych (sieci strukturalnych) od zwartości szaty roślinnej — a więc zanikanie tych wybitnie polarnych form glebowych na przestrzeni od pustyni Arktyki przez Subarktykę północną, gdzie występują one jeszcze miejscami tylko na terenach pozbawionych roślinności, do Subarktyki południowej, gdzie zupełnie zanikają. Formy szczelinowe spotykane są w Arktyce i Subarktyce północnej. Maksimum ich występowania przypada na kontynentalną strefę Subarktyki północnej. Zjawiska soliflukcji cechują całą strefę peryglacialną. Zespoły bugrowe są przeciwstawieniem form segregacyjnych i częściowo klinów. Od form pełnego rozwoju w Subarktyce południowej zanikają one ku północy i nie docierają do Arktyki.

Przechodząc do klimatyczno-morfologicznych stosunków obszarów plejstocenijskich szukamy tam teoretycznej podstawy do wydzielenia stref analogicznych do dzisiejszych stref peryglacialnych. Istnieją tu dwie ważne linie klimatyczne — południowa granica zlodowacenia i północna granica lasu. Między nimi biegnie plejstocenijska strefa peryglacialna, odrębna dla każdego zlodowacenia, w zależności od położenia brzegu lądolodu.

Utarło się mylnie zresztą mniemanie, które wiąże strefę peryglacialną każdego zlodowacenia z najbardziej na południe wysuniętą granicą jego zasięgu. W istocie mamy tu do czynienia z pasem, którego położenie zmienia się w czasie, w związku z nasunięciem i cofaniem się lodów. Zmieniają się wówczas obie zasadnicze granice (zlodowacenia i lasu), a strefa peryglacialna bądź to rozciąga się na dawny obszar leśny (nasunięcie), bądź cofa na dawny obszar zlodowacony (regresja).

Gdzie indziej (84) starałem się udowodnić, że szybkość zmian klimatycznych towarzyszących nasuwaniu się i cofaniu lądolodów była różna. W czasie pierwszej połowy zlodowacenia, odznaczającej się większą wilgotnością i powolnym spadkiem temperatury, przesuwanie się obu zasadniczych granic pasa peryglacialnego ku południowi trwało długo — w każdym razie dłużej, aniżeli cofanie się ich po maksimum zlodowacenia. Ocieplenie klimatu i ablacja mas lodowych, odbywająca się równocześnie na znacznej powierzchni lądolodu — co oczywiście powodowało szybkie

cofanie się ku północy granicy obszaru zlodowaczonego — wpływała decydująco na również szybkie przemieszczanie się stref roślinnych. Sprzyjał temu kontynentalny typ klimatu, jaki — przynajmniej w pierwszym okresie regresji lądolodu — panował. Wynika z tego, że szerokość obszaru peryglacjalnego była różna w różnych etapach zlodowacenia: największa w czasie maksimum zlodowacenia, w drugiej zaś połowie zlodowacenia mniejsza, aniżeli w pierwszej. Diagram fig. 26 przedstawia w sposób schematyczny wędrówkę i zmianę szerokości strefy peryglacjalnej zakładając, że regresja trwała dwa razy krócej niż transgresja lodów.

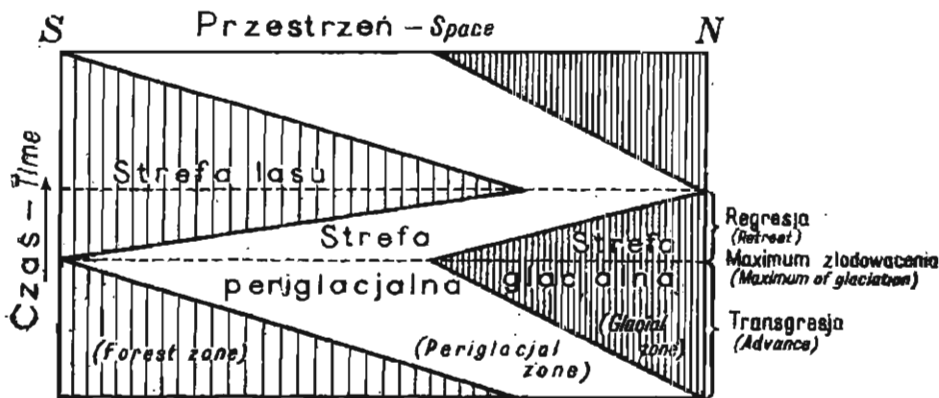


Fig. 26

Schematyczny diagram ilustrujący zmiany szerokości strefy peryglacjalnej w czasie rozwoju i zaniku zlodowacenia

W okresie pełni zlodowacenia zwarty las znajdował się w Europie dopiero na południe od Alp i Karpat. Północną granicę lasu prowadzi Poser (138-140), opierając się głównie na wynikach badań Firbasa, wzdłuż południowych zboczy tych gór. Strefa peryglacjalna mierzyła wówczas do 1000 km szerokości w zachodniej Europie a zwężała się wyraźnie ku wschodowi. Mimo to cała środkowa i południowa Polska — przypuszczać można — była obszarem bezleśnym, a na linii Wisły szerokość pasa peryglacjalnego wynosiła ok. 500 km. W drugiej połowie zlodowacenia granica lasu przesuwa się ku północy. Dla późnego Varsovien II wyznacza ją W. Szafer (181) wzdłuż północnej granicy Wyżyny Małopolskiej i dolnego Wieprza. W tym czasie szerokość bezleśnej strefy peryglacjalnej wynosiła już 200-300 km. Wreszcie dalsze wybitne zwężenie obszaru peryglacjalnego nastąpiło po cofnięciu się lądolodu z moren gotiglacjału w Szwecji, w stadium Allerödu. Wówczas — jak podaje Gams (54) — granica lasu

biegła przez południową Szwecję, a więc w odległości kilkudziesięciu kilometrów od lodowca.

Plejstocénska strefa peryglacjalna nie była jednolita. Podnoszenie się temperatury lata od krawędzi lodów ku południowi powodowało strefowe różnicowanie się typu i zwartości szaty roślinnej, co oczywiście musiało mieć wpływ na charakter form mikroreliefu i struktury poziomu aktywnego. Nie ma powodu sądzić, że były to pod względem morfologicznym strefy inne aniżeli te, które występują dzisiaj w Arktyce. Klimatyczne warunki obu regionów były podobne, gdyż leżały one między obszarem zlodowaconym a granicą lasu, tzn. linią odpowiadającą średniej temperaturze najcieplejszego miesiąca od  $+12^{\circ}$  do  $+14^{\circ}$ . Występowanie w obu regionach wiecznej zmarzliny stwarzało te same warunki glebowo-hydrologiczne. Wychodząc więc z ogólnych założeń teoretycznych sądzić należy, że plejstocénska strefa peryglacjalna rozpoczynała się „pustynią arktyczną“, leżącą przy krawędzi lodowca, i przechodziła ku południowi w „tundrę“ subarktyczną, w obu jej morfologicznych odmianach.

Dowody tej strefowości są znane z rozmieszczenia niektórych zjawisk peryglacjalnych w Europie. Władomą jest np. rzeczą, że głębokie i szerokie kliny lodowe, wymagające do utworzenia się bardzo niskich temperatur zimy, występują na terenie środkowych Niemiec, ku zachodowi i południowi zmniejszają się i przechodzą w kliny płytkie i wąskie (Soergel, 167, Poser, 140). Cailleux (27) znajduje kliny lodowe we Francji aż po Bordeaux, lecz są to formy płytkie; są to kliny jednoroczne.

Do określenia szerokości krajobrazowo-klimatycznych pasów plejstocénskiego obszaru peryglacjalnego można zmierzać dwiema drogami: a) przez rekonstrukcję mikroreliefu peryglacjalnego, tzn. przez lokalizację zespołów kopalnych struktur glebowych, charakterystycznych dla poszczególnych pasów a występujących w poziomach synchronicznych, b) przez podział całej strefy plejstocénskiej na pasy według proporcji, w jakiej owe pasy uczestniczą we współczesnej strefie peryglacjalnej.

Opierając się przede wszystkim na wynikach pracy Grigoriewa (66) a potem na mapie botanicznej „Wielkiego Atlasu Radzieckiego“ oraz mapie krajobrazów Syberii Susłowa (178) i mapie Büdela (23) można w przybliżeniu określić, że w północno-azjatyckiej strefie peryglacjalnej (łącznie z wyspami Morza Arktycznego), obejmującej około 800 km szerokości,  $1/5$  zajmują pustynie arktyczne (A), po  $2/5$  przypada na każdy z pasów subarktycznych ( $S_1$  i  $S_2$ ).

Przyjąwszy ową proporcję za słuszną dla plejstocénskiej strefy peryglacjalnej, skonstruowano schematyczny diagram, wyjaśniający przestrzenną i czasową zmienność mikroreliefu peryglacjalnego w dobie ostatniego zlodowacenia na obszarze Polski (fig. 27).

Punktem wyjścia jest położenie południowej granicy strefy, tzn. granicy lasu w okresie maksimum zlodowacenia (stadium brandenburskie lub poznańskie), wyznaczone według Firbasa i Posera (140), oraz położenie tejże granicy w późnym glacie według Szafera (181). Przyjęto również, że zmiany klimatyczne po maksimum były szybsze aniżeli przed maksimum zlodowacenia. W diagramie uwzględniono zjawisko retardacji gla-

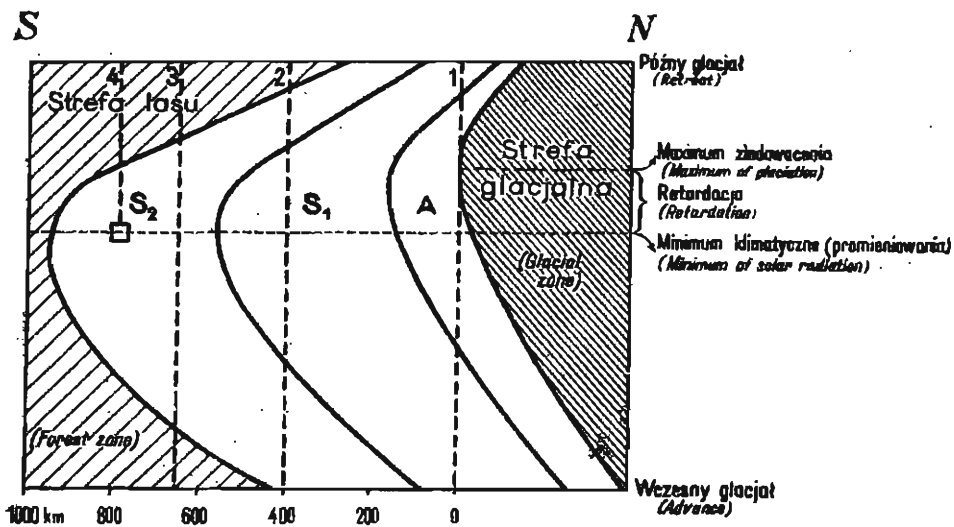


Fig. 27

Strefowa zmiana mikroreliefu tundrowego w czasie ostatniego zlodowacenia w Polsce  
 1 maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia, 2 krawędź Wyżyny Lubelskiej, 3 brzeg  
 Karpat Zachodnich, 4 położenie Bednarówki

cjału, tzn. opóźnienie maksimum zlodowacenia w stosunku do momentu minimum promieniowania słonecznego, a więc minimum klimatycznego. Niewątpliwie bowiem reakcja granicy lasu i granic pasów peryglacjalnych na zmiany klimatu była bezpośrednia i szybsza aniżeli reakcja granicy zlodowacenia. Reakcja lodów rozpoczęła się później aniżeli pochód lasu ku północy.

Ten teoretyczny schemat wyjaśnia, że wybitnie arktyczne formy mikroreliefu i struktury glebowej (jak gleby strukturalne) winny znajdować się tylko w wąskiej strefie przy krawędzi lądolodu. Fakt wielce znamienny, którym jest powszechnie znane ubóstwo kopalnych gleb strukturalnych wśród krioturbacyjnych form plejstocenijskich Niżu Europejskiego, znajduje swoje wyjaśnienie w małym rozprzestrzenieniu tych form.



Sądząc po liczbie ich kopalnych stanowisk należałoby szerokość pasa plejstocenijskich pustyni arktycznych jeszcze bardziej zmniejszyć, nawet poniżej normy, wynikającej z proporcji ogólnych współczesnej strefy peryglacjalnej.

Najczęstsze powinny być tutaj przenikające się nawzajem formy subarktyczne a więc szerokie kliny (z rozwojem bocznym) i płytkie inwolucje, należące do Subarktyki północnej ( $S_1$ ), oraz płytkie kliny i wąskie a głębokie inwolucje Subarktyki południowej ( $S_2$ ). Tak jest w istocie, aczkolwiek wyznaczenie w terenie granicy występowania tych form jest rzeczą trudną lub nawet wręcz niemożliwą z dwu przyczyn: a) oba pasy subarktyczne posiadają formy wspólne, które zmieniają się wyraźniej dopiero na znacznych przestrzeniach, b) w studiach ogarniających znaczniejsze obszary przeszkodą zasadniczą jest trudność synchronizacji form.

Naniesienie na mapę na przestrzeni Lubartów-Lwów glebowych form peryglacjalnych, pochodzących z jednego zlodowacenia, nie dało wyraźnej strefowości. Jedynie podlwowski zespół wyraźnie się wyróżnia jako zespół struktur południowej Subarktyki, występujących blisko północnej granicy lasów. Natomiast formy Wyżyny Lubelskiej nie dają jasnego układu strefowego. Fakt ten tłumaczyć należy tym, że chwytamy tu zespoły niesynchroniczne, pochodzące z okresu zarówno nasunięcia jak też maksimum zlodowacenia. Przestrzenną (poziomą) zmienność form komplikuje ich zmienność czasowa (pionowa). Stąd obraz niejednorodny, gdyż w niejednorodnych warunkach klimatycznych ukształtowany.

Linia 2 (pionowa) w diagramie ilustruje czasową zmienność form peryglacjalnych w okolicach krawędzi Wyżyny Lubelskiej. W tej odległości od brzegu lodowca mogły istnieć formy Subarktyki północnej w czasie maksimum i formy Subarktyki południowej w czasie nasunięcia i regresji lodów. Obserwacje terenowe dowiodły, że udział form obu typów w przybliżeniu jest podobny (np. liczba klinów głębokich i płytkich) — w tej samej proporcji pozostaje stosunek długości odcinków  $S_2$  do ścinającego wierzchołek krzywej odcinka  $S_1$ .

O wędrowce strefy peryglacjalnej i przeobrażaniu się zespołów form mikroreliefu tundry wraz ze zmianą klimatu świadczy dowodnie szereg innych faktów z peryglacjalnego współczesnego i plejstocenijskiego.

Rosjanie (Sumgin, 176, Grigoriew, 66) stwierdzają, że w związku ze znanym ocieplaniem się Arktyki, jakie trwa co najmniej od 30 lat na Syberii, granica lasu przesuwa się ku północy, a mikrorelief południowej tundry ulega likwidacji (rozpadanie się bugarów).

W profilu Radzyna spotykamy wyjątkowo jasny przykład zmian struktur peryglacjalnych, jakie dokonały się na dnie i zboczach doliny w związku ze zbliżającym się lądolodem zlodowacenia środkowo-polskiego. Formy łagodnej soliflukcji subarktycznej w miarę zaostrzania się klimatu glacialnego były rozcinane potężnymi klinami lodowymi, które powstały na bezpośrednim przedpolu lodowca, przypuszczalnie już w paśmie arktycznym. Lód przesunął się ponad klinami wypełniając je moreną.

W Horodyszczu stwierdzamy odwrotną wędrówkę stref. Po okresie klinów w klimacie polarnym lecz już łagodniejszym powstał mikrorelief bugrowy oraz soliflukcja walcowa.

Szybki wzrost temperatury u schyłku ostatniego zlodowacenia zaznaczył się w sposób wybitny w ogromnej różnicy w ukształtowaniu form peryglacjalnych, występujących na przedpolu moren i na morenach, pochodzących z tego okresu. Poser (140) stwierdza, że granicą zlodowacenia jest północna granica klinów lodowych; w czasie regresji nie tworzyły się one zupełnie. Cailleux (27) udowadnia, że ilość peryglacjalnie zeolizowanych ziarn w czwartorzędowych piaskach Fennoskandii dochodzi do 10%, gdy w Polsce nad Wisłą środkową do 80%. W plejstocenie Szwecji brak jest zupełnie tych krioturbacyjnych zaburzeń glebowych, które są tak częstym zjawiskiem na niżu Europy środkowej.

### Wnioski klimatyczne

Rozważania na temat klimatu okresów glacialnych opieram na następujących faktach kopalnych, stwierdzonych i zbadanych w dorzeczu Bugu i Wieprza: 1° wieczna zmarzlina, 2° glebowe struktury krioturbacyjne, 3° formy mikroreliefu tundrowego, 4° głębokość odmarzania letniego.

Wieczna zmarzlina istniała we wszystkich okresach lodowcowych na terenie całego dorzecza Bugu aż po Lwów. Świadczą o tym dowodnie także zjawiska krioturbacyjne jak inwolucje i kliny, które by bez obecności stałe przemarzniętego podłoża nie mogły tutaj powstać.

Zgodnie z opinią Johnstona (87) i Tabera (184) zmarzlina współczesna tworzy się przy średniej rocznej temperaturze  $-3,3^{\circ}$ , Tumul zaś (190) stwierdza narastanie nowej zmarzliny za Bajkałem w temperaturze nawet wyższej, Jennis (85a) natomiast udowadnia, że południowa granica zmarzliny w Kanadzie jest zgodna z przebiegiem izotermy rocznej i wynosi  $-5^{\circ}$ . Mimo, że związek zmarzlin ze średnią roczną temperaturą nie jest zupełnie ścisły (Sumgin, 176, pisze o degradacji zmarzliny w niektórych miejscach Syberii przy temperaturze średniej  $-8^{\circ}$ ), to wydaje się, że

istnieje jednak pewna korelacja obu zjawisk. Odróżnić należy trzy etapy zmarzliny: tworzenie się, konserwacja i degradacja. Z analizy rozmieszczenia współczesnej zmarzliny i jej związku z klimatem wynika, że świeża zmarzlina tworzy się dopiero poniżej  $-3^{\circ}$  średniej rocznej temperatury, istnieje nie ulegając większym zmianom w granicach od  $-1^{\circ}$  do  $-3^{\circ}$ , ulega zaś degradacji powyżej  $-1^{\circ}$  średniej rocznej.

Z faktu więc istnienia zmarzliny plejstocenińskiej w pd.-wschodniej Polsce możemy wnioskować, że w okresach glacialnych średnia roczna temperatura wynosiła co najmniej  $-1^{\circ}$ , w fazie zaś tworzenia się zmarzlin była nawet niższa od  $-3^{\circ}$ . Ponieważ średnia roczna temperatura w granicach badanego obszaru waha się dzisiaj od  $7^{\circ}$  do  $8^{\circ}$ , glacialne obniżenie temperatury wynosić musiało u nas co najmniej  $8^{\circ}$ — $9^{\circ}$ . Wynik ten zgadza się z wnioskami Pencka (132) i Quiringa (143) na temat klimatu glacialnego Europy.

Mikrorelief tundrowy i struktury krioturbacyjne pozwalają bliżej określić typ klimatu glacialnego Polski. Oto jak przedstawia się podział form krioturbacyjnych według procentowego udziału czterech zasadniczych grup w całości materiału (wszystkie zlodowacenia) oraz w ostatnim zlodowaceniu.

	%			
	Inwolucje	Festony	Formy szczelinowe (kliny)	Soliflukcja
Cały materiał	22	11	37	30
Ostatnie zlodowacenie	18	18	42	22

Inwolucje i kliny są formami peryglacialnymi typu kontynentalnego, soliflukcja występuje w obu odmianach klimatu lecz raczej jest częstsza w oceanicznym odcinku strefy polarnej. Kontynentalna tundra syberyjska obfituje w żyły lodowe, wypełniające zarówno poziome jak też pionowe szczeliny zmarzlinowe. Są tu rozpowszechnione takie zjawiska jak soczewki lodowe w bugrach (bugry oceaniczne ich nie mają), i płyty czystego lodu pod darnią tundrową. Troll (187) stwierdza, że kliny lodowe znamionują wyłącznie kontynentalną (wschodnią) część strefy peryglacialnej i kończą się na półwyspie Kola. W ogólności obfitość a nawet nadmiar lodu gruntowego jest cechą zmarzlin kontynentalnych. Wytapianie się tych wkładek lodowych w okresach postglacialnych powodowało silne ruchy wyrównawcze gleby, mikrosoliflukcje oraz zjawisko

krasu termicznego, w rezultacie zaś tych przemian powstał inwolucyjno-amorficzny typ zaburzeń glebowych. Struktura inwolucyjna powstała również przez rozwój kontynentalnych bugrów oraz przez przeobrażenia tundry plamistej, zaliczanej również raczej do kontynentalnego zespołu form peryglacjalnych.

Ponieważ wśród stanowisk dorzecza Bugu i Wieprza inwolucje i formy szczelinowe stanowią ponad 50% wszystkich struktur, podobnie jak struktur pochodzących z ostatniego zlodowacenia, nasuwa się wniosek, że obszar Polski należał już do kontynentalnej części europejskiej strefy peryglacjalnej.

W rozdziale poprzednim zakwalifikowano zbadane zespoły struktur i mikroreliefu, głównie z uwagi na obecność bugrów i szczelin, do typu subarktycznego — z przewagą form Subarktyki północnej. Mikrorelief naszej kopalnej tundry zbliża się najbardziej do dobrze scharakteryzowanych przez Liwierowskiego (114), Grigoriewa (63, 66) i Gładcina (57) tundr pn.-wschodniej Europy (na wschód od półwyspu Kanin), czy też tundr zachodniej Syberii. Średnia temperatura roczna tego odcinka jest niższa od 0°. Stacja Pustoziersk nad Peczorą ma  $-4,4^{\circ}$  (Borisow, 17). Wieczna zmarzlina tu występuje, lecz tundry na zachód od półwyspu Kanin w podłożu zmarzliny już nie posiadają. Podobieństwo mikroreliefu kopalnego obszaru Polski do mikroreliefu subarktycznych tundr wschodnio-europejskich potwierdza wyżej podaną minimalną wartość obniżenia temperatur glacialnych.

Ostatnim argumentem paleoklimatycznym jest głębokość odmarzania letniego, określona na podstawie zasięgu zaburzeń inwolucyjnych, festonów oraz częściowo na podstawie lejkowatych rozszerzeń głębokich klinów i wysokości płytkich klinów lodowych. Materiał nasz daje bardzo zgodne i jednolite wyniki<sup>20</sup>. Formy z ostatniego zlodowacenia na obszarze Wyżyny Lubelskiej mają najczęściej rozpiętość pionową od 0,8 do 1,3 m (fig. 28). Powyżej 1 m spotykamy festony gruzowe; inwolucje sięgają poniżej tej wartości. Ponieważ formy festonowe są ścięte powierzchnią denudacyjną, przypuszczać więc należy, że są one już nieco obniżone. Pierwotna ich grubość mogła sięgać lub przekraczać 1 m, podobnie jak grubość form inwolucyjnych.

Wobec tej wyrównanej głębokości odmarzania na Wyżynie Lubelskiej uderza znaczne zwiększenie rozpiętości zaburzeń inwolucyjnych w okolicy Lwowa, wskazujące na przeciętną głębokość odmarzania letniego gleby ok. 2,0 m, najwyżej 2,5 m. Ponieważ lessowo-piaszczysty

<sup>20</sup> Por. tabele I i II, umieszczone na końcu pracy.

materiał inwolucyj Bednarówki jest podobny do mułkowo-piaszczystego materiału form lubelskich, przypuszczać więc należy, że nie cechy glebo-  
we lecz warunki klimatyczne są przyczyną różnicy grubości poziomu  
aktywnego. Przykrycie roślinnością, jeśli odgrywało tu jakąś rolę, to ra-  
czej mogło powodować skrócenie zaburzeń Bednarówki, gdyż tu pokrywa  
wegetacyjna, sądząc z grubości zachowanej warstwy próchnicznej, była  
bujniejsza niż w okolicy Lublina.

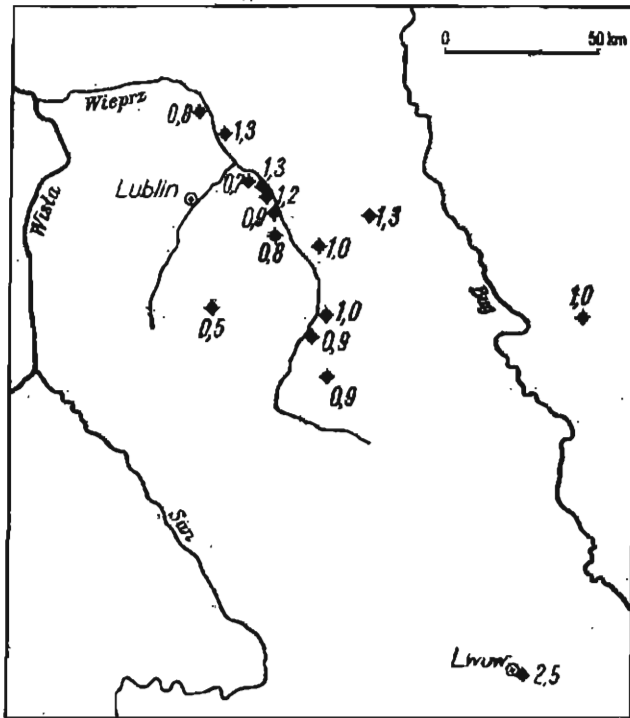


Fig. 28

Głębokość odmarznięcia letniego w czasie ostatniego zlodowacenia

Stwierdzamy zatem głębsze odtajanie peryglacialne ku południowi — na odcinku 200 km mniej więcej o 1 m. Tundra okolic Lwowa leżała już blisko granicy lasów, które, jak stwierdza Szafer (181) i Zeuner (203), występowały w dolinach Podola i na Podkarpaciu.

Głębokość odmarzania jest, niezależnie od bocznego wpływu czynników glebowych, funkcją ciepła w okresie letnim. Przybliżoną wartość ilości ciepła można wyliczyć w kaloriach znając wilgotność odmarzającej

gleby<sup>30</sup>. Z pomiarów Baca (6) w Puławach wynika, że wilgotność zamrożonych gleb o takim składzie mechanicznym, jak mułki piaszczyste inwolucyj Łańcuchowa i Milejówki, zwiększa się ku górze warstwy; średnia dla całego profilu jest bliska 30%.

Jeśli weźmiemy pod uwagę powyższą wartość i uwzględnimy, że dla stopienia 1 gr. lodu potrzeba 80 kal., otrzymamy ilość ciepła potrzebną do odtajania słupa gleby o podstawie 1 cm<sup>2</sup>, wysokości 130 cm (maksymalne odtajanie peryglacjalne okolic Lublina), równą  $130 \times 30 \times 80 = 3120$  kal., tzn. 3,12 K. Do liczby tej należy dodać pewną ilość kalorii, potrzebnych do stopienia śniegu, który przykrywa zamrożoną ziemię. Przyjmując, że warstwa śniegu miała 1 m grubości<sup>31</sup> przy gęstości równej 0,35 gęstości lodu, uzyskamy 2,8 K.

Ogólna więc ilość ciepła, która w całym okresie temperatur powyżej 0° stopiła śnieg zimowy i spowodowała odtajanie słupa gleby o podstawie 1 cm<sup>2</sup> do głębokości 1,3 m, wynosiła ok. 6 K. Jest to ilość ciepła, której dostarcza dzisiaj promieniowanie słoneczne na 1 cm<sup>2</sup> powierzchni w Warszawie w ciągu miesiąca marca. Ilość ta jest równa połowie energii słonecznej lipca lub sierpnia dla Warszawy<sup>32</sup>. Porównanie to jednak nie jest ścisłe. Topnienie śniegu i odmarzanie gleby dokonywało się w plejstocenie tak jak się dokonywa dzisiaj nie tylko przez bezpośrednie działanie promieniowania słonecznego, lecz i przez wpływ ciepłych mas powietrza, ciepłych deszczów i wiatrów. Udział tych czynników jest jednak trudno uchwytny. Wyliczona wyżej ilość ciepła glacialnego w okresie letnim może być uważana za cyfrę orientacyjną, z której jednakże nie możemy wyprowadzać temperatury powietrza w tym okresie<sup>33</sup>.

Dla rozwiązania tego zagadnienia należałoby poznać stosunek szybkości rozmarzania gleby do panujących w okresie rozmarzania średnich

<sup>30</sup> Metoda stosowana przez Kaczurina (88).

<sup>31</sup> Ilość opadów w strefie peryglacjalnej nie była mała. Okołowicz (126) dowodzi, że wzrastała ona ku krawędzi lądolodu.

<sup>32</sup> Materiał wg średnich promieniowania słonecznego z lat 1928-37 podanych przez Gorceńskiego (58).

<sup>33</sup> W dyskusji, jaka rozwinęła się po moim referacie na posiedzeniu Oddziału Wrocławskiego Pol. Towarzystwa Geograficznego w czerwcu 1951 r., prof. A. Kosiba zwrócił słusznie uwagę na to, że wyliczona ilość ciepła może wyrażać tylko wartość minimalną. Wiosenne wypromieniowanie nocne mogło komplikować i opóźniać proces rozmarzania przez to, że przy spadku temperatury poniżej 0° tworzyła się cienka warstewka lodu. To wymagało dodatkowej ilości ciepła. W rzeczywistości sumaryczna grubość rozmarzającej na wiosnę i w lecie gleby była większa od głębokości maksymalnego położenia powierzchni wiecznej zmarzliny.

temperatur. Wartość tę określa Keränen (92) na podstawie badań w Finlandii. Znajduje on, że w glebach piaszczystych średni dzienny przyrost warstwy odmarzniętej jest równy średniej temperaturze powietrza w okresie rozmarzania gleby, nie licząc okresu topnienia śniegu. Gleba np., przemarznięta do głębokości 120 cm, odmarzała w maju lub czerwcu w ciągu 23 dni.

Wyliczenia Keränena (92) nie dają pełnej podstawy do oceny średnich temperatur lata peryglacjalnego, nie możemy bowiem dzielić grubości odmarzania przez przybliżoną liczbę dni okresu letniego, gdyż uzyskamy wówczas wartości zbyt małe, nie odzwierciedlające rzeczywistości. Oto przykład: u ujścia Peczory gleby piaszczyste rozmarzają do głębokości 1,5 m (Liwierowski, 114), a lato trwa tu przynajmniej 4 miesiące. Stosując współczynnik Keränena należałoby oczekiwać, że średnia dzienna temperatura okresu letniego, odpowiadająca średnim przyrostom warstwy odmarzniętej, wynosi tu nieco ponad  $1^{\circ}$ . W rzeczywistości średnia temperatura owych 4 miesięcy jest znacznie wyższa, przekracza bowiem  $8^{\circ}$  (stacja Pustoziersk). U ujścia Peczory jest wieczna zmarzlina, której nie ma w Finlandii. To decyduje o różnicy we współczynniku szybkości odmarzania. Wynikałoby z tej różnicy, że rozmarzanie zmarzliny prawie w całej grubości jej poziomu aktywnego dokonuje się tylko w pierwszej części okresu letniego, po czym proces odmarzania ustaje lub jest bardzo powolny.

Badając postępy rozmarzania gleby w lecie w Grenlandii doszedłem do wniosku, że największa szybkość rozmarzania przypada w pierwszym miesiącu temperatur pozytywnych. W następnych miesiącach w miarę wysychania powierzchniowej warstwy gleby, działającej jak izolator i chroniącej zmarzlinę przed działaniem ciepła, przyrost grubości warstwy odmarzniętej konsekwentnie maleje. Redukcja ta odbywa się w postępie geometrycznym malejącym, tzn. w każdym miesiącu letnim powierzchnia zmarzliny przesuwana się w dół o odcinek równy połowie przesunięcia w miesiącu poprzednim.

Współczynnik Keränena, określający związek przyrostu warstwy odmarzania z temperaturą powietrza, można uważać za słuszny dla terenów zmarzlinowych tylko co najwyżej w pierwszym miesiącu odmarzania, tzn. wówczas, gdy działanie w glebie ciepła idącego z zewnątrz ma dużą przewagę nad oziębianiem, którego źródłem jest zmarzlina. Wraz z pogłębianiem się warstwy odmarzniętej stosunek działania ciepła i oporu zmarzliny zaznacza się coraz wyraźniej na korzyść czynnika drugiego i wtedy stosunek przyrostu warstwy odmarzniętej do temperatury powietrza jest zupełnie inny.

Idąc po linii tych rozważań można uczynić próbę obliczenia temperatury lata peryglacjalnego na podstawie wiadomej grubości warstwy odmarzania. Zgodnie z subarktycznym charakterem mikroreliefu tundry kopalnej, należy przyjąć, że okres temperatur pozytywnych obejmował najwyżej 4 miesiące, co odpowiada długości trwania lata na wybrzeżu północno-wschodniej Europy i Zachodniej Syberii. Wobec tego rozmarzanie 130-centymetrowej warstwy w okolicach Lublina dokonywać się musiało co miesiąc:  $70 \text{ cm} + 35 \text{ cm} + 17 \text{ cm} + 8 \text{ cm} = 130 \text{ cm}$ . Zakładając, że dzienne przyrosty odmarzania w pierwszym miesiącu (tzn.  $70 : 30$ ) odpowiadają średniej temperaturze powietrza, otrzymamy wartość  $+2,3^\circ$  jako średnią temperaturę tego miesiąca. Temperatura dwu dalszych miesięcy była wyższa, lecz nie przekraczała 10 do  $12^\circ$  (brak lasów). W czwartym miesiącu letnim temperatura zbliżała się do temperatury pierwszego, miesiąca.

W okolicach Lwowa, gdzie głębokość odtajania letniego sięgała 2,0 do 2,5 m, wyliczona w sposób analogiczny temperatura pierwszego letniego miesiąca wynosiła  $+4^\circ$ , temperatura zaś miesiąca najcieplejszego, z uwagi na pobliską granicę lasów, dochodziła zapewne do  $+10^\circ$ . A zatem na linii Lublin-Lwów peryglacjalny spadek temperatury wynosił średnio  $2^\circ$ , tzn. był dwukrotnie wyższy aniżeli dzisiaj. Wskazuje to na szybkie ocieplenie się w lecie strefy peryglacjalnej ku południowi.

Zbierając powyższe dane ustalamy następujące wartości klimatu peryglacjalnego dla obszaru dorzecza Bugu i Wieprza (sądzić należy, że pomiędzy tym obszarem a obszarem całej Polski środkowej i południowej, poza Karpatami, nie było wyraźniejszych różnic). Średnia roczna temperatura wynosiła co najwyżej  $-1^\circ$ , raczej była nawet niższa. Temperatura najcieplejszego miesiąca wahała się od  $+8^\circ$  w środkowej Polsce do  $+10^\circ$  w południowej Polsce. Średnia całego okresu letniego, który trwał prawdopodobnie tylko cztery miesiące, wynosiła od  $+4^\circ$  do  $+6^\circ$ . Było to raczej lato ciepłe. Ogólny przebieg temperatury, jeśli uwzględnimy głębokość odmarzania letniego i typ struktury oraz mikroreliefu peryglacjalnego, miał raczej charakter kontynentalny.

A teraz kilka słów porównania powyższych wartości z danymi klimatycznymi dla Polski i Europy, osiągniętymi na innej drodze. Szafer (181) ocenia średnią roczną temperaturę południowej Polski w ostatnim zlodowaceniu na  $0^\circ$ . Klimaszewski (96), biorąc pod uwagę dane florystyczne i wysokości granicy śniegu w Karpatach, przyjmuje również podobną wartość średniej rocznej (od  $0^\circ$  do  $-0,5^\circ$ ); o temperaturze lata pisze, że średnia temperatura najcieplejszego miesiąca nie przekraczała  $+10^\circ$ . Nasze wartości dla termiki okresu glacialnego, wyliczone inną metodą, są



bliskie wynikom obu wspomnianych autorów. Również widzę przybliżoną zgodność tych wartości z wynikami badań Pencka (132) nad klimatem glacialnym Europy i Quiringa (143) nad klimatem Niemiec.

Natomiast stwierdzam poważną różnicę porównując te wartości z rezultatami prac zarówno Spitalera (170), który, wychodząc z przesłanek astronomicznych, sądzi, że lato Europy glacialnej było wyjątkowo chłodne (średnia  $0,5^{\circ}$ ), jak i Schwarzbacha (157), który, badając liczbę warw dziennych w Górach Sowich, dochodzi do zgoła innych aniżeli Spitaler wyników, a mianowicie określa, że glacialne lato było bardzo ciepłe i trwało 5-6 miesięcy, skutkiem czego średnia roczna temperatura na Śląsku np. wynosiła ok.  $+4^{\circ}$ . Z drugiej strony Soergel (168) wylicza na podstawie głębokości odmarzania letniego średnią roczną temperaturę w glacialie Niemiec na  $-5,6^{\circ}$ .

Wyniki nasze uzupełniają treść lub korygują niektóre błędy nowych syntez peryglacialnego klimatu Europy, podanych przez Grigoriewa (67) i Posera (138-140). Poser dzieli strefę peryglacialną ostatniego zlodowacenia w Europie na cztery prowincje klimatyczne (tundra glacialna ze zmarzliną, obszar leśny ze zmarzliną, tundra morska bez zmarzliny, obszar leśny bez zmarzliny), określa przy tym cechy klimatyczne obszaru Polski raczej metodą ekstrapolacji, nie cytuje bowiem żadnego materiału dowodowego z naszego terenu. Według niego (140) środkowo-europejska przejściowa prowincja klimatyczna, tj. tundra glacialna o mroźnych zimach (intensywny rozwój klinów) i chłodnych latach (mała głębokość odmarznięcia) sięga po Wisłę. Na wschód od Wisły znajdowała się wybitnie kontynentalna prowincja peryglacialna, z bardzo ciepłym latem (średnia lipca ponad  $+10^{\circ}$ ).

Grigoriew (67) zajmuje się przede wszystkim największym zlodowaceniem Europy. Wyznacza ośrodki wysokiego ciśnienia, fronty polarne i pasy opadowe. Rozkład ciśnienia w Europie środkowej według tego autora niewielkiej uległ zmianie. Działał tu nadal silny, wydłużony w kierunku Alp wyż azorski. W związku z tym Grigoriew sądzi, że w dobie zlodowacenia strefy klimatyczne Europy środkowej (poza obszarem zlodowaconym) niewielkiemu uległy przesunięciu w stosunku do dzisiejszego ich położenia, zostały raczej tylko ściśnięte i zwężone. Nie było tu miejsca na tundrę, strefę peryglacialną, zmarzlinę i inne zjawiska mroźnego klimatu. Opady były duże, większe niż dzisiaj. Zmarzlina istniała tylko w kontynentalnej części wschodniej Europy, nie sięgała nawet do Polski.

Nawiązując do wyników Posera stwierdzić możemy słuszność poglądów tego autora, gdy idzie o wydzielenie szerokiego pasa zmarzlinowego dawnej tundrowej strefy europejskiej. Nasze materiały z dorzecza

Bugu uzupełniają mapę Posera, przedłużają tundrę plejstocенską z jej bogatym mikroreliefem i wszystkimi zjawiskami struktur glebowych na wschód od Wisły. Poser podzielił strefę peryglacjalną Europy tylko według jej rozciągłości równoleżnikowej, tzn. wyróżnił zmianę regionów klimatycznych od zachodu ku wschodowi zgodnie z rosnącym w tym kierunku kontynentalizmem. Autor nie dostrzegł wyraźnej zmiany południkowej w rozmieszczeniu struktur, co niewątpliwie wpływa u niego z braku ściślejszego nawiązania stratygraficznego materiału terenowego; zebranego przypadkowo, najczęściej nie przez niego samego.

Peryglacjalny obszar Polski, przynajmniej we wschodniej swojej części, miał klimat o cechach kontynentalnych. Dowodem tego jest napotykanie tu typ inwolucji oraz częste występowanie klinów lodowych. W tym względzie fakty nasze potwierdzają nie tylko pogląd Posera (140), lecz również wcześniej już wypowiedzane opinie Soergela (167) i Zeunera (204) o kontynentalnym typie klimatu peryglacjalnego na wschód od Renu. Dodać należy, że nasze wnioski klimatyczne, oparte na podstawach geologiczno-morfologicznych, pozostają w pełnej zgodzie z wynikami badań botanicznych. Wśród botaników polskich pogląd ten reprezentuje przede wszystkim Szafer (181), który opiera swoją opinię na stałej obecności modrzewia i sosny w schyłkowych osadach ostatniego zlodowacenia na Podkarpaciu. Jest rzeczą również godną uwagi, że we florze dryasowej Polski południowej, a więc w Walawie pod Przemyślem (Kulczyński, 107) i w Łękach k. Tarnowa (Szafer, 179) znaleźć można roślinne elementy związku Podkarpacia z Podolem.

A zatem przyjmując należy następujące ogólnoklimatyczne cechy europejskiej strefy peryglacjalnej:

1) Zróżnicowanie termiczne w kierunku od krawędzi lądolodu na zewnątrz, do granicy lasów. — Ta zmienność wyraża się głównie we wzroście ku południowi średnich rocznych temperatur, zarówno temperatury okresu letniego (wzrost głębokości odmarzania) jak też temperatur zimy. Jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że zjawisku temu odpowiadała równoleżnikowa strefowość mikroreliefu, podobnie jak to jest we współczesnych obszarach peryglacjalnych, od zespołów arktycznych począwszy do form południowo-subarktycznych.

2) Zróżnicowanie klimatyczne wzdłuż europejskiej strefy peryglacjalnej od zachodu ku wschodowi, wyrażające się wzrostem kontynentalizmu w tym kierunku. — Kontynentalna odmiana peryglacjalna zaczyna się wyraźnie w dorzeczu Łaby i ciągnie się przez dorzecze Odry i Wisły. Gdy porównuję krioturbacyjne formy glebowe na wschód od Wisły z tegoż typu formami środkowych Niemiec, nie widzę tu zasadniczej różnicy.

Oba obszary posiadały identyczną głębokość odmarzania letniego. Brak jest dowodów na wyprowadzenie południkowej granicy klimatycznej wzdłuż Wisły, jak to czyni Poser<sup>24</sup>. Wydaje się, że jedynie wielkość klinów lodowych zmniejsza się ku wschodowi; w dorzeczu Bugu nie ma tych wyjątkowo potężnych form (do 8 m), jakie stwierdzają niemieccy badacze w dorzeczu Łaby. Poser mylnie interpretował dużą głębokość klinów jako wykładnik silnych mrozów (Frostzerrung) wypowiadając pogląd, że środkowe Niemcy były obszarem szczególnie niskich temperatur. Nie spadek bezwzględny, lecz duże i częste skoki temperatury na wiosnę i w jesieni są warunkiem rozwoju klinów powodując poszerzanie się szczeliny u góry, a przez mechaniczne rozkucie podłoża — pogłębianie ku dołowi. W przejściowej więc strefie między oceanicznym a kontynentalnym typem peryglacjału istnieć musiała właśnie w dorzeczu Łaby duża i częsta zmienność temperatur — stąd głębokie kliny.

Na południowych krańcach strefy peryglacjalnej w Czechach (Žebera, 200, 201, Vašíček, 192, Kunský, 109), a nawet na Węgrzech, czyli w obszarze lasu na zmarzlinie, znajdowany bywa wysoce jakoby arktyczny typ struktur łącznie z klinami lodowymi. Tu należy wyjaśnić, że kliny są właśnie oznaką kontynentalnych warunków klimatycznych, będąc rezultatem mroźnych zim (spękania kontrakcyjne i lód gruntowy). Formy te mogą występować nawet poza granicami strefy peryglacjalnej, tak jak na to wskazują przykłady z tajgi syberyjskiej. Kliny więc Węgier i Czech nie burzą strefowego układu klimatu peryglacjalnego, a świadczą jedynie o tym, że mroźne zimy trwały na południowo-wschodnich krańcach peryglacjału Europy środkowej, a więc tam, gdzie stosunkowo wysoka temperatura lata powodowała rozmarzanie gleb do głębokości prawie 3 m i umożliwiała vegetację drzew. Do obszarów tych przypuszczalnie należało również Podole, czego dowodem jest peryglacjalny zespół form Bednarówki pod Lwowem.

Wrocław, w kwietniu 1954

<sup>24</sup> Z uwag, wypowiedzianych po referacie moim we Wrocławiu przez prof. J. Dylika z Łodzi, wynika, że w okolicach Łodzi przeważają głębokie zjawiska krioturbacyjne, powstałe przez segregację materiału. Wśród nich są liczne graniaki wiatrowe. Wynika więc z tego, że na zachód od Wisły tundra glacialna była skąpa (strefa gruzowa wg prof. J. Dylika), gdy tymczasem Wyżyna Lubelska posiadała typ tundry zwartej, nie dopuszczający do powstania form segregacyjnych i eoliczacji powierzchniowej (brak tu graniaków). W tym znaczeniu linia Wisły była jednakże pewną granicą klimatyczną.

T a b e l a 1. — NIEKTÓRE KRIOTURBACJE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA

stanowisko	materiał	nachylenie powierzchni	typ krioturbacyj	głębokość odmarzania letniego	faza złodowacenia
Bednarówka	il, less, piasek, gleba torfowa	< 2°	inwol. słupowe, kliny płytkie	2,0-2,5 m	nasunięcie i maksimum
Cichobórz	piasek	< 2°	kliny płytkie	—	maksimum
Trzeszczany	less	—	klin głęboki	—	maksimum
Wywłoczka	less	5°	solifl. warstwowa	—	nasunięcie i maksimum
Niedzielska	gruz kredowy	< 2°	inwol. fałdowe, festony gruzowe, strzałka	0,9 m	—
Izbica	gruz morenowo-kredowy	2-3°	kliny	1,0 m	maksimum
Wysokie	gruz kredowy	2-5°	festony gruzowe	0,5 m	—
Horodyszczce	mułki lessowe	2-4°	soliflukcja walcowa	do 1,3 m	regresja
Kanie	gruz kredowy	< 2°	festony gruzowe, strzałka	1,0 m	—
Białkupice	gruz kredowy, piasek	2-3°	festony gruzowe, soliflukcja?	0,8 m	—
Piaski Luterskie	piasek, glina, żwir	—	soliflukcja walcowa	—	nasunięcie
Melgiew	gruz kredowy	< 2°	festony gruzowe	0,8 m	—
Łysolaje	piasek, mułek	2-3°	inwol. fałdowe, solifl. warstwowa?	0,9 m	nasunięcie i maksimum
Milejów	il, mułek, piasek	< 2°	inwol. amorficzne, inwol. fałdowe, solifl. warstwowa, kliny płytkie?	1,2 m	nasunięcie i maksimum
Łańcuchów	piasek, mułek	< 2°	inwol. amorficzne, inwol. słupowo-amorficzne	1,8 m	nasunięcie
Zakrzew	piasek	< 2°	inwol. fałdowe	ponad 0,7 m	nasunięcie
Tatary I	piasek	< 2°	kliny głębokie	—	maksimum
Jakubowice Końskie	less	5-7°	solifl. warstwowa	—	maksimum
Wincentów	glina, piasek	< 2°	kliny płytkie	0,8 m	maksimum

T a b e l a II KRIÓTURBACJE PRZEDOSTATNIEGO ZŁODOWACENIA

stanowisko	materiał	nachylenie powierzchni	typ krioturbacyj	głębokość odmarzania letniego	faza złodowacenia
Czartowczyk	glina, piasek	8°	soliflukcja warstwowa	—	—
Izbica	gruz morenowo-kredowy	2-3°	soliflukcja warstwowa	—	—
Chełm	piasek, żwłry	< 2°	inwol. słupowe	1,1 m	maksimum
Charleż	piasek, ility	< 2°	inwol. słupowe, inwol. fałdowe	1,0 m	nasuniecie
Tatary II	piasek	< 2°	inwol. słupowe	0,5 m	nasuniecie
Kurów	piasek	< 2°	klín głęboki	—	maksimum
Radzyń a)	ił	3°	solifl. walcowa	0,9 m	nasuniecie
Radzyń b)	piasek	< 2°	klíny głębokie	1,0 m	maksimum

## LITERATURA

1. AHLMANN H. W. Polygonal markings. Geogr. Annaler, 1936.
2. ANDERSSON J. G. Solifluction, a component of subaerial denudation. Jour. Geol., V, 14.
3. ANDREEV A. V. Kormovye resursy olenovodatva v zapad. časti Bolšezemelaki tundry. Olen. pastb. Sev. Kraja. Akad. Nauk SSSR, 1933.
4. ATTERBERG A. Die Plastizität der Tone. Int. Mittell. Bodenkunde, 1911.
5. ATTERBERG A. Die Konsistenz und die Bindigkeit der Böden. Int. Mittell. Bodenkunde, Bd. 2, 1912.
6. BAC ST. Ruchy warstw gleby wskutek zmarzania i tajania. Wiad. Śl. Hydr. Met. Warszawa 1950.
7. BAHR A. Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. Ztschr. D. Geol. Ges., Bd. 84, 1932.
8. BASTIN A., CAILLEUX A. Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région Bordelaise. Bull. Soc. Géol. de France, sér. 5, vol. XI. Paris 1941.
9. BECKMANN E. Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvial-geologische Fragen. N. Jb. Miner. 66, 1931
10. BENNHOLD W. Über Fliesserdeerscheinungen in „unterdiluvialen“ Sanden bei Wernsdorf s. Erkner (bei Berlin). Ztschr. Geschieforsch. V, 1929.
11. BERG L. S. Zona tundr. Izd. Leningr. Gos. Univ., t. I, 1928.
12. BERG L. S. Fiziko-geografičeskie (landšaftnye) zony SSSR. Izd. Leningr. Univ. 1936.

13. BERGSTRÖM E. En märkling form av rutmark från barrskogsregionen i Lappland. Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 34 (1912). Stockholm 1913.
14. BESKOW G. Erdflüssen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. Geol. Fören. Förhandl., 52, 1930.
15. BESKOW G. Tjälbildningen och tjällyftningen. Sver. Geol. Undersökning. Stockholm 1935.
16. BLANCK E., RIESER A., MORTENSEN H. Die wissenschaftlichen Ergebnisse nach Spitzbergen im Sommer 1926. Chemie d. Erde, 1928.
17. BORISOV A. A. Klimaty SSSR. Moskva 1948.
18. BÖCHER T. W. Climate, soil, and lakes in continental West Greenland in relation to plant life. Medd. om Grönl. Bd. 1947, No. 2. 1949.
19. BREUIL H. De l'importance de la solifluction dans l'étude des terrasses quaternaires. Rev. Geogr. Phys. Geol. VII. Paris 1934.
20. BRYAN K. Cryopedology — the study of frozen ground intensive frost-action with suggestions on nomenclature. Am. Journ. Sci, vol. 244, 1946.
21. BUNGE A. Opisanie putešestvija k ustju r. Leny 1881-1884. Tr. Russk. Pol. st. na ustje Leny. I, 1895.
22. BÜDEL J. Eiszeitliche u. rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Ergb., No. 229, 1937.
23. BÜDEL J. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundsch., Bd. 34, 1944.
24. BÜDEL J. Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde, Bd. II. Bonn 1948.
25. CABOT E. C. The northern Alaskan coastal plain interpreted from aerial photographs. Geogr. Rev., 37, 1947.
26. CAILLEUX A. Cailloux éoliens et solifluction en France et en Europe septentrionale. Bull. Soc. Géol. de France, vol. VIII. Paris 1938.
27. CAILLEUX A. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. Soc. Géol. de France, No. 46. Paris 1942.
28. JÄNDER A. K. Studien über die Moore Finlands. Acta Forest. Fenn. 2. Helsingfors 1913.
29. CASAGRANDE A. Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Straßenbaues. Strassenbau, 1934.
30. CITOVIĆ N. A., SUMGIN M. J. Osnovanija mehaniki merzlych gruntov. Izd. Akad. Nauk. Moskva-Leningrad 1937.
31. CZARNOCKI J. Dyluwjum Gór Świętokrzyskich (Diluvium des Święty-Krzyż-Gebirges). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. VII, 1931.
32. DEGE W. Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. Pet. Mitt., Bd. 87, 1941.
33. DEMANGEOT J. Tjaele et sols polygonaux en montagne. Les études rhodaniennes. Rev. Géogr. Rég., 1942.
34. DENNY C. S. Periglacial phenomena in southern Connecticut. Am. Journ. Sci., vol. 32, 1936.
35. DEWERS F. Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenböden. Abh. Vortr. Wiss. Ges. Bremen 1934. Ig 8/9.
36. DOBROWOLSKI A. B. Historia naturalna lodu. Warszawa 1923.
37. DORSEY N. E. Properties of ordinary water-substance. New York 1940.
38. DRANICYN D. A. O nekotorych zonalnych formach reliefa krajnego severa. Počvoved, No. 4, 1914.

39. DRUDE H. Handbuch der Pflanzengeographie. 1890.
40. DÜCKER A. Steinsohle oder Brodelpflaster. Cent. Bl. Min. S. B., 1933.
41. TÜCKER A. Fossile Bodenfrosterscheinungen (Brodelböden) in Schleswig-Holstein. Die Heimat, 1934.
42. DÜCKER A. Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jahrb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 54. Berlin 1934.
43. DÜCKER A. Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodentrost und Lössproblem. Ztschr. D. Geol. Ges., 89, 1937.
44. DYLIK J. Periglacialne struktury w dyluwium środkowej Polski. Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), w druku (in print).
45. EAKIN H. M. The Yukon-Koyukuk region Alaska. U. S. Geol. Surv., 63L. Washington 1916.
46. EDELMAN C. H., FLORSCHÜTZ F., JESWIET J. Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verhand. Geol. Mijnb. Gen. Nederl. en Kolonien. Geol. Ser. 1936.
47. ELTON C. S. The nature and origin of soil polygons in Spitzbergen. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, 83, 1928.
48. FIRBAS F., GRAHMANN R. Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). Abh. math.-phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss., XL, 1928.
49. FRIES TH. C. E. Botanische Untersuchungen 1910-13 im nördlichen Schweden. Akad. Abhandl. Uppsala 1913.
50. FRÖDIN J. Beobachtungen über den Einfluss der Pflanzendecke auf die Bodentemperatur. Lund. Univ. Arsskr. N. F., Afd. 2, Bd. 8, No 9. Lund-Leipzig 1912.
51. FRÖDIN J. Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Regionen des schwedischen Lapplands. Lund. Univ. Arsskr. N. F., Afd. 2, Bd. 14, 2, No. 24. Lund-Leipzig 1918.
52. GAGEL K. Geologische Beobachtungen aus Wolhynien. Vergleichende Studien über wolhynischen u. deutschen Löss. Jahrb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 43, 1922.
53. GALLWITZ H. Flässerde u. Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. Geol. Rundsch. 1927.
54. GAMS H. Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. Zt. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 1, 1950.
55. GELTING P. Studies on the food of the East Greenland ptarmigan especially in its relation to vegetation and snow-cover. Medd. Grönl., Bd. 116, 1937.
56. GLADČIN J. N. Kamennye mnogougolniki. Izv. Gos. Geogr. Obšč., t. 68, 1936.
57. GLADČIN J. N. Geomorfologija SSSR. Leningrad 1939.
58. GORCZYŃSKI W. Comparison of climate of the United States and Europe. 1945.
59. GORODKOV B. N. Pjatnistaja tundra. Geogr. Vestn., t. I, 1922.
60. GORODKOV B. N. Rastitelnost' tundrowoj zony SSSR. Izd. Akad. Nauk. Leningrad 1935.
61. GORODKOV B. N. Moroznaja treščinowatost' gruntov na severe. Izv. Vs. Geogr. Obšč., t. 82, 1950.
62. GÖTZINGER G. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. hgb. A. Penck, Bd. IX. Leipzig-Berlin 1910.
63. GRIGORIEV A. A. Die Typen des Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geographische Verbreitung und Genesis. Geogr. Zschr., 1925.

64. GRIGORIEV A. A. Večnaja mierzłota i drevnee oledenenie. Več. Merzl. Izd. Akad. Nauk SSSR. 1930.
65. GRIGORIEV A. A. Opyt charakteristiki osnovnyh tipov fiziko-geogr. sredy. Typy fiz.-geogr. sredy arktičeskogo pojasu. Probl. fiz.-geogr., t. 7, 1939.
66. GRIGORIEV A. A. Subarktika. Opyt charakteristiki osnovnyh tipov fiziko-geogr. sredy. Moskva-Leningrad. 1946.
67. GRIGORIEV A. A. Cirkulacija atmosfery v period maksimalnogo oledenienija kak baza dlja rekonstrukcii klimata lednikovoj epochi. Tr. Inst. Geogr. t. XXXVII, 1946.
68. GRIPP K. Über Frost u. Strukturböden auf Spitzbergen. Ztschr. Erdk., 1926.
69. GRIPP K. Glaziologische u. geologische Ergebnisse der Hamburgischen Expedition 1927. Abh. Natur. Ver. in Hamburg, Bd. XXII, H. 3-4, 1929.
70. GUSEV A. J. Tetragonalnye grunty v arktičeskoj tundra. Izv. Gos. Geogr. Obšč. t. 70, 1938.
71. HALICKI BR. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niziu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). Acta Geol. Pol., vol. I/2, 1950.
- 71a. HALICKI BR., SAWICKI L. Less Nowogródzki. Zbiór prac poświę. E. Romerowi. Lwów 1934.
72. HAMBERG A. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen. Geol. Föhrhandl. Stockholm 1915.
73. HAWKES L. Frost action in superficial deposits icelands. Geol. Mag., 61, 1924.
74. HOPKINS D. M. Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska. Journ. Geol., vol. 57, 1947.
75. HORN E. Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparks in Winterhude und des Elbtunnels und ihre Bedeutung für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. Ztschr. D. Geol. Ges., 64, 1912.
76. HÖGBOM B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. IX. Uppsala 1910.
77. HÖGBOM B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1914.
78. HUXLEY J. S., ODELL N. E. Notes on surface-markings in Spitzbergen. Geogr. Journ., 63, 1924.
79. IVANOV J. M. O počvennych obrazovanijach v Arktike. Tr. Inst. po izuč. Severa, v. 49, 1931.
80. JAHN A. Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii (Research on the structure and temperature of the soils in western Greenland). Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. P.A.U. (Bull. Acad. Sci. et Lettr. de Cracovie), vol. 72. Kraków 1948.
81. JAHN A. Osobliwe formy poligonalne na łąkach w dolinie wieprza (Peculiar polygonal markings on the meadows in the Wieprz river valley). Acta Geol. Pol., vol. I/2, 1950.
82. JAHN A. Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). Acta Geol. Pol., vol. I/3, 1950.
83. JAHN A. Gleby strukturalne polskiej części Tatr (The structural soil-markings in the Polish sector of Tatra Mts.). Przegl. Geogr. (Rev. Géogr.), 1951.
84. JAHN A. Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300.000 „Zamość”. Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), w druku (in print).



85. JAHN A., TURNAU-MORAWSKA M. Preglacja i najstarsze utwory czwartorzędowe Wyżyny Lubelskiej (Pre-Glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin-Upland). Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), w druku (in print).
- 85a. JENNIS J. L. Permafrost in Canada. Arctic, vol. 2, 1949.
86. JOHANSSON S. Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt. Sver. Geol. Undersökning, Ser. C, No. 256.
87. JOHNSTON W. A. Frozen Ground in the glaciated parts of northern Canada. Trans. Roy. Soc. Canada, vol. 24, 1930.
88. KACURIN S. P. Merzlotnye i geomorfologičeskie nabljudenija v ustje r. Anadyr v 1935 g. Tr. Kom. več. merzl., 1938.
89. KEILHACK K. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Klewitz, 1924.
90. KEILHACK K. Über Brodelboden im Taldiluvium bei Senftenberg und über das Alter der sie begleitenden Torf- und Faulschlammablagerungen. Ztschr. D. Geol. Ges., 79, 1927.
91. KEILHACK K. Über „atektonische Faltung“ (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall von Hakenschlagen. Ztschr. D. Geol. Ges., 83, 1931.
92. KERÄNEN J. Über den Bodenfrost in Finnland. Mitt. Met. Zentr. Finn. St. No. 12. Helsinki 1923.
93. KESSLER P. Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
94. KESSLER P. Über diluviale Frostspalten bei Saarbrücken. Ztschr. D. Geol. Ges., 79, 1927.
95. KLIMASZEWSKI M. O utworach plioceńskich w Krościenku nad Dunajcem. Opis geologiczny. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. P.A.U. (Bull. Acad. Sci. et Lettr. de Cracovie), A, vol. 72, 1946.
96. KLIMASZEWSKI M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk. (Trav. Soc. Sci. et Lettr. de Wrocław), S. B. No. 7. Wrocław 1948.
97. KLIMASZEWSKI M., SZAFER W., SZAFRAN BR., URBAŃSKI J. Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (The Dryas Flora of Krościenko on the river Dunajec). Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), 24, 1950.
98. KOKKONEN P. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. Acta Forestalia Fennica. Helsingfors 1929.
99. KRAUS E. Zur Frage der „Stiche“. Ztschr. D. Geol. Ges., 1931.
100. KREKELER F. Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Giessen und Wiesbaden. Ztschr. D. Geol. Ges., 81, 1929.
101. KRISTAFOVIČ N. J. Gidro-geologičeskoe opisanie territorii goroda Lublina i ego okrestnostej. Varšava 1902.
102. KRUKOWSKI S. Paleolit Polski. Prehistoria Ziemi Polskich. P.A.U. (Acad. Sci. et Lettr. de Cracovie). Kraków 1939.
103. KRUMME O. Frost und Schnee in ihrer Wirkung auf den Boden im Hochtaunus. Rhein-Mainische Forsch. Frankfurt a/M., 1935.
104. KRÜGER H. Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde. Ztschr. Geomorph., 7, 1932.
105. KRYGOWSKI B. Iły warwowe w okolicy Poznania (Die Bändertone in der Umgebung von Poznań). Bad. Geogr. (Études Géogr.), 8. Poznań 1934.

106. KSIĄZKIEWICZ F. Uwarstwienie spływowe we fliasz karpackim (Slipbedding in the Carpathian Flysch). *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne)*, 1950.
107. KULCZYŃSKI ST. Die altdiluvialen Dryasfloren der Gegend von Przemyśl. *Acta Soc. Botan. Pol.*, 9. Warszawa 1932.
108. KULCZYŃSKI ST. Torfowiska Połesia (Die Moore des Polesie-Gebietes). Kraków 1939.
109. KUNSKÝ J. Mrazové klíny v jižních Čechách. *Sbor. Českosl. Spol. Zem.*, 50. 1945.
110. KUŹNIAR W. Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego. *Spr. Kom. Fizjogr. P.A.U.*, t. 44, 1910.
111. LEFFINGWELL E. K. Ground-ice wedges, the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Journ. Geol.*, XXIII, 1915.
112. LEFFINGWELL E. K. The Canning River Region Northern Alaska. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 109, 1919.
113. LEHMANN H. Über periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Bonn. *Erdkunde*, Bd. II. Bonn 1948.
114. LIVEROVSKIJ J. Počvy tundr Severnogo Kraja. *Tr. Pol. Kom.*, 19, 1934.
115. LOTZE J. Über Schichtaufrichtungen an Klüften. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, 84, 1932.
116. LUPHER R. L. Clastic dikes of the Columbia Basin region, Washington and Idaho. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 55, 1944.
117. ŁOMNICKI A. Mamut (*Elephas primigenius* Blub.) pod Lwowem. *Rozpr. i Wlad. Muz. Dzieduszyckich (Acta Musei Dzieduszyckiani)*. Lwów 1915.
118. ŁOZIŃSKI W. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. *Bull. Acad. Sci. Kraków* 1909.
119. ŁOZIŃSKI W. Palsenfelder und periglaziale Bodenbildung. *N. Jb. Miner.* Bd. 71. Stuttgart 1933.
120. MEINARDUS W. Beobachtungen über Detritussortierung u. Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. Erdk. Berlin* 1912.
121. MEINARDUS W. Arktische Böden. *Handb. d. Bodenlehre*, III. Berlin 1930.
122. MORTENSEN H. Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“-Hypothese. *Zentralbl. Miner.*, 1932.
123. NANSEN F. Spitzbergen. Leipzig 1921.
124. NIELAND H. Über Erscheinungen des Bodenfrostes und Auftaubodens in Westgrönland. *Ztschr. Geomorph.*, 1930.
- 124a. NIKIFOROV K. O nekotorych dinamičeskich procesach v počvach v oblasti rasprostraneniija večnoj merzloty. *Počvoved.*, 1912.
125. OBRUČEV S. Šachmatnye (ortogonalnye) formy v oblastjach večnoj merzloty. *Izv. Gos. Geogr. Obšč.*, 70, 1933.
126. OKOŁOWICZ W. Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu (The climates reconstruction based on geomorphology). *Przeł. Geogr. (Rev. Géogr.)*, vol. 21, 1947.
127. PANOV D. G. Poligonalnye obrazovanija kaninskoj tundry. *Izv. Gos. Geogr. Obšč.*, 1933.
128. PASSARGE S. Drei Probleme diluvialgeologischer Morphologie. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, 83. Berlin 1931.
129. PASSENDORFER E. O zaburzeniu warstw w profilu dyluwialnym w Głównej pod Poznaniem (Über die Schichtenstörungen im Diluvialprofil in Główne bei Poznań). *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, vol. VIII, 1932.

130. PASZEWSKI O. Ślady interglacjalu w Łańcuchowie nad Wieprzem. (Traces of interglacial sediments at Łańcuchów on Wieprz). Ann. Univ. M. C. S. Lublin, S. B., 1949.
131. PATERSON T. T. The effects of frost action and solution around Barrin Bay and in the Cambridge district. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 96, 1940.
132. PENCK A. Das Klima der Eiszeit. Verh. III. Int. Quartärkonf. Wien 1936.
133. PENCK W. Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
134. PFANNENSTIEL. Das Klima der Würm-Eiszeit in Mittel- und Westeuropa. Pet. Mitt., 1948.
135. POSER H. Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundsch., Bd. 22, 1931.
136. POSER H. Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. Grönland, Bd. 94, 1932.
137. POSER H. Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundsch., Bd. 24, 1933.
138. POSER H. Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. Naturwiss., 34, 1947.
139. POSER H. Dauerfrostboden u. Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- u. Westeuropa. Naturwiss., 34, 1947.
140. POSER H. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde, Bd. 2, 1948.
141. PROCHOV N. J. Severnaja čast' Amurskoj oblasti. 1912.
142. QUERVAIN A. de. Schweizer Grönlandexpedition 1912/13. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 63. Zürich 1920.
143. QUIRING H. Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes. Jb. Pruss. Geol. L.-A., 40, 1928.
144. RAMANN E. Die Einwirkung elektrolytarmen Wassers auf äkuviale und alluviale Ablagerungen und Böden. Ztschr. D. Geol. Ges., 67, 1915.
145. ROMANOWSKY V. Tourbillons dans les boues épaisses. Applications aux terrains polygonaux arctiques. C.-R. S. Acad. Sci., vol. 208. Paris 1939.
146. ROMANOWSKY V. Observations sur les sols polyzonaux des Alpes françaises. C.-R. S. Soc. Géol. de France, 1942.
147. ROMANOWSKY V. Observations sur les buttes gazonnées d'Auvergne. C.-R. S. Acad. Sci., vol. 216. Paris 1943.
148. ROMANOWSKY V., CAILLEUX A. Sols polygonaux et fentes de dessiccation. Bull. Soc. Géol. de France, vol. XII, 1942.
149. SALOMON W. Arktische Bodenformen in Alpen. Sitz-Ber. Heidelberg. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 1929.
150. SAPPER K. Über Fließerde u. Strukturböden auf Spitzbergen. Ztschr. Ges. Erdk., 1912.
151. SAWICKI L. O stratygrafii lessu w Polsce (Sur la stratigraphie du loess en Pologne). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), vol. VIII, 1932.
152. SCHAFER I. P. Some periglacial features in central Montana. Journ. Geol., vol. 57, 1949.
153. SCHOSTAKOWITSCH W. B. Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Ztschr. Ges. Erdk., 1927.
154. SCHOTT C. Das Problem des Dauerfrostbodens in den Randgebieten des Norddeutschen Inlandsees. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1932.

155. SCHRÖDER H., STOLLER J. Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Cottbus. Jb. Preuss. Geol. L.-A., 26, 1905.
156. SCHULTZ O. Über Brodeltexuren in subglazialen Sanden auf Jasmund (Insel Rügen). Ztschr. Geschiebeforsch., VII, 1931
157. SCHWARZBACH M. Das diluviale Klima während des Hochstandes einer Vereisung. Ztschr. D. Geol. Ges., Bd. 92, Berlin 1940.
158. SELZER S. Diluviale Lösskeile und Lösskeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rundsch., 27, 1936.
159. SHARP R. P. Periglacial involutions in northeastern Illinois. Journ. Geol., vol. 50, 1942.
160. SHARP R. P. Soil structure in the St. Elias Range Yukon Territory. Journ. Geomorph., 1942.
161. SHARP R. P. Ground-ice mounds in Tundra. Geogr. Rev., 1942.
162. SMITH H. T. U. Physical effects of Pleistocene climatic changes in nonglaciated areas. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 60, 1949.
163. SOCZAWA V. Das Anadyrgebiet, botanisch-geographische Beobachtungen in äussersten Nordosten Asien. Ztschr. Ges. Erdk., 1930.
164. SOČAVA V. B. O pjatnistych tundrach Anadyrskogo kraja. Tr. P. Kom. Akad. Nauk SSSR, vol. 2, 1930.
165. SOČAVA V. B. Tundry bassejna r. Anadyr. Izv. Gos. Geogr. Obšč., t. 65, 1933.
166. SOERGEL W. Diluviale Frostspalten im Deckschichten von Ehringsdorf. Forsch. Geol. Paleont., Bd. XI. Decke-Festschrift.
167. SOERGEL W. Diluviale Eiskeile. Ztschr. D. Geol. Ges., Bd. 88, 1936.
168. SOERGEL W. Die eiszeitliche Temperaturminderung im Mitteleuropa. Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 30, 1942.
169. SÖRENSEN TH. Bodenformen u. Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. Grönland, 1935.
170. SPITALER R. Die Bestrahlung der Erde durch die Sonne und die Temperaturverhältnisse in der quartären Eiszeit. Abh. D. Ges. Wiss. Künste in Prag, Abt. III, 1940.
171. STECHE H. Beiträge zur Frage der Strukturböden. Ber. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss. Leipzig 1933.
172. STEEGER W. Das glaziale Diluvium des niederrheinischen Tierlandes. Ber. Vers. Niederrh. Geol. Ver., 1925.
173. STEEGER A. Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Runds. Diluv.-Geol. u. Klima, 1944.
174. SUKACEV V. N. K voprosu o vlijanii merzloty na počvu. Izv. Akad. Nauk, 1911.
175. SUMGIN M. J. Sovremennoe položenie issledovanija večnoj merzloty v SSSR i želatel'naja postanovka etich issledovanij v bližajšem buduščem. Večn. Merzl. Izd. Akad. Nauk. Leningrad 1930.
176. SUMGIN, KAČURIN, TOLSTICHIN, TUMEL. Obščee merzlotovedenie. Moskva-Leningrad 1940.
177. SUSLOV S. P. Geografičeskie nabljudenija v jenisejskoj leso-tundra. Tr. Inst. fiz.-geogr. Akad. Nauk, 1935.
178. SUSLOV S. P. Fizičeskaja geografija SSSR. Leningrad-Moskva 1947.
179. SZAFER W., KLIMASZEWSKI M. Pleistocen w Łąkach Dolnych koło Tarnowa. Starunia, 19. Kraków 1945.
180. SZAFER WŁ. Arktyda i Antarktyda. Porównawczy szkic geobotaniczny. Czas. Geogr., XX, 1949.

181. SZAFER Wl. Flora dryasowa z Krościenka nad Dumajcem oraz uwagi o klimacie ostatniego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich — vide p. 97.
182. TABER S. Frost heaving. Journ. Geol., vol. 37, 1929.
183. TABER S. The mechanics of frost heaving. Journ. Geol., vol. 38, 1930.
184. TABER S. Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 54, 1943.
185. THORODDSEN TH. Polygonboden und -thufur auf Island. Pet. Mitt., 1913.
186. TOLSTICHIN N. I. Podzemnyye vody Zabajkalkija i ichi gidrolakkolity. Tr. Kom. izuč. večn. merzl. Ak. Nauk I, 1932.
187. TROLL C. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundsch., Bd. 34, 1944.
188. TROLL C. Die subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde B. II. Bonn 1948.
189. TUMEL V. F. Merzlota gruntov jugo-zapadnoj časti Tajmyrskogo rajona oblasti večnoj merzloty. Dokl. Akad. Nauk, 1940.
190. TUMEL V. F. K istorij večnoj merzloty v SSSR. Tr. Inst. Geogr. Akad. Nauk, v. 37, 1946.
191. VALTER G., ALIOCHIN V. Osnovy botaničeskoj geografii. Moskva-Leningrad 1936.
192. VAŠIČEK M. Pleistocenni poruchy v miocennich sedimentach u Sudic a u Muglinova. Vestn. Kr. Čes. Spol. Nauk. mat.-přir., 1944.
193. VILD G. O temperature vozducha v Rossijskoj imperii: 1882.
194. VIZE V. J. Meteorologičeskie nabljudenija, proizvedennye ekspedicej na Zemlju Franca Iosifa letom 1929. Tr. Inst. Izuč. Sev., v. 49, Moskva 1931.
195. VOJEJKOV A. I. Snežnyj pokrov, ego vlijanie na počvu, klimat i pogodu i sposoby issledovanija. Zap. Russk. Geogr. Obšč., t. XVIII, 1889.
196. WEINBERGER L. Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. Geol. Rundsch., Bd. 34, 1944.
197. WOLFF W. Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Flachlande. Ztschr. D. Geol. Ges., 79, 1927.
198. WULF TH. Botanische Beobachtungen aus Spitzbergen. Akad. Abhandl. Lund., 1902.
199. ZARUBA-PFEFFERMANN O. Periglacialni zjevny v okolí Prahy. Rozpr. II tr. Čes. Akad., 53, č. 15.
200. ŽEBERA K. Pleistocenni mrazove pukliny a mnohoúhelníkové mrazove pudy v Čechach. Sb. Čes. Spol. Zem., 1943.
201. ŽEBERA K. K současnému výzkumu kvartéru v oblasti českého masivu. Sb. stat. geol. Ust. Č. S. R., 1949.
202. ZEUNER FR. E. Diluviale Frostspalten in Schlesien. Jber. Geol. Verh. Oberschlesien. Gleiwitz 1935.
203. ZEUNER FR. E. The Climate of the Countries adjoining the ice-sheet of the Pleistocene. Proceed. Geol. Ass., 48, 1937.
204. ZEUNER FR. E. The Pleistocene Period. London 1945.
205. ZEUNER FR. E. Dating the Past. London 1946.

**T A B L I C E**

Fig. 1

Fragment profilu Bednarówki z zaburzoną glebą kopalną

Fig. 2

Kociołek inwolucyjny — Bednarówka

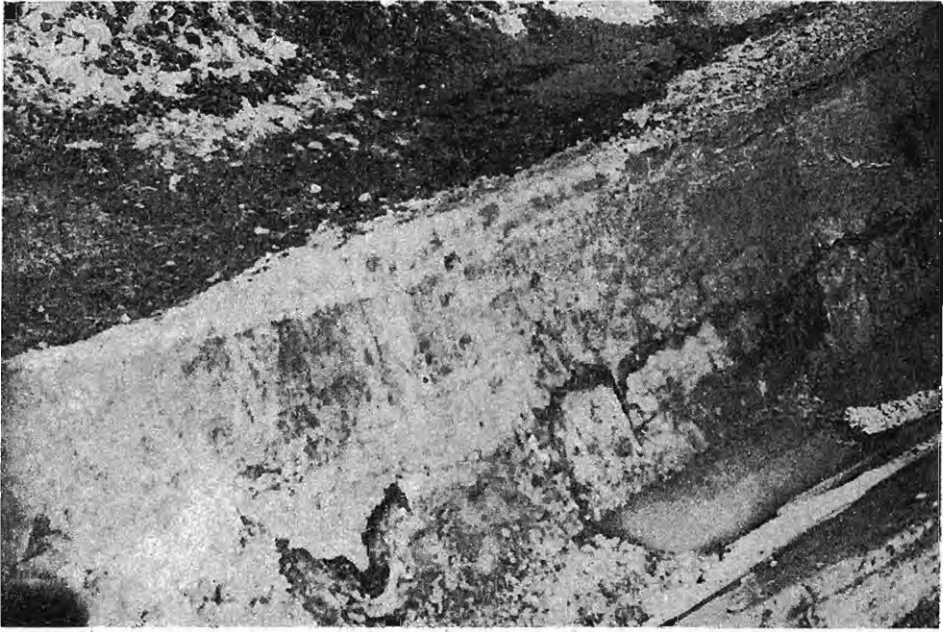


Fig. 1

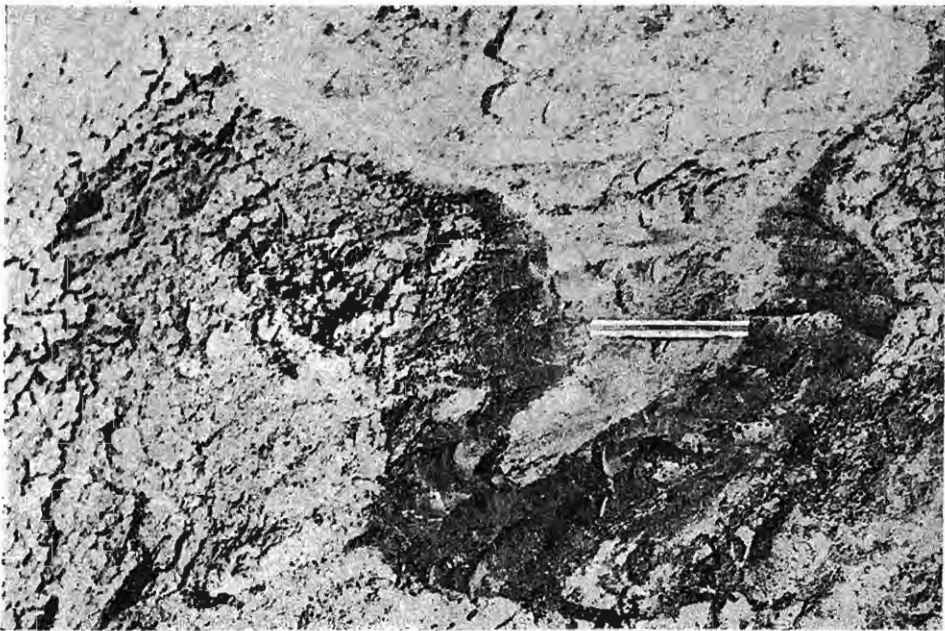


Fig. 2

*Fot. A. Jahn*



Fig. 1.

Mikrosoliflukcyjnie zdeformowana bruzda, wypełniona glebą — Bednarówka

Fig. 2.

Soliflukcja w Pozirkach k. Włodzianierza



Fig. 1

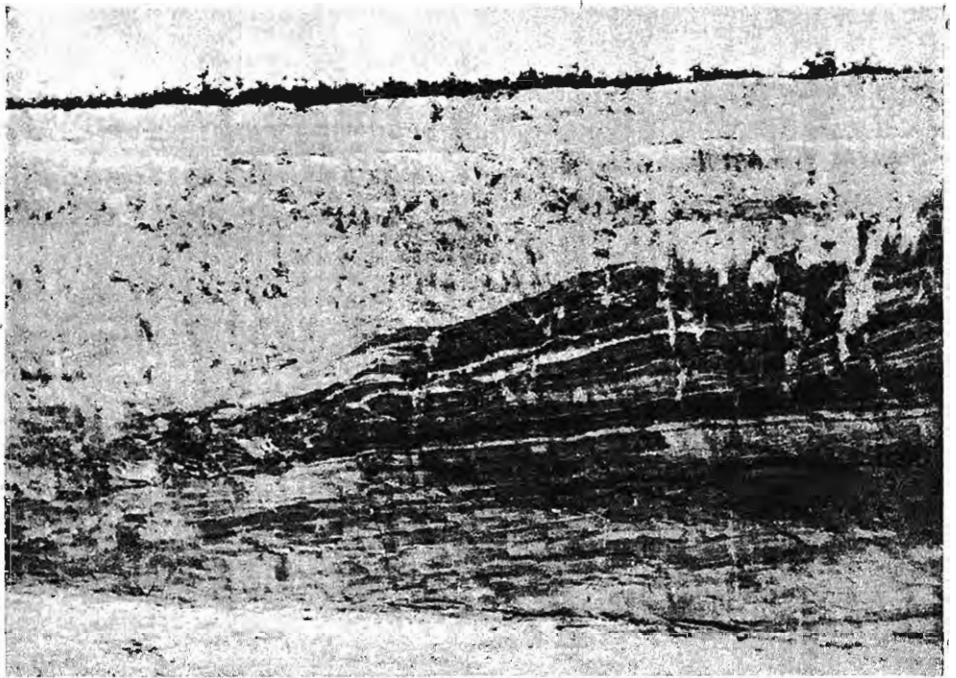


Fig. 2

of. A. Jahn

**Fig. 1**

**Klin płytki — Bednarówka.**

**Fig. 2**

**Kopalny krater tundrowy w profilu Bednarówki**

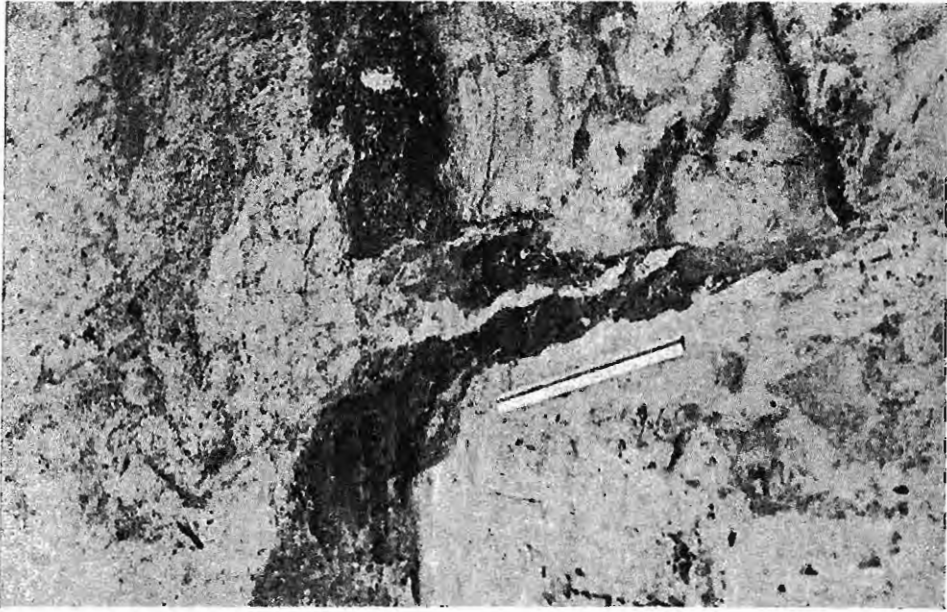


Fig. 1

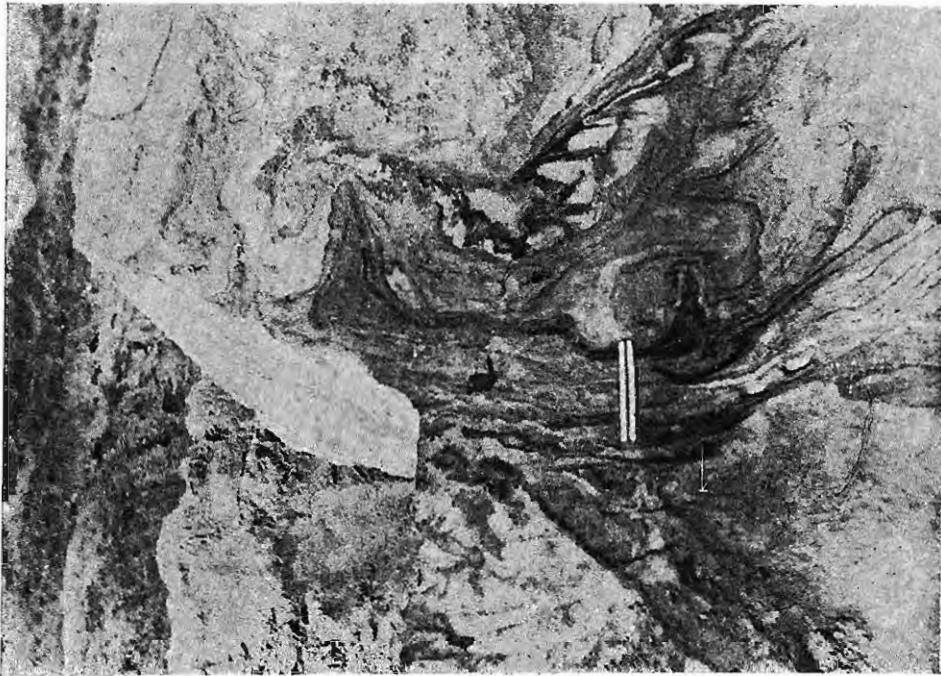


Fig. 2

Fig. 1.

Festony gruzowe w Niedzieliskach k. Zamościa

Fig. 2.

Pagórek gliniasty przebijający się przez gruz kredowy — Niedzieliska



Fig. 1

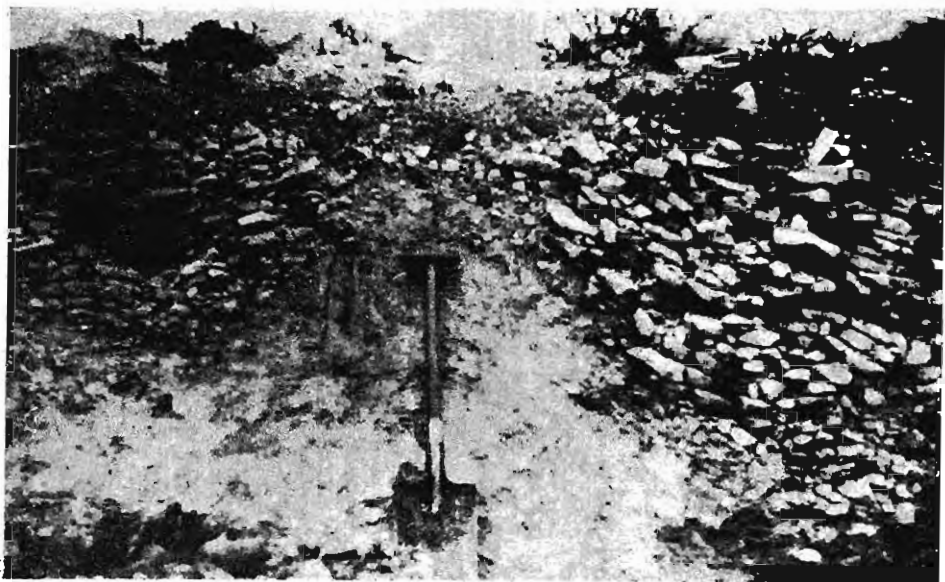


Fig. 2

Fig. 1

Klin płytki w Wincętowie k. Lubartowa

Fig. 2

Klin lodowy w Izbicy



Fig. 1

Fot. A. Jahn

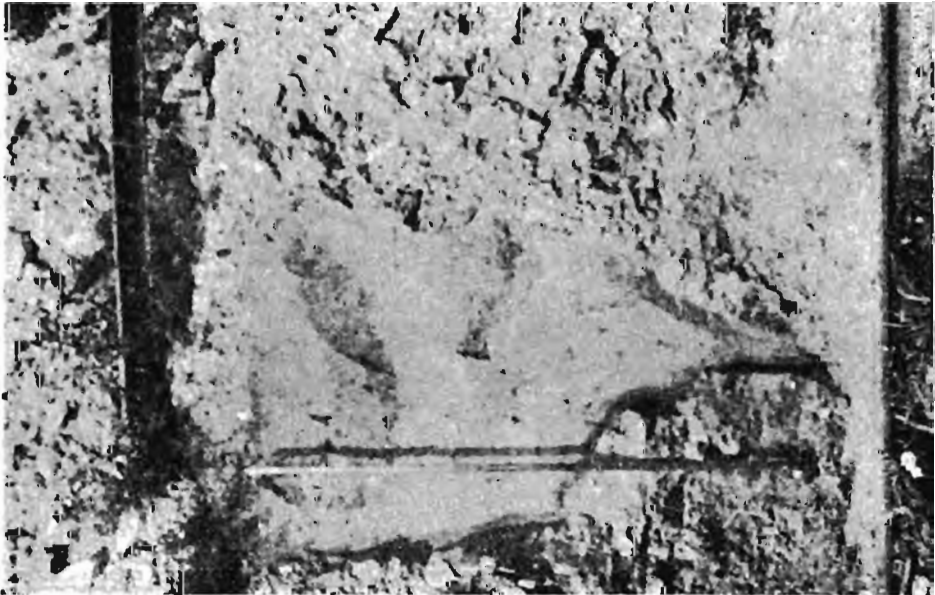


Fig. 2



Fig. 1.

Ślady gwałtownych zaburzeń krzyżobacyjnych w piaskach wstęgowych w Białopole.

Fig. 2

Soliflukcja walcowa w Horodyszczu — przekrój podłużny

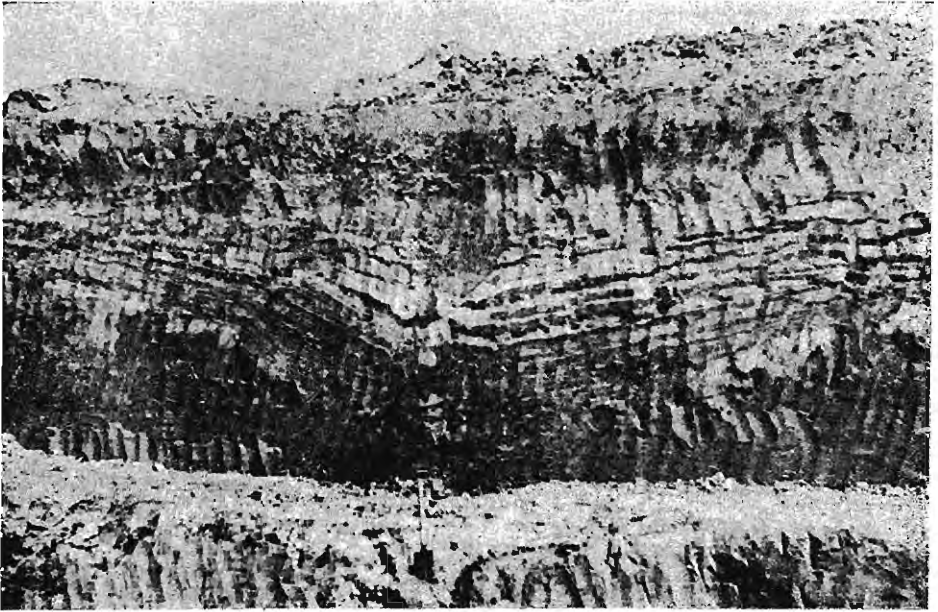


Fig. 1



Fig. 2

Fot. A. Jahn

Fig. 1

Soliflukcja walcowa w Horodyszczu — przekrój poprzeczny

Fig. 2

Forma fig. 1 po usunięciu części piaszczystych



Fig. 1



Fig. 2

Fot. A. Jahn

Fig. 1

Fragment festonów gruzowych we wsi Kanie k. Rejowca  
Płytki kredowe ustawione skośnie

Fig. 2

Fragment inwolucji amorficznych — Milejów



Fig. 1

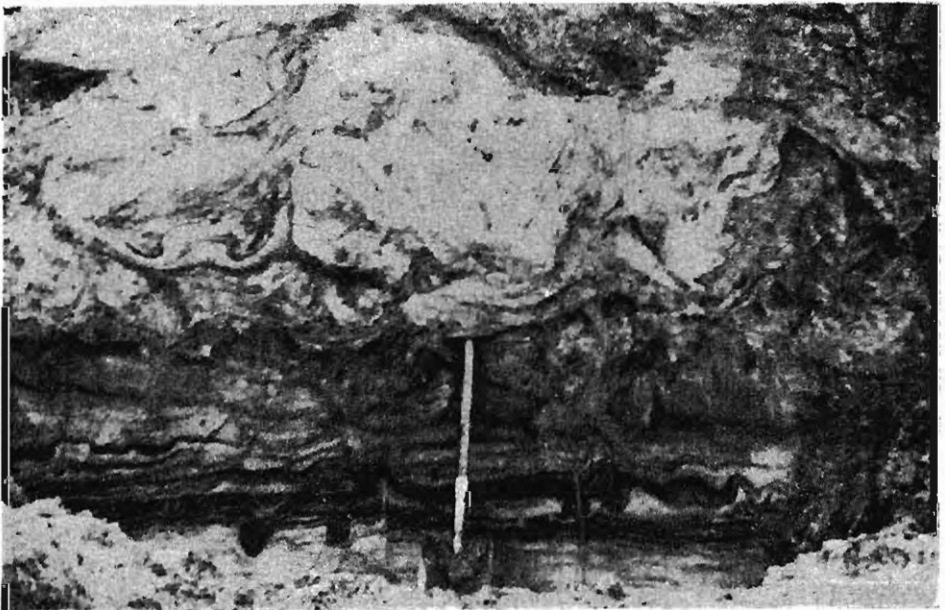


Fig. 2

**Fig. 1.**

**Inwolucje amorficzno-słupowe w Łańcuchowie**

**Fig. 2.**

**Przekrój pionowy i poziomy inwolucji w Łańcuchowie**



Fig. 1

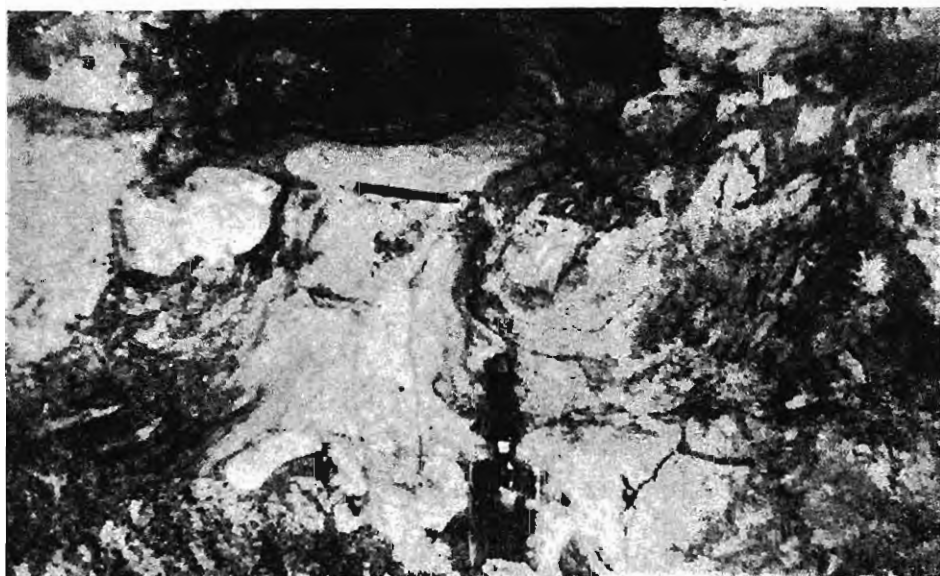


Fig. 2



Fig. 1

Kociołki gruzowe w piaskach w Łańcuchowie

Fig. 2

Wypełnione piaskiem szczelinki w Kijanach

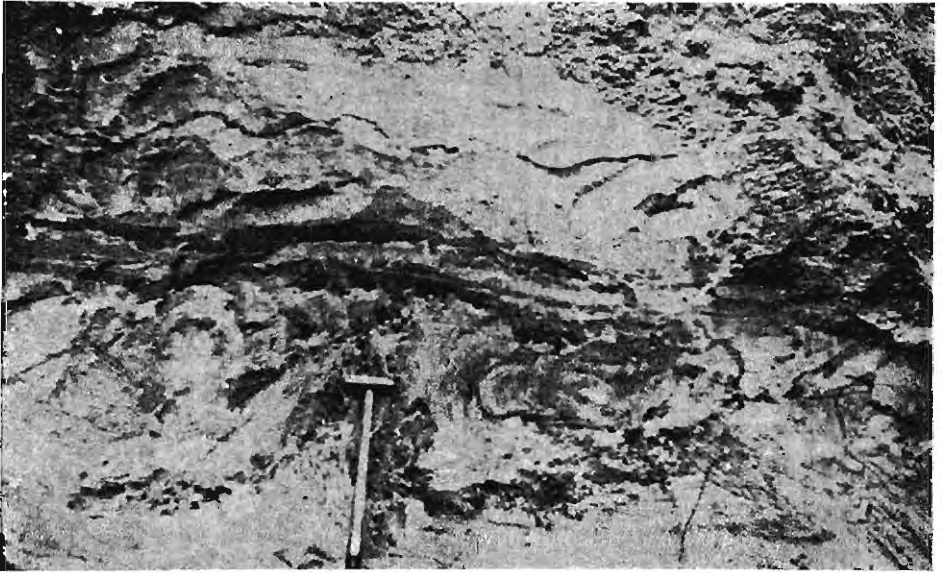


Fig. 1



Fig. 2

Fig. 1

Formy inwolucyjne w Charleżu

Fig. 2

Kliny w płaskach wstęgowych — Tatary k. Lublina



Fig. 1

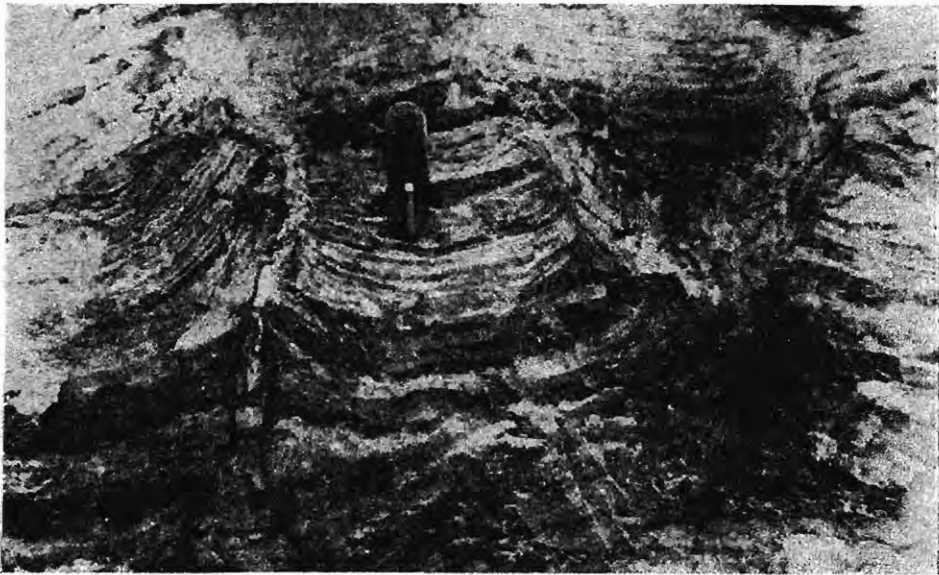


Fig. 2

**Fig. 1**

**„Uskoki“ w piaskach wstęgowych na Tatarach pod Lublinem**

**Fig. 2**

**Szeroki u góry, zwężający się ku dołowi (łopatką) klin lodowy w Radzynie**

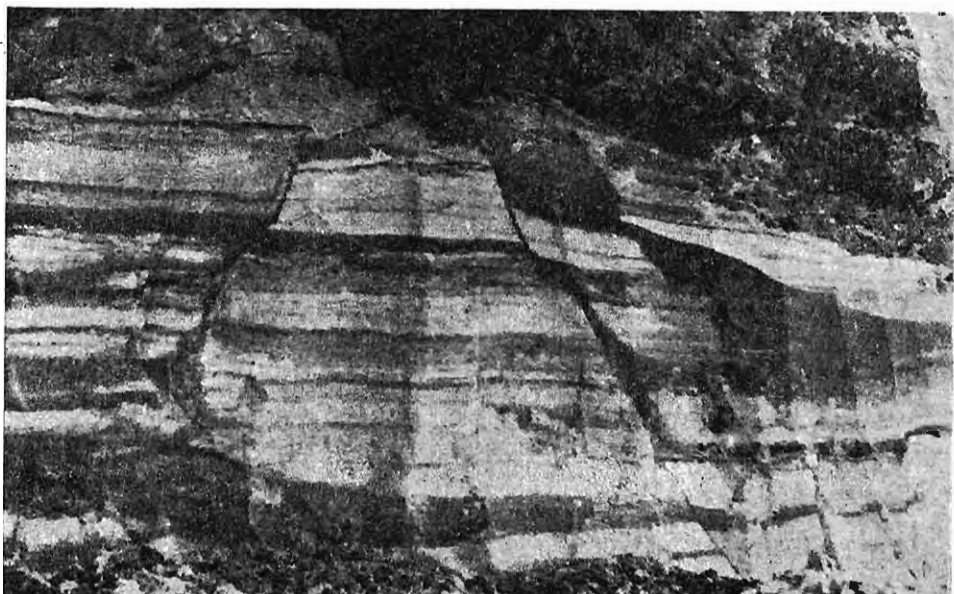


Fig. 1



Fig. 2

*Fot. A. Jahn*