

Zakład Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: Prof. dr Adam Malicki

Henryk MARUSZCZAK

**Utwory pokrywowe plejstocenijskiej tundry plamistej
na obszarze Polski północnej i środkowej**

**Покровные образования плейстоценовой пятнистой тундры
в северной и центральной Польше**

**Dépôts de couverture de la toundra tachetée du Pléistocène
en Pologne du Nord et en Pologne Centrale ***

I. WSTĘP

Jednym z ważniejszych punktów geograficznych badań obszarów peryglacjalnych jest problem przestrzennego zróżnicowania zjawisk. Dla współczesnej dziedziny peryglacjalnej zróżnicowanie to zostało już określone w zasadniczych zarysach. W najbardziej kompleksowym i uogólnionym ujęciu przedstawili je dotychczas A. A. Grigoriew (1939, 1942 i 1946) i J. Büdel (1948). Znacznie bardziej szczegółowe, ale ograniczone pod względem zakresu omawianych zjawisk lub obszaru, są odpowiednie opracowania C. Trolla (1944) i S. Z. Różyckiego (1957). W ujęciach tych zwraca się uwagę na wyraźną strefowość zjawisk peryglacjalnych. Podejmowane są także próby rekonstrukcji zróżnicowania i strefowości geograficznej dla plejstocenijskiej dziedziny peryglacjalnej. Próby takie opiera się na analizie litologicznej plejstocenijskich utworów peryglacjalnych oraz na interpretacji stosunków geomorfologicznych obszarów ich występowania. Ogólny przegląd dotychczasowo-

* La dénomination „toundra tachetée” présente une traduction littérale du terme russe „пятнистая тундра”. Ce terme russe désigne une formation particulière de la toundra, caractérisée par la présence d’îlots de sol dépourvus de végétation, parmi des gazons. Cette formation se trouve dans la partie Sud de la zone de toundra. Les auteurs allemands la désignent par le terme „Fleckentundra” (27 p. 632).

wych osiągnięć w tym zakresie znajdujemy w „Programie prac Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej Międzynarodowej Unii Geograficznej” (5).

Dla odtworzenia obrazu plejstocenijskiej dziedziny peryglacjalnej w Europie najwięcej danych dostarczają badania utworów pokrywowych. Zwraca się przy tym szczególną uwagę na analizę części składowych tych utworów, ich ułożenie ze szczególnym uwzględnieniem wszelkich zaburzeń, miąższość pokrywy i rozmiary struktur. Tak zbadane pokrywy dzieli się dość często, zgodnie z ujęciem J. B ü d e l a (1948), na dwie następujące grupy, odpowiadające przestrzennemu zróżnicowaniu geograficznemu: a) utwory strefy gruzowej i b) utwory strefy tundrowej (1, 3, 4, 23). Opracowanie B ü d e l a, przedstawiające ten podział, skrytykował A. J a h n (1951), który wypowiedział się za przyjęciem podziału stosowanego przez geografów radzieckich, a szczególnie przez A. A. G r i g o r i e w a. W podziale tym wyróżnia się strefę arktyczną (pustynię arktyczną), której odpowiada mniej więcej gruzowa, oraz tundrową podzieloną przeważnie na kilka podstref (12 s. 188). Najprostszy podział tundry przedstawił G r i g o r i e w, który obejmuje ją nazwą Subarktyki i dzieli na strefę północną (przyarktyczną) oraz południową (przyborealną).

Celem pracy niniejszej jest zwrócenie uwagi na jeden z typów eluwialnych utworów pokrywowych, który według autora można wiązać ze ściśle określonymi warunkami geograficznymi. Morfologia i cechy strukturalne tych utworów pozwalają bowiem sugerować, że łączą się one z odmianą formacji tundrowej charakteryzującą się występowaniem „plam” bez roślinności. Znana ona jest pod nazwą tundry plamistej lub medalionowej (7 s. 172—173; 12 s. 182—183). Według G r i g o r i e w a taka odmiana tundry występuje obecnie, w obszarze eurazjatyckim, w przyborealnej podstrefie Subarktyki (10 s. 49—51).

Plejstocenijskie utwory pokrywowe wyróżnionego typu autor obserwował w dobrze wykształconej postaci we wschodniej części Pojezierza Mazurskiego, na czwartorzędowych osadach fluwioglacjalnych i glacialnych. Podobne do nich, ale mniej typowo rozwinięte, występują na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu, głównie na podłożu skał wieku kredowego i trzeciorzędowego.

II. ŚLADY TUNDRY PLAMISTEJ WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI POJEZIERZA MAZURSKIEGO

Opis utworów pokrywowych

W r. 1956 obserwowałem w kilku punktach na obszarze Wzgórz Szeskich dobrze rozwinięte utwory pokrywowe na osadach fluwioglacjalnych. Niektóre z nich wyróżniały się ukształtowaniem dolnej granicy oddzielającej je od podłoża. W zarysie tej granicy zaznaczały się

wyraźne formy „kieszeniowato-lejowate”. Doskonały przykład takich utworów przedstawiało wówczas wielkie odsłonięcie eksploatacyjne (żwirownia) przy stacji kolejowej Stożne. Opisane ono zostało w pracy zakończonej w r. 1958 i wydrukowanej w dwa lata później (17 s. 21—22).

Identyczne utwórzy pokrywowe na osadach fluwioglacjalnych stwierdziłem następnie w r. 1959 w okolicy Suwałk¹. Osobliwe cechy morfologiczne tych utworów najpiękniej zaznaczały się w odsłonięciu eksploatacyjnym koło stacji kolejowej Suwałki, wykonanym przy samej krawędzi rozległego, równego poziomu wzniesionego około 12 m nad Hańczą (fot. 1—2). Opis tego odsłonięcia przedstawia się następująco:

O d k r y w k a I

(punkt położony około 0,3 km na NW od stacji kolejowej Suwałki, wzniesiony 176 m n.p.m.)

- a) 0—0,2 m. Warstwa orna, pylasto-piaszczysta z pojedynczymi żwirkami, szara; dolna granica wyraźna. Nie reaguje z HCl.
- b) 0,2—0,4/1,0 m. Utwór pylasto-piaszczysty bez śladów warstwowania, z rozproszonymi żwirami, jasnoszary z odcieniem żółtawym u góry, ku dołowi żółtawo-rdzawy. Miąższość jego waha się znacznie, gdyż tworzy on sięgające w głąb kieszeniowate wpustki. Dolna granica niezbyt wyraźnie zaznaczona — miejscami stopniowe przechodzenie w utwór następny. Nie reaguje z HCl.
- c) 0,4/1,0—0,6/1,4 m. Utwór gliniasto-piaszczysty ze żwirami, brunatno-rdzawy. Domieszka żwirów wyraźniejsza jak w poziomie „b”; miejscami układają się one w smugi-warstwy stanowiące przedłużenie wyraźnych warstw poziomu „d”. Dolna granica dość wyraźna, a w niektórych odcinkach nawet ostro zaznaczona. Nie reaguje z HCl.
- d) 0,6/1,4—2,5 m. Piaski ze żwirami oraz pojedynczymi glazami, wyraźnie warstwowane. Warstwy układają się w poziome serie o miąższości rzędu paru decymetrów. W obrębie tych serii cienkie warstwy poziome lub ukośne. Reaguje z HCl.

Z przytoczonego opisu wynika, że jako utwór pokrywowy należy traktować łącznie poziomy „a”, „b” i „c”. Wszystkie cechy tych trzech poziomów oraz ich stosunek do podłoża (poziom „d”) wskazują, że mamy tutaj przykład pokrywy glebowo-zwietrzelinowej, a więc eluwalnej. Ścisłe z nią związane, osobliwe, kieszeniowate formy zaznaczają się w przebiegu dolnej granicy poziomu „b”. Podkreśla je równoległe do tej granicy ułożona wstęga poziomu „c”. Przypominają one niektóre pseudomorfozy krioturbacji, a szczególnie klinów lodowych. Nie są to jednakże formy typu klinów. Wykazują to przekroje poziome, wykonywane w takich utworach na odpowiedniej głębokości. Okazuje się przy tym, że kieszeniowate wpustki utworu „b” tworzą zamknięte wysepki-gniazda, otoczone wieńcami materiału z poziomu „c” oraz „d”. Są to więc formy lejowate lub kominowate, a nie szczelinowe jak w przypadku typowych

¹ Materiał obserwacyjny w okolicy Suwałk zebrałem podczas wycieczki dla studentów sekcji geograficznej UMCS, zorganizowanej i kierowanej przez doc. dr Cz. Pachuckiego, kierownika Zakładu Geologii UMCS.

klinów mrozowych. Obraz tych form w planie — wysepki materiału pylasto-piaszczystego otoczone wieńcami utworu podłoża żwirowo-piaszczystego w odkrywce I — może natomiast sugerować, że należą one do typu peryglacialnych inwolucji pylastych wyróżnionych przez J. Dylik a (1952). Od tych ostatnich różnią się one jednak nie tylko nieco innym zarysem w przekrojach pionowych, ale przede wszystkim brakiem wieńców głazowych wykazujących wyraźne znamiona segregacji (3 s. 260—278).

Prawie identyczne utwory pokrywowe obserwowałem w okolicy Suwałk także i na glinie zwałowej. Dla ilustracji można przytoczyć opis odsłonięcia, które istniało w r. 1959 w pobliżu schroniska turystycznego nad jeziorem Wigry (fot. 3—5). Był to dół eksploatacyjny w obrębie spłaszczonej, równej powierzchni grzbietowej płaskiego pagórka moreny dennej².

Odkrywka II

(punkt położony w miejscowości Stary Folwark, około 0,4 km na NW od schroniska PTTK nad jeziorem Wigry, wzniesiony około 150 m n.p.m.)

- a₁) (Nasyp, występujący w części odsłonięcia)
 - a) 0—0,20 m. Warstwa orna, pylasto-piaszczysta. Nie reaguje z HCl.
 - b) 0,20—0,30/0,90 m. Utwór pylasto-piaszczysty niewarstwowany, z nielicznymi żwirami, jasno-szarawy, ku dołowi z centkami i plamkami żółtawo-rdzawymi. Dolna granica bardzo nierówna, ale zaznaczona może nieco ostrzej niż w analogicznym poziomie odkrywki I. Niektóre żwiry bardzo silnie zwietrzałe, rozpadające się przy nieznacznym nacisku. Nie reaguje z HCl.
 - c) 0,30/0,90—0,50/1,00 m. Utwór gliniasty ze żwirami, brunatno-rdzawy. Tworzy nieregularną wstęgę naśladującą przebieg dolnej granicy poziomu „b”. Nie reaguje z HCl.
 - d) 0,50/1,00—2,50 m. Gлина zwałowa szarawa z odcieniem jasno-brunatnawym. Reaguje z HCl. W części górnej na jednej ze ścian dołu duża ilość strącen CaCO_3 , tworzących żyłki, pseudowarstwy i całe płyty naciekowe (fot. 5).

Ukształtowanie poziomu „b” i „c” w tej odkrywce, chociaż w zasadzie bardzo podobne jak w poprzedniej, posiada pewne cechy odrębne. Przeciętna miąższość poziomu „b” jest tutaj nieco mniejsza. Formy kieszonkowe (lejuwate) są mniej regularne — jeśli w ogóle można użyć w odniesieniu do nich takiego określenia — oraz nie wciskają się tak głęboko w podłoże. Są to różnice raczej drugorzędne i można je tłumaczyć odrębnością podłoża³. Dlatego też uważamy, że opisane pokrywy na osadach fluwiogłacialnych i glacialnych można zaliczyć do jednego typu genetycznego. W dalszym ciągu będziemy je traktowali łącznie.

Wydaje się, że podobne formy mogła obserwować E. Ebers (1954) w Bawarii, na przedpolu obszaru objętego zlodowaceniem górskim.

² Określenie genetyczne pagórka według doc. dr Cz. Pachuckiego.

³ Do zagadnienia tych różnic powrócimy jeszcze przy próbie interpretacji genetycznej opisanych utworów.

W pracy wspomnianej autorki brak jednakże odpowiedniego opisu. Można o tym sądzić jedynie na podstawie lakonicznej wzmianki, brzmiącej następująco: „Es besteht eine gewisse Gefahr der Verwechslung von Eiskeilen mit den z. T. mehrere Meter tiefen Verwitterungstaschen der kalkreichen, diluvialen Ablagerungen” (6 s. 14—15). W pracy G. J o h n s s o n a (1959) natomiast znajdujemy opis i ilustracje, które pozwalają niewątpliwie stwierdzić, że formy bardzo podobne do naszych występują w południowej Szwecji. Wspomniany autor zaliczył je do grupy „Podsolschornstein” czyli „kominów bielcowych”, które w pionowych odsłonięciach posiadają postać zbliżoną do klinów lodowych⁴. Wyróżnił on zresztą wśród nich kilka odmian genetycznych, od zasadniczo różniących się od właściwych klinów lodowych do zbliżonych — niejako przejściowych (13 s. 16—22). Należy zaznaczyć, że G. J o h n s s o n dołączył do swojej rozprawy fotografię form z obszaru Polski środkowej, zaliczonych przez niego do typu „Podsolschornstein” (13 fig. 7). Wydaje się, że takie formy rzeczywiście interpretowano dotychczas niekiedy jako pseudomorfozy klinów lodowych.

Stwierdzamy więc, że omawiane utwory pokrywowe z „kieszeniami” występują w różnych obszarach i są prawdopodobnie dość rozpowszechnione. Wobec tego zasługują one na specjalną uwagę.

Próba interpretacji genetycznej

Wstępna interpretacja genetyczna opisanych utworów pokrywowych, rozwiniętych na podłożu osadów fluwioglacjalnych na obszarze Wzgórz Szeskich, przedstawiona została we wspomnianej już pracy autora (17). Obserwacje z okolic Suwałk w zasadzie nie wniosły nowych momentów. Dostarczyły głównie materiału kontrolnego i porównawczego, który raczej potwierdza wysuniętą już koncepcję.

Jak już podkreślano do utworu pokrywowego zaliczamy trzy górne poziomy opisanych odsłonięć. Charakterystyczne cechy tych poziomów pozwalają interpretować je jako utwory glebowe. Poziom „a” reprezentuje więc częściowo zmieniony przez orkę horyzont akumulacji humusu (gleboznawcy oznaczają go zwykle symbolem A_1). Poziom „b” identyfikujemy z horyzontem eluwialnym (A_2), a natomiast „c” — z iluwialnym (B). Jest to więc gleba typu bielcowego. Wydaje się, że z gleboznawczego punktu widzenia osobliwą cechą opisanych profili jest stosunkowo duża miąższość horyzontu A_2 , szczególnie w zestawieniu z horyzontem B. Takie miąższe warstwy zbielicowane spotykamy w Polsce raczej rzadko (20 s. 21—25).

⁴ Określenie „Podsolschornstein”, które dosłownie tłumaczył należy jako „komin bielcowy”, jest chyba niezbyt szczęśliwe. Wydaje się, że lepiej byłoby mówić o „kieszeniach bielcowych”.

Wydaje się, że genezy tych gleb nie możemy wiązać tylko ze współczesnymi warunkami. Jedyne horyzont A_1 wykazuje silniejsze piętno przeobrażeń współczesnych. Miejscami przedstawia się on jako wyraźna warstwa orna, oddzielona ostrą granicą od horyzontu A_2 . Można stwierdzić także w niektórych profilach wyraźnie zredukowany horyzont bielcowy (fot. 4 i 5). Należy to wiązać niewątpliwie z procesami denudacji gleby. W miarę rozwoju tych procesów warstwa orna tworzy się kosztem niższych horyzontów (A_2 i B).

Właściwości fizyczne i ukształtowanie horyzontów A_2 i B pozwalają wiązać ich genezę z warunkami środowiska peryglacjalnego okresu plejstoceniowego. Wskazują na to osobliwości uziarnienia i charakterystyczne formy lejowato-kieszeniowate. Poziomy glebowe w stosunku do ich podłoża cechuje bardzo wydatne zmniejszenie się udziału frakcji zwirowej, co można tłumaczyć wietrzeniem mechanicznym. O tym, że było to wietrzenie mrozowe może świadczyć wyraźny wzrost udziału — w porównaniu z podłożem — frakcji pylastych w odsłonięciu przy stacji kolejowej Suwałki (tab. 1). Analiza uziarnienia nie dostarcza jednak

Tab. 1. Skład granulacyjny frakcji o średnicy poniżej 1 mm z utworu pokrywowego i jego podłoża w odsłonięciu przy stacji kolejowej Suwałki (odkrywka I)*.

Composition granulaire de la fraction à diamètre inférieur à 1 mm, du dépôt de couverture et de son substratum mis à découvert près de la gare ferroviaire de Suwałki (coupe I).

Rodzaj utworu Type de dépôt	Głębokość, z której po- brano próbkę (w metrach) La profon- deur du pré- lèvement de l'échantillon (en mètres)	Zawartość ziarn w procentach wagowych; średnica ziarn w milimetrach Contenu de grains exprimé par le taux de poids; diamètre des grains en millimètres							
		1— —0,50	0,50— —0,25	0,25— —0,10	0,10— —0,05	0,05— —0,02	—0,02 —0,006	0,006— —0,002	poni- żej 0,002
Utwór pokrywowy poziom „b” Couche „b”	0,4	34	30	15	6	3	5	3	4
Osad fluwiogla- cjalny z podłoża poziom „d” Couche „d”	2,0	68	24	3	1	1	0	1	2

* Analizę wykonano tylko dla frakcji piaszczystych i drobniejszych, ponieważ udział frakcji zwirowych i gwałowych waha się w bardzo dużych granicach w poszczególnych przewarstwieniach podłoża (poziom „d”). Określenie uziarnienia wykonano w zasadzie metodą Casagrande-Prószyńskiego, z tym, że podział frakcji piaszczystych (1—0,1 mm) przeprowadzony został w oparciu o wyniki analizy sitowej.

argumentów jednoznacznych. Odsetek frakcji pylastej w horyzoncie A_2 w ogóle jest stosunkowo niewielki. Wobec tego należy przypuszczać, że rola wietrzenia mrozowego była ograniczona. Nie można więc wykluczyć założenia, że np. odbywało się ono w warunkach zmarzliny sezonowej, a nie wieloletniej. Wątpliwości te pozwala rozstrzygnąć analiza morfologiczna horyzontu A_2 i B.

Zarys dolnej granicy horyzontu A_2 oraz dostosowanej do tej granicy i wyraźnie oddzielonej od podłoża wstęgi horyzontu B, można wytlumaczyć najbardziej przekonująco przy założeniu istnienia zmarzliny wieloletniej. Odnosi się to może szczególnie do pokryw rozwiniętych na silnie przepuszczalnych osadach fluwiogłacyjnych. Wydaje się bowiem, że powstanie na takim podłożu ostro odgraniczonego horyzontu iluwialnego możliwe było wówczas, gdy to podłożo było przemarznięte. W takich warunkach piaski i żwiry były nieprzepuszczalne. Dzięki temu związki żelaza uruchomione w procesie glebotwórczym gromadziły się w dolnej części warstwy sezonowo rozmarzającej. Istotę tego procesu przedstawił krótko i zwięźle S. P. Susłow w następujący sposób: „...roztwory glebowe, dostające się w sferę działania ujemnych temperatur, koagulują, w związku z czym nad warstwą wiecznej zmarzliny powstają skupienia dużych plam i żyłek orsztynowych...” (25 s. 172).

Wysunięta koncepcja rozwoju procesu bielnicowania na podłożu wieloletniej zmarzliny może budzić pewne zastrzeżenia, ponieważ gleby bielnicowe na ogół wiąże się wyraźnie z obszarami leśnymi strefy umiarkowanej. Należy jednak zwrócić uwagę, że gleby takie występują także w strefie tundrowej. W eurazjatyckiej części tej strefy występują one zresztą dość rzadko i tylko w obszarach południowych, wyodrębnionych przez Grigoriewa pod nazwą południowej, przyborealnej podstrefy Subarktyki (10, 11, 14, 15). Są one przeważnie słabo rozwinięte i charakteryzują się małą miąższością ogólną profilu. W sprzyjających jednak warunkach litologiczno-morfologicznych — na podłożu osadów „lekkich” (gruboziarnistych) i w miejscach z dobrym drenażem — powstają tam nawet gleby silnie bielnicowe (10 s. 61—62). Grigoriew i Krejda podkreślają przy tym, że takie właśnie gleby raczej nie powstają obecnie, lecz są reliktem okresu holocenijskiego optimum klimatycznego (10 s. 62, 14 s. 67). Gleby bielnicowe we współczesnej strefie tundrowej mogą więc powstawać na większą skalę tylko na południowej jej peryferii, w szczególnie korzystnych warunkach termicznych⁵. Można więc

⁵ Procesy bielnicowania rozwijają się zresztą także i w mniej korzystnych warunkach termicznych, nawet w przyarktycznej podstrefie tundry. Świadczą o tym obserwacje S. Z. Różyckiego z obszaru Spitsbergenu. W soliflukcyjnych skibach darni na stokach stwierdził on tam „...grunt mulasto-pylasty, często już barwy popielato-żółtej, świadczącej o pewnym, niewielkim zresztą zaawansowaniu wietrzeniowych procesów chemicznych zbliżonych do bielnicowania” (23 s. 69).

przyjąć, że procesy bielnicowania na obszarze Pojezierza Mazurskiego mogły się rozwijać już w plejstocenie w warunkach peryglacialnych (tundrowych). Ważnym precedensem dla wysunięcia takiej koncepcji jest praca J. Wolańieckiego wydrukowana w r. 1958. W pracy tej wysunięta została wyraźna sugestia, że „Gleby (bielnicowe)... wysoczyzn podlaskich mają właśnie predyspozycję w postaci peryglacialnych procesów wietrzeniowo-glebotwórczych”. „Proces bielnicowy zachodzi również obecnie... ale faktem jest, że współczesna strefa gleb bielnicowych pokrywa się na ogół z czwartorzędową strefą klimatu peryglacialnego” (29 s. 293).

Powiązanie opisanych pokryw glebowo-zwietrzelinowych z wieloletnią zmarzliną pozwala także wytłumaczyć morfologię horyzontu A_2 (poziom „b”) i B (poziom „c”). Pierwszy z nich (horyzont A_2) cechują szybkie i znaczne zmiany miąższości — w obrębie form kieszeniowato-lejowatych wzrasta ona gwałtownie. Te zmiany miąższości utworu pokrywowego można wiązać ze zmianami głębokości odmarzania sezonowego w okresie istnienia zmarzliny. Głębokość ta w określonych, stałych warunkach klimatycznych, litologicznych i hydrogeologicznych zależy przede wszystkim od charakteru szaty roślinnej. Zwarta darni roślinna powstrzymuje dopływ energii termicznej do gleby, w związku z czym rozmarzanie letnie sięga płycej niż w miejscach pozbawionych roślinności. Tyrtikow stwierdza, że „Pod szatą roślinną głębokość odmarzania jest zwykle 1,5—3,0 razy mniejsza, a średnie miesięczne temperatury w okresie lata na głębokości 15—40 cm są o 5—15° niższe niż w miejscach, w których roślinność jest zniszczona, a warstwa torfowa usunięta lub zmineralizowana” (21 s. 408). Występowanie płatów bez pokrycia roślinnego jest cechą charakterystyczną wielu obszarów tundrowych. Obszary takie wyróżnia się zwykle jako odrębną formację „tundry plamistej” (piatnistoj tundry). Średnica „plam” bez roślinności wynosi przeważnie 1—2, a czasem 3—4 m (7 s. 172). Należy podkreślić, że trwałość plam według wielu autorów jest znaczna — utrzymują się one w stałych miejscach (10 s. 50—51). W warunkach takiego długotrwałego zróżnicowania pokrycia roślinnością następuje stabilizacja miejsc płytko i głęboko odmarzających. Powstaje w ten sposób osobliwa mikro-rzeźba podłoża trwale przemarzniętego. Jej cechą charakterystyczną jest występowanie pod plamami lejowatych zagłębień, uwarunkowanych szybciej następującym i głębiej sięgającym odmarzaniem letnim. Takie ukształtowanie podłoża może powstać nie tylko w związku z obecnością plam. Podobne stosunki obserwuje się bowiem na obszarze „tundry drobnopagórkowatej” (miełkobugristoj tundry). Tak np. Kudriawcew pisał: „Liczni autorzy ustalili, że na »bugristych marjach« Dalekiego Wschodu rzeźba górnej powierzchni gruntów wieloletniej zmarzliny zwykle jest jakby

zwierciadlanym odbiciem rzeźby mari. Pod bugrami grunt zmarznięty zalega głębiej niż między nimi..." (21 s. 237). Według Grigoriewa takie mikrobugry niszczone są zresztą przez wiatr — głównie w okresie zimowym — i często przeobrażają się w plamy pozbawione roślinności (10 s. 47—48). Ten sam autor podkreśla, że zarówno plamy jak i mikrobugry występują głównie w przyborealnej podstrefie Subarktyki, na terenach równych i wypukłych, nie zabagnionych lub słabo tylko zabagnionych (10 s. 49—51). Położenie geograficzne i topograficzne (morfologiczne) tych mikroform jest więc bardzo podobne, a nawet identyczne jak w przypadku tundrowych gleb bielcowych. Równocześnie osobliwości tego położenia są takie jak w przypadku stwierdzonych punktów występowania opisanych utworów pokrywowych na terenie Pojezierza Mazurskiego.

Należy podkreślić, że w przyborealnej podstrefie tundry segregacja mrozowa i związane z nią formy poligonalne (grunty strukturalne) odgrywają zupełnie podrzędną rolę, a nawet w ogóle nie występują (10 s. 44; 12 s. 190—192). Poważniejszą rolę odgrywa tylko pulsacja gruntu, czyli sezonowe ruchy pionowe, po których nie pozostają trwałe ślady. Fakt ten częściowo usprawiedliwia brak śladów segregacji i struktur świadczących o ruchach cząstek gruntowych w utworach badanych. Nie można zresztą zupełnie wykluczyć istnienia takich struktur. W obrębie plam tundrowych zachodzą bowiem pewne ruchy (10 s. 50). Ślady ich mogły być jednak zatarte — ze względu na występowanie bezpośrednio pod powierzchnią topograficzną — przez procesy glebotwórcze rozwijające się już w warunkach umiarkowanych, w postglacjale. Autor nie ma dostatecznej podstawy do określenia charakteru tych przeobrażeń. Wydaje się jednak, że nie dotknęły one zasadniczych cech omawianego utworu, bowiem — jak to już podkreślano — trudno jest związać je z warunkami umiarkowanymi.

Reasumując przedstawione wywody stwierdzamy, że osobliwości strukturalne i morfologiczne badanych utworów pozwalają interpretować je jako pokrywy eluwalne. Podstawowe ich cechy rozwinęły się najprawdopodobniej na podłożu zmarzliny wieloletniej, w stosunkowo łagodnych warunkach klimatycznych południowej peryferii strefy subartycznej (peryglacjalnej).

Taka interpretacja wyznacza automatycznie górną granicę okresu powstania utworu pokrywowego, wyróżnionego na obszarze Wzgórz Szeskich i w okolicy Suwałk.

Wiek badanych utworów

Przyjmując, że badane utwory pokrywowe powstały w warunkach tundry plamistej, automatycznie określamy górną granicę okresu ich prawdopodobnego powstania na koniec ostatniej dla terenów Pojezierza

Mazurskiego fazy peryglacjalnej. W oparciu o pracę W. Szafera z r. 1952 możemy sugerować, że ta granica czasowa pokrywa się z końcem okresu młodszego dryasu, który wyznacza kres plejstocenu w Europie północnej. W okresie tym na Pojezierzu panowała jeszcze roślinność tundrowa. Jego wiek bezwzględny oznacza się ze znaczną dokładnością na 8.800 do 7.900 lat p.n.e. (26).

Dolną granicę okresu powstania pokryw oznacza nam wiek osadów podłoża, na którym one się rozwinęły. Na obszarze Wzgórz Szeskich są to osady, które zalicza się do stadium pomorskiego. W okolicy Suwałk natomiast są one prawdopodobnie tego samego wieku lub też nieco starsze. Tak np. osady fluwioglacjalne przy stacji kolejowej Suwałki związane są z ciągiem moren pomorskich, zaś glina zwałowa nad jeziorem Wigry znajduje się w strefie przejściowej między morenami brandenburskimi (wielkopolsko-dobrzyńskimi) i pomorskimi (8,24). W przeważającej części badanych odsłoneń osady podłoża pochodzą więc zapewne ze stadium pomorskiego. Wietrzenie ich i przeobrażanie przez procesy glebotwórcze mogło się rozpocząć w momencie, gdy lodowiec zaczął się wycofywać z badanych okolic. Określenie tego momentu możliwe jest z dość dużą dokładnością, bowiem wiek moren stadium pomorskiego został oznaczony przy pomocy metody De Geera. Według najnowszych opracowań, uwzględniających wyniki badań metodą C_{14} , wiek ten wynosi 16.000—15.000 lat p.n.e. (2 s. 364).

Utwory pokrywowe formacji tundry plamistej na obszarze Wzgórz Szeskich i częściowo w okolicy Suwałk powstały więc najprawdopodobniej w okresie czasu między około 15.000 a 8.000 lat p.n.e. Jest to okres, który wyodrębnia się zwykle pod nazwą „późnego glacjału”, lub — wg W. Szafera — „schyłku glacjału” (26 s. 37—38).

Analiza sytuacji morfologicznej stanowisk utworów pokrywowych wyróżnionego typu, obserwowanych w okolicy Suwałk, pozwala wysunąć przypuszczenie, że nie wszystkie z nich są ściśle synchroniczne. Odnosi się to mianowicie do dwu stanowisk zbadanych przy stacji kolejowej Suwałki. Oprócz opisanego na początku niniejszej pracy (odkrywka I), w obrębie równej powierzchni o wysokości bezwzględnej 175—180 m, stwierdzono tutaj drugie. Występowało ono na niższej o kilka metrów powierzchni morfologicznej, na której położone są Suwałki⁶. Obie te powierzchnie wyróżnił St. Pietkiewicz jako terasy Hańczy (22

⁶ Odsłonięcie badanych utworów na tym niższym poziomie obserwowano na skarpie wkopu kolejowego, w punkcie wzniesionym 171 m n.p.m. i położonym 0,5 km na WNW od stacji kolejowej. Utwór pokrywowy miał tutaj cechy charakterystyczne bardzo podobne i występował na podłożu identycznym jak w odkrywce I. Małe rozmiary tego odsłonięcia nie pozwalały jednak na dokładniejsze porównanie kształtów i wielkości form kieszeniowato-lejowatych z analogicznymi formami odkrywki I.

s. 189—191): wyższą — „taras trzeci” (wysokość względna 10—15 m) i niższą — „taras drugi” (6—8 m). Z mapy opracowanej przez wspomnianego autora wynika, że ta wyższa terasa występuje nad górną Hańczą w nielicznych fragmentach. Największy z nich znajduje się właśnie na północ od Suwałk, w kierunku na wieś Szwajcaria przechodzi on tutaj stopniowo w powierzchnię o podobnej wysokości, silnie urozmaiconą licznymi, bezodpływowymi zagłębieniami wytopiskowymi. Ta ostatnia powierzchnia sąsiaduje bezpośrednio ze wzgórzami morenowymi i nie może być interpretowana jako poziom terasowy Hańczy. Wydaje się więc, że „taras trzeci” ma raczej dość złożoną genezę i mógł on powstać — przy innym niż obecnie układzie sieci hydrograficznej — w czasie jednej z faz wycofywania się lodowca z linii moren pomorskich. Na tym poziomie warunki dogodne dla rozwoju utworów pokrywowych mogły więc zaistnieć stosunkowo szybko po zaniknięciu lodowca w okolicy Suwałk. Niższy natomiast poziom („taras drugi”) ma wyraźnie charakter terasy dolinnej i powstał niewątpliwie w wyniku wcięcia się Hańczy w powierzchnię sandrów. Można więc interpretować go jako formę erozyjną „włożoną” w poziom wyższy; interpretacja taka zgodna jest z ujęciem przedstawionym przez St. Pietkiewicza (22 s. 206). Nie ulega więc wątpliwości, że na tym niższym poziomie kształtowanie się utworów pokrywowych mogło się rozpocząć wyraźnie później niż na wyższym. Nie jest to, oczywiście, dowód wystarczający, ponieważ teoretycznie możliwe jest, że formacja tundry plamistej zaczęła się rozwijać na obu poziomach dopiero po ukształtowaniu się niższego z nich. Szczegółowe porównanie pokryw występujących na wyższym i niższym poziomie być może dostarczyłoby nowych argumentów do rozstrzygnięcia tego zagadnienia.

Wnioski stratygraficzne i paleogeograficzne

Fakt występowania utworów pokrywowych w obrębie określonych powierzchni pozwala wyciągać niektóre wnioski natury stratygraficznej i paleogeograficznej. Wyciąganie takich wniosków nie jest oczywiście głównym celem niniejszej pracy. Dlatego też ograniczamy się tylko do przykładowego zwrócenia uwagi na możliwości jakie w tym względzie istnieją.

Nie trzeba podkreślać, że stwierdzenie na obszarze badanym utworów pokrywowych wyróżnionego typu jest podstawą do wysuwania wniosku o istnieniu w okresie ich powstawania zmarzliny wieloletniej oraz formacji tundry plamistej lub mikrobugrzystej. Wniosek taki w odniesieniu do wschodniej części Pojezierza Mazurskiego jak najbardziej pokrywa się z wynikami badań paleobotanicznych (26).

Analiza miąższości utworu pokrywowego pozwala określić lokalną głębokość odmarniania letniego (grubość warstwy czynnej). Głębokość ta w okolicy Suwałk i na obszarze Wzgórz Szeskich wynosiła, w obrębie formacji tundry plamistej, od kilku decymetrów do około 1 m pod darnią roślinną i do 1,5—2,0 m (i wyjątkowo więcej niż 2 m) pod „plamami” bez roślinności. Przy wyciąganiu wniosków tego rodzaju należy oczywiście pamiętać o konieczności eliminowania tych odcinków profilu wieźtrzeniowego, które wykazują ślady wyraźnego przeobrażenia.

Obecność opisanych utworów może dostarczyć cennych argumentów do określenia wieku utworów, na których są one rozwinięte, oraz powierzchni, w obrębie których występują. Tak np. możemy sugerować, że obecna terasa nadzalewowa Hańczy o wysokości względnej 6—8 m („taras drugi” wg St. Pietkiewicza), powstała w okresie schyłkowym ostatniego glacjału. Jeśli bowiem na tej terasie występują pokrywy tundry plamistej, to należy przyjąć, że powierzchnia jej wznosiła się ponad poziom wysokich (powodziowych) wód rzecznych w okresie, gdy istniały tutaj jeszcze warunki peryglacjalne.

* * *

Przed przystąpieniem do opisu podobnych utworów pokrywowych z obszaru Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, krótko zestawimy charakterystyczne cechy położenia stanowisk zbadanych na Pojezierzu Mazurskim. Otrzymamy w ten sposób podstawę do wstępnego określenia miejsc prawdopodobnego ich występowania w innych terenach plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej.

Wydaje się, że najważniejszą, rozpoznawczą cechą morfologiczną stanowisk zachowanych śladów tundry plamistej jest związek z powierzchniami równymi i z wszelkiego rodzaju spłaszczeniami — niezależnie od ich genezy — wieku przedholoceńskiego. Szczególnie korzystne warunki dla zachowania się tych śladów istniały niewątpliwie w obrębie spłaszczeń kulminacyjnych (wierzchowinowych) form wypukłych. Właściwości podłoża nie były prawdopodobnie decydującym czynnikiem ograniczającym rozwój i wpływającym na przetrwanie pokryw. Należy jednak podkreślić, że pod tym względem dotychczasowe obserwacje z Polski północnej nie dostarczyły dostatecznych podstaw dla bardziej ugruntowanych twierdzeń. Można jedynie sugerować, że lepiej wykształcone pokrywy powinny występować na podłożu osadów „lekkich”, tzn. zawierających mało części ilastych.

Takimi właśnie cechami wskaźnikowymi kierowano się przy badaniach przeprowadzonych na Wyżynie Lubelskiej. Były to zresztą nie tyle specjalne badania terenowe ile raczej rewizja opisów odsłonięć zbadanych przez autora w latach poprzednich. Rewizja ta dała pozytywne rezultaty. Wybrano przy tym kilka szczególnie interesujących punktów

z utworami pokrywowymi przypominającymi opisane z Polski północnej i przeprowadzono w nich specjalne badania kontrolne⁷.

III. SLADY TUNDRY PLAMISTEJ NA WYŻYNIE LUBELSKIEJ I ROZTOCZU

Utwory pokrywowe o cechach zbliżonych do wyodrębnionych w poprzednim rozdziale obserwował autor na Wyżynie Lubelskiej przede wszystkim na podłożu skał wieku kredowego i trzeciorzędowego. Fizjonomicznie najbardziej podobne do tych z okolic Suwałk, które można byłoby przyjąć za klasyczne (fot. 1—2), stwierdzono na podłożu skał wapiennych. W znanych autorowi odsłonięciach tego rodzaju utworów pokrywowy wykazuje jednak wyraźny związek ze zjawiskami krasowymi. Dlatego też analizę rozpoczniemy od stanowisk stwierdzonych na podłożu niekrasowiejących odmian skał wieku kredowego, tzn. na opokach i gezach.

Opis i interpretacja genetyczna utworów pokrywowych tundry plamistej na opokach i gezach

Kieszeniowaty układ poziomów wietrzeniowo-glebowych na opoce wieku kredowego obserwowano w kamieniołomach w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Dla ilustracji podajemy opis odsłonięcia zarejestrowanego w r. 1958 w małym kamieniołomie we wsi Skorczyce Małe koło Urzędowa (rys. 1). Kamieniołom ten znajduje się na wyraźnym spłaszczeniu grzbietowym, wznoszącym się nad zboczem doliny Urzędówki zbudowanym także z opoki:

Odkrywka III

(punkt położony na terenie wsi Skorczyce Małe, 4 km na E od Urzędowa i w odległości 0,8 km na południe od szosy do Wilkołaza, przy znaku wysokościowym 241 m; wzniesiony około 243 m n.p.m.)

- a) 0—0,2 m. Warstwa orna, piaszczysto-pylasta, szarawa. Nie reaguje z HCl.
- b) 0,2—0,3 m. Utwór piaszczysto-pylasty, siwawy i siwo-szarawy, plamisty. Przechodzi stopniowo w „c₁”. Nie reaguje z HCl.
- c₁) 0,3—0,6 m. Utwór gliniasto-pylasty, żółtawy i żółtawo-brunatnawy, z plamami i centkami zbielicowanymi, siwawymi (siwawo-żółtawymi). Dolna granica nierówna i niezbyt wyraźna; zązębienie się z „c₂”. Nie reaguje z HCl.
- c₂) 0,6—0,8/1,4 m. Rumowisko okruchów i płytek odwapnionej, lekkiej opoki, ułożone bezładnie i „przemieszane” z brunatnym utworem gliniastym. Okruchy przeważnie z lekko zniszczonymi krawędziami lub prawie ostro-

⁷ W badaniach kontrolnych w terenie pomogli mi: mgr J. Buraczyński i mgr J. Wojtanowicz, za co składam wymienionym Kolegom serdeczne podziękowanie.

krawędziste. Niektóre tylko mają zaokrąglone krawędzie. Powierzchnia ich miejscami zabarwiona plamście, żółtawo i brunatnawo; po przełamaniu okruchów ukazuje się biaława, porowata skała (lekka opoka). Spotyka się cienkie płytki o znacznych wymiarach poziomych (do kilkunastu centymetrów) ustawione prawie pionowo. W zarysie dolnej granicy tego poziomu występują wyraźne formy kieszeniowate o wymiarach poziomych i pionowych rzędu kilku decymetrów. Od poziomu „d” różni się wyraźnie zabarwieniem. Nie reaguje z HCl.

- d) 0,8/1,4 — 1,5 m. Rumowisko okruchów i płytek wapnistej, białawej opoki. U góry ułożenie bezładne, pomiędzy okruchami wapniste, białawy pył z okruszkami. Ku dołowi okruchy ułożone coraz bardziej zwarcie, przechodzące w prawie poziomo leżące płytki.
- e) 1,5—2,5 m. Płytki wapnistej opoki ułożone zwarcie, ku dołowi coraz większe, przechodzące w duże bloki skalne wyodrębnione przez spękania kłiważowe.

Z opisu dość wyraźnie wynika, że mamy tutaj do czynienia z utworem pokrywowym typu eluwialnego. Tworzą go cztery pierwsze poziomy (a, b, c₁, c₂) reprezentujące różny stopień zwietrzenia skały macierzystej (opoki). Profil ten pod względem morfologicznym jest bardziej skomplikowany niż w przypadku wyróżnionych w Polsce północnej. Poziom bielcowy, który wprawdzie w innych odsłonięciach na Wyżynie Lubelskiej ma większą miąższość, jest jednak stosunkowo słabo rozwinięty. Zwraca to szczególnie uwagę wobec znacznej miąższości warstwy nagromadzenia związków żelaza. Ta ostatnia jest przy tym wyraźnie zróżnicowana pod względem morfologicznym na dwa poziomy („c₁” i „c₂”). Wydaje się, że osobliwości tych nie można tłumaczyć tylko właściwościami litologicznymi podłoża. Znacznie większą rolę niż te właściwości mogło odegrać nawarstwienie się efektów wietrzenia w różnych warunkach klimatycznych. Procesy niszczące działały bowiem tutaj najprawdopodobniej znacznie dłużej niż w okolicy Suwałk (do zagadnienia tego powrócimy jeszcze). Nie mamy niestety dostatecznej podstawy do pełnej analizy tego dość złożonego profilu wietrzeniowo-głębowego rozwiniętego na opoce, a także i szczegółowej interpretacji cech różniących go od profili opisanych z Polski północnej⁸. Wymagałoby to zresztą dość dużo miejsca

⁸ Autor stwierdził w wielu kamieniołomach opoki, na zrównaniach wierzchowinowych zachodniej części Wyżyny Lubelskiej występowanie profili wietrzeniowo-głębowych identycznych jak w odkrywcze III. Przeważnie jednak w poziomach „a”, „b” i „c₁” spotyka się rozproszczone żwiry i glazy skał skandynawskich, co wskazywałoby na to, że procesy wietrzeniowe rozwinęły się na powierzchniach pokrytych reziduumi glin zwałowych. Pomimo tego układ i miąższość poszczególnych poziomów są bardzo zbliżone. Jedynie poziom bielcowy („b”) osiąga przeważnie miąższość około 0,3 m. Największa głębokość, do której sięgają formy kieszeniowate związane tylko z poziomem „c₂”, wynosi około 1,7 m. Opisany profil (odkrywka III) nie jest więc jakimś zjawiskiem wyjątkowym i dlatego zasługuje na bardziej szczegółową analizę.

i zbyt odbiegałoby od głównego tematu niniejszego opracowania. Zwracamy więc uwagę na te cechy typowe, które pozwalają wiązać utwór pokrywowy z warunkami tundry plamistej. Należy do nich przede wszystkim zarys dolnej granicy warstwy rumowiska odwapnionej opoki, pokrywającej się zresztą z zasięgiem poważniejszej koncentracji związków żelaza. Interesujące jest, że formy kieszeniowate zaznaczają się tylko



Rys. 1. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami, rozwinięty na podłożu opoki wieku kredowego, w kamieniołomie we wsi Skorczyce Małe koło Urzędowa, w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Oznaczenia literowe poszczególnych poziomów jak w tekście opisu odkrywki III.

Dépôt de couverture avec structures-poches développé sur un substratum de roche „opoka” de crétacé, dans la carrière du village de Skorczyce Małe près Urzędów (partie occidentale du Plateau de Lublin).

Légende: a — couche arable (humique); b — horizon éluvial faiblement évolué; c₁ — horizon illuvial avec traces distinctes de podzolisation; c₂ — débris de roche „opoka” décalcifiée avec de l’argile résiduelle d’altération, brunâtre; d — débris de roche „opoka” avec des résidus d’altération, blanchâtres; e — roche „opoka” fortement crevassée.

w przebiegu tej granicy i nie znajdują jakiegoś wyraźniejszego odbicia w ukształtowaniu poziomu bielcowego w odróżnieniu od odkrywki I i II. Także ułożenie rumowiska lekkiej opoki, występującej powyżej wspomnianej granicy, wskazuje, że podlegało ono ruchom rozwijającym się na podłożu zmarzlinowym (pionowe ustawienie cienkich płytek, których pierwotne położenie było niewątpliwie zbliżone do poziomego).

Pokrywę zwietrzelinową o cechach podobnych jak na opoce stwierdzono w strefie krawędziowej Roztocza Środkowego na podłożu gezy, we wsi Tereszpol-Zygmunt, na południe od Zwierzyńca. W latach 1954—1960 odsłaniała się ona w małej gliniance na peryferii niewielkiego spła-

szczenia, u stóp wzgórza ostańcowego zbudowanego z miocenkich wapieni litotamniowych. Opis tego odsłonięcia i rysunek (rys. 2) podajemy ze względu na to, że utwór pokrywowy i jego podłoże wyróżniało się właściwościami litologicznymi:

Odkrywka IV

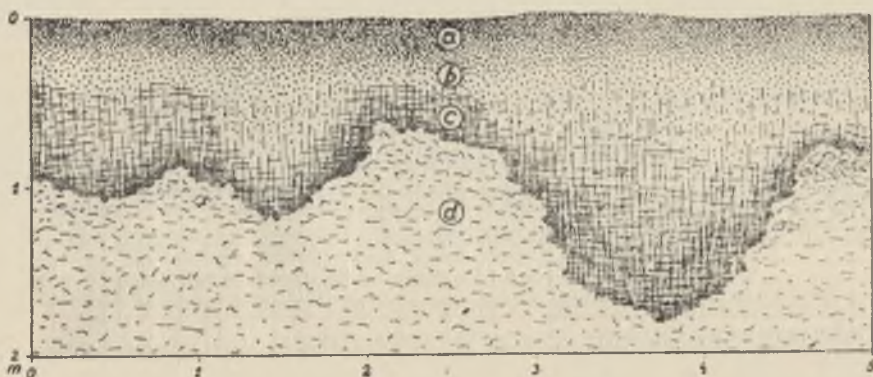
(punkt położony przy szerokiej drodze gruntowej biegnącej z zachodniego końca wsi Tereszpol-Zygmunt w kierunku ENE, na wzgórzu ze znakiem triangulacyjnym 320,2 m; odległość od szczytu tego wzgórza 0,4 km na ENE, wzniesienie około 294 m n.p.m.)

- a) 0—0,25 m. Warstwa humusowo-darniowa (orna), pylasto-piaszczysta, szarawa. Nie reaguje z HCl.
- b) 0,25—0,55 m. Utwór pylasto-piaszczysty, siwawo-brunatnawy, plamisty. Zazębia się z „c”. Nie reaguje z HCl.
- c) 0,55—0,75/1,80 m. Utwór gliniasty, brunatny i ciemno-brunatny. W stanie suchym spękany kostkowato; pomiędzy kostkami miejscami białawy pył krzemionkowy. Dolna granica wyraźna, w jej przebiegu zaznaczają się formy kieszeniowate sięgające do 1,8 m. Nie reaguje z HCl.
- d) 0,75/1,8—1,90 m. Utwór gliniasto-piaszczysty, szaro-żółtawy i zielonkawo-żółtawy ze znaczną ilością drobnitkich ziarn glaukonitu. Miejscami tkwią w nim — szczególnie w części górnej, między kieszeniowatymi formami poziomu „c” — żółtawe także okruchy glaukonitycznej gezy. Reaguje z HCl. (Przy pomocy wiercenia stwierdzono, że utwór podobny jak pod „d” występuje do głębokości 3,1 m. Dalsze wiercenie napotkało na opór w postaci litej skały — zapewne większego bloku gezy. To ostatnie przypuszczenie oparte na znajomości budowy geologicznej całej okolicy).

W odsłonięciu tym utwór pokrywowy dzieli się wyraźnie na trzy horyzonty glebowe (A₁, A₂ i B), a więc identycznie jak w profilach z Polski północnej. Formy kieszeniowate wykształcone są natomiast podobnie jak w profilach na opokach Wyżyny Lubelskiej. W szczególności należy podkreślić, że „kieszenie” tworzy tylko materiał horyzontu iluwialnego (poziom „c”); w horyzoncie zbielicowanym (poziom „b”) znajdują one jedynie słabe odzwierciedlenie. Interpretacja tego profilu nie nastrecza poważniejszych trudności. Dlatego też przedstawimy w krótkim ujęciu osobliwości procesów wietrzeniowo-glebotwórczych, które go kształtowały.

Cechy litologiczne poziomu „d” odkrywki IV pozwalają przypuszczać, że powstał on w wyniku częściowego przeobrażenia gezy wieku kredowego. Dotychczas bowiem w strefie krawędziowej Roztocza nieznane są pokłady takich luźnych skał wieku kredowego. Bez specjalnych badań nie możemy jednak określić dokładniej charakteru procesów, które przekształcały litą skałę w gliniasto-piaszczystą, wapnistą i luźną masę gruntową. Przekształcenia te być może polegały na częściowym usunięciu z gezy węglanów. Może na to wskazywać porównanie zawartości węgla-

nów i uziarnienia określonego dla luźnej masy oraz rozpuszczonych w kwasie solnym okruchów skalnych z poziomu „d” (tabela 2). Nie wykluczone jest także, iż przeobrażenia mogły być związane np. z częściową zmianą postaci występowania węglanów w gezie⁹. Zagadnienie to



Rys. 2. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami rozwinięty na podłożu gliniastego, wapnistego produktu częściowego przeobrażenia gezy wieku kredowego, we wsi Tereszpol-Zygmunt, w strefie krawędziowej Roztocza Środkowego. Oznaczenia literowe poszczególnych poziomów jak w tekście opisu odkrywki IV.

Dépôt de couverture avec structures-poches, développé sur un substratum argileux et calcaire, produit par décimentation de la gaize du crétacé. Village de Tereszpol-Zygmunt, situé dans la zone-bordure du Roztocze Central.

Légende: a — couche arable (humique); b — horizon éluvial; c — horizon illuvial; d — gaize altérée (décimentée).

jest zresztą drugorzędne w stosunku do interesującego nas obecnie. Możemy więc ograniczyć się tylko do stwierdzenia, że materiał poziomu „d” był produktem wyjściowym dla utworów poziomów „a”, „b” i „c” — niezależnie od tego jaka była jego pierwotna postać. Ten produkt wyjściowy zawierał obok węglanów kwarc i glaukonit w postaci ziarn piasku, głównie drobnego i pylastego, oraz pyłu. Wobec tego możliwości dalszego rozdrabniania tego materiału w wyniku wietrzenia mechanicz-

⁹ Obserwacje w strefie krawędziowej Roztocza Środkowego wskazują, że zjawisko przeobrażenia gezy w luźną masę, bardzo podobną zresztą do skały litej, nie jest zupełnie wyjątkowe. Dla ilustracji wystarczy chociażby przytoczyć przykład miocénskiego zlepnića podstawowego z kamieniołomu w Józefowie (zlepnić ten demonstrowany był w czasie wycieczki V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego we wrześniu 1954). W wapieniu miocénskim tkwią tam wielkie bloki i otoczaki gezy. Obok otoczków zwięzłej, litej skały spotyka się liczne okazy luźnej masy identycznej jak w poziomie „d” odkrywki IV (18 s. 36—38).

Tab. 2. Skład granulacyjny i zawartość węglanów w utworze pokrywowym i jego podłożu w odsłonięciu na terenie wsi Tereszpól-Zygmunt (odkrywka IV). Skład granulacyjny określony metodą Casagrande-Prószyńskiego, a zawartość węglanów aparatem Scheiblera.

Composition granulaire et teneur en carbonates dans le dépôt de couverture et dans son substratum mis à découvert sur les terrains du village de Tereszpól-Zygmunt (fig. 2).

Rodzaj utworu Type de dépôt	Głębokość, z której po- brano próbkę (w metrach) La profon- deur du pré- lèvement de l'échantillon (en mètres)	Zawartość ziarn w procentach wa- gowych; średnica ziarn w mm Contenu de grains exprimé par le taux de poids; diamètre des grains en millimètres						Zawartość węglanów w procentach wagowych Présence de carbonates en taux de poids
		1— —0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,02	0,02— —0,006	—0,006 —0,002	poni- żej 0,002	
Utwór pokrywowy (poziom „b”) Couche „b”	0,5	70	13	6	4	2	5	—
Utwór pokrywowy poziom „c” Couche „c”	0,8	45	18	5	3	5	24	—
Luźny produkt rozpadu gezy poziom „d” Couche „d”	0,8	56	18	6	5	7	8	35,28
Okruchy skalne gezy, poziom „d” Débris de la couche „d”	1,3	54	19	6	5	3	13	66,36

nego były ograniczone. W poziomach „a” i „b” obserwujemy nawet niejako zjawisko odwrotne. Wykazują one bowiem większy udział frakcji grubszych niż materiał wyjściowy (tab. 2). Nie mamy tutaj, oczywiście, do czynienia z jakimś zjawiskiem łączenia się ziarn, a tylko z następstwami wyflukania cząstek najdrobniejszych do poziomu „c”. W wyniku tego poziom ten wzbogacił się we frakcję łu koloidalnego. Wzrost udziału tej frakcji jest duży (24% wobec 8 lub 13% w materiale wyjściowym), a nawet nieproporcjonalnie duży w stosunku do zmniejszenia się udziału tej frakcji w poziomie „b”. Dlatego też można przypuszczać, że pewna część łu koloidalnego w poziomie „c” powstała w wyniku utworzenia się połączeń koloidalnych tlenków żelaza (o obecności tych tlenków

w znacznej ilości świadczy zabarwienie tego poziomu). Źródłem żelaza musiał być przede wszystkim glaukonit, występujący w gezie w znacznych ilościach.

Wszystkie przytoczone fakty pozwalają sugerować, że w utworze pokrywowym rozwiniętym na gezie mamy do czynienia z licznymi śladami wietrzenia chemicznego (ługowanie węglanów, wietrzenie glaukonitu i wędrówka koloidalnych połączeń żelaza). Formy kieszeniowate typu tundry plamistej, które tworzy omawiany utwór, pozwalają wiązać przy najmniej częściowo rozwój tych procesów chemicznych z warunkami peryglacjalnymi. W ten sposób dochodzimy do stwierdzenia, że w obrębie formacji tundry plamistej na niektórych odmianach podłoża skalnego wietrzenie chemiczne mogło odegrać znacznie większą rolę niż mechaniczne.

Zagadnienie występowania utworów pokrywowych tundry plamistej na wapieniach

Jak już podkreślano utwory podobne do pokryw tundry plamistej występują na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu na podłożu krasowiejących wapieni wieku kredowego i trzeciorzędowego. Jedno z najbardziej interesujących odsłoneń takich utworów znajduje się w starym kamieniołomie w strefie krawędziowej Roztocza Środkowego w Józefowie. Występuje tam mioceniński zlepieniec podstawowy w postaci zbitego wapienia detrytycznego z tkwiącymi w nim otoczkami gezy (vide odsyłacz 8), przechodzący ku górze w zlepieniec szczątków muszli i okruchów wapienia z dużą domieszką ziarn piasku kwarcowego. Na tym podłożu rozwinięte są osobliwe struktury, które były demonstrowane uczestnikom V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w r. 1954. Niektórzy uczestnicy zjazdu interpretowali je wówczas jako zjawiska krasowe, inni jako formy zaburzeń peryglacjalnych. W r. 1956 autor wraz z T. Wilgatem opublikował wspólną pracę, w której wyrażone zostało przypuszczenie, że w przypadku tych struktur „...mamy do czynienia raczej z rezultatami procesów krasowych niż z zaburzeniami peryglacjalnymi” (18 s. 39). Badania kontrolne przeprowadzone w r. 1960 wykazały jednak, że osobliwe struktury kieszeniowato-lejowate w przypowierzchniowej części odsłoneń mogły być kształtowane przez procesy wietrzeniowo-glebotwórcze typu tundry plamistej. Sugestia taka opiera się na faktach geologiczno-morfologicznych, które przedstawimy obecnie w skrócie.

Wspomniany kamieniołom znajduje się w odległości około 0,8 km na zachód od rynku w Józefowie, w osiowej części izolowanego pagórka rozciągającego się w kierunku z pn.-zach. na pd.-wsch. Dzięki eksploatacji kamienia znaczna część wnętrza pagórka została odkryta, co umożliwia

dość dokładne ustalenie stosunku struktur kieszeniowato-lejowatych do podłoża. Tak więc w kulminacyjnej części pagórka stwierdzamy, że wymienione struktury rozwinięte są na występującym *in situ* rumowisku skał miocęńskich:

O d k r y w k a V

(kulminacyjna część pagórka; wzniesienie około 251 m n.p.m.)

a₁) 0—0,25 m. Nasyp.

a) 0,25—0,45 m. Warstwa humusowa (orna), piaszczysta, szarawa. Nie reaguje z HCl.

b) 0,45—0,65/1,25 m. Utwór piaszczysty bez śladów warstwowania, żółtawy i siwo-żółtawy. Dolna granica niewyraźna — zaznacza się stopniowe przechodzenie w poziom „c”. Utwór ten tworzy wyraźne formy lejowate sięgające w głąb. Nie reaguje z HCl.

c) 0,65/1,25—0,80/1,60 m. Utwór gliniasto-piaszczysty z rozproszonymi okruciami skał miocęńskich (z podłoża). Tworzy nieregularną wstęgę, naśladowującą przebieg dolnej granicy poziomu nadległego. Zazębia się z poziomem „d”. Nie reaguje z HCl.

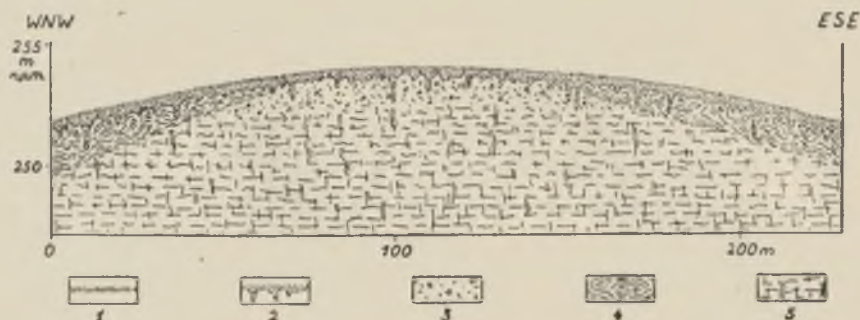
d) 0,80/1,60—2,20 m. Rumowisko okruczowego wapienia miocęńskiego. Ułożenie bezładne, okruczy u góry drobniejsze, ku dołowi na ogół grubsze.

e) 2,20—3,50 m. Wapień okruczowy miocęński, silnie spękany. Niektóre szczeliny wyraźnie rozszerzone na kształt studzienkowatych, pionowych kanałów o średnicy rzędu kilku decymetrów.

Z przedstawionego opisu wynika, że zbadana forma lejowata wykazuje pewien związek ze zjawiskami typu krasowego. Taki właśnie stosunek upoważniał do wyrażenia przypuszczenia, że „lej” jest raczej formą krasową (18 s. 38—39).

Poza kulminacją pagórka, od strony pn.-zach. w obrębie powierzchni grzbietowej nachylonej około 3°, struktury kieszeniowato-lejowate rozwinięte są na pokrywie rumowiska wykazującego wiele śladów soliflukcyjnego (kongeliflukcyjnego) przemieszczenia (fot. 6). Ta pokrywa zboczowa wykształcona jest jako piaszczysto-okruczowy utwór, reagujący z HCl, z tkwiącymi w nim blokami zbitego wapienia detrytycznego. Wśród bloków spotyka się okazy prawie ostrokrawędziste i wyraźnie obtoczone. Na podłożu tych utworów zboczowych rozwinięty jest wyraźny, trójdzielny profil wietrzeniowo-glebowy o cechach charakterystycznych podobnych jak w odkrywce V. Formy lejowate, jakie tworzy zwietrzeliina, mieszczą się przeważnie w całości w obrębie pokrywy zboczowej. Stwierdzono tylko jeden lej, który niewątpliwie przebijał tę pokrywę i sięgał w głąb. Gliniasty poziom „c” tego leja przechodził stopniowo w glinę wypełniającą szczelinę, która przecinała znajdujące się *in situ* skały miocęńskie (fot. 6, rys. 3). Wydaje się jednak, że przynajmniej niektóre formy kieszeniowate na utworze soliflukcyjnym nie mają nic wspólnego ze zjawiskami krasowymi, ponieważ trudno wyobrazić sobie rozwój takich zjawisk na luźnym materiale. Na marginesie niejako warto jeszcze zwrócić uwagę na jeden aspekt stosunku wzajemnego utworu

zwietrzelinowo-glebowego (poziom „a”, „b” i „c”) do stanowiącego jego podłoże zboczowego utworu soliflukcyjnego. Pierwszy sugerujemy wiązać z warunkami tundry plamistej. Drugi — ze względu na pewne ślady soliflukcji związanej (fot. 6) — także można uznać za efekt procesów charakterystycznych dla obszarów tundrowych, być może ich podstrefy północnej, przyarktycznej.



Rys. 3. Schematyczny profil ilustrujący sytuację geologiczną utworów pokrywowych z kieszeniowatymi formami na wzgórzu zbudowanym z wapieni miocenijskich, w strefie krawędziowej Rostocza Środkowego w Józefowie.

Objasnienie znaków: 1 — poziom humusowy (warstwa orna); 2 — utwór piaszczysty (poziom eluwialny) i gliniasty (poziom illuwialny) z formami kieszeniowato-lejowatymi; 3 — rumowisko zwietrzelinowe skał miocenijskich, reagujące z HCl; 4 — zboczowy utwór soliflukcyjny, piaszczysto-okruchowy, reagujący z HCl; 5 — wapień miocenijski z dużą domieszką kwarcu i z przeławieniami piaszczowcowo-wapnistymi.

Coupe schématique montrant la situation géologique des dépôts de couverture avec structures-poches sur une butte constituée de calcaires du miocène. Józefów, dans la zone-bordure du Rostocze Central.

Légende: 1 — horizon humique (couche arable); 2 — dépôt sableux (horizon éluvial) et argileux (horizon illuvial) avec structures-poches de forme entonnoir; 3 — débris d'altération de roches du miocène, réagissant à HCl; 4 — dépôt de solifluxion, formé de sables et de débris, réagissant à HCl; 5 — calcaires du miocène, additionnés de quartz, avec des couches intermédiaires de grès calcaires.

Wśród struktur kieszeniowato-lejowatych w kamieniołomie józefowskim spotykamy więc obok siebie formy wykazujące ścisły związek ze zjawiskami krasowymi i niezależne od nich. Równocześnie jedne i drugie swoimi cechami litologiczno-morfologicznymi przypominają utwory pokrywowe typu tundry plamistej, wyróżnione na obszarze Polski północnej. W szczególności prawie identyczne jest ukształtowanie poziomów „a” i „b” (w przypadku pokryw na opokach i gezach poziomy te rozwinięte są wyraźnie inaczej). Podobieństwo tych cech może upoważniać do sugerowania podobnej interpretacji genetycznej, tzn. do wiązania poziomów „a”, „b” i „c” z warunkami tundry plamistej także i w przypadku odkrywki V.

Wobec tego nasuwa się pytanie, jak mogły powstać te osobliwe struktury, które w przedstawionym ujęciu wiązałyby się ze zjawiskami krasowymi i równocześnie stanowiły integralną część zwietrzelinowej pokrywy peryglacjalnej?

Nie ulega wątpliwości, że zjawiska krasowe wymienione w pracy z r. 1956 (18 s. 38—39) i w opisie odkrywki V, powstały w zasadniczych zarysach przed wykształceniem się pokrywy zwietrzelinowo-glebowej. Takie studzienkowate formy krasowe obserwuje się na Roztoczu dość często w kamieniołomach wapieni mioceńskich. Siegają one niejednokrotnie do kilku metrów w głąb i wypełnione są zwykle zielono-brunatną, zwietrzelinową gliną z okruskami wapieni. Można przypuszczać, że w okresie bezpośrednio poprzedzającym powstanie dzisiejszych gleb (poziom „a”, „b”, „c”), rozszerzone lejowato górne części studzienek krasowych na kulminacji pagórka w Józefowie także były wypełnione podobną gliną. Gdy zapanowały warunki peryglacjalne, mogły tutaj powstać pagóreczki (bugry) tundrowe. Przesycona bowiem wodą glina, wypełniająca „studzienki”, przy zamarzaniu silniej zwiększała swoją objętość niż rumowisko wapienne. Po osiągnięciu odpowiedniej wysokości bugry, оголоcone z roślinności przez wiatry zimowe, mogły przeobrazić się w formację tundry plamistej. Można sobie wyobrazić, że w ten sposób na formę leja krasowego został niejako nałożony lej zwietrzelinowy związany z plamą bez roślinności. Należy podkreślić, że przedstawiona próba interpretacji traktowana jest wyłącznie jako koncepcja robocza, wymagająca sprawdzenia.

Struktury podobne jak w kamieniołomie józefowskim występują na podłożu skał mioceńskich nawet wówczas, gdy osobliwości tego podłoża nie sprzyjają rozwojowi wyraźnych lejów krasowych. Można tutaj wspomnieć przykładowo odsłonięcia, które autor obserwował w r. 1957 w kamieniołomie, położonym na poziomie wierzchwinowym Roztocza, w odległości około 1 km na pd.-wsch. od wsi Huta Lubycka, w powiecie tomaszowskim (fot. 7). Pokrywa zwietrzelinowo-glebowa z formami kieszeniowatymi rozwinięta była tam na podłożu silnie zmiennych osadów przybrzeżnych. Obok detrytycznych wapieni litotamniowych, tworzących dość cienkie ławice (przeważnie kilkudecymetrowej miąższości), występowały podobnej grubości przewarstwienia gruboziarnistych piaskowców kwarcowych i luźnych piasków. Taki osobliwy osad miejscami występował aż do głębokości około 5 m.

Struktury kieszeniowato-lejowate na krasowiejących wapieniach wieku kredowego można obserwować w okolicy Rejowca, w pn.-wsch. części Wyżyny Lubelskiej. Autor rejestrował je w r. 1952 i w latach następnych w kamieniołomie cementowni Rejowiec oraz w najbliższym jego sąsiedztwie, na terenie znajdującego się wówczas w budowie osiedla

mieszkańcowego. O tym, że wapień eksploatowany do produkcji cementu należy do krasowięjących odmian, świadczą liczne, występujące w pobliżu miseczkowate zagłębienia bezodpływowe (wertęby krasowe). Pokrywa zwietrzelinowo-glebową, rozwiniętą na tym podłożu, ma charakterystyczny, trójdzielny profil o układzie identycznym jak w przypadku pokryw tundry płamistej z Polski północnej. Obok odkrywek przedstawiających przekroje struktur kieszeniowato-lejowatych (fot. 8 i 9), można było obserwować odsłonięcia dające wyobrażenia o ukształtowaniu powierzchni podłoża utworu pokrywowego. Powstawały one w wyniku usuwania „nakładu” przy eksploatacji surowca wapiennego. Odsłonięta w ten sposób powierzchnia charakteryzowała się licznymi, małymi dołkami (fot. 10). Układ tych dołków i oddzielających je walików można porównać do odwróconego obrazu zespołu bugarów tundrowych (21 s. 328). Można więc wyobrazić sobie, że układ ten odpowiada w przybliżeniu ukształtowaniu powierzchni podłoża trwale przemarzniętego (z usuniętą warstwą czynną) w okresie panowania na tym obszarze warunków peryglacjalnych.

Należy podkreślić, że struktury kieszeniowate w okolicy kamieniołomu cementowni Rejowiec mogą mieć bardzo złożoną genezę. Sytuację geologiczną komplikuje jeszcze fakt, że w utworach zalegających na niezwiertzałym wapieniu — odpowiadających mniej więcej poziomom „a”, „b” i „c” odkrywek I, II i V — występują żwiry i głaziki skał skandynawskich. Niektóre z tych struktur są być może podobne do opisanych przez J. Mojskiego z okolicy Piasków Luterskich i określonych jako inwolucyjne (19 s. 454—457). Tylko przy pomocy szczegółowych badań wykonanych pod tym kątem widzenia, można byłoby określić dokładniej rolę zjawisk krasowych, ewentualnie soliflukcyjnych (kongeliflukcyjnych) oraz stwierdzić czy prawdopodobne jest sugerowane tutaj nakładanie się na nie przeobrażeń wietrzeniowo-glebowych typu tundry płamistej.

Wiek i znaczenie stratygraficzno-paleogeograficzne badanych utworów

Opisane utwory pokrywowe na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu rozwinięte są na podłożu skał wieku przedczwartorzędowego. Wobec tego wiek podłoża nie określa nam zadowalająco dolnej granicy okresu, w którym utwory te mogły powstać. W przybliżeniu wyznacza ją prawdopodobnie ostatnie nasunięcia lodowca na badany teren. (Dla pd.-wsch. części Wyżyny Lubelskiej i całego Roztocza jest to nasunięcie z glaciału południowo-polskiego czyli krakowskiego, a dla pn.-zach. części Wyżyny z glaciału środkowo-polskiego). Gdyby bowiem utwory pokrywowe pow-

stały wcześniej, to powinniśmy je znajdować pod osadami glacialnymi lub fluwioglacialnymi. Górną natomiast granicę wyznacza oczywiście schyłek ostatniego zlodowacenia. W przeciągu tego okresu było prawdopodobnie kilka faz tundrowych w poszczególnych stadiach zlodowaceń, poprzedzielanych fazami typowymi dla interstadiałów a także interglacialów. Wobec tego należy się liczyć z tym, że utwory zwietrzelinowe, występujące na poziomach wierzchowinowych i kulminacjach wzniesień, mogą być efektem nawarstwiania się skutków procesów typu peryglacialnego i umiarkowanego. Być może, iż przykład takiego właśnie nawarstwiania reprezentują struktury z kamieniołomu józefowskiego. Dla ułatwienia dalszych rozważań nad wiekiem przyjmujemy, że ostateczna postać charakterystycznych struktur kieszeniowatych jest głównie efektem jednej, dłużej trwającej fazy tundrowej.

We wszystkich znanych autorowi stanowiskach omawianych utworów z obszaru lubelskiego występują one bezpośrednio pod powierzchnią topograficzną. Możemy więc przypuszczać, że są one efektem najmłodszych faz tundrowych, tzn. związanych z ostatnim zlodowaceniem. Prawdopodobnie jednak występujące w nich struktury kieszeniowate nie rozwijały się już w okresie schyłkowym tego zlodowacenia, tzn. wówczas, gdy powstawały analogiczne utwory w okolicy Suwałk. Wniosek taki nie wynika wprawdzie bezpośrednio z faktów podanych uprzednio, ale oparty jest na analizie innych profili zwietrzelinowo-glebowych rozwiniętych na najmłodszych osadach plejstocenijskich Wyżyny Lubelskiej. Tak więc w stropowych częściach pokrywy najmłodszego lessu, pochodzącej z maksymalnej fazy ostatniego zlodowacenia, nie stwierdziliśmy dotychczas śladów formacji tundry plamistej. W okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia — według W. Szafera (1952) — na Wyżynie Lubelskiej występowała prawdopodobnie roślinność lasotundrowa i leśna (26 s. 58). Badania własne autora nad pseudomorfozami żył lodowych, występującymi w obrębie miseczkowatych zagłębień bezodpływowych (wymoków) na lessach, były podstawą do wysunięcia przypuszczenia, że w Allerödzie (sensu lato) wieloletnia zmarzlina zanikła na Wyżynie. Rozwinęła się ona ponownie, ale być może już tylko w postaci wyspowej, w okresie młodszego dryasu (16 s. 238—239).

Przytoczone argumenty wskazują, że utwory pokrywowe tundry plamistej na omawianym obszarze uformowane zostały zapewne nie później jak w fazie maksymalnej ostatniego zlodowacenia. Nie mamy tylko podstaw do rozważań czy we wszystkich przytoczonych stanowiskach z Wyżyny Lubelskiej i Roztocza są one ściśle synchroniczne, czy też może pochodzą z różnych faz tundrowych ostatniego zlodowacenia.

Rozważania nad wiekiem wyróżnionych utworów pokrywowych doprowadziły nas do stwierdzenia, że w okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia na Wyżynie Lubelskiej formacja tundrowa nie odgrywała po-

ważniejszej roli. Nie jest to stwierdzenie nowe, bowiem już z pracy W. Szafera z r. 1952 wynikało, że obszar ten wówczas był poza zasięgiem strefy tundrowej (26 s. 58). Obecnie uzyskujemy więc tylko nowe argumenty natury geologicznej, potwierdzające pośrednio wyniki badań paleobotanicznych. W ten sposób umacnia się podstawa dla określenia warunków geograficznych schyłku glacjału.

Jak już wiemy, badanie utworów i struktur tundry płamistej może być podstawą nie tylko do wyznaczenia zasięgu formacji tundrowej, ale także do określenia miąższości warstwy czynnej, czyli głębokości występowania podłoża trwale przemarzniętego. Z przytoczonych opisów odsłonięć wynika, że głębokość ta na Wyżynie Lubelskiej w starszych fazach ostatniego zlodowacenia była podobna jak w okolicy Suwałk w fazie schyłkowej tego samego zlodowacenia.

IV. WYNIKI BADAŃ

Najważniejsze wyniki przedstawionych badań można streścić w kilku następujących punktach:

1. W czasie przeprowadzania obserwacji terenowych na obszarze Polski północnej i środkowej autor zwrócił uwagę na osobliwe utwory zwietrzelinowo-glebowe występujące bezpośrednio pod współczesną powierzchnią topograficzną. Wykazują one dużą zmienność miąższości horyzontu eluwialnego (zbielicowanego) i iluwialnego. W przebiegu dolnej granicy tych horyzontów zaznaczają się wyraźne struktury kieszeniowate, wciskające się w podłoże tych utworów. Przekroje pionowe tych struktur przedstawiają obraz przypominający pseudomorfozy klinów lodowych. Wydaje się zresztą, że przy próbach interpretacji niekiedy zbyt suto sugerowano się tym obrazem. Przy cięciu poziomym okazuje się jednak, że nie są to formy szczelinowe, jak w przypadku klinów, ale lejowate. Podobne struktury stwierdził w Szwecji południowej G. Johnson i opisał pod nazwą „Podsolschornstein” czyli „kominów bielicywych”. Uważa on je za utwory glebowe i zalicza do grupy „fałszywych klinów lodowych”, nie określając zresztą dokładniej ich genezy (13).

2. Genezę tych osobliwych utworów trudno jest wiązać ze współczesnymi warunkami rozwoju procesów wietrzeniowych. Ponieważ w przypadku występowania ich na osadach gruboziarnistych obserwuje się wyraźny wzrost — w stosunku do podłoża — udziału frakcji drobnych (pylastych), więc można przypuszczać, że przechodziły one fazę wietrzenia mrozowego. Kapryśny zarys dolnej granicy pokrywy, jaką one tworzą, sugeruje wiązanie ich z występowaniem nieprzepuszczalnego podłoża w postaci wieloletniej zmarzliny. Autor usiłuje porównać przebieg tej granicy z ukształtowaniem powierzchni oddzielające warstwę czynną i trwale przemarzniętą na obszarze tundry płamistej. W obrębie tej formacji pod „płamami” bez roślinności odmarzanie letnie sięga głą-

biej niż pod darnią roślinną. W ten sposób w okresie lata pod plamą powstaje lejowate zagłębienie w powierzchni podłoża trwale przemarzniętego. Wydaje się, że cechy tundry plamistej dobrze tłumaczą osobliwości wyróżnionych utworów. Można wobec tego zaliczyć je do grupy autochtonicznych, peryglacialnych utworów pokrywowych. Autor proponuje wyodrębnić je pod nazwą „utwory pokrywowe tundry plamistej”.

3. Wyróżnione utwory pokrywowe występują w obrębie równych, nieznacznie nachylających się powierzchni, głównie na poziomach terasowych lub wierzchowinach oraz na kulminacjach wzniesień. Takie położenie morfologiczne dobrze odpowiada warunkom występowania formacji tundry plamistej. Plamy pozbawione roślinności w strefie tundrowej występują bowiem głównie na terenach równych i wypukłych, niezabagnionych.

4. Podłoże omawianych utworów pokrywowych tworzą osady luźne i skały masywne o różnym składzie granularnym i chemicznym (piaski ze żwirami, glina zwałowa, opoki, gezy). Wydaje się więc, że występowanie ich nie jest wyraźnie zależne od właściwości litologicznych skał macierzystych. Właściwości te wpływają jednak na drugorzędne cechy ukształtowania struktur kieszeniowato-lejowatych. W świetle dotychczasowych obserwacji wydaje się bowiem, że struktury te na podłożu o grubszym uziarnieniu są większe, bardziej regularne i wyraźniej zarysowane.

5. Analiza sytuacji stratygraficzno-geologicznej wyróżnionych utworów wskazuje, że powstały one w różnych okresach. Tak więc te z Polski północnej pochodzą najprawdopodobniej ze schyłkowej fazy ostatniego zlodowacenia. W Polsce środkowej natomiast mogły być kształtowane jeszcze w przeciągu starszych zlodowaceń, z tym że ich ostateczna postać zapewne związana jest głównie z fazą tundrową maksimum ostatniego glaciału. Należy się liczyć z tym, że w tym drugim obszarze badane utwory mogą przedstawiać efekt nakładania się procesów wietrzenia peryglacialnego na produkty innych procesów. Być może taki właśnie przykład reprezentują niektóre struktury kieszeniowato-lejowate na podłożu wapiennym. Wykazują one bowiem wiele cech typu tundry plamistej i równocześnie są dość wyraźnie związane ze zjawiskami krasowymi.

6. Obecność badanych utworów wskazuje, że tereny ich występowania należały w przeszłości do południowej, przyborealnej podstrefy obszarów subarktycznych. Dla tej bowiem podstrefy charakterystyczna jest formacja tundry plamistej. Miąższość utworów może być przy tym interpretowana jako wskaźnik głębokości odmarzania letniego. Nie trzeba podkreślać, że oba te wskaźniki mogą mieć znaczenie przy wszelkich próbach rekonstrukcji warunków geograficznych plejstocenijskich obszarów peryglacialnych. Fakt występowania tych utworów może być także wykorzystany przy ustalaniu stratygrafii osadów i form rzeźby terenu.

L I T E R A T U R A

1. Büdel J.: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. *Erdkunde*, t. 2, 1948, s. 22—53.
2. De Geer Ebba Hult: Orographie et glaciation dans la vallée Baltique. *Cahiers géologiques*, nr 35—36, 1956, s. 345—364.
3. Dylik J.: Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summ. Wind worn stones and loesslike formations in middle Poland). *PIG Biuletyn* 67, Warszawa 1952, s. 231—332.
4. Dylik J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, Łódź 1956, s. 195—238.
5. Dylik J., Reynal R.: Program prac Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej (Programme de travail de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6, Łódź 1958, s. 5—28 (177—193).
6. Ebers E.: Die Periglacial-Erscheinungen im bayrischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. *Göttinger Geogr. Abhandlungen*, nr 15, 1954, s. 7—16.
7. Edelsztejn J. S.: *Osnovy geomorfologii*. Moskwa — Leningrad 1947.
8. Galon R.: The Problem of the Last Glaciation in Poland. *Polish Geographical Review*, t. 28 (Supplement), 1956, s. 75—93.
9. Grigoriew A. A.: Opyt charakteristiki osnovnyh tipow fiziko-geograficzeskoy sredy, cz. 3. Typy fiziko geograficzeskoy sredy arkticzeskogo pojasa *Problemy fizicheskoj geografii*, t. 7, Moskwa 1939.
- 9a. Grigoriew A. A.: Opyt charakteristiki osnovnyh tipow fiziko-geograficzeskoy sredy, cz. 4. Osnovnyje obszczije fiziko-geograficzeskije prociessy Subarktiki i umierennogo pojasa i obosnowanie zonalnogo dielenija umierennyh sziot. *Problemy fizicheskoj geografii*, t. 11. Moskwa 1942.
10. Grigoriew A. A.: *Subarktika*. I wyd., 1946. II wyd., Moskwa 1956.
11. Iwanowa Je. N.: Sistematika poczw siewiernoj czasti jewropiejskoj tierriatorii SSSR. *Poczwowiedienije* 1956, nr 1, s. 70—88.
12. Jahn A.: Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenskiej strefy peryglacjalnej (summ. Cryoturbate phenomena of the contemporary and the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geologica Polonica*, t. 2, 1951, s. 159—290.
13. Johnsson G.: True and False Ice-Wedges in Southern Sweden. *Geografiska Annaler*, t. 41, nr 1, 1959, s. 15—33.
14. Krejda N. A.: O poczwach wostoczno-jewropiejskich tundur (summ. Soils of the East-European tundra). *Poczwowiedienije* 1958, nr 1. s. 62—67.
15. Kubiëna W. L.: *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*. Stuttgart 1953.
16. Maruszczak H.: Kliny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Zsfg. Eiskeile in dem Hangende der Lösdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmkaltzeit auf der Lubliner Hochfläche). *Annales Universitatis MCS, sectio B*, t. IX, Lublin 1956, s. 217—257.
17. Maruszczak H.: Peryglacjalne utwory pokrywowe na obszarze Wzgórz Szeskich (Formations périglaciaires de couverture sur le territoire des Collines Szeskie). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 7, Łódź 1960, s. 19—33 (137—149).
18. Maruszczak H., Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (rés. Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Annales Universitatis MCS, sectio B*, t. X, Lublin 1957, s. 1—107.
19. Mojski J. E.: Struktury krioturbacyjne i utwory pokrywowe w okolicy Piaszków Luterańskich (summ. Cryoturbation structures and cover formations in the

- vicinity of Piaski Luterskie — Lublin Upland). IG Biuletyn 118, Warszawa 1957, s. 419—487.
20. Musierowicz A.: Gleboznawstwo szczegółowe. Warszawa 1958.
 21. Osnovy gieokriologii (mierzłotowiedienija). Czast 1, Moskwa 1959.
 22. Pietkiewicz S.: Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej (rés. Esquisse morphologique de la partie occidentale du district de Suwałki). Przegląd Geograficzny, t. 8, 1928, s. 168—222.
 23. Różycki S. Z.: Strefy peryglacjalne na Ziemi Torella (rés. Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la terre de Torell — Spitsbergen). Biuletyn Peryglacjalny, nr 5, Łódź 1957, s. 51—87 (187—224).
 24. Rühle E., Sokołowska M.: Mapa utworów czwartorzędowych Polski 1:1 000 000. Atlas Geologiczny Polski, tabl. 2. Warszawa 1955.
 25. Susłow S. P.: Fizyczna geografia SSSR. Azjatskaja czast. Moskwa 1954.
 26. Szafer W.: Schyłek plejstocenu w Polsce (summ. Decline of the Pleistocene in Poland). PIG Biuletyn 65, Warszawa 1952, s. 33—73.
 27. Troll C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geologische Rundschau, t. 34, 1944, s. 545—694.
 28. Tyrtikow A. P.: O wlijaniji rastitelnosti na mnogoletnierzłuju podczuwu. Materialy k osnovam uczenija o mierzłych zonach ziemnoj kory. Wyp. 3, Moskwa 1956, s. 85—108.
 29. Wolaniecki J.: Kilka uwag o genezie gleb bielcowych powstałych z utworów pyłowych łomżyńskich (summ. Some observations concerning the origin of podzols formed upon silt deposits near Łomża — NE Poland). Przegląd Geograficzny, t. 30, 1958, s. 285—296.

РЕЗЮМЕ

Во время исследований на территории северной Польши автор обратил внимание на своеобразные элювиальные образования. Они встречаются на равных поверхностях, возвышающихся над днищами долин и впадин, на песчано-гравийных флювиогляциальных отложениях, а также на валунных глинах. Одно из открытий наблюдалось на флювиогляциальных отложениях на территории города Сувалки (фот. 1 и 2):

Разрез I

а) 0—0,2 м. Пахотный, пылевато-песчаный слой (гумусовый горизонт). Не вскипает с HCl.

б) 0,2—0,4/1,0 м. Пылевато-песчаное образование с рассеянным гравием, желтовато-серое (элювиальный горизонт). Толща его значительно колеблется, так как оно втискивается вглубь карманообразными формами. Не вскипает с HCl.

в) 0,4/1,0—0,6/1,4 м. Суглинисто-песчаное образование с гравием, буро-ржавое (иллювиальный горизонт). Составляет отчетливую полосу, подчеркивающую контур нижней границы пласта „b”. Не вскипает с HCl.

г) 0,6/1,4—2,5 м. Пески с гравием и валунами отчетливо слоистые (флювиогляциальное отложение). Не вскипает с HCl.

В качестве покровного образования считаем здесь совокупно три первых горизонта: гумусовый (почвенный горизонт A_1), элювиальный (A_2), а также иллювиальный (B). Следовательно оно представляется в виде почвы подзолистого типа. Особое внимание обращает на себя элювиальный горизонт ввиду его значительной мощности и характерных карманообразных форм.

Подобным образом представляется морфология отдельных горизонтов в этих образованиях на толще валунных глин с тем, что карманообразные структуры несколько менее регулярны и не проникают так глубоко (фот. 3—5).

Вертикальные разрезы карманообразных структур несколько напоминают псевдоморфозы ледяных клиньев. При горизонтальном сечении однако оказывается, что это не формы трещинообразные, как в случае касающемся клиньев, но формы воронковидные. Очень похожие структуры констатировал в Южной Швеции Г. Ионсон (G. Johanson) и описал их в 1959 г. под названием „Подзолные трубы” — „Podsolschornstein” (13). Он приходит к заключению, что они составляют почвенные образования и причисляет их к группе „ошибочных ледяных клиньев” („False Ice-Wedges”), однако не определяет более точно их генезиса. Повидомому такие именно структуры до настоящего времени действительно интерпретировались иногда, как криотурбационные формы.

Автор считает, что трудно связывать эти образования с современными условиями развития почвообразовательных процессов. Замечено большая, чем в материнской породе доля мелкопесчаной и пылевой фракции (таб. 1) дает основание предполагать, что они прошли фазу морозного (перигляциального) выветривания. Капризный контур нижней границы покрова, какой они представляют, наводит на предположение существования взаимосвязи их с наличием непроницаемой материнской породы в виде многолетней мерзлоты. Для обоснования такого предположения автор сравнивает эту границу с рельефом поверхности, отделяющей сезонноталый слой от многолетнемерзлого в условиях пятнистой тундры. В пределах этой формации под пятнами без растительности протаивание в теплый период года проникает глубже, чем под растительным дерном. Таким образом в теплый период под пятном возникает воронковидное углубление в многолетнемерзлой материнской породе (10,21). Диаметр пятен составляет преимущественно 1—2, иногда же 3—4 м (7 с. 172), что приблизительно соответствует размерам наших карманообразных структур. Стабильность пятен по мнению многих авторов значительна — удерживаются они в постоянных местах (10 с. 50—51). Формация пятнистой тундры характерна для южной части тундровой зо-

ны, выделенной А. А. Григорьевым под названием прибореальной зоны Субарктики (10). Она появляется на ровных, выпуклых и незаболоченных местах. Следовательно морфологические черты местонахождений тундровых пятен подобны случаю, касающемуся отмеченных нами покровных образований. Следует подчеркнуть, что в прибореальной зоне Субарктики своеобразное морозное распределение почвенных частиц и сопряженные с ним структурные грунты не играют почти никакой роли (10 с. 44, 12 с. 190—192). Этот факт частично объясняет недостаток следов перераспределения и структур свидетельствующих о движениях грунтовых частиц в исследованных образованиях. Некоторое перераспределение материала происходит в пределах пятен, но следы его могли быть уничтожены позднейшими процессами.

Представленная попытка сопоставления карманообразных структур с условиями тундровой зоны может казаться несогласованной с подзолистым типом вышеописанного образования, так, как подзолистые почвы находятся, как правило, в связи с лесной зоной. Они могут однако появляться также в прибореальной зоне тундры (10, 11, 14, 15). Правду сказать, они там преимущественно слабо развиты и имеют малую толщину, но на материнской породе „легких” (крупнозернистых) отложений с хорошим дренажем появляются даже сильноподзолистые почвы (10 с. 61—62). Следовательно подзолистые почвы в тундровой зоне развиваются в местах одновременно характерных для формации пятнистой тундры. Существуют основания для принятия, что подзолообразовательные процессы, которые сыграли большую роль в формировании выделенных на территории северной Польши покровных образований, могли развиваться уже в плейстоцене в перигляциальных (тундровых) условиях. Важным прецедентом для выдвижения такой концепции является работа Я. В о л я н е ц к о г о с 1958 г. Он полагает, что подзолистые почвы Подлясья (Польша NE) „...обладают предрасположением в виде перигляциальных процессов выветривания и почвообразования” (29 с. 293).

Следовательно констатируем существование многих аналогий между описанными покровными образованиями и формацией пятнистой тундры. В связи с этим автор предлагает выделить их под названием покровных образований пятнистой тундры. Можно причислить их к группе перигляциальных автохтонных покровов.

Покровные образования выделенного типа автор наблюдал также в центральной Польше, на Люблинской возвышенности и на Росточе. На этих пространствах они встречаются в местах с подобным, как в северной Польше, геоморфологическим положением, но на других материнских породах, а именно на опоках и гезах мелового периода.

Они отличаются от тех в северной Польше морфологией отдельных горизонтов, но основные их генетические черты оправдывают причисление их к тому же типу.

Разрезы их показаны на рисунках 1 и 2; объяснения к этим рисункам принимаем как краткое описание. Следует отметить, что элювиальные образования с подобными, как выше описанные, карманообразными структурами встречаются на Люблинской возвышенности также на материнской породе карстообразующих известняков мелового и третичного периодов (фот. 6—10). Автор высказывает предположение, что на такой материнской породе эти структуры могут иметь разный генезис. Рядом с карманообразными структурами несомненно карстовыми, могут встречаться также другие, возможно, типа пятнистой тундры, или же представляющие эффект наложения этих других на первые. Такое предположение оправдывает анализ структур развитых в солифлюкционном делювии, залегающем на миоценовых известняках (фот. 6 а также рис. 3). Этот известняк содержит значительную примесь зёрен кварца. Эти зерна сконцентрированы в делювии в виде песчанистых прослоек и заполнений между осколками известняка. Трудно себе представить, что на таких отложениях развивались типичные карстовые процессы.

Приведенные факты указывают, что наличие выделенных покровных образований не обусловлено литологическими свойствами материнской породы. Она может состоять из обломочных и монолитных пород с разным составом гранулярным и химическим (песок со щебнем, валунная глина, опока, гезы). Однако свойства материнской породы, вероятно, оказывают влияние, но скорее всего только на второстепенные признаки образований и связанных с ними карманообразных структур, так как, по видимому, эти структуры на материнской породе с более крупным озернением больше, регулярнее и отчетливее очерчены.

Стратиграфия покровных образований пятнистой тундры указывает, что возникали они в разные периоды. Так, на территории северной Польши они развивались на отложениях поморской стадии последнего оледенения. В связи с тем следует сопоставить покровные образования с конечной фазой того же оледенения. В центральной Польше зато они могли формироваться также на протяжении старших оледенений, так как обнаружено их на горных породах мелового и третичного периодов. На этой другой территории однако окончательный их вид вяжется, вероятно, главным образом с тундровой фазой максимума последнего оледенения. В конечной фазе, вероятнее всего, они не могли уже возникать, так как автор не обнаружил описанных образований на отложениях максимальной фазы.

Наличие исследованных образований указывает, что места их появления принадлежали в прошлом к южной, прибореальной зоне Субарктики (перигляциальной зоне). Мощность образований может быть истолкована как показатель глубины протаивания в теплый период года в вышеуказанной зоне Субарктики. Не надлежит подчеркивать, что оба этих показателя могут иметь значение при попытках реконструкции географических условий плейстоценовых перигляциальных зон. Факт наличия образований можно также использовать при установлении стратиграфии отложений и форм рельефа.

R É S U M É

Au cours de ses recherches sur le territoire de la Pologne du Nord l'auteur a remarqué d'étranges dépôts résiduels d'altération. Ceux-ci se trouvent sur des surfaces plates, élevées au-dessus des fonds de vallées et de terrains bas, sur des sédiments fluvio-glaciaires (de sables et de graviers) ainsi que sur des argiles morainiques. Une mise à découvert de tels dépôts sur des sédiments fluvio-glaciaires a été observée sur les terrains de la ville de Suwałki (photos 1 et 2).

Coupe I

- a) 0—0,2 m. Couche arable limono-sableuse (horizon humique) Ne réagit pas au traitement par HCl.
- b) 0,2—0,4/1,0 m. Formation limono-sableuse, jaunâtre-grisâtre, avec des graviers dispersés (horizon éluvial). Son épaisseur varie considérablement, car elle pénètre en profondeur par des structures-poches. Ne réagit pas au traitement par HCl.
- c) 0,4/1,0—0,6/1,4 m. Formation argileuse-sableuse, d'un brun roux, avec des graviers (horizon illuvial). Elle présente une écharpe distincte accentuant la ligne de la limite inférieure de la couche „b”. Ne réagit pas au traitement par HCl.
- d) 0,6/1,4—2,5 m. Sables avec graviers et galets stratifiés distinctement (sédiment fluvio-glaciaire). Réagit au HCl.

Les trois premières couches sont considérées par nous conjointement comme dépôt de couverture, et notamment la couche humique (horizon du sol A₁), la couche éluviale (A₂) et celle illuviale (B). Ce dépôt présente donc le type du sol podzolique. La couche éluviale est très remarquable par son épaisseur importante et ses structures-poches caractéristiques.

La structure des couches de ces dépôts sur un substratum d'argiles morainiques est similaire, mais les structures-poches sont un peu moins régulières et elles n'aboutissent pas aussi profondément (photos 3—5).

Les coupes verticales des structures-poches ressemblent quelque peu aux pseudomorphoses des coins de glace. À la coupe horizontale cependant, il s'avère que ce ne sont pas là des formes de crevasses-fentes comme c'est le cas pour les coins, mais des entonnoirs. Des structures très pareilles ont été constatées en Suède du Sud par G. Johnsson qui en a donné la description en 1959 sous la dénomination de „Podsoltschornstein” — cheminée podzolique (13). Il les considère comme formations du sol et les classe dans le groupe de „faux coins de glace” (False Ice-Wedges). Il n'en définit cependant pas l'origine. Il semble bien que ces structures-là exactement aient été parfois interprétées comme formes de cryoturbation.

L'auteur considère qu'il est difficile d'associer la genèse de ces formes aux conditions contemporaines de l'évolution des processus pédogéniques. La part de la fraction du sable fin et du limon, nettement plus importante que dans le substratum (table I), permet de supposer que ces dépôts aient subi une phase de gélivation (actions météoriques périglaciaires). La ligne accidentée de la limite inférieure de la couverture formée par ces dépôts en suggère l'association à la présence d'un substratum imperméable, gelé perpétuellement. Pour appuyer cette hypothèse, l'auteur compare la ligne de limite mentionnée avec le relief de la surface qui sépare la couche active de la couche gelée dans la zone de toundra tachetée (Fleckentundra). Sur le territoire de cette formation notamment, le dégel d'été est plus profond sous les „taches” dépourvues de végétation. Ainsi, sous la tache, se produit en été un entonnoir dans le sous-sol gelé (10, 21). Les diamètres des taches s'élèvent généralement à 1—2, parfois à 3—4 mètres (7 p. 172), ce qui correspond environ aux dimensions de nos structures-poches. Selon divers auteurs, la stabilité des taches est considérable, elles sont stabilisées sur des places fixes (10 pp. 50—51). La formation de la toundra tachetée est caractéristique pour la partie Sud de la zone de toundra éliminée par A. A. Grigorieff et dénommée zone subboréale du Subarctique (10). La formation de la toundra tachetée se trouve sur des terrains plats et des terrains convexes, non marécageux. Ainsi la situation morphologique des emplacements de cette formation peut être assimilée au cas des dépôts de couverture définis et éliminés dans le présent ouvrage.

Il y a lieu de souligner que, dans la zone subboréale de la toundra, la ségrégation cryergique et les sols polygonaux (sols structurés) y associés, ne jouent presque aucun rôle (10 p. 44, 12 pp. 190—192). Ceci confirme en une certaine mesure le fait que les dépôts étudiés ne présentent pas de traces de ségrégation ni de structures qui auraient pu témoigner de mouvements du sol. Il y a eu certains mouvements dans les „ta-

ches" de la toundra, mais leurs traces peuvent avoir été effacées par des processus postérieurs.

Le présent essai d'associer les structures-poches du type entonnoir aux conditions de la zone de toundra, peut paraître incompatible avec le type podzolique de dépôt en question. Il est de règle notamment d'associer les sols podzoliques aux conditions de la zone forestière. Toutefois, ces sols peuvent apparaître également dans la zone subboréale de la toundra (10, 11, 14, 15). Certes, ils y sont faiblement évolués et n'ont qu'une épaisseur peu considérable, mais sur un substratum de sédiments „légers" (à gros grains) et sur des emplacements bien drainés, même des sols fortement podzolisés font apparition (10, pp. 61—62). Ainsi, les sols podzoliques se développent dans des emplacements de la toundra qui caractérisent en même temps la formation de la toundra tachetée. Il y a donc de bonnes raisons pour admettre que les processus de podzolisation pouvaient se développer déjà au pléistocène dans des conditions périglaciaires (conditions de toundra). Ces processus eurent un rôle important dans la formation des dépôts de couverture déterminés sur le territoire de la Pologne du Nord. Les constatations de J. Wolaniecki (dans son ouvrage publié 1958) autorisent à énoncer cette opinion. Wolaniecki considère notamment que les sols podzoliques de la région de Podlasie (Pologne du NE) „...ont exactement une prédisposition sous forme des processus périglaciaires altérants et pédogéniques" (29, p. 293).

Nous constatons donc l'existence de nombreuses analogies entre les dépôts de couverture dont il est question et la formation de la toundra tachetée. C'est pourquoi l'auteur propose de les définir comme dépôts de couverture de la toundra tachetée. Ils peuvent être classés dans le groupe de couvertures périglaciaires autochtones.

L'auteur a observé également des dépôts de couverture du type éliminé en Pologne Centrale, au Plateau de Lublin et sur le Roztocze. Sur ces terrains, on trouve les dépôts dans des emplacements à situation géomorphologique similaire à celle de la Pologne du Nord, mais sur un substratum d'autres roches, et notamment sur un substratum de roches dites „opoka"*) et de gaizes du crétacé. Celles-ci diffèrent quelque peu des roches de la Pologne du Nord par l'évolution des horizons, mais leurs principaux caractères génétiques permettent de les classer dans le même type. On observera leurs coupes démontrées aux fig. 1 et 2; la légende afférente à ces figures présente une description succincte. Il y a lieu de

*) Le terme „opoka", employé dans la littérature polonaise, désigne une variété particulière de marne. Cette variété est caractérisée par la présence d'une charpente siliceuse, fortement poreuse, qui ne se désagrège pas même après dissolution complète des carbonates. Ces roches ne sont pas sujettes aux processus de karstification.

remarquer que les dépôts *résiduels* d'altération avec des structures-poches du type entonnoir (similaires à celles dont nous donnons la description) apparaissent sur le Plateau de Lublin également sur un substratum de calcaires du crétacé et du Tertiaire, enclins à karstification (photos 6—10). L'auteur suppose que, sur un substratum pareil, ces structures peuvent avoir une origine différente. À côté de poches indubitablement karstiques (du type d'orgues géologiques), d'autres peuvent apparaître également, peut-être du type de toundra tachelée. Elles peuvent aussi présenter l'effet de la superposition de celles-ci sur celles-là. Cette superposition est autorisée par l'analyse des structures développées dans les débris de solifluxion reposant sur des calcaires du miocène (photo 6 et fig. 3). Ce calcaire contient une forte addition de grains de quartz. Les grains sont rassemblés dans la nappe de solifluxion sous forme de bandes de sable et de remplissages entre les débris du calcaire. Il est difficile d'imaginer que des processus karstiques aient évolué sur de pareils sédiments.

Les faits mentionnés indiquent que la présence de dépôts de couverture déterminés dans le présent ouvrage ne dépend pas des qualités lithologiques du substratum. Celui-ci peut être constitué aussi bien de sédiments clastiques que de roches à différente composition granulaire et chimique (sables avec graviers, argiles morainiques, roches du type „opoka”, gaizes). Toutefois, les caractères du substratum exercent probablement une certaine influence sur les caractères secondaires des dépôts et sur les structures-poches y associées. Il semble notamment que, parmi ces structures, celles qui reposent sur un substratum à grains plus grossiers soient plus grandes, plus régulières et plus distinctes.

L'analyse de la situation stratigraphique et géologique des formes de la toundra tachelée indique que ces dépôts se sont formés à des époques différentes. Ainsi p. ex., sur le territoire de la Pologne du Nord, ils se sont développés sur un substratum de sédiments du stade poméranien de la dernière glaciation. Par conséquent, il y a lieu de les attribuer à la phase de retraite des glaciers de cette glaciation (Tardiglaciaire). En Pologne Centrale cependant, ils avaient pu se former également pendant les glaciations plus anciennes puisque leur présence a été constatée sur des roches du crétacé et de l'ère tertiaire. Sur ce dernier territoire, leur forme définitive est due sans doute et surtout à la phase de toundra pendant le maximum de la dernière glaciation. Au cours de la phase tardiglaciaire ces dépôts ne se formaient probablement plus, car l'auteur n'a pas constaté leur présence au-dessus des sédiments de la phase maximum.

La présence des dépôts en question indique que ceux-ci apparaissent en des places qui, dans le passé, avaient appartenu à la zone subboréale, c'est-à-dire à la zone Sud des territoires subarctiques (périglaciaires). L'épaisseur des dépôts peut être interprétée comme indice de la profondeur du dégel estival dans ladite zone du Subarctique. Il semble superflu de souligner l'importance de ces deux indices pour les essais de reconstruction des conditions géographiques sur les territoires périglaciaires du pléistocène. La constatation de la présence de ces dépôts peut servir également pour déterminer la stratigraphie des sédiments et des formes du relief du terrain.



Fot. 1.



Fot. 2.

Fot. 1 i 2. Utwory pokrywowe z kieszeniowatymi formami na żwirowo-piaszczystych osadach fluwioglacjalnych w Suwałkach. Oznaczenia literowe poszczególnych poziomów jak w tekście opisu odkrywki I.

Dépôts de couverture avec structures-poches sur un substratum de sédiments fluvio-glaciaires de graviers et de sables à Suwałki (coupe I).



Fot. 3. Utwory pokrywowe z kieszeniowatymi formami na glinie morenowej w Starym Folwarku nad jeziorem Wigry. Oznaczenia literowe poszczególnych poziomów jak w tekście opisu odkrywki II.
 Dépôts de couverture avec structures-poches sur un substratum d'argiles morainiques à Stary Folwark sur le lac Wigry.



Fot. 4. Utwory pokrywowe z kieszeniowatymi formami, ze zniszczoną (zdenudowaną) górną częścią, na glinie morenowej w Starym Folwarku nad jeziorem Wigry. Dépôts de couverture avec structures-poches sur un substratum d'argiles morainiques à Stary Folwark sur le lac Wigry. Partie supérieure des dépôts dégradée (dénudée).



Fot. 5. Utwory pokrywowe z kieszeniowatymi formami na glinie morenowej; w górnej części gliny liczne żyłki wtórnie osadzonych węglanów. Stary Folwark nad jeziorem Wigry.

Dépôt de couverture avec structures-poches sur un substratum d'argile morainique; dans la partie supérieure de la couche d'argile de nombreux filons de carbonates (sédiments secondaires). Stary Folwark sur le lac Wigry.



Fot. 6. Utwór pokrywowy z dużą formą kieszeniowato-lejowatą na piaszczysto-okruchowych osadach soliflukcyjnych przykrywających skały miocenne. Kamieniołom w Józefowie, w strefie krawędziowej Roztocza Środkowego. Długość łopaty, pokazanej dla porównania, wynosi 0,55 m.

Dépôt de couverture avec une importante poche-entonnoir, développé sur des dépôts de solifluxion (débris et sables). Substratum de roches du miocène. Carrières de Józefów, dans la zone-bordure du Roztocze Central. La bêche reproduite comme test de comparaison, a 0,55 m de long.



Fot. 7. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami na rumowisku zwietrzolowym skali miocenijskich w Hucie Lubyckiej na Roztoczu Środkowym.
 Dépôt de couverture avec structures-poches sur un substratum de roches altérées du Miocène. Huta Lubycka sur le Roztocze Central.



Fot. 8. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami na wapieniu wieku kredowego, na terenie osiedla Rejowiec-Stajne.
 Dépôt de couverture avec structures-poches sur un substratum de calcaire du crétacé. Terrains de Rejowiec-Stajne.



Fot. 9. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami na wapieniu wieku kredowego, na terenie osiedla Rejowiec-Stajne.
 Dépôt de couverture avec structures-poches sur un substratum de calcaires du crétacé. Terrains de Rejowiec-Stajne.



Fot. 10. Ukształtowanie podłoża utworów pokrywowych z kieszeniowatymi formami. Odłonięcie wykonane przy usuwaniu „nadkładu” z wapienia wieku kredowego, eksploatowanego przez cementownię „Rejowiec”. Długość łopatk, pokazanej dla porównania, wynosi 0,55 m.

Relief du substratum de dépôts de couverture avec structures-poches. Découvert près des carrières de la cimenterie de Rejowiec, à la suite de l'enlèvement de la couche superposée au calcaire du crétacé en exploitation.

