

KAROL ROTNICKI I KAZIMIERZ TOBOLSKI

STANOWISKO INTERSTADIAŁU PAUDORF W KĘPNIE  
(POŁUDNIOWO-WSCHODNIA WIELKOPOLSKA)

Podczas badań geomorfologicznych prowadzonych w 1961 roku na południowym przedpolu Wzgórz Ostrzeszowskich w Kotlinie Kępińskiej napotkano w würmskich osadach wypełniających kotlinę warstwę torfu i mułków organicznych o miąższości 30-150 cm, występującą w okolicach Kępna na zmiennej głębokości od 2 do 3,5 m. W osadach występują liczne struktury, zwłaszcza szczelinowe, których powstanie wiąże się z plejstoceńską wieczną zmarzliną. Szczegółowe badania geomorfologiczne i paleobotaniczne umożliwiły określenie warunków klimatycznych i typu środowiska morfogenetycznego, w jakich powstały wspomniane struktury i warstwa organiczna. Wyniki tych badań przedstawiono w wcześniejszej publikacji (K. Rotnicki i K. Tobolski 1965). Niestety; wyniki badań nie dały podstaw dla dokładnej oceny wieku warstwy organicznej i struktur szczelinowych, wypełnionych częściowo osadami organicznymi. Określenie wieku tej warstwy na podstawie jej sytuacji stratygraficznej oraz korelacji poziomów akumulacyjnych Kotliny Kępińskiej z terasami Proсны, a tych z kolei z sandrami ostatniego zlodowacenia, mogło być jedynie przybliżone. Obecnie, w związku z otrzymanym wynikiem analizy C-14, wykonanej w 1968 roku przez dr. H. Taubera w Carbon-14 Dating Laboratory — National Museum, Department of Natural Sciences w Kopenhadze, wypada jeszcze raz powrócić do kwestii wieku stanowiska w Kępnie.

Na wstępie autorzy pragną serdecznie podziękować Panu dr. H. Tauberowi za bezinteresowne wykonanie analizy, a Panu Profesorowi dr. Andrzejowi Środoniowi i Pani dr K. Wasylikowej za umożliwienie przesłania próby osadów organicznych do analizy w wyżej wymienionym laboratorium. W rejestrze kopenhaskiego laboratorium wynik próby posiada symbol K-1296.

Poniżej przedstawiono w skrócie główne wyniki badań dotyczące sytuacji stratygraficznej warstwy torfowej w Kępnie oraz warunków klimatycznych, w jakich warstwa ta powstała.

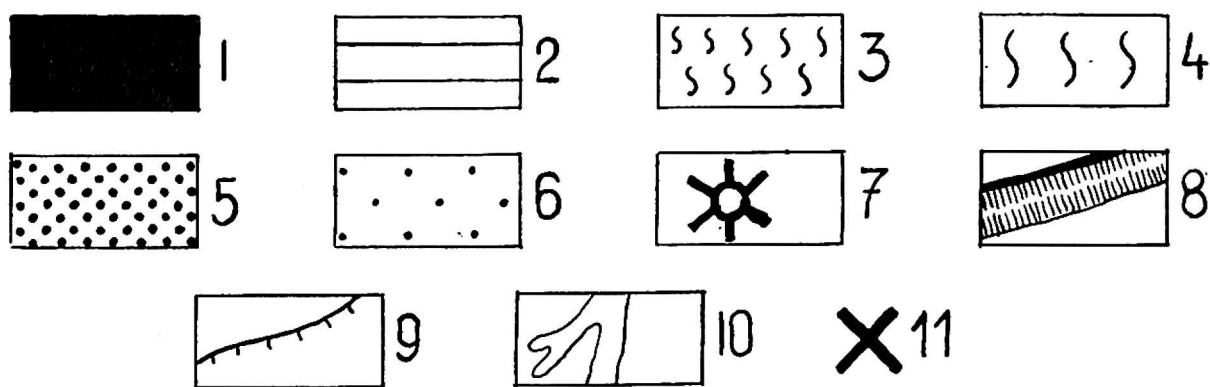
W kotlinie Kępińskiej występują dwie powierzchnie akumulacyjne (Rys. 1 i 2). Starsza i wyższa jest zachowana w fragmentach w postaci wyspowych pagórków i stoliw w środkowej części kotliny oraz półek terasowych w jej częściach brzeżnych. Wyższa powierzchnia akumulacyjna opada ku południo-wschodowi. W sąsiedztwie Wzgórz Ostrzeszowskich leży ona na wysokości 210 m n.p.m., pod Przybyszowem 185 m n.p.m., a w Kępnie 173 m n.p.m. Ku południowo-wschodowi przechodzi ona w wysoką terasę w dolinie rzeki Niesob. Niższa powierzchnia akumulacyjna stanowi dzisiejsze dno kotliny. U podnóża Wzgórz Ostrzeszowskich leży ona na wysokości 185 -

- 190 m n.p.m., a pod Kępem 165 - 170 m n.p.m. Przechodzi ona ku wschodowi w dno zachodniej części doliny Niesobu. Obydwie powierzchnie akumulacyjne są przedłużeniem dwóch różnowiekowych powierzchni zrównań peryglacyjnych w Wzgórzach Ostrzeszowskich i budują je osady korelatne w stosunku do tych zrównań (K. Rotnicki 1966).

W podłożu osadów wypełniających Kotlinę Kępińską występuje szara glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego. W obrębie starszej powierzchni akumulacyjnej, strop gliny zwałowej położony na głębokości 20 m przykrywają następujące osady: czarne łyły i mułki ilaste (14—20 m), seria mułkowa (3—14 m) zbudowana w spągu z szarych i szaroniebieskich mułków (od 7 do 14 m głębokości), a w stropie z piasków mułkowych i piasków drobnoziarnistych (od 2-4 do 7 m), warstwa torfu i mułku organicznego o miąższości 0,3-1,5 m, położona na głębokości 2-3,5 m oraz seria piaszczysta, zbudowana z piasków drobno- i średnioziarnistych z niewielką domieszką ziarn żwirku (od 0 do 2—3,5 m).

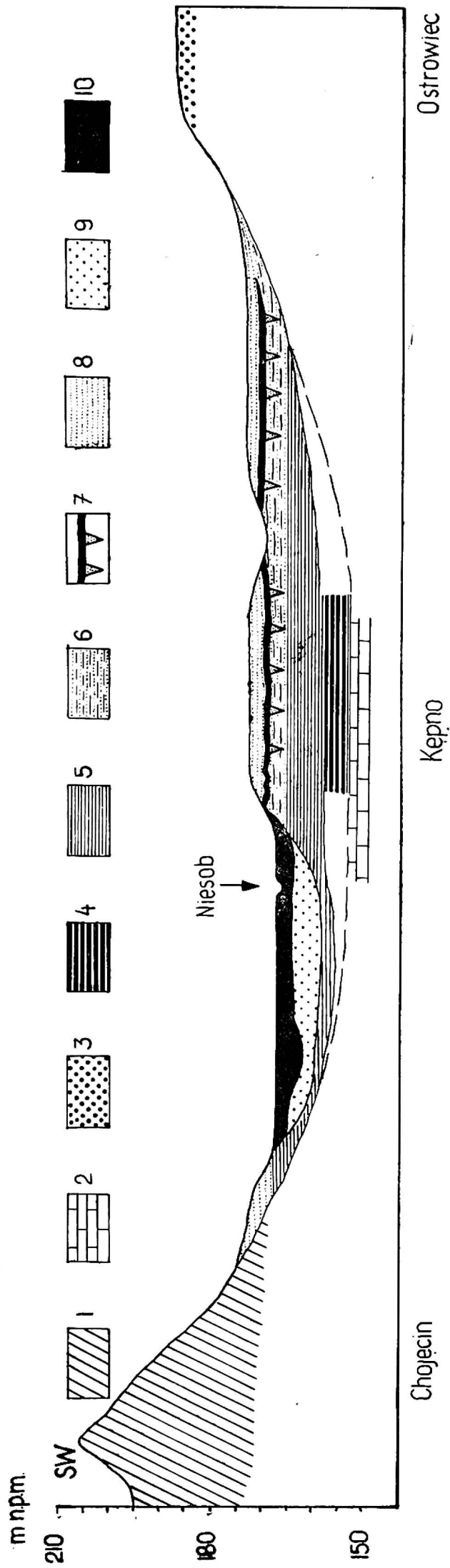
Młodsza powierzchnia akumulacyjna jest zbudowana z piasków różnoziarnistych włożonych w rozcięcie starszej powierzchni akumulacyjnej, przykrytych w stropie warstwą gytii i torfu o łącznej miąższości od 2 do 4 m. Akumulacja osadów budujących obydwie powierzchnie w Kotlinie Kępińskiej wiąże się z okresem Würmu. Ich dolny wiek wyznacza seria czarnych łyłów i mułków ilastych. Jeśli wziąć pod uwagę, że pod ostańcami starszej powierzchni akumulacyjnej w sąsiedniej Kotlinie Domasłowskiej występują torfy eemskie (K. Rotnicki i K. Tobolski 1965), można przypuszczać, że czarne łyły i mułki położone w Kotlinie Kępińskiej w identycznej sytuacji morfologicznej i stratygraficznej, są osadem jeziornym pochodzącym z interglacjału eemskiego. Górną granicę wieku osadów wypełniających kotlinę wyznaczają gytie i torfy leżące w stropie osadów budujących młodszą powierzchnię akumulacyjną. Początek akumulacji tej serii organogenicznej przypada na starszy dryas (K. Tobolski 1966).

Szczególne znaczenie dla stratygrafii osadów würmskich posiada warstwa ograniczona, która występuje w stropowej części osadów budujących starszą powierzchnię akumulacyjną. Spoczywa ona na osadach, które powstały w warunkach klimatu zimnego przy obecności wiecznej zmarzliny w podłożu. Dowodem tego są struktury powlekające, ciśnienia kriostatycznego i klinów zmarzlinowych występujących w stropowej części serii mułkowej w kilku generacjach. Warstwa organiczna spoczywa na kopalnej powierzchni, na której uprzednio rozwinęła się poligonalna sieć szczelin pierwotnie wypełnionych lodem gruntowym. W osadach pokrywających warstwę organiczną również występują struktury, których geneza wiąże się z istnieniem wiecznej zmarzliny w podłożu. Są to struktury ciśnienia kriostatycznego występujące także w kilku generacjach. Natomiast warstwa torfowa jest świadectwem nieznacznego ocieplenia klimatu podczas przerwy w sedymentacji osadów mineralnych. Analiza paleobotaniczna wykazała, że torf i brązowy mułek organiczny powstały w środowisku tundry krzewiastej. Spektrum pyłkowe osadu organicznego jest jednostajne. Dominują rośliny zielne (śr. 55%, maks. 64%), głównie *Cyperaceae* (maks. 50%) i *Gramineae* (13%). Z drzew przeważa *Betula* (maks. 34,8%) z tym, że pewien jej procent pochodzi z sekcji *Nanae*. *Betula* występowała in situ, o czym świadczą



Rys. 1. Sytuacja stanowiska interstadiu Paudorf w Kotlinie Kępińskiej (według K. Rotnickiego i K. Tobolskiego 1965)

1 — grzbiety w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich, 2 — obszary wysoczyznowe z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, 3 — powierzchnia wyższego zrównania peryglacjalnego, 4 — powierzchnia niższego zrównania peryglacjalnego, 5 — wyższa powierzchnia akumulacji peryglacjalnej, 6 — niższa powierzchnia akumulacji peryglacjalnej, 7 — pagórki ostańcowe, 8 — długie zbocza, 9 — krótkie zbocza, 10 — doliny peryglacjalne, 11 — sytuacja stanowiska interstadiu Paudorf w Kępnie



Rys. 2. Przekrój geomorfologiczny Kotliny Kępńskiej

1 — warstwowane piaski i żwiry glacytektonicznie spiętrzone podczas zlodowacenia środkowopolskiego, 2 — szara glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego, 3 — piaski i żwiry sandrowe zlodowacenia środkowopolskiego, 4 — czarne ropy i mułki zastoiskowe, interglacjal eemski; osady z okresu Würm, 5 — szare i szaroniebieskie mułki zastoiskowe, 6 — piaski drobnoziarniste i mułkowe rytmicznie warstwowane, 7 — torf i brązo we mułki organiczne (interstadiat Paudorf) przykrywające struktury klinów zmarzlinowych, 8 — warstwowane piaski średnioziarniste z niewielką domieszką ziarn żwirku, 9 — różnoziarniste białe piaski, 10 — gytie i torfy późnowürmskie i holocenijskie

jej makroszczałki występujące w osadzie. Natomiast ziarna pyłku *Pinus* (22,5%) pochodzą wyłącznie z dalekiego transportu. Świadczy o tym stała wartość ziarn *Pinus* w profilu, mimo zmiennej liczebności sumy AP. Z drzew występuje również *Salix* (1,8%). Z roślin wskaźnikowych występują *Ephedra* cf. *distachya*, *Polygonum viviparum*, *Helianthemum*, *Lycopodium* cf. *selago* oraz makro- i mikrospory *Selaginella selaginoides*.

Wprawdzie obraz palynologiczny całej serii organicznej jest jednostajny; brak w profilu chłodniejszych warstw spągowej i stropowej to jednak nie ulega wątpliwości, że reprezentuje ona nieznaczne ocieplenie klimatu. Początkowa faza ocieplenia jest zarejestrowana w strukturach szczelinowych związanych z kopalną powierzchnią, na której nieco później powstała warstwa torfu. Z początkiem ocieplenia nastąpiło zwiększenie miąższości strefy czynnej zmarzliny, co spowodowało wyzwolenie procesu krasu termicznego, wytopienie lodu szczelinowego, a tym samym przeobrażenie szczelin lodowych w zmineralizowane struktury. Dopiero później to wahnięcie klimatyczne zostało zarejestrowane przez szatę roślinną. Wkroczyła ona na powierzchnię, którą według klasyfikacji B. I. Wtiurina (1956) należy uznać za powierzchnię znajdującą się na pograniczu dojrzałego stadium niszczenia i stadiu końcowego ewolucji rzeźby poligonalnej. Poza tym analiza paleobotaniczna cienkich przewarstwień organicznych występujących w serii mułkowej II terasy Proсны w Kotlinie Grabowskiej, stanowiącej stratygraficzny odpowiednik serii podtorfowej z Kępna świadczy o tym, że akumulacja serii mułkowej przebiegała w warunkach klimatycznych znacznie surowszych od tych, w jakich powstała warstwa torfowa w Kępnie.

Kwestię wieku warstwy torfowej z Kępna dyskutowano już parokrotnie. Fragment jednego odsłonięcia, już nieistniejącego, zademonstrowano podczas przedkongresowej wycieczki VI Kongresu INQUA w dniu 31 sierpnia 1961 roku. Wówczas jeszcze nie znano później wykonanych odsłonień w cegielni w Kępnie ani też wyników analizy paleobotanicznej. Podczas dyskusji rozważano możliwość wiązania serii organicznej z jednym z wcześniejszych interstadiałów Würmu. W 1965 roku umieszczono tę warstwę w dość szerokim przedziale czasowym pomiędzy interglacją eemskim a okresem maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego (K. Rotnicki i K. Tobolski 1965). Wreszcie nieco później, na podstawie analizy strukturalnej osadów würmskich przedpola Wzgórz Ostrzeszowskich oraz poprzez korelację poziomów akumulacyjnych Kotliny Kępińskiej z terasami Proсны, przy jednoczesnym ustaleniu stosunku tych teras do sandrów ostatniego zlodowacenia na obszarze Kotliny Pyzdrowskiej, warstwę tę umieszczono w starszym okresie pełni Würmu (K. Rotnicki 1966), który trwał od Brørupu do fazy erozji bezpośrednio poprzedzającej fazę leszczyńską należącą wraz z fazami: poznańską i pomorską do młodszego okresu pełni Würmu. Fazę erozji — podczas której starsza powierzchnia akumulacyjna w Kotlinie Kępińskiej została rozcięta — wiązano z Paudorfem. Jak wiadomo, według starszych datowań tego interstadiału metodą C-14, przypadał on na okres 23—24 000 lat p.n.e. (L. R. Sieriebriannyj 1965).

Analiza zawartości C-14 w próbie torfu pobranego z warstwy organicznej cegielni w Kępnie, w miejscu, gdzie jej miąższość wynosi 30 cm, wykonana przez dr H. Taubera wykazała wiek 31 400 + 1 100 B. P. (K-1296),

czyli  $29\,450 \pm 1100$  lat p.n.e. Wyniki nowych analiz C-14 dla kopalnych gleb Paudorfu spowodowały przesunięcie wieku tego okresu o parę tysięcy lat wstecz. Nowe daty dla poziomu Stillfried B wynoszą  $28\,200 \pm 290$  B. P. (GrN-2523) i  $28\,340 \pm 220$  B. P. (GrN-2533), dla gleby Paudorf w Dolni Věstonice  $29\,000 \pm 200$  B. P. (GrN-2196) i w Hohlweg Aigen koło Göttweig  $32\,140 \pm 860$  B. P. (GrN-2196), (T. Van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel i W. H. Zagwijn 1967). Według wymienionych badaczy holenderskich początek formowania gleby kopalnej okresu Paudorf, jak dotychczas, nie jest określony, natomiast koniec tego okresu według obecnych danych należy przyjąć na  $29\,000 - 28\,000$  lat wstecz. Nowe badania na terenie Holandii doprowadziły do wydzielenia w pełni Würmu dwóch interstadiów: starszego, zwanego Hengelo, który trwał od  $39\,000$  do  $37\,000$  lat wstecz, i młodszego zwanego Denekamp, datowanego na  $32\,000 - 29\,000$  lat wstecz (T. Van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel i W. H. Zagwijn 1967). W związku z tym okres pełni Würmu zawarty pomiędzy Brørupem a Bøllingiem badacze holenderscy dzielą na dolny, środkowy i górny pełny Würm, z tym, że obydwie interstadię: Hengelo i Denekamp wraz z dzielącym je okresem kilku tysięcy lat zaliczają do środkowego pleni-glacjału nazywając go interpleniglacjałem. Wyrażają oni jednocześnie pogląd, że okres Paudorf, w którym tworzyły się gleby w lessach jest odpowiednikiem całego środkowego pleni-Würmu.

W świetle powyższych danych warstwa torfowa z Kępna jest odpowiednikiem interstadiu Denekamp, czyli młodszej części okresu Paudorf. Obraz palynologiczny warstwy z Kępna (K. Rotnicki i K. Tobolski 1965) wskazujący na pojawienie się w tym okresie tundry krzewiastej z udziałem brzozy w tym z sekcji *Nanae*, jest zgodny z tym co wiadomo o pokrywie roślinnej interstadiu Denekamp na terenie Holandii (T. Van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel i W. H. Zagwijn 1967).

Rozpoznanie młodszej części interstadiu Paudorf w Kępnie potwierdza dotychczasowy pogląd o wieku starszej powierzchni akumulacyjnej w Kotlinie Kępińskiej i II terasy Proсны, oparty na szerokiej analizie sytuacji geomorfologicznej stanowiska w Kępnie. Na zakończenie nieco uwagi należy poświęcić wiekowi fazy intensywnej erozji, podczas której uległa rozcięciu starsza powierzchnia akumulacyjna w Kotlinie Kępińskiej i II terasa Proсны. Jej skutki są widoczne na całym obszarze południowo-wschodniej Wielkopolski. W tej fazie powstały między innymi doliny erozyjne, które rozcięły w Wzgórzach Ostrzeszowskich starszą powierzchnię zrównania peryglacjalnego. Później zostały one przeobrażone w dzisiejsze doliny denudacyjne. W dolinie Proсны w to rozcięcie są włożone osady budujące III terasę, a w Kotlinie Kępińskiej osady budujące młodszą powierzchnię akumulacyjną. W Kotlinie Pyzdrowskiej III terasa Proсны wiąże się z sandrem fazy leszczyńskiej (K. Rotnicki 1966). Tak więc pomiędzy okresem Paudorf a fazą leszczyńską notujemy na omawianym obszarze dwa zdarzenia: 1) akumulację serii piaszczystej o miąższości 2 - 3,5 m nad torfem interstadiu Paudorf, budującą strop starszej powierzchni akumulacyjnej; 2) rozcięcie tej powierzchni.

Wprawdzie to drugie zdarzenie wcześniej zaliczono do Paudorfu (K. Rotnicki 1966), jednak wobec nowych datowań Paudorfu, które przesunęły

jego wiek o kilka tysięcy lat wstecz, fazę erozji należy umieścić po Paudorfie, w górnym Pleni-Würmie, co nie zmienia szacunkowej oceny wieku fazy erozji w stosunku do fazy maksymalnej transgresji lądolodu bałtyckiego.

*Instytut Geograficzny  
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu  
Zakład Geomorfologii  
Katedra Systematyki i Geografii Roślin  
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza  
w Poznaniu*

#### LITERATURA

- Hammen T. van der, Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H., 1967: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 46e Jaargang.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965: Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczylinowym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedymentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie. *Bad. Fizj. nad Polską Zach.*, t. 15.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965: Stanowisko interglacjału eemskiego w Domasławie pod Kępnem (wiadomość tymczasowa), *Bad. Fizj. nad Polską Zach.*, t. 15.
- Rotnicki K., 1966: Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *Prace Kom. Geogr.-Geolog.*, PTPN, t. V, z. 2.
- Serebryanny L. R., 1965: Primienienije radiouglerodnowo metoda w czwartej geologii. *Akademia Nauk ZSRR, Instytut Geografii*.
- Tobolski K., 1966: Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmy w dolinie środkowej Prosn. *Prace Kom. Biol.* PTPN, t. XXXII, z. 1.
- Wtiurin B. I., 1956: O niektórych geomorfologicznych terminach w geokriologii. *Mat. k osnow. ucz. o mierzlych zonach ziemnoj kory*. Wyp. 3.

KAROL ROTNICKI and KAZIMIERZ TOBOLSKI

#### PAUDORF INTERSTADIAL IN KĘPNO (SOUTH-EAST GREAT POLAND)

##### Summary

During the field investigation conducted at the Kępno Basin in 1961 (South-East Great Poland — the area of Riss Glaciation) there was encountered a layer of organic silts and peats among the basin-filling Würm deposits. The layer was situated under Kępno at the depth of 2—3,5 meters. In the deposits under and the sands over the layer we come across various in particular ice-wedge structures whose formation is related to the Pleistocene permafrost. Detailed investigations both geomorphological and paleobotanic have rendered it feasible to determine the climatic conditions and the type of morphogenetic environments in which the aforementioned structures and layer originated. The results of research were presented in detail in an earlier publication (K. Rotnicki and K. Tobolski 1965). The age of the layer formed in the shrub tundra environment was fixed approximately there. Due to the lack of precise data for a precise estimate, the age of the layer was put within a considerable spell of time: the limits being Eemian Interglacial and Leszno Phase (Brandenburg Phase) of the last glaciation. Somewhat later, the date

given was related to the older period of the Pleni-Würm, that is between Brørup and the Leszno Phase (K. Rotnicki 1966).

The stratigraphic position of this layer was cleared up only when Dr. H. Tauber made its C-14 analysis at Carbon-14 Dating Laboratory of National Museum, Department of Natural Sciences in Copenhagen<sup>1</sup>.

The stratigraphic position of the Kępno layer is as follows: There are two periglacial accumulation surfaces composed of Würm deposits (Fig. 1 and 2). In the substratum of the older one, 20 m down, there is a top of grey boulder clay of the Ris Glaciation. The top is covered with: organic black clays and silts of Eemian age (14—20 m), a silt series composed of grey lake silts at the bottom and rhythmically stratified silts and silty sands (3—14 m) at the top, an organic layer peat-silt (2—3,5 m) and a sand series with an admixture of individual grains of gravel (0—2 m, 0—3,3 m).

The younger surface is built up of deposits which are placed in the erosive dissection of the higher surface of the periglacial accumulation. There are: different grained sands with a thickness of a few meters and a gyttja and peat series situated in the top of the younger surface deposits. Paleobotanic analyses of this series have proved the start of its accumulation came in the Older Dryas and its termination in Sub-Atlantic Period (K. Tobolski 1966). It follows the deposits forming both the accumulation surfaces come from Würm. According to erstwhile judgments the accumulation of deposits building the older surface took place in Early Würm and the older period of the Pleni-Würm. That was over before the Leszno Phase. The dissection of this surface took place in the period immediately preceding the Leszno Phase. The accumulation of mineral deposits that form the younger surface took place in the younger period of the Pleni-Würm (the phases: Leszno, Poznań and Pomeranian) while the accumulation of organic deposits in Late Würm and Holocene.

The analysis of C-14 content in the peat sample taken from the organic layer at the Kępno brick-yard, as made by H. Tauber proved its age to be  $31\,400 \pm 1\,100$  years B.P. (K—1296), that is  $29\,450 \pm 1\,100$  B.C. It follows the layer is an equivalent to the Denekamp Interstadial recently discovered in Netherlands and its age dated by mean of C-14 as 32 000 — 29 000 years (T. Van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel and W. H. Zagwijn 1967).

This analysis confirms earlier assumptions concerning the age of the deposits building the older and the younger surface at Kępno Basin. The palynological picture of this layer indicating the appearance of shrub tundra in Denekamp Interstadial is congruent with the one obtained for this period in Netherlands.

*Geographical Institute  
of A. Mickiewicz University in Poznań  
Section of Geomorphology  
Department of Systematics and Geography of Plants  
of A. Mickiewicz University in Poznań*

#### EXPLANTATION OF FIGURES

Fig. 1. Geomorphic situation of The Paudorf Interstadial in Kępno Basin

1 — Ridges within the Ostrzeszów Hills, 2 — Pleistocene Plateau areas, 3 — surface of higher periglacial pediment, 4 — surface of lower periglacial pediment, 5 — higher surface of periglacial accumulation, 6 — lower surface of periglacial accumulation, covered with Holocene peats here and there, 7 — remnant hillocks, 8 — long slopes, 9 — short slopes, 10 — periglacial valleys, 11 — situation of the Paudorf Interstadial in the Kępno brick-yard

<sup>1</sup> The authors thank cordially Dr. Henri Tauber for his kindness and C-14 dating of the sent in peat sample.



Fig. 2. Geological profile of Kępno Basin

1 — stratified sands and gravels glaciectonically pushed (Riss), 2 — grey boulder clay (Riss), 3 — outwash sands and gravels (Riss), 4 — black lake clays and silts (Eemian), 5 — grey lake clays and silts (Early Würm and Lower Pleni-Würm), 6 — rhythmically stratified silts and silty sands (Lower Pleni-Würm), 7 — peats and brown organic silts (Paudorf Interstadial — Middle Pleni-Würm) and ice-wedge structures (Lower Pleni-Würm), 8 — stratified sands with admixture of gravel (Upper Pleni-Würm, before the Leszno Phase), 9 — variously grained sands (Upper Pleni-Würm, Phases: Leszno, Poznań and Pomeranian), 10 — gyttja (Late Würm) and peats (Holocene)