

*Kochanej i drogiej Pani Padkowskiej
od autora książki*

LUDWIK SAWICKI

12. VII. 28.

RZUT OKA NA DYLUWJUM i NA ZAGADNIENIE ZABAGNIENIA POLESIA

(z 40 ryc. w tekście)

BLICK AUFS DILUVIUM UND DAS PROBLEM
DER VERSÜMPFUNG VON POLESIEN

(mit 40 Abb. in Text)

ODBITKA Z PAMIĘTNIKA KONFERENCJI W SPRAWIE
ZMELJOROWANIA I ZAGOSPODAROWANIA POLESIA.
„INŻYNIERJA ROLNA“ Nr. 6. r. 1928. Str. 330—406.



B. 1939

WARSZAWA
1928

WSTĘP.

Wobec włączenia badań dyluwjalnych do ogólnego programu studjów terenowych, mających posłużyć za podstawę do opracowania generalnego planu meljoracji Polesia, przedstawiłem w maju 1927 r., na życzenie Pana Dyrektora Inż. J. Pruchnika, projekt oraz kosztorys tych badań. W projekcie tym przewidziany był kilkutygodniowy objazd Polesia, celem bliższego zaznajomienia się z warunkami pracy polowej i ustalenia konkretnego programu badań dyluwjalnych na okres czteroletni (1928—1931).

W związku z przyjęciem mego projektu i powierzeniem mi całokształtu spraw dotyczących organizacji studjów dyluwjalnych na Polesiu—ręczony objazd w lipcu ub. r. zorganizowałem i do wzięcia w nim udziału zaprosiłem Prof. Stanisława Pawłowskiego, jako kierownika jednej z przewidzianych w mym projekcie grup zdjęciowych. Nadto, w charakterze gościa uczestniczył również Prof. Edward Schechtel, który gromadził materiały faunistyczne. Obaj Pp. Profesorowie uczestniczyli w objeździe do dnia 30. VIII. Do tego też czasu była zatrudniona w charakterze pomocniczej siły naukowej p. Irena Sawicka.

Marszruta objazdu prowadziła z Gródka (pod Równem) wzdłuż doliny Horynia aż do Luboniecka, stąd zaś, poprzez wododziały Horynia-Styru i Styru-Stochodu, do Kamienia Koszyrskiego. Następnie skierowano się, drogą na Wielką Hłuszę i Niewier, do Białego jeziora, skąd, przez Wietły, Mukoszyn i Kuźliczyn, na lewy wyniosły brzeg Piny. Od Kuźliczyna droga prowadziła południową krawędzią „Zahorozia“ do Pińska. Po odbyciu paru wycieczek w okolice Pińska, dalszą drogę odbyto wzdłuż prawego wyniosłego brzegu doliny Jasioldy do Weleśnicy i ujścia kanału Ogińskiego. Następnie, poprzez Łahiszyn i Nowy Dwór (nad jez. Pohost), do st. Parachońsk, gdzie Panowie St. Pawłowski i Edw. Schechtel zatrzymali się, celem powrotu do Poznania. Od Parachońska pozostała część marszrutę odbył piszący niniejsze sam. Odcinek następny obejmował teren lewego

pobrzeża doliny Prypeci, na przestrzeni Parachońsk-Łuniniec-Łachwa. Od Łachwy droga prowadziła doliną zalewową Prypeci do Dawidgródka, stąd zaś, wzdłuż lewego wyniosłego brzegu doliny Horynia, do Stolina. Po odbyciu drogi Stolín-Pierebrodie, następny odcinek obejmował teren lewego pobrzeża rz. Łwy, do Ozier. Z Ozier skierowano się na Jelno, potem Tomaszgród i Klesów. Z Klesowa, poprzez Kamienne, wzdłuż lewego brzegu doliny Słuczy do Ludwipola, skąd północną krawędzią wyżyny Wołyńskiej do Gródka, jako punktu końcowego. Ogółem w czasie objazdu, t. j. od dn. 2. VIII. do 12. IX. przebyto około 1.200 km.

Mimo szybkości tempa, w jakim objazd ten się odbywał (ze względu na główny cel jego), dał on poważne wyniki naukowe, w postaci licznych notatek, zdjęć fotograficznych oraz kilku skrzyń próbek geologicznych. Zebrane spostrzeżenia dotyczyły głównie zjawisk geomorfologicznych, na poznanie których kładłem szczególny nacisk. Materiały naukowe, uzyskane przy sposobności objazdu, początkowo miałem zamiar wykorzystać przy opracowywaniu wyników systematycznych badań, ponieważ nie dawały one dostatecznej podstawy do opracowania, choćby najogólniejszego, terenu objętego marszrutą objazdu. Narazie zaś miały mi one posłużyć do sprecyzowania konkretnych zadań roboczych projektowanych studjów geologicznych, z punktu widzenia potrzeb meljoracji Polesia, ustalenia podziału terenu na odcinki zdjęciowe oraz zaprojektowania ciągów wierceń głębokich. Mając jednak na uwadze aktualną potrzebę omówienia problemu dyluwjum i zabagnienia Polesia, do materiałów zebranych przeze mnie podczas objazdu, dołączyłem wyniki swoich badań z lat poprzednich, przeważnie niepublikowane. Obejmują one: 1) teren wzdłuż Słuczy i częściowo Horynia, od Bereznego do Dąbrowicy i Kołek; 2) południowy pas Polesia, wzdłuż krawędzi wyżyny Wołyńskiej; 3) teren od okolic Lubomli poprzez Hołowno-Szack-Piszczce, następnie okolice Włodawy, do wsi Koszary (na Sod Włodawy, na prawym brzegu Bugu); 4) teren wzdłuż szosy Łuck-Kowel-Brześć. Poważnym uzupełnieniem dotychczasowych moich studjów terenowych na Polesiu był objazd północno-zachodniej części województwa wołyńskiego, wykonany w czasie od 24. III do 4. IV b. r., na zaproszenie Wołyńskiej Okręgowej Dyrekcji Robót Publicznych. Objął on okolice Kowla oraz rozległy teren, leżący na S i SE

od tego miasta. Marszruta tego objazdu ogółem wyniosła około 400 km.

Łącznie z materiałami opublikowanymi otrzymałem w ten sposób pewną całość, która umożliwiła mi napisanie niniejszego szkicu. Chodziło mi głównie o uchwycenie problemu dyluwjum i zabagnienia Polesia, gdyż, przy obecnym stanie badań, o nic więcej pokusić się nie było można. To też oświetlenie tego problemu, jakie w tym szkicu podaję, może mieć jedynie wartość hipotezy roboczej. Przeprowadzenie projektowanych badań dyluwjalnych na Polesiu umożliwi, niewątpliwie, definitywne wyjaśnienie powyższego problemu.

Korzystam ze sposobności, aby na tem miejscu wyrazić swą wdzięczność Panu Dyrektorowi Inż. J. Pruchnikowi za Jego współdziałanie w realizacji wyżej wspomnianego objazdu, który wydatnie przyczynił się do pogłębienia znajomości mojej terenu Polesia.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA POLESIA.

„Lekko podmokłe piaszczyste pagórki i wydmy, rozrzucone zrzadka, podmokłe i bagniste szerokie równie lasów i łąk—leniwe wody, wsiąkające w podłoże, zanim skupiły i zlały się w potoki i ciche a rozlewne rzeki—oto krajobraz poleski.

Płaskość, ubóstwo form wyniosłych i jednolity na pozór materiał geologiczny—piasek”.¹⁾

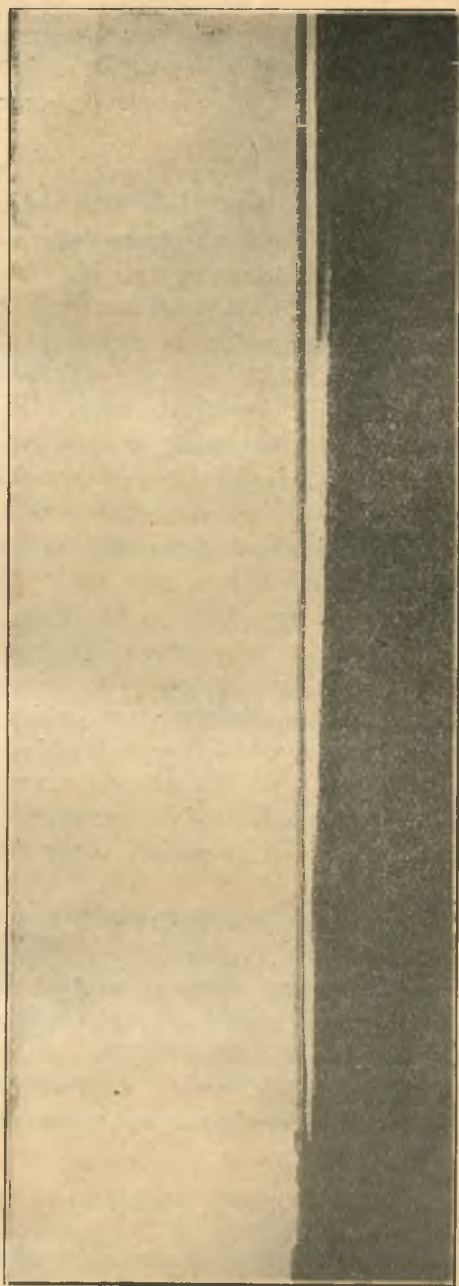
Granice Polesia, jako krainy bagien, „pełnej monotonji i smutku, dusznej, wilgotnej, zacisznej”,²⁾ są wyraźnie wyznaczone. Obejmują one zwarty obszar, o jednolitym charakterze morfologicznym, ograniczony od północy wyżyną dyluwjalną górnego Niemna, od południa zaś—wyżyną Wołyńską. Granicę zachodnią Polesia, na odcinku Uhrusk—Brześć, stanowi linja Bugu, oddzielająca je od dyluwjalnej wyżyny Podlasia. Na wschodzie Polesie sięga poza Dniepr, w okolice dolnego Sożu i dolnej Desny.

Płaskość terenu, obecność licznych jezior oraz nadmierne zabagnienie całego tego obszaru, dały niewątpliwie powód do

¹⁾ A. Fleszar: Uwagi nad krajobrazem poleskim. „Sprawozd. z posiedzenia Tow. Nauk. Warszaw”, 1916. Zesz. 7, str. 717—732.

²⁾ W. Nałkowski: Polesie. „Ziemia” 1912. Str. 674—675 i 690—692.

mniemania, jakoby Polesie było pozostałością wielkiego jeziorzyska. Niesłuszny jest również pogląd, według którego Polesie przedstawiać ma obszerne kotlinowate zagłębienie, będące naturalnym zbiornikiem wód spływających z okalających je wyniosłości. Leży ono bowiem w najwyższej części Bruzdy Środkowej i chociażby z tego względu istnienie tego rodzaju zagłębienia, specjalnie nisko położonego w stosunku do graniczących z niem obszarów, musi być wykluczone. Z rozpatrzenia porównawczego stosunków hipsometrycznych wynika, iż teren Polesia przedstawia płytę dyluwjalną, nieznacznie wzniesioną ponad poziom Podlasia. P. A. T u k o w s k i j, na podstawie pomiarów 1,239 punktów, oznaczył średnie wzniesienie terenu środkowego i południowego Polesia na 165,6 m n.



Ryc. 1. Jezioro Wielkie Zhorany (pow. lubomelski).

Fot. L. Sawicki.

p. m.¹⁾). W związku z tem zasługuje na uwagę podana przez Tutkowskiego charakterystyka stosunków hydrograficznych tegoż obszaru, którą w streszczeniu pozwalam sobie poniżej cytować²⁾).

„Ogólna długość rzek, rzeczek (470) i kanałów (49) na obszarze 16-go arkusza³⁾ (nie licząc strumyków stałych i sezonowych, jakoteż licznych przepływów na błotach niedostępnych dla badań, oraz licznych drobnych kanałów) stanowi, według moich obliczeń, 10,331,9 wiorst (rzek 8327,35 w. kanałów — 2004,04 w.). Przyjmując, że powierzchnia zbadanego arkusza równa się 47,804,56 w. kw., otrzymujemy średnio na jedną wiorstę długości przepływu rzek i kanałów 4,62 w. kw. powierzchni, czyli na każdą wiorstę kw. powierzchni przypada średnio 0,22 w. długości przepływu rzek i kanałów, co wskazuje na bogactwo omawianego terenu w wodę bieżącą.

Średnia wysokość bezwzględna wierzchowisk rzek na tym obszarze wynosi +163 m, ujęć zaś — +152,66 m.; średni pełny spadek równa się 10,21 m., na jedną wiorstę zaś — 0,5819 m; średni kąt upadu na wiorstę — 0,0005464.

Wszystkie te cyfry posiadają również wartość geologiczną. I tak, średnio bezwzględna wysokość wierzchowisk rzek mało się różni od wysokości wododziałów, średni zaś poziom ujęć jest niższy o 12,4 m. od średniej bezwzględnej wysokości tychże. Dane te wykazują dość słaby rozwój dolin rzecznych i względnie nieznaczny stopień rozwoju rzeźby terenu na obszarze omawianego arkusza.

Wbrew powszechnie przyjętemu mniemaniu, średni upad rzek środkowego i południowego Polesia, jak wynika z przytoczonych powyżej danych, nie jest tak mały. Rzeki *plateau* lessowego oraz masywu krystalicznego posiadają największe ogólne upady — od 0,000468 (Hłumcza, lewy dopływ Uborci) do 0,0050500 (Mutwica, prawy dopływ Uborci), rzeki zaś właściwego Polesia charakteryzują najmniejsze kąty upadu — od

¹⁾ P. A. Tutkowskij: Orograficzeskij очерк Centralnago i Jużnago Polesja. Moskwa, 1913.

²⁾ P. A. Tutkowskij: Kratkij gidrograficzeskij очерк Centr. i Jużn. Polesja. „Trudy Obszcz. Izsledow. Wołyńi“. Żytomierz, 1910. T. II, str. 67—141.

³⁾ 16-y arkusz dziesięciowiorstówki obejmował obszar od wierzchowisk Jasiołdy do okolic Równego i od Kowla do m-ka Petrykowa nad Prypecią.

0,0000374 (Muchołówka, dopł. Muchawca) do 0,0007014 (Świnowody, prawy dopł. Prypeci), przyczem daje się zauważyć ciekawe zjawisko—raptowny wzrost kątów upadu na peryferji *plateau* lessowego, a w szczególności w obwodzie masywu krystalicznego, na Polesiu zaś—prawie wszędzie w pasie morenowo-czołowym. I tak, w pobliżu krawędzi lessu od 0,0004800 (Bezimienna, prawy dopł. Horynia) do 0,006100 (Bezimienna 3-cia, prawy dopł. Horynia); na peryferji masywu krystalicznego od 0,0004444 (Stawica, prawy dopł. rz. Pław) do 0,005700 (Bezimienna, lewy dopł. Kamienki); w pasie morenowo-czołowym—od 0,0002400 (Łoknica, lewy dopł. Turji) do 0,0012400 (Hacza, lewy dopł. Styru).

Lokalne upady tej samej rzeki w poszczególnych punktach jej biegu są również bardzo różne i często wykazują nadzwyczaj jasno zależność od budowy geologicznej danej miejscowości. Wogóle rzeki właściwego Polesia ujawniają małą zmienność upadu, często minimalną.“

Polesie zatem charakteryzuje: normalne dla wyżyn dyluwialnych wzniesienie, ubóstwo rzeźby terenu oraz obfitość mokradeł, bagien, jezior i wód bieżących o dość znacznych kątach upadu, za wyjątkiem Piny, Prypeci i Jasiołdy (tabl. I).

Pod względem ukształtowania powierzchni Polesie wyróżnia się z całego obszaru polskiego Nizu, jako teren o bardzo słabo zaznaczonej deniwelacji. Podczas gdy znaczną część Wielkich Dolin charakteryzują wysokości względne około 25 m, to panujące na Polesiu wysokości względne nie dosięgają 10 m (maksimum około 15 m minimum 2 m)¹⁾. *To ubóstwo rzeźby terenu przypisać należy zanikowi działalności czynników warunkujących postęp erozji wgłębnej na Polesiu. Znaczniejsze deniwelacje występują na „Zahorodziu”, na peryferji wyżyny Wołyńskiej oraz w pasie moren czołowych.*

¹⁾ J. Ochocka: Mapa wysokości względnych w Polsce. Streszczenie referatu przedstawionego na II. Zjeździe Słowiańskich Geograf. i Etnograf. w Polsce, 1927.



Ryc. 2. Kanał Ogńskiego. Widok z VI-ej szluzy w górę kanału.

Fot. L. Sawicki.

I.

TABLICA PORÓWNAWCZA
SPADKÓW I KĄTÓW UPADU NIEKTÓRYCH RZEK POLESKICH
(według danych P. A. Tutkowskiego).

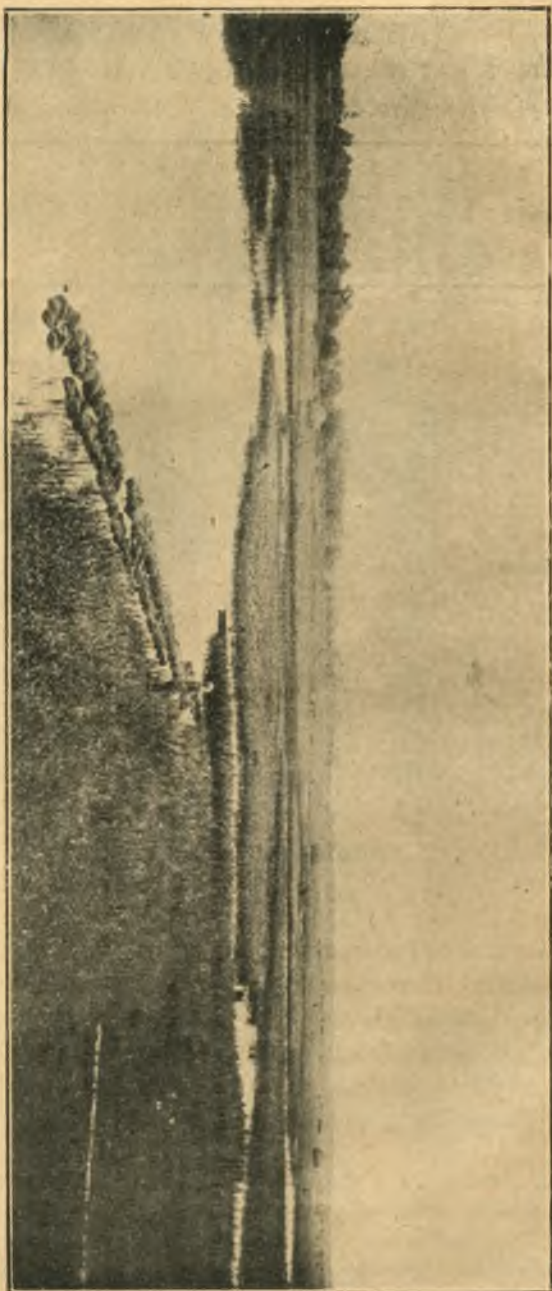
Nazwa rzeki	Kota źródła, względnie punktu wejścia na obszar 16 ark. w m. n. p. m.	Kota ujścia wzgl. punktu wyjścia z obszaru 16 ark. w m. n. p. m.	Długość biegu rzeki w wiorst.	Pełny spadek	Sredni spadek na 1 wior. w m	Sredni kąt upadu w gradnic. 16-go arkusza
Pina	136,32	131,63	80	4,69	0,0586	0,0000550
Prypeć	148,46	113,53	428	34,93	0,0816	0,0000766
Turja	157,62	146,18	68	11,44	0,1691	0,0001588
Stochód	171,47	136,74	191	34,73	0,1817	0,0001706
Styr	175,73	130,14	301	45,59	0,1514	0,0001422
Horyń	170,40	121,62	365	48,78	0,1337	0,0001254
Stucz połudn.	175,09	135,26	174	39,83	0,2288	0,0002148
Lwa (Mostwa)	184,46	121,84	162	62,62	0,3864	0,0003628
Stwiha	178,92	117,36	153	61,56	0,4021	0,0003776
Jasiołda	142,28	126,74	170	15,54	0,0914	0,0000858
Cna	149,10	124,39	84	24,71	0,3466	0,0003254
Smierć	133,55	122,05	36	11,50	0,3195	0,0003000
Słucz półn.	139,73	120,13	92	19,60	0,2130	0,0002000
Muchawiec	141,65	135,26	15	6,39	0,4260	0,0004000

BUDOWA GEOLOGICZNA.

Podłoże predyluwjalne.

Struktura bezpośredniego podłoża dyluwium Polesia jest bardzo prosta¹⁾). Reprezentują je przedewszystkiem utwory trzeciorzędowe—piaski glaukonitowe oraz ility ciemne i sine, zaliczane do paleogenu (piętro charkowskie—dolny oligocen; piętro kijowskie—górnny eocen). Powyższe utwory trzeciorzędowe na obszarze Polesia leżą niemal zupełnie poziomo i tworzą lekko

¹⁾ J. Lewiński i J. Samsonowicz: Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. Warszawa, 1918. E. W. Oppokow: Niektoryja swiedienija o boleje głubokich burowych kołodcach Polessja. „Izw. Geolog. Komit“. Petersburg, 1906. T. XXV, str. 89 — 144.



Ryc. 3. Pina pod wsią Kuzliczyn.

Fot. L. Sawicki

pochyloną ku północy platformę. Podłoże trzeciorzędu stanowią margle kredowe senońsko—turońskie, które spoczywają na utworach piaszczystych cenomańskich. Te ostatnie leżą bezpośrednio na utworach paleozoicznych, które na przedłużeniu masywu krystalicznego tworzą wyniosły garb¹⁾. Mimo istnienia tego garbu—powierzchnia kredy białej przedstawia, na znacznym obszarze Polesia, niemal równą płaszczyznę. Jedynie na północ od Prypeci występuje szereg transwersalnych wypiętrzeń tektonicznych kredy popaleogeńskiego wieku²⁾.

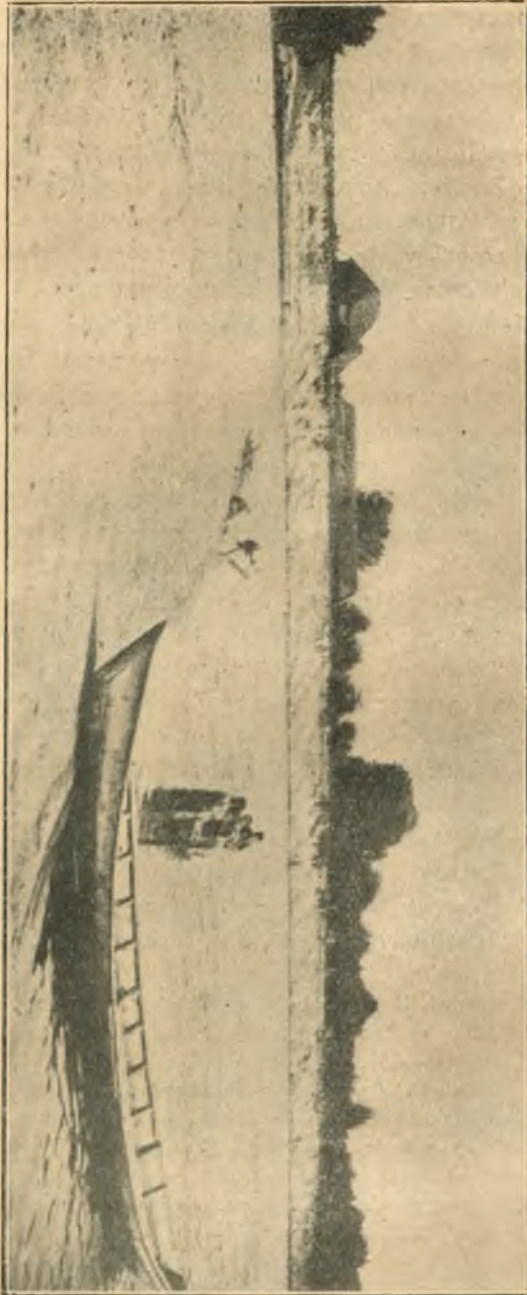
W szerokim pasie południowego Polesia, wzdłuż północnej krawędzi wyżyny Wołyńskiej, utwory trzeciorzędowe uległy prawie całkowitemu zniszczeniu, zapewne wskutek erozji lodowca i wód fluwjoglacjalnych. Na terenie tym dyluwjum leży bezpośrednio na kredzie, powierzchnia której jest zlekka zondulowana i wykazuje wyraźne pochylenie w kierunku północnym. Podczas gdy poziom powierzchni kredy na obszarze Polesia, w kierunku N—S, wynosi od + 74 m (Hancewicze) do + 170 m (Wołcza, na N od Równego), w kierunku zaś W—E od + 84 m (Brześć) do + 87 m (Parachońsk), to powierzchnia trzeciorzędu leży w poziomie około + 160 m na południu (Horodziec nad Horyniem) oraz + 149 m na północy (Hancewicze); w kierunku W—E, w Brześciu, paleogen stwierdzono na poziomie + 113 m, w Pińsku + 116 m, w Parachońsku + 113 m i w Staruszkach — + 96 m.

Charakterystyczną cechą tego obszaru jest nieznaczna miąższość pokrywy dyluwjalnej, która waha się w granicach od 2—3 m (Korost-Kryczyłsk nad Horyniem) do 30—40 m, a tylko w odosobnionych punktach jest nieco większa. ³⁾ Dzięki

¹⁾ J. Lewiński i J. Samsonowicz: Ukształt. powierzchni., str. 98—99; Cz. Kuźniar: Uralidy w Europie środkowej i północnej. „Sprawozd. Pol. Inst. Geolog”. T. I, str. 523—556.

²⁾ Z. Sujkowski: Tymczasowe sprawozdanie z badań nad utworami przeddyluwjalnymi (kredowymi) na obszarze między górnym Niemnem i Prypecią. „Sprawozd. z posiedz. Tow. Nauk. Warszaw”. T. XX, 1928. Sfr. 18—30. M. Limanowski: O przebiegu garbów i rowów tektonicznych na obszarze Niemna i Wilji. Streszczenie referatu przedstawionego na II Zj. Słów. Geogr. i Etngr. w Polsce. 1927. J. Nowak: Zarys tektoniki Polski. Kraków, 1927. Str. 143 — 158.

³⁾ A. Zierhoffer: Zagadnienie powierzchni poddyluwjalnej na ziemiach polskich. „Pokłosie Geograficzne”, Lwów, 1925. Str. 273—328.



Ryc. 4. Terasa dyluwjalna Horynia pod wsią Uholec, 6-cio m. wysokości.

Fot. L. Sawicki.

znacznemu wzniesieniu podłoża dyluwjum, zwłaszcza na terenie południowego, a częściowo, i środkowego Polesia, południowe dopływy Prypeci — Turja, Stochód, Styr oraz Horyń ze Słuczą, płyną na znacznych przestrzeniach w szerokich dolinach, wyerodowanych bądź w kredzie (aż do cenomanu — Słucz, jak również Horyń na W od Aleksandrii), bądź w utworach trzeciorzędowych. Temu też zawdzięczamy obecność głębokich niekiedy odsłoneń tych utworów, jakie zwłaszcza w wysokim lewym brzegu Horynia występują aż do okolic Wysocka. Na terenie transwersalnej depresji Prypeci utwory trzeciorzędowe zapadają głębiej i w licznych odsłonięciach lewego brzegu doliny Horynia, które aż do Dawidgródka występują, są niewidoczne. Że nie leżą one tam zbyt głęboko dowodzi tego stwierdzenia przeze mnie obecność piasku glaukonitowego na wtórnem złożu, w utworach terasy dyluwjalnej Horynia koło wsi Uholec i Choromsk.

Charakterystyka dyluwjum Polesia w świetle dotychczasowych poglądów.

Dotychczasowa znajomość dyluwjum Polesia jest wysoce niedostateczna. To co wiemy, opiera się głównie na badaniach P. A. Tutkowskiego, prowadzonych przezeń systematycznie w ciągu zgórą dwudziestu lat. Materiały opublikowane przez tego uczonego, mimo iż w licznych wypadkach nastroczają bardzo poważne zastrzeżenia, mają jednak ogólnorjentacyjne znaczenie i jako takie dziś jeszcze posiadają swą wartość ¹⁾.

¹⁾ P. A. Tutkowskij: K geologii Łuckago ujezda, Wołyńskiej gub. „*Eżegod. po geolog. i mineralog. Rossii*“. Puławy, 1897—1898. T. II, str. 1—8 i 51—63; Piramidalnyje wałuny w jużnom Poleśje. „*Izw. Geolog. Kom.*“ Petesburg, 1900. T. XIX, str. 363—405; Oczerk posletreticznych obrazowanij Władimir-Wołynskago i jużo-zapad, czasti Kowelskago ujesdow, Wołyńskiej gub.; „*Eżegod. po geolog. i miner. Ross.*“ T. IV, str. 103—109; Koniecznyja moreny, wałunnyja połosy i ozy w jużnom Poleśje. Kijów, 1901. Str. 1—108. Z mapą; Geologiczeskija izsledowanja wdol strojuszczejšia Kijewo-Kowelskoj żeleznoj dorogi. „*Izw. Geolog. Komit.*“ T. XXI, str. 325—486; Jużo-zapadnaja czast' 16-go lista obszczej 10-ti — wierstnoj karty Ewropiejskoj Rossii. „*Izw. Geolog. Komit.*“ T. XXII, str. 437—531; Zonalnost' łańszafrow i poczw w Wołyńskiej gub. „*Poczwowiedienije*“. 1910, str. 235—253. Z mapą; Posletreticznyja oziery w siewiernoj połosie Wołyńskiej gubernii. „*Trudy Obszcz. Izsledow. Wołyni.*“ T. X, str. 1—281. Żytomierz, 1912; Miestorożdienija stroi-

W czasach nowszych niektóre odcinki Polesia były przedmiotem badań terenowych geologów polskich¹⁾ i obcych.²⁾ Z pośród tych ostatnich wymienić przedewszystkiem należy C. Gagel'a, którego badania dały bardzo cenne wyniki i ujawniły wiele dotychczas nieznanych faktów. Z pośród geologów polskich jedynie S. Wołosowicz, opierając się częściowo na własnych obserwacjach, głównie jednak na materiałach już opublikowanych, zwłaszcza przez Tutkowskiego, podał ogólną charaktery-

tyelnych kamniej w Łuckom ujezdzie, Wołyńskiej gub. „*Trudy Obszcz. Izsledow. Wołyni*“. Żytomierz, 1912. T. IX, str. 1—323; Karstowyja jawlenija i samobytnyje artieżjańskie kluczi w Wołyńskiej gub. „*Tr. Obszcz. Izsl. Woł.*“ T. IV, str. 1—127 i t. VIII, str. 77—125. Żytom. 1911, 1912; Geologiczeskij oczerk Minskoj gub. Kijów, 1916. Cz. I, str. 1—343; Geologiczeskije issledowanija na territoriji byw. Minskoj gub. Witebsk, 1925. Cz. II, str. 1—362. Wyczerpujący wykaz starej literatury (od Herodota do 1910 r. wł.), dotyczącej Polesia podał Tutkowskij w specjalnej publikacji: „Biljograficzeskij obzor literatury po geologii i fizycznej geografii Centralnago i Jużnago Polesja“. Kijów, 1910. Str. 1—238. Wykaz ten zawiera 77 N. N. krytycznie omówionych przez autora.

¹⁾ Prócz wyżej cytowanych prac C. Kuźniara i Z. Sujkowskiego, następujące: C. Kuźniar: O budowie geologicznej Polesia Zahoryńskiego. „*Ziemia*“, 1925; str. 100—103. S. Matkowski: O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. „*Sprawozd. Pol. Inst. Geolog.*“ T. IV, str. 1—60. Warszawa, 1927. Z. Sujkowski: O znalezieniu granitów na Polesiu na północ od Prypeci. „*Posiedz. Nauk. P. I. G.*“ 1927. Nr. 18, str. 48—49. Tegoż: Z zagadek geologicznych Polesia. „*Czasopismo Przyrodnicze*“, Łódź, 1927. Zesz. VII, str. 246—250. S. Wołosowicz: O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. „*Sprawozd. P. I. G.*“ T. I, str. 481—488. Tegoż: W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. „*Kosmos*“, 1924. Str. 225—231. St. Pawłowski: Terasy Horynia. „*Sprawozd. Poznańsk. Tow. Przyj. Nauk.*“ 1927, zesz. 2. St. Pawłowski: Krajobraz drumlinowy okolic Kobrynia. „*Przegl. Geograf.*“ 1927, t. VII, str. 44—54.

²⁾ C. Gagel i J. Korn: Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. „*Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch.*“ T. 70. 1918. Str. 83—94. C. Gagel: Geologische Beobachtungen aus Wolhynien. Vergleichende Studien über wolhynische und deutsches Glazialdiluvium und über wolhynischen und deutschen Löss. „*Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanst.*“ T. XLIII. 1922. Str. 273—322. B. Brandt: Die Sümpfe Westrusslands. „*Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkunde*“ Berlin, 1917. Str. 310—321 i 359—388. B. Brandt: Das Pripetbecken. „*Petermanns Geograph. Mitteilungen*“ 64. 1918. Str. 16—21. P. Woldstedt: Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken. „*Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkun.*“ 1920, str. 215—225. Rettschlag: Das Diluvium der Gegend von Tschemely an der Schtschara. „*Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesell.*“ T. 73, 1921.



Ryc. 5. Horyń pod wsią Choromsk. Lewy brzeg, na którym leży wieś, tworzy terasa dyluwialna 4.5 m. wysokości; prawy brzeg, na tym odcinku, stanowi „wysoka” (2.8 m) zalewowa terasa holocenska. Krawędź tej terasy jest widoczna na zdjęciu, poniżej łożki.

Fot. L. Sawick

stykę dyluwjum Polesia.)¹⁾ Zasługą Wołosowicza jest związanie moren czołowych południowego Polesia z t. zw. „*środkowo-polską moreną*”, która reprezentuje zlodowacenie młodsze (L₄). Moreny te doniedawna, zgodnie z poglądem Tutkowskiego, były uważane za pozostałość starszego, maksymalnego, zlodowacenia (L₃). Obalenie powyższego poglądu jest bodaj jedynym trwałym dorobkiem lat ostatnich. Poza tem niewiele się zmieniło i podana swego czasu przez Tutkowskiego charakterystyka dyluwjum Polesia nadal jest przyjmowana bezkrytycznie, czego przykładem jest ostatnio opublikowana przez S. Wołosowicza rozprawa²⁾). Wnioski, jakie na podstawie własnych obserwacji autor tej rozprawy wypowiada, budzą poważne zastrzeżenia. Przypuszczenie bowiem, jakoby na obszarze Polesia istniało interstadjalne jezioro, zamknięte od zachodu wyniosłością, którą na tym odcinku mają tworzyć utwory oligoceńskie, od południa zaś i wschodu pasmem moren czołowych Tutkowskiego, jest najzupełniej nieuzasadnione. Myli się też wspomniany wyżej autor, wiążąc obecne zabagnienie Polesia z istnieniem owego hipotetycznego jeziora.

Dotychczasowy stan wiadomości naszych o dyluwjum Polesia da się streścić w sposób następujący:

Południowa granica zasięgu młodszego zlodowacenia, oznaczona na podstawie moren Tutkowskiego, poczynając od Uhruska nad Bugiem (nawiązanie S. Wołosowicza) przebiega w kierunku wschodnim przez następujące ważniejsze punkty: Luboml, Wyżwa, Bucyń, Niesuchoize, Hrywiatki, Zajczewka, Czartorysk. Od Czartoryska biegnie w kierunku płn. wsch., wzdłuż lewego brzegu Horynia, przez Cepcewicze, Dąbrowice, Wysock, Stolin, do folwarku Bukowskiego. Jest to t. zw. „*stadjum poleskie*” M. Limanowskiego z którego lodowiec cofnął się na linię Baranowicze—Wołkowysk („*stadjum górno-niemeńskie*”).³⁾ Zgodnie z tem mniemano, że wzdłuż południowej granicy zasięgu młodszego zlodowacenia, aż do krawędzi lessu, leżącej na linii

¹⁾ S. Wołosowicz: Les dépôts glaciaires de la Pologne Orientale. „*Scientific Results of the Voyages of the Orbis*”. Kraków, 1928. T. I, str. 35—98.

²⁾ L. c.

³⁾ M. Limanowski: Zlodowacenie L₄ na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. Streszczenie ref. przedstaw. na II Zj. Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce. 1927.

Uściąg—Włodzimierz Wołyński—Łuck—Równe, rozpościera się szeroki na 60—70 km pas terenu, pozbawiony całkowicie utworów morenowych, pokryty natomiast piaskami fluwjoglacjalnymi nieznacznej miąższości (1—5 m). Teren ten łączy się bezpośrednio ze strefą piasków fluwjoglacjalnych, obejmującą rozległy obszar Polesia, położony na wschód od wyżej wspomnianych moren czołowych nadhoryńskich. Jest to t. zw. „*bezwatunnaja obłast*” (*driftless area*) Tutkowskiego. Odnośnie genezy jej, tenże uczony wypowiedział swego czasu pogląd, iż powstała ona w związku z istnieniem garbu kredowego nowogródzkiego, który uniemożliwił przesunięcie się lodowca na teren tej części Polesia.

Zagadnienie ilości zlodowaceń zostało w latach ostatnich raczej przesadzone na korzyść poglądu Tutkowskiego, który przyjmując dla obszaru Polesia tylko jedno zlodowacenie, uważał, jak to już wyżej zaznaczyłem, moreny czołowe południowego Polesia za pozostałość maksymalnego zasięgu starszego zlodowacenia i wiązał je genetycznie z morenami dennymi jezora kijowskiego. W związku z tem Tutkowski utwory leżące pod moreną oznaczał jako przedlodowcowe, leżące zaś na morenie—jako polodowcowe. Oczywiście, iż tego rodzaju definicje stały się później źródłem bardzo poważnych nieporozumień. Według S. Wołosowicza, granica starszego zlodowacenia (L_3) przebiega na zach. od Włodzimierza Wołyńskiego, w kierunku na Luboml, gdzie zapada pod utwory zlodowacenia młodszego (L_4). Od okolic Lubomli „przedłuża się w kierunku północnym, skutkiem czego teren, zajęty zarówno przez moreny czołowe Tutkowskiego, jak i z niemi związane utwory denno-morenowe mniej więcej do Prypeci, może nieco dalej na N, był wolny od lodu w ciągu starszego zlodowacenia”.¹⁾

Zlodowacenie młodsze (L_4).

Podana powyżej charakterystyka dyluwjum Polesia nie odpowiada rzeczywistym stosunkom. Przedewszystkiem należy stwierdzić, iż t. zw. moreny Tutkowskiego (południowego Polesia i nadhoryńskie) nie reprezentują maksymalnego zasięgu młodszego zlodowacenia (L_4) na tym terenie, a nawet — nie

¹⁾ L. c., „Kosmos“ 1924. Str. 229.

reprezentują jakieś jednej, ściśle określonej fazy postępu cofającego się lodowca.

Rzut oka na topografię oraz hydroografię Polesia pozwala stwierdzić obecność czterech potężnych odpływowych dolin gla-



Ryc. 6. Morena czołowa pod Worobnem, na N od Dąbrowicy.

Fot. L. Sawicki.

cyjnych: na południowym wschodzie, mn. w, od Łucka, dolina Styru-Horynia-Słuczy (odpowiadająca do pewnego stopnia Bugowi I M. Limanowskiego); na południe od Włodawy dolina górnej Prypeci (Bug II M. Liman.); na wschód od linii Brześć-Kobryń dolina Piny (Bug III M. Liman.); wreszcie na południe od linii Baranowicze-Słonim-Nowy Dwór szeroko rozgałęziona dolina Jasiołdy - Szczary - Słuczy półn. (Niemen I M. Liman.). O ile powstanie doliny Styru-Horynia-Słuczy jest związane z maksymalnym zasięgiem młodszego zlodowacenia na terenie południowego Polesia (na S od Kowla), to pozostałe są związane z trzema kolejnymi stadjami recesji tegoż zlodowacenia. Nie wymaga to specjalnego udowadniania, że wytworzenie się tych dolin, odprowadzających wody fluwjoglacjalne ku wschodowi (do Dniepru), było możliwe dzięki szybszemu, niż to miało miejsce na sąsiednim Podlasiu, wycofaniu się lodowca z obszaru Polesia. Z powyższego przedstawienia rzeczy wynika, iż omawiane doliny odpływowe są różnego wieku, na co zresztą wskazują liczne fakty. Za najstarszą uznać należy dolinę Styru-Horynia-Słuczy (posiadającą ogólny kierunek SW-NE), ponieważ w partji płd. wsch. znajduje się ona na przedpolu młodszego zlodowacenia, stanowiąc na tym odcinku północną granicę wyżyny Wołyńskiej. Ponadto, od pozostałych trzech dolin wyróżnia się tem, iż zajmuje poziom najwyższy, oraz obecnością najlepiej dochowanych i typowych utworów fluwjoglacjalnych, które na terenie jej na znacznych przestrzeniach występują. Tworzą one platformę terasy fluwjoglacjalnej, w którą wcięte są, na odcinkach południowych, doliny Styru, Horynia i Słuczy. Terasa ta (od Styru poniżej Łucka) daje się prześledzić mn. w. do linii Horodziec-Sarny; poniżej — lewy wyniosły brzeg doliny Horynia pokrywają na znacznej przestrzeni twory morenowe, prawy zaś, znacznie niższy, tworzy terasa dyluwjalna tej rzeki.

Działaniu wód rzeczno-lodowcowych, które doliną tą przepływały w kierunku wschodnim, przypisać należy zniszczenie pokrywy lessowej na N od krawędzi północnej wyżyny Wołyńskiej. Prócz wyspy lessowej koło wsi Jabłonka¹⁾, w licznych punktach, aż do Horodźca nad Horyniem, pozostałości tej po-

¹⁾ C. Kuźniar, „Ziemia”. 1925, str. 103.



Ryc. 7. Płat terasy fluwjoglacjalnej, podcięty przez Słucz. Uroczysko „Łysa góra” na S od wsi Tynne (pow. sarneński). Fot. L. Sawicki.



Ryc. 8. Zdjęcie szczegółowe zbocza podciętego płatu terasy fluwjoglacjalnej na S od wsi Tynne. Fot. L. Sawicki.

krywy zostały przeze mnie stwierdzone. Tu też zachodzi ciekawe zjawisko przykrycia (w poziomie + 175 - 183 m, prawy brzeg doliny Horynia) typowego młodszego lessu przez utwory flu-



Ryc. 9. Odkrywka w terasie fluwjoglacjalno-lessowej + 179 m, koło wsi Olchówka nad Horyniem. U góry warstwa piasku, niżej stropowej silnie zgliniony, barwy brązowawej. Fot. L. Sawicki.

joglacjalne¹⁾). Pozostałe doliny odpływowe - górnej Prypeci, Piny oraz Jasioldy - Szczary - Słuczy ptn., wytworzone w związku z trzema kolejno po sobie następującymi, dłuższymi postojami (względnie nawrotami) cofającego się lodowca, są młodsze od wyżej opisanej, co zresztą z faktu wcięcia ich w utwory moreny dennej wynika.

Granica zasięgu młodszego zlodowacenia, tak jak ją przedstawił S. Wołosowicz, nie odpowiada faktycznemu stanowi rzeczy. Już z tych wzmianek, które w pracach Tutkowskiego znajdujemy, można było wnosić, że przebieg jej jest bardziej południowy²⁾). Pierwszy C. G a g e l wykazał obecność utworów morenowych na S od Kowla, na terenie dotychczas poczytywanym za strefę fluwjoglacjalną. Temuż uczonemu zawdzięczamy wiadomość o zaleganiu na powierzchni typowego lessu (koło Włodzimierza Wołyńskiego) utworu piaszczystego z głazikami północnymi³⁾). Z jednej więc strony Włodzimierz Wołyński, z drugiej zaś — Sieniawka (na N od Kisielina) jako krańcowo południowe punkty występowania utworów glazonośnych, stwierdzone przez tegoż uczonego. Badania dyluwjalne, które w drugiej połowie marca i na początku kwietnia b. r. przeprowadziłem na tym obszarze, dały, jeśli chodzi o rozprzestrzenienie na powierzchni utworów morenowych, identyczne wyniki. Na podstawie poczynionych wówczas obserwacji przyszedłem do wniosku, iż południowa granica zasięgu niewątpliwych, aczkolwiek przeważnie silnie zniszczonych, utworów morenowych młodszego zlodowacenia pokrywa się z przebiegiem warstwy + 205 m, reprezentującej, jak mi się wydaje, starą erozyjną krawędź wyżyny Wołyńskiej. Zatem dotychczasową granicę L₄, na odcinku Kowelskim, przesunąć należy na południe o 50—60 km. W poszczególnych punktach omawianego obszaru, jak koło Kisielina, Ozdiutycz, przy drodze z Serkizowa do Tuliczowa, u podstawy wzgórza kredowego koło Mokowicz, i w innych

¹⁾ L. Sawicki: Przyczynek do znajomości prehistorji Polesia „Ziemia“, 1925, str. 136—148.

²⁾ Tutkowskiej parokrotnie wspomina o ozie lubitowskim i „galecznych“, a nawet „morennych otłożenijach“ koło Turyczan. Turzyska, Sołotwina i Rozyszcz.

³⁾ S. Wołosowicz, nie wiadomo na jakiej podstawie, less ten uznał za less starszy (?), co jest niemożliwe do przyjęcia. Różne fakty przemawiają za tem, że jest to młodszy less.

miejscach, stwierdziłem obecność utworów lessowych pod pokrywą piasków, zawierających gładziki. Utwory lessowe występują tu na poziomach niskich, u podstawy wyniosłości kredowych, wzdłuż wspomnianej wyżej krawędzi erozyjnej wyżyny Wołyńskiej. Na N W od Rożyszcza, koło kolonii Kozin, utwór lessowy, pokryty cienką warstwą piasku, spoczywał na piaskach warstwowanych, prawdopodobnie fluwjoglacjalnych.

Przy obecnym stanie badań nad dyluwjum Polesia, zagadnienie zasięgu młodszego zlodowacenia na odcinku wschodnim (na E od Horynia) nie może być w sposób definitywny wyjaśnione. Jedno nie ulega wątpliwości, że moreny występujące wzdłuż lewego brzegu doliny Horynia nie reprezentują krawędzi maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia, jak to dotychczas ogólnie było przyjmowane, lecz pewne ogniwa łańcuchów moren czołowych, związane z oscylacją cofającego się lodowca. Wprawdzie na wschód od Horynia, w najbliższym sąsiedztwie moren nadhoryńskich, pewnych dowodów istnienia utworów morenowych nie stwierdzono, niemniej jednak szereg bardzo poważnych faktów przemawia na korzyść powyżej wypowiedzianego przypuszczenia.

Utwory morenowe, występujące na odcinku kowelskim wzdłuż północnej krawędzi Wołynia, jakoteż najbardziej na południe wysunięte pagórki moren czołowych, stwierdzone przeze mnie w miejscowościach Dażwa-Serkizów i Berezolupy Małe, wybitnie się różnią od utworów analogicznych, znajdujących się w najbliższych okolicach Kowla, oraz od t. zw. moren Tutkowskiego. Różnica ta uwidacznia się przedewszystkiem w składzie i w ogólnym charakterze materiału narzutowego. Podczas gdy utwory morenowe najbliższych okolic Kowla oraz moreny Tutkowskiego charakteryzuje wybitna przewaga północnego materiału narzutowego w postaci typowych żwirów, gładzików i dużych gładzów krystalicznych, to w wyżej oznaczonym południowym pasie zasięgu młodszego zlodowacenia zaznacza się wyraźna przewaga materiału lokalnego. Składa się on: z okruców konkretyj krzemienia kredowego (bądź silnie spatynowanych, otoczonych i ogładzonych eolicznie, bądź świeżych, pochodzących z rozpadnięcia się współcześnie całych konkretyj na skutek spękań termicznych), płaskich otoczakowych konkretyj krzemiennych i petrosileksowych (z których przynajmniej

pewne gatunki, według Gagel'a, mają być wieku paleoceńskiego), żwiru i typowych drobnych i większych otoczków kwarcu, przeważnie barwy mlecznej i żółtawej, oraz otoczków i głazików piaskowców kwarcytowych barwy szarej, przypominających piaskowce oligoceńskie i cenomańskie. Są to główne składniki materiału narzutowego, którym występujące w tym południowym pasie utwory morenowe zawdzięczają swoją odrębność. Wprawdzie w morenach czołowych, które dotychczas za południową krawędź młodszego zlodowacenia były uważane, częściowo materiał ten również występuje, stanowi jednak znikomy odsetek. Należy przytem zaznaczyć, że niektóre z powyżej wymienionych charakterystycznych składników, w utworach morenowych środkowego i północnego Polesia bądź zupełnie znikają, jak np. płaskie otoczaki kwarcu, bądź są rzadko spotykane, jak płaskie otoczakowe konglomeraty krzemienne oraz głaziki szarego zlewnego piaskowca kwarcytowego. Różnice te, które nawet przy pobieżnej znajomości omawianych utworów rzucają się w oczy, niewątpliwie mają głębsze znaczenie i są na tyle charakterystyczne, że mogą posłużyć jako kryterjum pomocnicze przy rozpatrywaniu rozwoju pewnych zjawisk glacialnych na tym obszarze. Że zasięg wyżej opisanego materiału narzutowego reprezentuje najstarszą fazę młodszego zlodowacenia — świadczy o tem nietylko specjalny petrograficzny charakter tego materiału, lecz także stopień zniszczenia moreny dennej, która uległa prawie całkowitemu spiaszczeniu, skutkiem przemycia, oraz ubóstwo dobrze zachowanych form akumulacji lodowcowej. Te ostatnie dopiero w najbliższych okolicach Kowla i dalej na płn. wsch. występują. Z powyższych i innych jeszcze względów uważam, że t. zw. moreny Tutkowskiego reprezentują stadjalne nasunięcie ostatniego zlodowacenia na terenie Polesia. Wskazują na to również zaobserwowane przeze mnie w licznych punktach, jakoteż przez Tutkowskiego, fakty transgresywnego zalegania tych moren na utworach fluwjoglacialnych, które, według wszelkiego prawdopodobieństwa, są związane z pierwszą fazą recesji tego zlodowacenia.

Oдноśnie zagadnienia zasięgu młodszego zlodowacenia na wschód od moren nadhoryńskich, ważnych wskazówek dostarcza mało zbadana dotychczas dolina Horynia. Oto kilka faktów.

Na północ od Horodźca znajduje się pięknie wykształcone stare zakole Horynia, którego południowe ramię tworzy pewnego rodzaju cypel, wzniesiony na 161,88 m n. p. m. W czasie budowy nasypu drogowego, prowadzącego do mostu, cypel ten został na znacznej przestrzeni ścięty, celem uzyskania niezbędnego materiału. Skutkiem tego powstała niemal zupełnie pionowa ściana, w której stwierdziłem następującą stratygrafję:

a. Próchnica piaszczysta.

b. Warstwa piasku powierzchniowego, w części dolnej ujawniająca słabo zaznaczone uwarstwienie i zawierająca cieniutkie warstewki przemytego materiału lessowego; grub. około 1 m.

d. Warstewki przemytego lessu, przeławiczone białymi i zielonkawymi piaskami (te ostatnie reprezentują piasek glaukonitowy na wtórnem złożu), poziomo i przekątnie uwarstwionymi (c).

e. Less zgliniony barwy brązowej, względnie utwór lessowy bardzo zbliżony do lessu typowego, porowaty, bez jakichkolwiek śladów uwarstwienia; grub. około 1 m.

f. Podłoże—piasek glaukonitowy niewarstwowany, barwy ciemno-zielonej, z cieniutką warstewką jasno-żółtego piasku i rdzawą smugą w stropie. W spodniej partji zawiera znaczną ilość ziarn drobnego żwiru, przeważnie kwarcowego, oraz drobnych otoczaczek całkowicie zwietrzałego bursztynu. W poziomie tym znaleziono dobrze zachowany ząb rekina.

g. Piasek glaukonitowy, niewarstwowany, barwy jasno-zielonej, z obfitą zawartością żwiru i drobnych otoczaczek bursztynowych. Serja piasków glaukonitowych wznosi się około 6 m n. p. rzeki.

Utworki dyluwjalne wypełniają zagłębienie wyerodowane w piaskach glaukonitowych (dolno-oligocenijskich?), reprezentujących w tem miejscu podłoże predyluwjalne. Dno zagłębienia jest łagodnie pochylone w kierunku południowym (up. 3°). Warstwa lessu zglinionego (e) leży w najwyższej partji tego zagłębienia, w stropie utworów fluwjoglacjalnych (c—d); w obniżonej części profilu less zgliniony przechodzi w less przemyty, który tworzy szereg warstewek.

Poniżej Horodźca, koło kolonji Sunia, lewy brzeg doliny, wskutek intensywnego podmywania, jest na znacznej przestrze-

ni odsłonięty. Załączony profil (ryc. 10) przedstawia część wysokiego brzegu wraz z partją obniżoną, która reprezentuje wciętą weń dyluwjalną terasę Horynia. Na odcinku tym, poczynając od góry, stwierdziłem następującą kolejność utworów:

1. Piaski powierzchniowe z warstwą gleby piaszczystej w stropie; grub. 1,5 m.

2. Serja piasków poziomo i przekątnie uwarstwionych, białych i rdzawych, z cieniutkimi wstęgami zbitego piasku orsztynowego oraz warstewkami piaszczystego ilku barwy zielonkawej. W części dolnej piasek silnie rdzawy, gruboziarnisty,



Ryc. 10. Schematyczny profil lewego brzegu doliny Horynia koło kolonji Sunia.

zawierający wkładki żwiru i drobnych głazików. Serja ta wypełnia zagłębienie wyerodowane w ilach warwowych, których powierzchnia, w tej części profilu, jest nierówna i ujawnia liczne kieszenie. W spodzie omawianej serji, na zniszczonej powierzchni ilów warwowych, leży dość zwarty poziom głazików średnich i większych wymiarów (3). Reprezentują one materiał narzutowy, składający się z fragmentów konkrecyj krzemiennych (przeważnie kredowych), głazików kwarcu (białego i żółtawego), czerwonego piaszkowca kwarcytowego oraz głazików skał krystalicznych północnych. Te ostatnie są reprezentowane nielicznie.

4. Zwarta serja typowych ilów warwowych 1,5 m miąższości, składającą się z poziomo leżących warstewek jasnych, barwy siwawo-żółtawej i ciemniejszych. Na całej długości profilu powierzchnia ilów tworzy poziom wód gruntowych, wskutek czego dolne części profilu zostały przykryte przez zmywy i są niedostępne. W niewielkiej odległości od krawędzi wysokiego brzegu doliny Horynia, ily warwowe występują na po-

wierzchnię i są na znacznej przestrzeni widoczne w kanałach wzdłuż traktu.

5. Iły warwowe, przeławiczone drobnoziarnistymi piaskami ilastymi.

Dla zagadnienia zasięgu ostatniego zlodowacenia na wschód od moren nadhoryńskich, szczególnie doniosłe znaczenie posiada profil utworów dyluwjalnych, które występują na północ od Bereźnicy, w wysokim brzegu doliny Horynia. W niewielkiej odległości od tego miasteczka znajduje się wspaniale wykształcone, wyniosłe wzgórze moreny czołowej (+183 m¹). Kierunek osi czoła jest N W W - S E E, wskutek czego jest ono pod kątem ostrym zorjentowane w stosunku do doliny Horynia, która na na odcinku Cepcewicze-Orwanica posiada ogólny kierunek S W - N E. Wschodnie skrzydło czoła tej moreny zostało ścięte przez erozję boczną Horynia i obecnie przedstawia wzniesiony na 37 m n. p. rzeki brzeg doliny, postrzępiony licznymi wąwozami (ryc. 11). Niestety z powodu trudności technicznych, profil omawianej partji doliny Horynia, odsłoniętej na przestrzeni około 2 km, nie mógł być dokładnie zbadany. W części środkowej tego profilu, poczynając od góry, stwierdziłem następującą kolejność utworów:

1. Morena czołowa piaszczysto-żwirzasta, zawierająca materiał narzutowy lokalny i północny.
2. Piaski białe i żółte, poziomo uławicowe, z warstwą rdzawego gruboziarnistego piasku w spodzie.
3. Zwarta serja ilów warwowych parometrowej grubości, tworząca poziom wód gruntowych.
4. Piaski drobne i gruboziarniste, z warstwami żwiru, przeważnie silnie rdzawe, poziomo i przekątnie uławicone. Miąższość oraz podłoże tej serji nie mogły być ustalone wskutek przykrycia środkowej i dolnej części zbocza doliny grubym pokładem osypisk i zmywów.

We wspomnianych wyżej wąwozach znajdują się również liczne i głębokie odsłonięcia. Jedno z nich przedstawia podane poniżej zdjęcie fotograficzne, wykonane w pobliżu traktu,

¹) Na południe od Bereźnicy, a na zach. od Teklijówki, znajduje się o długości 3 km., na powierzchni którego leży w dużej ilości drobny materiał narzutowy. Oz ten przedstawia wyniosły wał (+166 m) o kierunku NE—SW w partji północnej i środkowej, w południowej zaś — W — E.

w partji wierzchołkowej wielkiego wąwozu (ryc 11). W poziomie dna tego wąwozu oraz nieco powyżej, piaski fluwjo-glacialne serji górnej są intesywnie przesycone wodą, która powoduje

Ryc. 11 Wyniosły lewy brzeg doliny Horynia na N od Bereźnicy, z podciętą moreną czołową na krańcu.
Fot. L. Sawicki.



nawet lokalne zabagnienie. Wskazuje to na obecność warstwy nieprzepuszczalnej, którą prawdopodobnie są wyżej wspomniana-

ne iły warwowe¹⁾. W uzupełnieniu powyższego opisu pragnę dodać, że prawy brzeg doliny Horynia na tym odcinku



Ryc. 12. Odsłonięcie w wierzchowinie wielkiego wąwozu, na N od Bereźnicy: I—utwory morenowo-czołowe, leżące transgresywnie na piaskach fluwjoglacjalnych (II) serii górnej. Fot. L. Sawicki

¹⁾ Poza Sunią i Bereźnicą, nie udało mi się dotychczas zaobserwować na terenie Polesia występowania typowych iłów warwowych. Jedyne w paru punktach, jak w Horodnej, powyżej torfów interglacjalnych, oraz w dolinie Horynia pod wsią Mikulin, w terasie fluwjoglacjalno-lessowej (poniżej lessu), stwierdziłem obecność iłów przypominających warwy. Ta rzadkość występo-

jest znacznie niższy. Tworzy go terasa dyluwjalna Horynia, wzniesiona na 6 m n. p. rz., pokryta licznymi wyniosłami wzgórzami wydmowemi.

Reasumując stwierdzić należy co następuje:

1. Struktura, jakoteż charakter morfologiczny obu brzegów doliny Horynia na odcinku omawianym, wykazują różnice zasadnicze. Lewy brzeg jest wysoki (od kilkunastu do około 40 m n. p. rz.) i przedstawia krawędź erozyjną *plateau*; prawy natomiast—jest znacznie niższy (6-7 m n. p. rz.) i przedstawia platformę terasy dyluwjalnej—dno pradoliny Horynia, ewentualnie Horynia - Słuczy, pokryte typowymi dolinnymi wydmami. Tem się też tłumaczy asymetria profilu doliny Horynia oraz nieobecność utworów morenowych w szerokim pasie na E od moren nadhoryńskich, pomiędzy Horyniem i Słuczą i na E (w bezpośrednim sąsiedztwie) od tej ostatniej, który to fakt posłużył Tutkowskemu do stworzenia t. zw. „*b e z w a ł u n n e j o b ł a s t i*”. Brak utworów lodowcowych na tym obszarze posiada zgoła inne uzasadnienie i nie może być uznany za dowód niezłodowacenia tego obszaru.

2. Obecność dwóch seryj fluwjoglacjalnych, przedzielonych łańcuchami warwowymi, jest faktem bardzo ważnym. Jakkolwiek ściśle ustalenie dolnej serji utworów fluwjoglacjalnych obecnie jest niemożliwe, to jednak utwory zastoiskowe, wraz z nadległą serją piasków, są niewątpliwie związane z nasunięciem, które morena bereźnicka reprezentuje. Fakt występowania łańcuchów warwowych, na przestrzeni Sunia-Bereźnica, wskazuje na istnienie rozległego zastoiska, które wytworzyło się na skutek zabarykadowania pradoliny Horynia przez lodowiec. Powyższe fakty dają podstawę do przypuszczenia, iż młodsze złodowacenie sięgało na wsch. od moren nadhoryńskich.

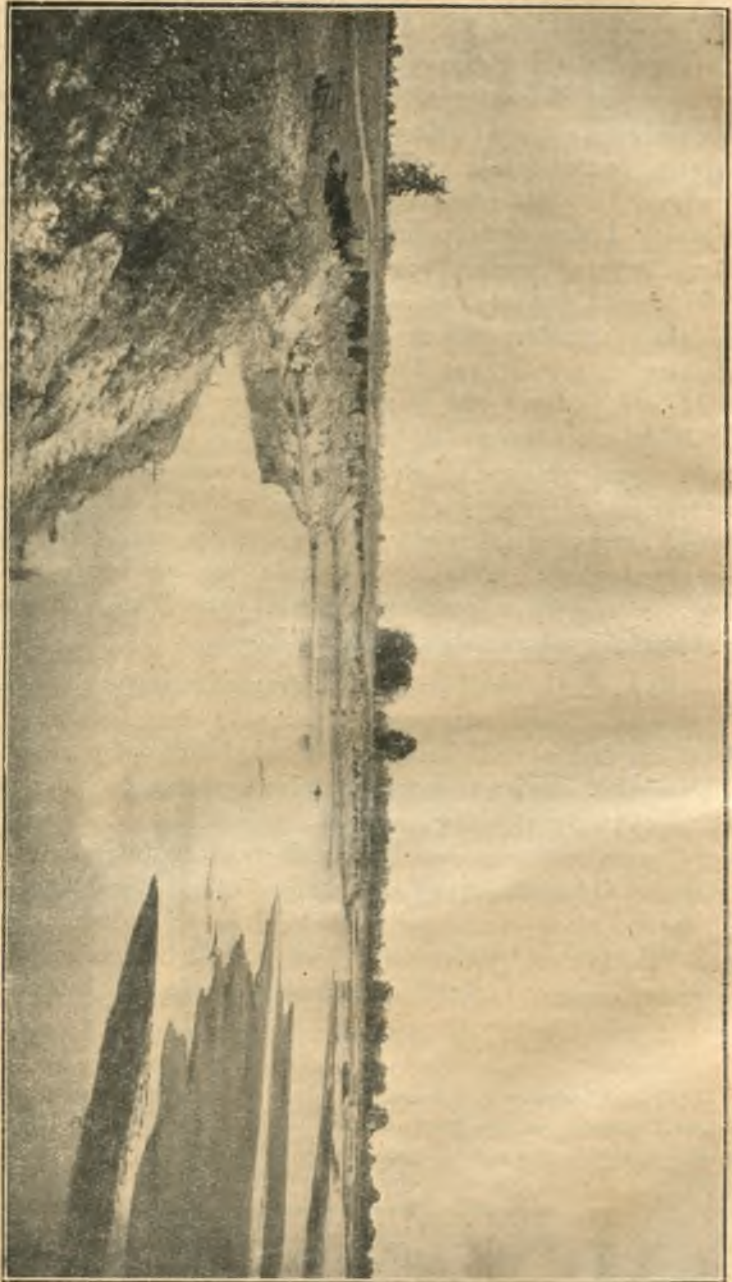
W związku z zagadnieniem zasięgu młodszego złodowacenia na terenie Polesia zasługują na uwagę pewne obserwacje P. A. Tutkowskiego. Uczony ten, prowadząc badania geologiczne wzdłuż linii kolejowej Kowel-Sarny-Kijów, wyróżnił dwa typy utworów morenowych: typ kijowski („*m o r e n n y j s u g l i -*

wania na obszarze Polesia tych utworów, tak charakterystycznych dla zachodniej części naszego Niziu, jest uderzająca i zasługuje na podkreślenie. Na odcinku poleskim pradoliny Buğu—łańcuch warwowe zostały stwierdzone w kilku punktach (Zbereże, wieś Koszary, Włodawa).

nok kijewskiego typu") oraz typ owrucki („morennyj suglinok owruckiego typu"). Utwory morenowe południowego Polesia Tutkowskiej zalicza do typu owruckiego. Podana przezeń charakterystyka moren owruckich i t. zw. piasków głązonośnych („wałunnyje pieski"), będących, jak je określa, pozostałością zniszczonych, rozmytych, utworów morenowych, istotnie zdaje się wskazywać na bliski związek tych ostatnich z morenami południowego Polesia. Według Tutkowskiego, występowanie tych moren jest ograniczone do zachodniej części powiatu owruckiego. Leżą one tam bądź bezpośrednio na powierzchni masywu krystalicznego, bądź na podścielających je piaskach fluwjoglacjalnych. Tutkowskiej zwraca uwagę, że podczas gdy w morenie typu kijowskiego konkretje krzemienia kredowego są bardzo rzadkie, to w morenie owruckiego typu stanowią wyraźną przewagę nad pozostałym materiałem narzutowym¹⁾. Poza tem w dużej ilości występują głąziki szarych piaskowców kwarcytowych oraz żwir i głąziki kwarcu białego i żółtawego. Licznie też są reprezentowane północne czerwone piaskowce kwarcytowe, których nie brak w materiale narzutowym na S od Kowla.

P. A. Tutkowskiej omawiając granicę zasięgu zlodowacenia na terenie Polesia, wspomina o istnieniu moren czołowych na S od m. Łuhin nad Żerewem (w okolicach wsi Hłuchowaja i Waniajki). Ponieważ moreny czołowe starszego zlodowacenia nie dochowały się i są nieznane, należałoby stąd wnosić, iż wyżej wymienione moreny owruckie reprezentują zlodowacenie ostatnie. Odpowiadałyby one morenom maksymalnego zasięgu młodszego zlodowacenia w zachodniej części południowego Polesia. Znajdujące się bowiem na N od Łuhina, nad dolną Uborcią, moreny czołowe oraz bogata w głązy północne more-

¹⁾ Pochodzenie tych konkretji Tutkowskiej wyjaśnia w sposób następujący:... „dająca się zauważyć, na zach. od rz. Uż, obfitość kredowego krzemienia w glinie morenowej, pozostaje w związku z obecnością pokładów kredowych w zach. części południowego Polesia; narzutowce krzemienne pochodzą przypuszczalnie z kredy miejscowej (wołyńskiej) i znajdującej się dalej na północ, która miejscami, jak wiadomo, bogata jest w konkretje krzemienne“. („Geolog. izsled. w dol. strojaszcz"... Iz w. Geolog. K o m. T. XXI. str. 453.)



Ryc. 13. Dolina Słuczy na N od Tynnego. Widoczny na pierwszym planie lewy brzeg Słuczy przedślawia „wysoką”
terasę zalewową, wzniesioną na 3,2—3,5 m n. p. rz.

Fot. L. Sawicki.

na denna, mają charakter właściwy morenom środkowego i północnego Polesia¹). Najbardziej na zachód wysuniętym płatem moreny dennej w tej części Polesia jest, według wszelkiego prawdopodobieństwa, wyniosła wyspa dyluwjalna wsi Toneż, leżąca nad dolną Stwią. Lewy brzeg doliny Prypeci na tym odcinku, ściślej mówiąc — od Leskowicz do m. Petrykowa, jest wzniesiony na 10 m n. p. rz. i posiada w stropie typową glinę zwałową z głazami. Pokrywa ona piaski fluwjoglacjalne wraz z leżącymi poniżej ilami warwowemi. W spągu tych ostatnich, w dwóch miejscach (w Leskowiczach i Makarewiczach), zalegają silnie sprasowane torfy interglacjalne znacznej miąższości.

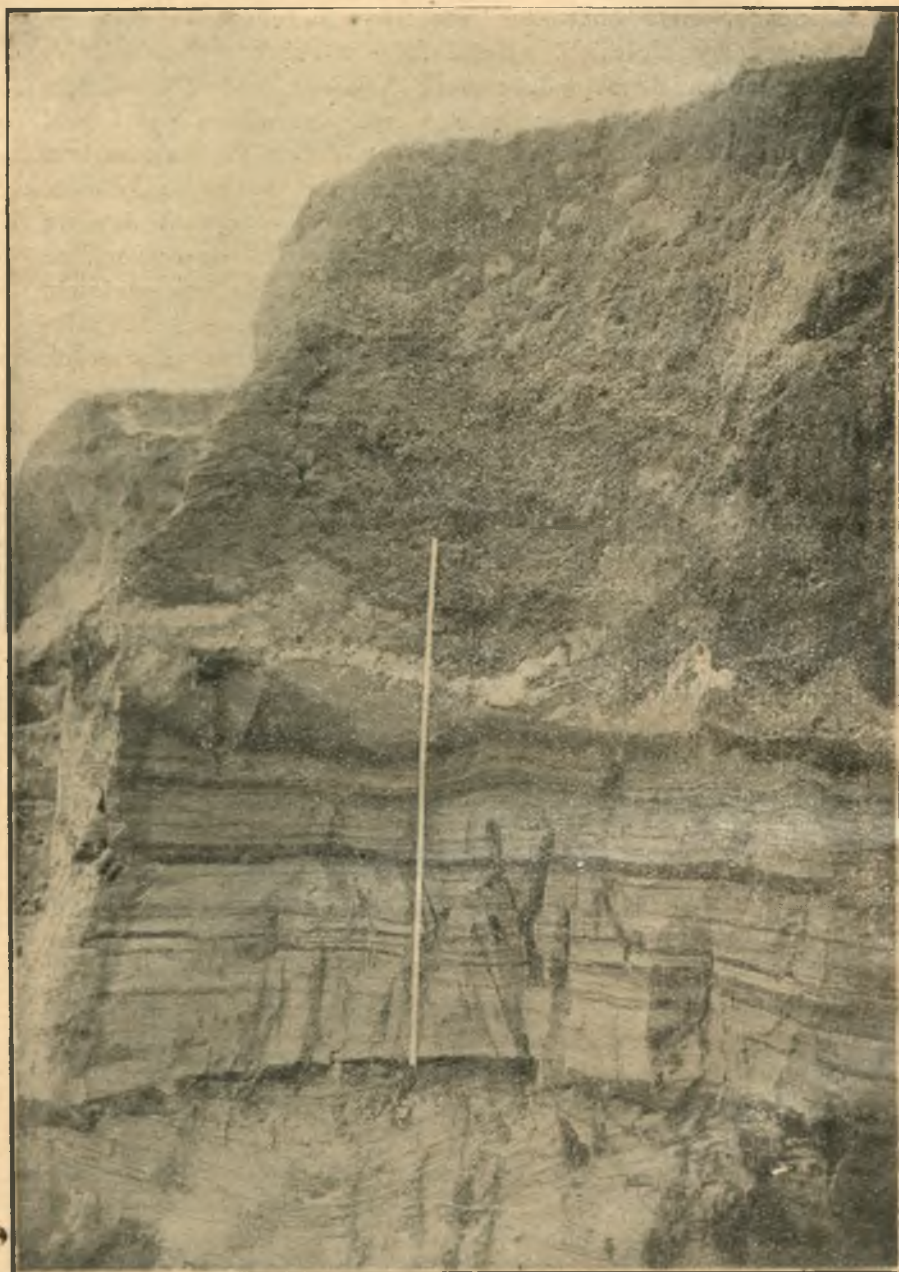
Odnośnie rozprzestrzenienia utworów morenowych na północ od Prypeci, znajdujemy cenne wskazówki w materiałach opublikowanych ostatnio przez Tutkowskiego²). Okazuje się, że wzdłuż prawego brzegu doliny Słuczy płu., na S od ujścia Morocz (poniżej wsi Jowicze), ciągnie się na przestrzeni około 23 km kilkokilometrowej szerokości pas moreny dennej, który częściowo obejmuje również lewy brzeg doliny tej rzeki. Pod wsią Grabów znajdują się ma nawet wzgórza morenowo-czołowe. Tenże uczony stwierdził poza tem obecność bardzo licznych głazów narzutowych na północnym brzegu jez. Książ, w pobliskich zaś wsiach — dobrze zachowane ślady moreny dennej. Wyniosła wyspa Bielawska, znajdująca się na S od tego jeziora, prawdopodobnie reprezentuje również odosobniony płat moreny dennej.

Przy sposobności wspomnieć należy o wyspie Parachońskiej, która ani na mapie geologicznej P. I. G., ani w ostatnio opublikowanej rozprawie S. Wołosowicza, nie została uwzględniona. W tej części Polesia jest to najbardziej na południe (ku dolinie Prypeci) wysunięty płat plateau dyluwjalnego. W osi jego leżą dwie inne wyspy — Kraglewicka i Łahiszyńska. Na terenie tej ostatniej, oraz w południowej części wyspy Parachońskiej, stwierdziłem obecność typowych moren czołowych (ryc. 14).

Przytoczone powyżej punkty występowania utworów morenowych wskazują, iż zasięg młodszego zlodowacenia na terenie Polesia jest inny, niż ten, jaki dotychczas był ogólnie przyj-

¹) P. A. Tutkowskij: Geolog. ocerk. Cz. I, str. 232—285.

²) L. c. Cz. II, str. 215—237.



Ryc. 14. Parchońsk. Profil moreny czołowej, leżącej transgresywnie na serii piasków fluwjoglacjalnych.

Fot. L. Sawicki

mowany. S. Wołosowicz granice tego zasięgu prowadzi od północnego cypla moren Tutkowskiego na Siemieżewo - Kopyl - Grozów, co oczywiście jest najzupełniej nieuzasadnione. Że zlodowacenie ostatnie sięgało na wschód od moren nadhoryńskich, dowodzi tego również fakt zniszczenia, na południowo-wschodnim pograniczu Polesia pokrywy lessowej, której pozostałością są wyspy lessowe Owrucka i Mozyrska. Zniszczenia tego dokonały niewątpliwie wody fluwjoglacjalne podczas pierwszej fazy recesji lodowca, odpływające podówczas w kierunku wschodnim (pradolina Sławeczny) do Dniepru. W jakim miejscu przebiegała krawędź zasięgu młodszego zlodowacenia na terenie t. zw. „b e z w a ł u n n e j o b ł a s t i”—czy poniżej moreny bereźnickiej, czy też nieco powyżej jej—tego narazie ściśle ustalić niepodobna i sprawę tę uważać należy za otwartą.

Zlodowacenie starsze (L_3).

Ustalenie stratygrafji dyluwjum Polesia posiada znaczenie nie tylko teoretyczne, lecz również i praktyczne, ponieważ ściśle się wiąże z zagadnieniem odwodnienia obszarów zabagnionych.

Teza Tutkowskiego, iż na Polesiu miało miejsce jedno zlodowacenie—starsze, została w latach ostatnich częściowo zmodyfikowana. Obecnie przyjmuje się również tylko jedno zlodowacenie, lecz nie starsze, a młodsze. Zlodowacenie starsze ma zakreślać (pod nasunięciem L_4) łuk, sięgający poza kotlinę Prypeci, którego wschodnie ramię reprezentuje morena denna okolic Mozyrza, Owruca i Żytomierza, wraz z t. zw. jeżorem kijowskim na południu.

Wprawdzie dotychczas nigdzie na rozległym obszarze Polesia dwóch odrębnych poziomów moren, przedzielonych bądź utworami interglacjalnymi (co byłoby momentem decydującym), bądź fluwjoglacjalnymi, nie stwierdzono—nie upoważnia to jednak do wniosku, że na obszarze tym występuje tylko jedno zlodowacenie. Przyczyną tego bowiem może być z jednej strony brak systematycznych badań nad dyluwjum Polesia, z drugiej zaś—brak dokładnych danych z wierceń, które przeważnie były i są wykonywane bez należytej kontroli naukowej. W obecnych warunkach przeto, zagadnienie ilości i zasięgu zlodowaceń na terenie Polesia może być wyjaśnione jedynie prowizorycznie, głównie na podstawie analizy pewnych zjawisk i faktów.

Przebieg krawędzi starszego zlodowacenia na wschodnim odcinku południowego Polesia, tak jak go przedstawia S. Wołosowicz, jest niczem nieuzasadniony i niezrozumiały. Czyżby i w tym wypadku przyczyną tego miał być garb Nowogródzki?! Trudno jednak byłoby się z tem pogodzić, ażeby istnienie owego garbu wywarło aż tak poważny i decydujący wpływ na przebieg granicy zasięgu omawianego zlodowacenia na obszarze Polesia. Opierając się na faktach geomorfologicznych przyjmuję, że od Włodzimierza Wołyńskiego granica starszego zlodowacenia biegnie w kierunku wschodnim i pokrywa się, ogólnie rzecz biorąc, z północną krawędzią wyżyny Wołyńskiej.

Ważnych dowodów w tym względzie dostarcza teren położony na południe od Kowla. Teren ten przedstawia bardzo zniszczoną partję plateau kredowego, której część środkowa, wysunięta daleko na północ w postaci klina, stanowi dział wodny dorzecza górnej Turji i górnego Stochodu. Powierzchnia tego klina kredowego jest silnie zerodowana, pagórkowata, boki zaś są silnie postrzępione przez erozję wsteczną licznych, czynnych niegdyś, dopływów wyżej wymienionych rzek. Znajdujące się na tym zwartym skrawku plateau wyniosłe, wydłużone, pagórki kredowe są uszeregowane w ten sposób, że tworzą pewne linje o kierunku ogólnym N W W—S E E.

W wielu punktach, wzdłuż krawędzi omawianej partji wododziałowej, u podstawy pagórków kredowych, występuje less, często pokryty warstwą piasku z gładzikami. Na kulminacjach lessu brak. Typowe, dobrze zachowane formy akumulacji lodowcowej, jak ozy (Nowe Koszary, Moszczona, Lubitów) i moreny czołowe, znajdujące się w najbliższych okolicach Kowla oraz nieco dalej na południe i płd. wsch. od tego miasta (Stare i Nowe Koszary, Kalinówka, Klewieck, Troskot; Berezolupy Małe, Dażwa-Serkizów, Wrona, Rakitnica, Bielaszów), występują w poziomach niskich, na terenach zabagnionych, i przeważnie leżą nie bezpośrednio na kredzie, lecz na utworach dyluwjalnych (iły bliżej nieokreślonego wieku i piaski fluwjoglacjalne).

Fakty powyższe dowodzą, iż rzeźba omawianego terenu została wytworzona przed osadzeniem młodszego lessu i przed nasunięciem ostatniego zlodowacenia. Less oraz osady tego zlodowacenia częściowo zataryły relief pierwotny, który, wsku-

tek prawie zupełnego zaniku erozji wglębnej w czasach postglacialnych, tylko w nieznacznym stopniu został odpreparowany. O starożytności rzeźby miejscowego krajobrazu świadczą wymownie szeroko rozgałęzione doliny, wypełnione współczesnymi aluwjami, przedstawiające rozległe, przeważnie silnie zabagnione równie, będące prawdziwymi rezerwatami wód nieznajdujących dostatecznego odpływu.

W związku z omawianiem zagadnieniem zasługują na uwagę cenne obserwacje C. Cagel'a, dotyczące występowania t. zw. „moreny lokalnej kredowej” („Kreidelokalmoräne”). Uczony ten wspomina, iż w okolicy Wielkiego Porska, pod warstwą piasku bardzo drobnoziarnistego, 0,7 m grubości, oraz gliną z głazami („Geschlebeleh m”) 3,5 m grubości, leżała morena lokalna kredowa, zawierająca głazy północne (?), której nie



Ryc. 15. Odosobniony pagórek moreny czołowej pod Serkizowem, eksplorowany w czasie wojny przez Niemców w związku z budową kolejki z Tuliczowa do Kistelina. W głębi wyniosłe wzgórze moreny czołowej pod wsią Dażwa, od strony półn. zach. porośnięte lasem. Fot. L. Sawicki.

przebito do głębokości 11 m. Koło wsi Borkacze, na SW od Łucka (a więc na terenie plateau kredowo-lessowego),



Ryc. 16. Profil części północnego brzegu odkrywki pod Serkizowem. U góry warstwa piaszczysta, zawierająca w dużej ilości żwir oraz drobny materiał narzutowy; niżej—utwór piaszczysto-łlasty, niewarstwowany, barwy siwej o odcieniu zielonkawym, zawierający w nieznacznej ilości żwir i gładziki. Nieprawidłowa ciemna smuga w spodzie—łlusty il, barwy czarno-fioletowo-brązowej (zależnie od poziomu), bez śladów uwarstwienia. Powierzchnia tego utworu (w partji środkowej odsłonięcia) oraz nadległej cienkiej warstwy gruboziarnistego piasku rdzawego z gładziami, której szczątki dochowały się na obu bokach profilu, zniszczona. Wspągu ilów — piaski wstęgowane barwy rdzawej, z wkładkami piasku białego, pozbawione całkowicie materiału grubego.

Fot. L. Sawicki.

tenże uczony stwierdził obecność grubego na 8—10 m pokładu żwiru dyluwjalnego z głazami, który za-legał poniżej moreny lokalnej kredowej. Występowanie tej ostatniej stwierdziłem, niezależnie od Gagel'a w licznych punktach: w okolicach Lubomli (przy drodze do Zapola i Hołowna), w Hołowni na wzgórzu +212 m (pod cienką powłoką piasków) oraz przy drodze z Masłowca do wsi Byk; w okręgu kowelskim zaś—na terenie starej cegielni na N od Turzyska. Jest to utwór silnie marglisty, barwy siwej, zawierający bardzo liczne otoczaki kredowe, oglądzone okruchy konkrety krzemienych, żwir i głaziki¹⁾. W wspomnianej wyżej cegielni morena lokalna występuje jako residuum, gdyż w najbliższym sąsiedztwie w poziomie jej leżą ility zielonkawo-żółto-



Ryc 17. Odosobniony pagórek moreny czołowej pod wsią Nowe Koszary, na W od Kowla (patrz profil odkrywkowy ryc. 18).
Fot. L. Sawicki.

¹⁾ W utworze tym znajdują się sporadycznie skupiny wapienne, przypominające „kukły lessowe“, przeważnie wewnątrz puste.



Ryc. 18. Nowe Koszary. Profil odiywiki u podstavay pagórka moreny czółowej. I - piasek gruboziarnisty, silnie rdzawy, ze zwiřem i gładzkami; w spodzie porwaki kredowe. 2-5 seria utworów podmorenowych piaszczysto-łlasytych, której poszczególne partje uległy znacznym przesunięciom pionowym, zapewne wskutek nacisku lodowca.

Fot. L. Sawicki.

rdzawe (niekiedy z poziomemi wkładkami zorsztynizowanego piasku)¹⁾, przykryte warstwą piasków dyluwjalnych z głazami, które reprezentują silnie zniszczoną morenę denną młodszego zlodowacenia.

Wprawdzie występujące w pasie południowym utwory morenowe młodszego zlodowacenia zawierają w dużej ilości materiał lokalny (porwaki kredowe, konkretacje krzemienia kredowego) różnią się jednak wybitnie od utworu wyodrębnionego przez Gagel'a jako „Kreidelokalmoräne”. Głębokość zalegania tej moreny, jej pozycja stratygraficzna oraz rozprzestrzenienie na S od maksymalnego zasięgu L_4 —wszystko to przemawiałoby za tem, iż reprezentuje ona morenę denną przedostatniego zlodowacenia.

Już C. Gagel w wyniku swych badań dyluwjalnych, przyszedł do wniosku, że są tu niewątpliwe ślady dwóch zlodowaceń. Istotnie, fakty przezeń opublikowane nie nastroczają pod tym względem żadnych wątpliwości. Niezgodność polegała na tem, że uczony ten wiązał ślady tych zlodowaceń z nasunięciami L_3 i nieistniejącem u nas L_2 . Jest to oczywiście nieporozumienie, wynikające z niedostatecznej znajomości naszego dyluwjum. Związek bowiem górnego poziomu utworów morenowych, występujących na S od Kowla, z morenami Tutkowskiego, które reprezentują zlodowacenie ostatnie, nie może ulegać wątpliwości. Tem samym—dolny poziom moreny dennej („morena lokalna kredowa”), oddzielony od górnego serją utworów fluwjoglacjalnych, ilami i lessem, uznać należy za pozostałość maksymalnego starszego zlodowacenia (L_3). Na istnienie tego zlodowacenia na obszarze omawianym ubocznie, wskazuje również zniszczenie powierzchni kredy, które, jak to już podkreśliłem, zostało dokonane w okresie poprzedzającym nasunięcie L_4 .

Gdy z okręgu kowelskiego przejdziemy na wschodni odcinek krawędzi wyżyny Wołyńskiej, ograniczony od północy doliną Horynia, znajdziemy tam niemniej przekonujące dowody zasięgu L_3 na wschód od Włodzimierza Wołyńskiego.

¹⁾ W górnej partji tych ilów znalazłem szczątki ssaków dyluwjalnych, reprezentujące, według wszelkiego prawdopodobieństwa, gatunki: *Elephas (primigenius?)* i *Rangifer tarandus(?)*. Według zaczerpniętych na miejscu informacji—kości wielkich ssaków dyluwjalnych znajdowane tu były w dużej ilości.

Może nigdzie indziej nie zaznacza się tak wybitnie kontrast dwóch stykających się ze sobą jednostek geograficznych—Polesia i Wołyńia, jak tu właśnie. Wyniosła krawędź wyżyny Wołyńskiej opada tu naogół dość stromo ku platformie terasy lessowej (183-188 m n. p. m.), wzniesionej na 13-18 m n. p. Horynia. Leżący w poziomie tej terasy prawy brzeg doliny Horynia przedstawia teren płaski, piaszczysty, porośły lasami sosnowymi, tu i owdzie zabagniony. Jedyne urozmaicenie tego krajobrazu stanowią płaskie, wydłużone, pagórki kredowe (201—209 m n. p. m.), o niezmiernie łagodnych stokach, ciągnące się ze wschodu na zachód, od Aleksandrji aż po Derażno. Poza temi wyniosłościami, ściśle zresztą zlokalizowanemi, kreda poważniejszej roli w ukształtowaniu powierzchni terenu nie odgrywa. Podczas gdy wzdłuż krawędzi wyżyny Wołyńskiej wyniosłości kredowe (230—239 m n. p. m.) są wzniesione średnio na 60—65 m nad poz. Horynia (169—170 m n. p. m.), to na prawym brzegu doliny tej rzeki powierzchnia kredy wznosi się w punktach najwyższych (+209 m) zaledwie na 39 m n. p. rz.. Zatem, tuż u podstawy wyżyny Wołyńskiej deniwelacja wynosi około 30 m. Jest to jednak obniżenie stosunkowo nieznaczne, gdyż w odległości 41 klm na N od Równego, w miejscowości Wołcza, powierzchnia kredy leży w poziomie +168 m, a więc deniwelacja wynosi tu 71 m. Sądzę, że dużą pomocą w wyświetleniu tego ciekawego zjawiska będzie poziom cenomanu, który tu w podłożu kredy turońskiej występuje,

Pod wsią Chocyn, w dolinie Horynia, która wyerodowana jest w kredzie, nieco powyżej zwierciadła wody tej rzeki, występują na powierzchnię płyty piaskowca barwy zielonkawoszarej, w stanie świeżym—sinawo-zielonkawej. Wyścielają one dno łóżyska potoku wody źródlanej, wypływającego z kredy u podstawy wyniosłego lewego brzegu doliny Horynia. Piaskowiec ten tworzy pewnego rodzaju próg skalisty, który poza łóżyskiem potoku ginie pod grubym pokładem kredy turońskiej (ryc. 19 i 20). Według zaczerpniętych na miejscu informacji—piaskowce tego rodzaju mają występować aż do Chodos (na E od Chocynia), u podstawy tegoż wyniosłego lewego brzegu doliny Horynia. Ze względu na poziom oraz pozycję stratygraficzną, piaskowiec ten zaliczam do cenomanu. W Równem utwory



Ryc. 19. Dolina Horynia pod wsią Chocyn (pow. rówieński). Na pierwszym planie podcięta terasa krędowno-lessowa. lewego brzegu. Białe plamy na zboczu—kreda, wyżej less; biała smuga u dołu—łożysko potoku.

Fot. L. Sawicki.

cenomańskie stwierdzono w tym samym poziomie—162 i 170 m n. p. m. Ponieważ na terenie omawianym cenoman reprezentuje bogaty poziom wodonośny, obecność przeto obfitego źródła

Ryc. 20. Chocyni (pow. rówieński), Łożysko potoku w pobliżu źródła—na dnie widać próg skalisty, utworzony z płyt piaskowca cenomańskiego.

Fot. L. Sawicki.



w Chocyniu, wypływającego z pod kredy białej w poziomie wyżej wspomnianych piaskowców, pośrednio również wskazuje

na ich przynależność do cenomanu. Z danych, jakie J. Lewiński i J. Samsonowicz podają wynika, że już w niewielkiej odległości od krawędzi Wołynia, w miejscowości Wołcza (na N od Równego), powierzchnia cenomanu leży znacznie niżej, gdyż w poziomie 124 m n. p. m. Tak znaczna deniwelacja na przestrzeni 41 km (od Równego do Wołczy; od północnej krawędzi Wołynia znacznie mniej—około 31 km) nie może być wytłumaczona normalnem pochyleniem płyty kredowej w kierunku północnym. Przeczy temu również fakt, iż od Wołczy do Niemowicz powierzchnia cenomanu leży w tym samym poziomie (124 m n. p. m.). Zatem, to raptowne zapadnięcie cenomanu, na omawianym odcinku północnej krawędzi płateau kredowego Wołynia, posiada charakter przesunięcia tektonicznego. Temby się tłumaczyła owa raptowna zmiana krajobrazów wołyńskiego i poleskiego, tylokrotnie przez różnych badaczy podkreślana.

Jak to już zaznaczyłem — prawy brzeg doliny Horynia przedstawia teren płaski, piaszczysty. Pomiędzy płateau wołyńskim a niziną poleską nie istnieje żaden pas przejściowy. Kreda występuje na poziomach znacznie niższych i w ukształtowaniu powierzchni tego terenu nie odgrywa poważniejszej roli. Odslonięcia kredy na przestrzeni od Aleksandrji do Derażna są nieliczne. Koło miejscowości Świato (na W od Aleksandrji), w zboczu wysokiego brzegu doliny Horynia, powierzchnia odsloniętej kredy leży w poziomie około 177 m n. p. m. Spoczywa na niej gruby pokład lessu, pokryty warstwą piasków fluwjoglacjalnych.

W Susku, w pobliżu mostu na Horyniu, rumosz kredowy jest widoczny w poziomie lustra wody. Za Suskiem, w kierunku Derażna, na południowym zboczu wzgórza +209 m, które łagodnie opada ku dolinie Horynia, rumosz kredowy występuje na powierzchnię na poziomie 183—187 m n. p. m. Na terenie tego samego wzgórza, na N od leśniczówki, znajduje się głęboki wykop z czasów wielkiej wojny, w którym stwierdziłem następującą stratyografię:

1. Gleba piaszczysta; grub. 15 cm.
2. Piasek brudno-rdzawy (podglebie); grub. 50 cm.
3. Piasek brązowo-rdzawy, ilasty, zawierający płaskie

otoczkowe konkracje kamienne i okruchy tychże, oraz żwir i drobne gładziki kwarcu; około 1 m.

Ryc. 21 Kolonia Marianówka (pow. rówieński). Wzgórze „Kamienucha” od strony południowej. Fot. L. Sawicki.



4. Utwór piaszczysto-ilasty, barwy zielonkawo-żółto-rdzawej; około 50 cm.

5. Rumosz kredowy.

Odkrywka ta leży w poziomie około 200 m n. p. m. Płaskie otoczkowe konkracje krzemienne oraz gładziki kwarcu reprezentują niewątpliwie pozostałość materiału narzutowego. Obecność tego materiału na tak wysokim poziomie nie jest zjawiskiem odosobnionem. Na północ od Chocynia, w odległości około 1 km od krawędzi wysokiego prawego brzegu doliny Horynia, znajduje się w pobliżu kolonii Marianówka wyniosłe wydłużone wzgórze, którego punkt kulminacyjny jest oznaczony kotą +218 m, Wzgórze to, noszące miejscową nazwę „Kamienucha”, względnie „Kamienna góra” (ryc. 21), przedstawia jedno z odosobnionych ogniw łańcucha płas-

kich wzniesień, które, poczynając od Tuczyna aż po Derażno, występują wzdłuż prawego wyniosłego brzegu doliny Horynia. Przy sposobności pragnę zaznaczyć, iż wzgórze te reprezentują silnie zniszczoną krawędź brzegu prastarej doliny Horynia.

Oś podłużna „Kamiennej góry” posiada kierunek SWW-NEE. Zbocze południowe jest dość strome, podczas gdy północne opada bardzo łagodnie. Punkt kulminacyjny znajduje się na krańcu płd. zach. zach. Profil tej partji wzgórza nosi charakter zbocza starego brzegu doliny. Nazwę swą wzgórze to zawdzięcza obecności płyt oraz głazów graniastych szarego piaskowca kwarcytowego, które w dużej ilości występują w pasie grzbietowym, na nieznacznej głębokości od powierzchni. Prócz głazów dużych wymiarów, znajdują się tu również drobne głaziki i żwir tegoż piaskowca. Wszystkie głazy są silnie korrodowane



Ryc. 22 Kolonja Nowa Pawłówka (pow. rówieński). Duży graniak z płyty piaskowca kwarcytowego, o powierzchni silnie korrodowanej. Fot. L. Sawicki

i pokryte grubą pustynną czerwoną patyną (niemal w jednakowym stopniu na obu stronach — górnej i dolnej). Liczne z nich, niezależnie od rozmiarów, reprezentują typowe trój i czwórgraniaki, często podwójne (ryc. 22).

Prócz tych głazów występują w dużej ilości drobne i większe fragmenty konkrecyj krzemienia kredowego, bardzo silnie spatynowane, o korze zniszczonej i kantach ogładzonych — tępych. Rzadziej znajdują się tu płaskie otoczakowe konkrecje krzemienne oraz głaziki i żwir kwarcowy. Poza tem, znalazły

się tu również nie dające się bliżej określić gładziki wapienia o wyglądzie petrosileksowym (identyczne narzutowce obserwowane w materiale morenowym w okolicach Kowla) oraz gładziki zlewnego kwarcytowego piaskowca bystrzyckiego. Piaskowiec ten został zaliczony przez S. Małkowskiego do cenomanu.¹⁾ Wspomnieć jeszcze należy o występowaniu wśród materiału grubego otoczonych okruchów drzew skamieniałych, żwiru bliżej nieokreślonych skał (barwy czarnej, z żyłkami białego kwarcu) i bardzo drobnych gładzików, przypominających okruchy czerwonego granitu.

Niemniej ważną osobliwością tego wzgórze jest obecność na powierzchni wyrobów krzemienych, bardzo silnie spaty-nowanych i eolicznie ogładzonych. Reprezentują one dwa różne zespoły przemysłowe: górnoorinjacki i staropaleolityczny, wieku mustjerskiego. Przeprowadzone przeze mnie w r. ub. próbne badania częściowo wyjaśniły warunki zalegania gładzów piaskowca kwarcytowego oraz wyżej wspomnianych wyrobów krzemienych. Ilustruje je podany poniżej profil (ryc. 23).

1. Gleba piaszczysta.
2. Piasek lessowaty; bardzo drobnoziarnisty, z dużą domieszką pyłu kwarcowego, niewarstwowany.
3. Drobnoziarnisty piaskowiec żelazisty, porowaty, o jednolitem rdzawem zabarwieniu, zawierający w dużej ilości ziarnka piasku kredowego (?). Sporadycznie występują w nim drobne okruchy konkrecyj krzemienych oraz gładziki szarego piaskowca kwarcytowego. Utwór całkowicie pozbawiony śladów uwarstwienia. Powierzchnia górna silnie zniszczona przez deflację. W partji stropowej występują dość często kieszenie wypełnione piaskiem lessowatym (2), w spodzie zaś — prócz warstewki poziomej — wkładki nieregularnych kształtów jasnego piasku (5).

4. Dolny poziom tego samego utworu, tylko bardziej zwięzły i o zabarwieniu intensywniejszem — czerwono-rdzawem. Pokrywa on zniszczoną powierzchnię utworu piaszczysto—ilastego (6), w głąb którego przenika, wypełniając kieszenie oraz fantastycznie rozwidlane komory. W spodzie tego pozio-

¹⁾ S. Małkowski: O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. „Sprawozd. Pol. Inst. Geolog.” T. IV. str. 1—60.

mu, a na powierzchni utworu ilastego (6), leżą płyty i głązy różnej wielkości szarego piaskowca kwarcytowego (b), jak również wyroby krzemienne (a) górnoorinjackie i staropaleolityczne. Te ostatnie są silnie spatynowane i eolicznie ogładzone, podobnie jak wyroby pochodzące z powierzchni. Znajdujące się w tym samym poziomie głązy są korrodowane i najczęściej przedstawiają graniaki.



1:20

Ryc. 23. Kolonia Marjanówka (pow. rówieński) Profil stropowej partji uworów, występujących w części wschodniej „Kamiennej góry“.

5. Jasny drobnoziarnisty piasek skaleniowy, zawierający drobniutkie ziarenka kredy (?).

6. Utwór piaszczysto-ilasty barwy ciemno-zielonawo-rdzawej, niewarstwowany, porowaty (ze śladami korzeni), w partji stropowej silnie zwietrzały. W utworze tym występują dość często ciemno-czerwonawe grudki żelaziste. Składa się z piasku drobnoziarnistego i materiału pyłowego. Poza tem występują

w nim w niewielkiej ilości drobnitkie okruchy blaszek miki. Materiału grubego zupełnie nie zawiera; na kwas solny, podobnie jak wyżej wymienione utwory, nie reaguje.

7. Utwór analogiczny, z wybitną jednak przewagą materiału pyłowego, o jednolitem jasno-zielonawym zabarwieniu.

Według udzielonych mi przez miejscowego kolonistę niemieckiego informacji, przy kopaniu głębokiej studni, znajdującej się w sąsiedztwie opisanego powyżej profilu, przebito, poczynając od góry, następujące utwory:

1. Serię utworów powierzchniowych (1—5, według profilu przedstawionego na rys. 23) oraz utwór piaszczysto-ilasty (6), łącznej miąższości 2,5 m.

2. Il siwy, tłusty; 4,5 m.

3. Piasek biały, czysty, pozbawiony materiału grubego; 3 m.

4. Kreda biała z warstwą buł krzemienych w stropie. Kopania w kredzie doprowadzono do głębokości 23,5 m od jej powierzchni, w tym bowiem poziomie uzyskano wodę. Wzniesienie powierzchni terenu w tym miejscu wynosi + 213 m n. p. m., zatem wodę uzyskano z poziomu około + 180 m.

U podstawy południowego zbocza „Kamiennej góry”, w części wschodniej, leży gruby płat typowego lessu, pokryty warstwą piasku lessowatego 1—1,5 m grubości. Less ten jest w partii stropowej silnie zwiertzały — zgliniony i posiada zabarwienie brązowe, niżej normalne — żółtawo-szare. Bezpośrednio na powierzchni lessu spoczywa warstwa nieznacznej miąższości zwięzłego piasku żelazistego, który odpowiada warstwie 3-ej wyżej opisanego profilu. Kontakt lessu z utworami piaszczysto-ilastymi, niestety, nie mógł być narazie wyjaśniony z powodu trudności technicznych. Powierzchnia lessu leży w poziomie + od 207 do 192 m n. p. m. Według dotychczasowych wyników moich badań na tym terenie — krawędź omawianego płatu lessowego zdaje się przebiegać zgodnie z warstwicą + 192 m, poniżej której leży terasa Horynia, zbudowana z piasków warstwianych i przemytego materiału lessowago. W poziomie tej terasy, za wsią Rubcze, występuje in situ młodszy less, pokryty warstwą piasków fluwjogłacjalnych.

Na NNE od „Kamiennej góry”, na terenie kolonji Nowa Pawłówka, obok drogi znajduje się dość głęboki dół, z którego

wybierano „glinę” na użytek domowy. Profil tej odkrywki jest niezmiernie interesujący i uzupełnia powyżej przedstawione obserwacje z terenu Marjanówki. Poczynając od góry w odkrywce tej stwierdziłem następującą kolejność utworów (ryc. 24):



Ryc. 24. Kolonia Nowa Pawłówka (pow. rówieński) Profil odkrywki na N N E od „Kamiennej góry”.

1. Próchnica piaszczysta. Wzniesienie powierzchni terenu w tem miejscu wynosi +197 m n. p. m.

2. Piaszki drobnoziarniste żółte, o słabo zaznaczonem uwarstwieniu, wstęgowane (z poziomo falisto przebiegającymi warstewkami zwięzłego piasku rdzawego).

3. Piaskowiec żelazisty barwy czerwonawo-rdzawej, o powierzchni górnej silnie zniszczonej przez deflację.

4. Il siwy, tłusty, w dolnej części prawie całkowicie pozbawiony piasku. Il ten ku górze przechodzi w utwór spiaszczony, zawierający bądź sporadycznie występujące, bądź w pewnego ro-

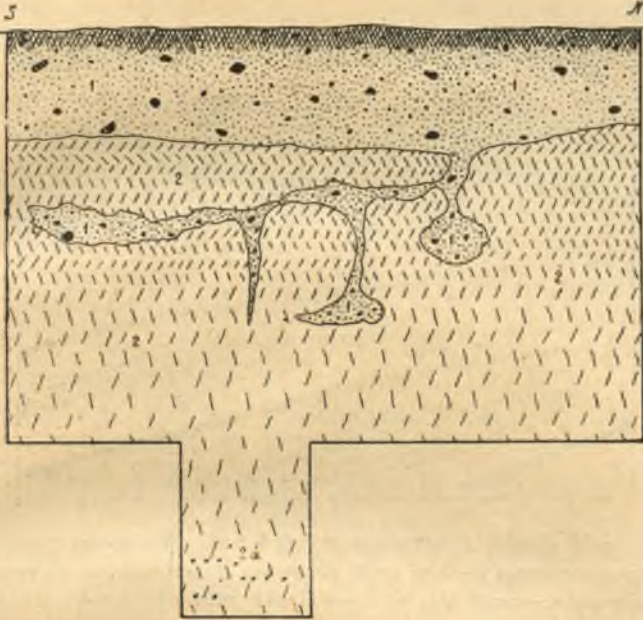
dzaju skupieniach, ogładzone konkracje krzemienne oraz okruchy tychże, poza tem żwir i gładziki kredowe. Powyższy materiał grubo zalegał w dużej ilości również na zniszczonej powierzchni omawianego utworu. W partji stropowej utwór ten jest silnie zwietrzały, porowaty, zawiera liczne ślady drobnych korzeni i wyróżnia się siwawo-zielonkawo-rdzawem zabarwieniem. Podobnie jak w utworze piaszczysto-ilastym na „Kamiennej górze”, występują w nim daleko sięgające w głąb komory (w danym wypadku—ukośnie zorjentowane), wypełnione związłym piaskiem żelazistym, zawierającym zrzadka drobne gładziki i żwir. Poniżej iltu siwego leżała warstwa piasku ilastego tejże barwy.

W niewielkiej odległości od tej odkrywki, w kierunku „Kamiennej góry”, stwierdziłem w warstwie piasku rdzawego obecność płyty (ryc. 22) oraz dużych i drobnych gładzików szarego piaskowca kwarcytowego.

Ił siwy tłusty, występujący pod piaskami powierzchniowymi, odpowiada niewątpliwie warstwie siwego iltu, która na terenie „Kamiennej góry” leży w spągu utworu piaszczysto-ilastego barwy ciemno-zielonkawo-rdzawej (w-wa 6-ta). Brak tego utworu w odkrywce omawianej przypisać należy intensywnej erozji. Co się tyczy przyczyny i czasu zniszczenia powierzchni tych utworów, to sprawa ta obecnie jest niezmiernie trudna do rozwiązania. Mimowoli nasuwa się związek z czynnikiem, który spowodował, jak w Nowej Pawłowce, spłaszczenie partji stropowej siwego iltu, oraz pod wpływem którego wgnieciony został do znacznej głębokości materiał grubo. Obecność jednak (w obu wypadkach) fantastycznie wykształconych komór, wypełnionych związłym piaskiem żelazistym z gładzikami (reprezentującym injekcję absolutnie obcą temu środowisku), jakoteż silne zwietrzenie stropowej partji tych utworów, uniemożliwia przyjęcie tego prostego wyjaśnienia.

Na północ od Prypeci, na „Zahorodziu” i w Łahiszynie, obserwowałem podobne zniszczenie powierzchni iltów. W cegielni majątku Wieleśnica (wschodnie zbocze wzgórza+170 m) leży pod pokrywą moreny spiaszczonej grubo pokład iltu, w stropowej partji którego występują analogiczne do wyżej opisanych komory i fantastycznie rozwidlone wkładki materiału morenowego (ryc. 25). W dolnej części ilt ten posiada barwę siwo-zielonawą, która ku górze stopniowo staje się ciemniejsza i prze-

chodzi w zabarwienie brązowo-czarniawe. Poziom górny charakteryzuje silne zwiertzenie i obecność licznych pozostałości korzeni drobnych roślin. W odkrywce sąsiedniej (odległej o 25 m na N od pierwszej) stropowa partja tego iltu jest silnie spiaszczona, zawiera żwir i gładziki; poniżej domieszka piasku

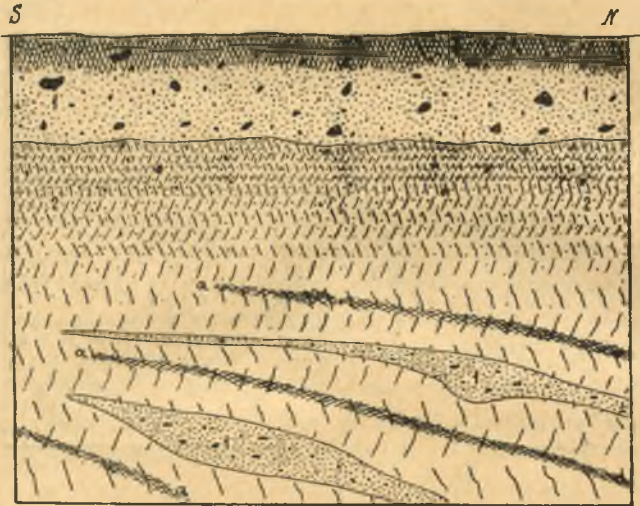


Ryc. 25. Profil odkrywki w cegielni majątku Wieleśnica nad Jasiołdą (pow. piński). 1—morena spiaszczona; 2—ilt niewarstwowany, w partji stropowej silnie zwiertzały; 2a — okruchy białego twardego marglu. Skala 1:30.

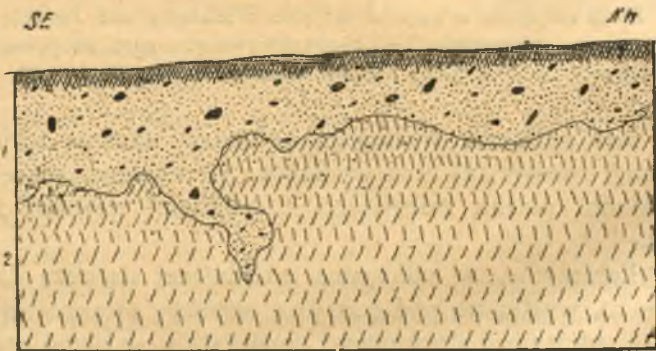
i żwiru jest znikoma, występują natomiast ukośnie zorjentowane smugi rdzawe (a) oraz wydłużone nieregularne soczewkowane wkładki piasku żelazistego z drobnymi ziarnami żwiru (ryc. 26).

W Łahiszynie, w odkrywce znajdującej się przy drodze do wiatraka, występuje pod pokrywą warstwy morenowej siwy tłusty ilt o odcieniu zielonkawym, zawierający w partji stropowej, zwiertzałej, nieznaczną domieszkę piasku drobno i gruboziarnistego. Powierzchnia tego iltu jest bardzo zniszczona i w przekroju ujawnia nieregularne kieszenie, wypełnione materiałem morenowym (ryc. 27).

Analogiczne zjawiska znamy z terenu Niemiec, z miejscowości Rabutz, leżącej na granicy maksymalnego zasięgu ostatniego północno-niemieckiego zlodowacenia. Zniszczenie powierzchni t. zw. „Rabutzer Beckentons” (które nawiasem mówiąc — podobne są do iłów omawianych) posiada



Ryc. 26. Profil drugiej odkrywki w cegielni maj. Wielęśnica (pow. piński). 1—morena spiaszczona; 2—ił w partji stropowej spiaszczony, ze żwirem i drobnymi głazikami; a—smugi rdzawe; b—wkładki rdzawego piasku. Skala 1 : 40



Ryc. 27. Łahiszyn. Profil dołu cegielnianego, znajdującego się u podstawy południowego zbocza moreny czołowej (±185 m). 1—morena spiaszczona; 2—ił tłusty, barwy siwej o odcieniu zielonawym, w partji stropowej zwietrzały i spiaszczony. Skala 1 : 40.

charakter identyczny¹⁾. W górnej części tych iłó w występują również nieregularne i fantastycznie rozwidlone wkładki piasku czerwonego, których powstanie W. Soergel skłonny jest wiązać z naciskiem lodowca. Odnośnie genezy kieszeni lejowatych Soergel wypowiada przypuszczenie, że powstały one na skutek spękania powierzchni iłó w rabutzkich w okresie suchym, jaki miał miejsce podczas nasuwania się ostatniego zlodowacenia.

Mimo bliskiej analogji zjawisk zachodzących w Rabutz oraz na „Kamiennej górze” i w Nowej Pawłówce, tu jednak nad Horyniem stosunki geologiczne są odmienne i bardziej skomplikowane. Materiał gruby, znajdujący się na powierzchni utworu piaszczysto-ilastego, nie leży in situ, lecz na złożu wtórnem, Reprezentuje on zatem pozostałość utworu, który uległ całkowitemu zniszczeniu. Warstwy powierzchniowe — piasku lessowatego i zwięzłego piasku żelazistego — są utworami późnodyluwjalnymi, na co wskazuje obecność w spodzie tej serji utworó w zabytkó w orinjackich, silnie spatynowanych i eolicznie ogładzonych. W związku z tem nasuwałyby się następujące wnioski: 1) Albo wytworzenie się rozpadlin powierzchniowych w utworach omawianych nastąpiło w okresie bezpośrednio poprzedzającym osadzenie materiału narzutowego, który pod naciskiem lodowca częściowo został wgnieciony w stropową partję ı lu siwego i wypełnił istniejące już rozpadliny oraz ich nieregularne rozwidlenia; 2) albo też, co jest prawdopodobniejsze — zerodowana powierzchnia tych utworó w uległa spękaniu znacznie później — potem jak pokrywające je utwory dyluwjalne zostały zniszczone. Przemawia za tem zaleganie na wtórnem złożu zabytkó w orinjackich, które, sądząc z ich stanu zachowania, przez czas dłuższy znajdowały się na powierzchni deflacyjnej i podlegały intensywnej działalności czynnikó w eolicznych. Być może, iż wówczas również glazy szarego piaskowca kwarcytowego zostały silnie korrodowane i przekształcone na graniaki. Jest bardzo możliwe, że proces ten odbył się w okresie akumulacji górnego poziomu młodszego lessu,

¹⁾ W. Soergel. Der Rabutzer Beckenton. Geologie, Paläontologie, Biologie. „Veröffentlichungen d. Provinzialmus, z. Halle“ T. I, z IV. 1920/1921.

W odległości 4,5 klm. na SW od „Kamiennej góry” znajduje się wyraźnie zaznaczający się w terenie wyniosły cypel krawędzi wyżyny Wołyńskiej, oznaczony kotą + 209m (ryc. 28).



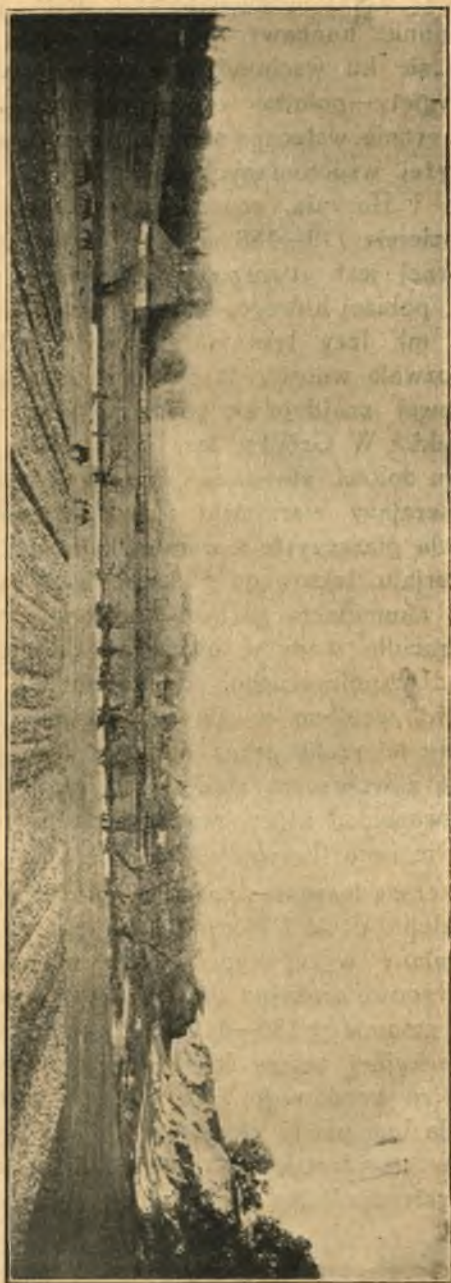
Ryc. 28. Profil wysokiego brzeżu w punkcie słyku pradolin Uścia i Horynia. (na NE od wsi Karałowicze, pow. rówieński). Punkt krańcowy tego brzeżu jest oznaczony kotą + 209 m. Droga i lasek, u podstawy zbocza, znajdują się na terenie górnej terasy erozyjnej (L₃): w przedłużeniu—powierzchnia terasy lessowej (+183—188 m) pradoliny Uścia.

Fot. L. Sawicki.

Jest to punkt styku preglacjalnych dolin Horynia i Uścia a zarazem punkt końcowy, najniższy, wału kredowego, rozszerzającego się ku wschodowi, którego boki (północny oraz łukowato wygięty—południowy) przedstawiają stare, postrzępione przez erozję wsteczną zbocza, wyerodowanych w kredzie pradolin wyżej wspomnianych rzek. Dno pradoliny Uścia a częściowo i Horynia, reprezentuje t. zw. terasa lessowa, leżąca w poziomie 179—188 m n. p. m. (ryc. 29). Terasa ta w partji górnej jest utworzona z typowego lessu kilkometrowej grubości, poniżej którego, aż do poziomu lustra wody (około 170 m n. p. m), leży less warstwowany. Grubość pokładu lessowego pozwala wnosić, iż powierzchnia dolnej terasy erozyjnej kredowej znajduje się znacznie niżej od obecnego poziomu tej rzeki. W Gródku less warstwowany, pokrywający tę terasę, ku dołowi stopniowo przechodzi w utwór piaszczysty, zawierający warstewki żwiru kredowego, wreszcie—w stare aluwja piaszczyste z warstewkami wkładkowemi przemytego materiału lessowego. Liczne fakty wskazują na to, że podczas akumulacji górnego poziomu młodszego lessu, poziom zwierciadła wody w ówczesnej dolinie Uścia niewiele się różnił od współczesnego. Rzeka płynęła wówczas w wąskim korycie, wciętem w aluwja własne. Wobec pokrycia dna pradoliny tej rzeki przez młodszy less górny — fazę tę synchronizują z wczesnem stadium drugiego nasunięcia ostatniego zlodowacenia, które reprezentuje u nas t. zw. środkowo-polska morena (L_4-b).

Ponad terasą lessową wznosi się przeszło 20 m wysokości brzeg pradolin Uścia i Horynia. W miejscu, gdzie się znajduje wspomniany wyżej cypel +209 m, profil tego brzegu przedstawia typowe erozyjne zbocze doliny rzecznej. U podstawy jego, w poziomie +186—190 m n. p. m, znajduje się listwa górnej erozyjnej terasy kredowej, przykryta warstwą otczaków i żwiru kredowego (ryc. 30). W partji stropowej tej warstwy znalazłem płaski głazik (10×11 cm) szarego piaskowca kwarcytowego, identycznego z tym, jaki na terenie „Kamiennej góry” występuje.¹⁾ Na uwagę zasługuje również znalezienie

¹⁾ Okaz ten przedstawia atypowy graniak, którego powierzchnia dolna i, częściowo, oba boki są korrodowane; powierzchnia górna prawie całkowi-



Ryc. 29. Wleś Gródek (pow. rówieński). Widok na dolinę Uścia, wcięta w utwory terasy lessowej (179—188 m n. p. m.).

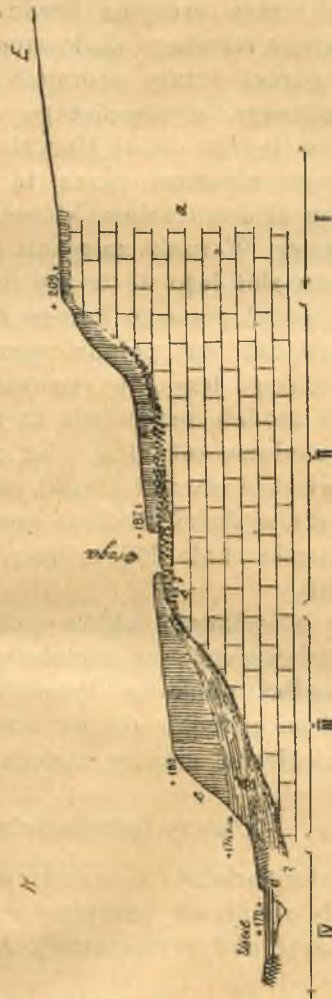
For. L. Sawicki

w tym samym poziomie wyrobu krzemiennego, silnie spatinowanego i eolicznie ogładzonego, o charakterze wyrobów staropaleolitycznych, odkrytych przeze mnie na „Kamiennej górze”¹⁾.

Z rozpatrzenia całokształtu stosunków geomorfologicznych, charakteryzujących na odcinku omawianym pradolinę Uścia, wynikają następujące wnioski:

1. We wczesnem stadium drugiego nasunięcia młodszego zlodowacenia Uście (dotyczy to również Horynia) przedstawia rzekę ubogą w wodę, która płynie w poziomie zbliżonym do współczesnego i nie ujawnia intensywniejszej działalności erozyjnej, co umożliwiło zasypanie dna pradoliny przez młodszy less górny.

2. Tak zwana terasa lessowa wypełnia stare, wyerodowane



Ryc. 30. Profil prawego brzegu pradoliny Uścia pod wsią Karajewice (na NNW od Gródkal), a — kreda turoniska; b — warstwa otoczków i żwiru kredowego; c — młodszy less górny; d — less warstwowy, w spodzie stare aluwja piaszczysto-lessowe; e — współczesne utwory piaszczysto-ileaste. I-terasa preglacialna (?); II-górna terasa erozyjna—dno łożyska pradoliny z L₃; III-terasa lessowa, wypełniająca wcięcie interglacialne (L₂-L₁); IV-współczesna dolina zalewowa z terasą 70-cio cm wysokości.

cie zwietrzała i szorstka. Na jednym boku widoczne są dwa stare, obok siebie leżące, wylupania, pokryte nalotem wapiennym; na przeciwległym boku—jedno drobne wylupanie.

¹⁾ W bezpośrednim sąsiedztwie, w spodzie lessu, znajduje się typowe stanowisko orinjackie, którego wyroby krzemienne posiadają zupełnie odmienny charakter przemysłowy i morfologiczny. Poza tem wyroby te nie są ani spatinowane, ani też eolicznie ogładzane.

w kredzie, wcięcie tej rzeki, które do ostatniego interglacjału (L_3 - L_4) odnieść należy.

3. Górna terasa erozyjna kredowa reprezentuje zatem dno Uścia z okresu starszego zlodowacenia (L_3).

Stosunek górnej terasy erozyjnej do poziomu zalegania materiału narzutowego, występującego w odosobnionych punktach na prawym brzegu doliny Horynia, wskazuje na związek genetyczny reprezentowanej przez tę terasę fazy rozwojowej pradoliny ze zlodowaceniem, którego pozostałością jest ten materiał narzutowy. Warunki zalegania materiału narzutowego, stosunek poziomu złóż jego do terasy fluwjoglacjalno-lessowej (179—188 m n. p. m.) prawego brzegu doliny Horynia (maxim. L_4 -b), oraz obecność na południowym zboczu „Kamiennej góry” płatu młodszego lessu, w poziomie $+192$ — 207 m n. p. m.—wszystko to zgodnie przemawia za tem, że jest to maksymalne starsze zlodowacenie (L_3). Ze zlodowaceniem tem są niewątpliwie związane również głaziki, otoczaki i żwir (różnych skał), występujące w dużej ilości na powierzchni wzgórza kredowego, w poziomie około 200 m n. p. m. pod Kotowem, na E od Aleksandrji.

W świetle powyższych faktów - południową granicę zasięgu starszego zlodowacenia, na odcinku omawianym, należałoby poprowadzić wzdłuż północnej krawędzi wyżyny Wołyńskiej, a więc bardziej na południe od oznaczonej na Międzynarodowej Mapie Geologicznej granicy zasięgu eratyków północnych.

Utwory interglacjalne.

Utwory interglacjalne z terenu właściwego Polesia dotychczas nie były znane, co przypisać należy niedostateczności badań dyluwjalnych na tym obszarze¹⁾. Jest bardzo możliwe, że

¹⁾ Torfy kopalne, o których wyżej wspominam, odkryte w Leskowiczach i Makarewiczach w spodzie serji utworów dyluwjalnych, wysokiego lewego brzegu doliny Prypeci, zostały przeze mnie zaliczone do ostatniego interglacjału na podstawie analizy stosunków geologicznych tej części Polesia, opartej na źródłach publikowanych. Stanowiska te, o ile wiem nie zostały dotychczas należycie zbadane, ani pod względem geologicznym, ani paleobotanicznym. Interpretacja Tutkowskiego profilów tych stanowisk jest najzupełniej mylna, co wynika z faktu zaliczenia przezeń moreny leżącej w stropie do starszego zlodowacenia.

występujące w podłożu utworów morenowych L_4 i na terenach zdenudowanych, tłuste ciemne ily, zazwyczaj pozbawione uwarstwienia, są wieku interglacjalnego. Brak na to jednak dotąd dostatecznie pewnych dowodów. Wobec takiego stanu rzeczy, stanowisko torfów interglacjalnych, odkryte w miejscowości Derewnia (pow. stoliński), podczas objazdu Polesia w 1927 r., nabiera szczególnego znaczenia.

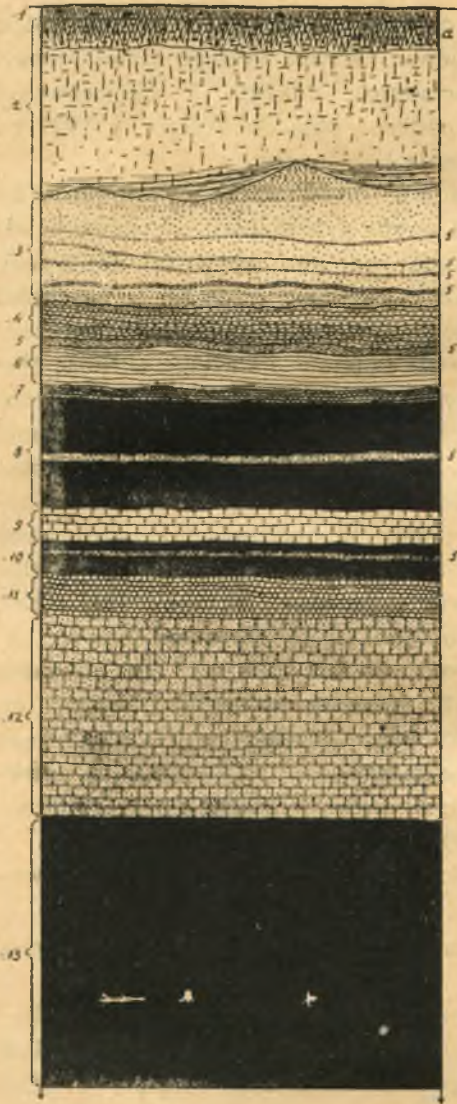
Wieś Derewnia leży na NW od Wysocka, w pobliżu płd.-wsch. krańca Horodnieńskiej wyspy dyluwjalnej, otoczonej wielkimi bagnami. Na płd.-wsch. odcinku krawędzi tej wyspy znajduje się wyniosły podłużny pagórek +166 m (o kierunku W-E), który, według wszelkiego prawdopodobieństwa, reprezentuje morenę czołową. Przemawia za tem m. in. wielka obfitość głazów narzutowych różnych wymiarów, przeważnie krystalicznych, oraz obecność żwiru. Na płn.-wsch. od tego punktu, na samej krawędzi wyspy omawianej, wznosi się nieznacznych rozmiarów pagórek (+162 m), na terenie którego znajduje się cegielnia P. Aleksandra Szewczenki. W cegielni tej przebito przy sposobności kopania studni szereg warstw ilów i torfów, których stratygrafię przedstawia załączony rysunek (31). Kopania doprowadzono do głębokości około 12 m od powierzchni, wobec jednak braku wody zostały one na tym poziomie przerwane. W czasie pobytu naszego w cegielni wykop ten był już zasypany do głębokości 6 m, wskutek czego dolną część profilu zmuszony byłem zrekonstruować na podstawie informacji, uprzejmie udzielonych mi przez właściciela oraz robotników zatrudnionych przy kopaniu tej studni.

Poczynając od góry, do głębokości 6 m, kolejność utworów była następująca:

1. Morena silnie spiaszczona z głazikami i żwirem; grub. około 40 cm.

2. Tłusty il ciemno-bronzowy, niewarstwowany, z licznymi śladami korzeni drobnych roślin; w partji stropowej silnie zwietrzały, barwy czarniawej, z domieszką piasku. Poniżej poziomu środkowego il ten staje się stopniowo jaśniejszy i przybiera zabarwienie siwe o odcieniu zielonkawym. W części spodniej ujawnia niewyraźne ślady uwarstwienia w postaci smug barwy rdzawej i brązowej. Grub. 1,6 m.

3. Piasek drobnoziarnisty, siwawo-żółtawy, w partji stro-



Ryc. 31. Derewnia. pow. stoliński. Profil odkrywki w cegielni na uroczysku „Jaźwiny“. Skala 1 : 75.

powej i dolnej wyraźnie warstwowany (warstewki rdzawe i żółte); w środkowej części wkładki piasku torfowego (5). Grub. 1 m.

4. Piasek drobnoziarnisty, warstwowany (warstewki siwe, czerwono-rdzawe i jasno-żółte). Grub. 40 cm.

5. Piasek torfowy; grub. 10 cm.

6. Il warstwowany typu ilów wstęgowych, składający się z warstewek siwych i jaskrawo-żółto-rdzawych. Te ostatnie używane są przez miejscowych garnarczy do malowania ornamentów na białych garnkach. Grub. 32 cm.

7. Il brązowo-czekoladowy, warstwowany; grub. około 15 cm.

8. Torf barwy ciemno-brązowej, silnie sprasowany, z licznymi szczątkami roślin; w części środkowej wkładka piasku torfowego (5). Grub. 1,30 m.

9. Il bardzo tłusty, nie-warstwowany, prawie czarny; grub. 30 cm.

10. Torf czarny, bardzo zmieniony, w stanie suchym sypki, z cieniutką warstewką piasku torfowego (5); grub. 35 cm.



Ryc. 32. „Hało“ między Oziery i Jelno (pow. stoliński).

Fot. L. Sawicki.

11. Ił czarny, bardzo tłusty, niewarstwowany; grub. około 40 cm. Poniżej, według udzielonych mi informacji, pod warstwą 2-u m grubości rdzawego piasku ilastego (w-wa 12-ta), zalegał gruby pokład bardzo ciemnego torfu (w-wa 13-ta), silnie zmetamorfizowanego, który, mimo kopania w nim do głębokości 5 m, nie został przebity. W torfie tym znaleziono szczątki drzew.¹⁾

W pobliżu Derewni znajduje się starożytne miasteczko Horodnaja, słynne na całym obszarze Polesia jako główny ośrodek produkcji garncarskiej. Mieszkańcy tego miasteczka trudnią się od czasów niepamiętnych prawie wyłącznie garncarstwem, które (jakoteż sama osada) nosi wysoce archaiczny charakter. Przemysł ten rozwinął się dzięki wyjątkowemu bogactwu surowca, który tu występuje w postaci bądź siwych, bądź ciemnych tłustych iłów. Szczególnie obfite i łatwo dostępne złoża tych iłów znajdują się na zachodnim krańcu wyspy Horodnieńskiej. Ponieważ ily tego rodzaju występują w serji utworów zawierających torfy interglacialne, jak to ilustruje opisany powyżej profil, przeto szerokie rozprzestrzenienie ich w obrębie i na peryferji wyspy omawianej zasługuje na specjalną uwagę.

Prócz wyżej wspomnianej cegielni znajduje się jeszcze jedna, na końcu wsi Derewnia, będąca własnością brata P. A. Szewczenki. W cegielni tej, pod pokrywą typowej moreny dennej z głazami, zalega ciemny tłusty ił niewarstwowany, który jest tu przedmiotem eksploatacji przemysłowej.

ZAGADNIENIE ZABAGNIENIA POLESIA.

Po bliższem wejrzeniu w stosunki geomorfologiczne terenu Polesia możnaby wyodrębnić pewne obszary, gdzie rzeźba jest bardziej urozmaicona, deniwelacje większe; gdzie rzeki płyną w głębokich dolinach, w których prócz wysokiego brzegu dochowały się listwy teras dyluwjalnych. Dotyczy to przede wszystkim południowo-wschodniej części naszego Polesia.

¹⁾ Prof. W. Szafer, któremu przesłałem próbki torfów, wyraził gotowość zbadania tego stanowiska interglacialnego pod względem paleobotanicznym.

W całej środkowej zabagnionej części Polesia, oraz na północ od „Zahorodzia”, stosunki te inaczej się przedstawiają.

W związku ze stadjalną recesją ostatniego zlodowacenia na N i NW, i dwukrotnem zabarykadowaniem doliny Bugu, wody z topniejącego lodowca, odpływające poprzez Polesie do Dniepru, wypreparowały szerokie i głębokie doliny odpływowe. Po ustąpieniu lodowca z terenu Polesia i z ustaleniem się odpływu do Bugu i Dniepru—rzeki poleskie wcięły się w swe stare aluwja i wówczas to została odsłonięta terasa dyluwjalna 5—7 m wysokości. Zdaje się, iż punkt kulminacyjny procesu erozji wgłębszej przypada na okres Ancylus, na co wskazuje odsłonięcie w tym czasie, na obszarze kotliny Prypeci, terasy pokrytej wydmami, której wiek, na podstawie warunków zalegania dobrze datowanych zabytków przedhistorycznych mógł być dość ściśle ustalony. W związku z powyższem przypuszczać należy, że zabagnienie Polesia w tym okresie było znacznie mniejsze niż obecnie.

Zjawisko zabagnienia, jak tego różne fakty dowodzą, jest związane z podniesieniem się w czasach postancylusowych zwierciadła wody w dolinach rzek poleskich. W procesie intensywnej akumulacji, który wówczas miał miejsce, dadzą się wyróżnić dwie główne fazy rozwojowe: starsza, którą reprezentują aluwja piaszczysto-ilaste, z dolnym poziomem torfu holoceńskiego w stropie, i młodsza, którą reprezentuje nadległa warstwa aluwjów piaszczystych wraz z górnym, współczesnym, poziomem silnie zmineralizowanego torfu trawiastego. Podniesienie się zwierciadła wody w dolinach Piny i Prypeci, to zn. podstawy erozyjnej wszystkich rzek poleskich, spowodowało ogólne pogorszenie warunków odpływu, a w konsekwencji zabagnienie terenu Polesia¹⁾.

¹⁾ Wytworzenie się powłoki torfów trawiastych, dość znacznej miąższości, wiąże G. I. Tanfiljew ze stałym wzrostem poziomu zwierciadła rozlewów rzek polskich. To ostatnie zjawisko wyjaśnia w sposób następujący: „Raz zapoczątkowane tworzenie się warstwy torfu musiało nieuniknienie pociągnąć za sobą rozrost torfowiska, zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym, ponieważ nasycona wodą masa torfu, stosownie do swej objętości, przy każdym następnym rozlewie, powodowała zmniejszenie pojemności zalewanego terenu, przyczyniając się tem samem do zwiększenia powierzchni rozlewów. A ponieważ dzięki powolności przepływu dno rzeki pod-

Że zjawisko to jest bardzo młodego wieku—wskazuje na to fakt częściowego wkroczenia bagien na wydmy poleskie. Ponieważ tworzenie się wydmy na terenach zabagnionych jest niemożliwe, uznać je przeto należy za utwory starsze od wkraczających na nie bagien. Potwierdzają to całkowicie m. in. badania podłoża, z którym są one genetycznie związane. Jak to uwidacznia podany poniżej profil (ryc. 34), podłożo wydmy, mimo iż znajduje się ona w obrębie obecnie zalewowej doliny, stanowi piaszczysta terasa Prypeci. Wydma ta, jak zresztą szereg innych, w analogicznych warunkach występujących, została usypana w okresie *Ancylus*, co zupełnie ściśle dało się ustalić na zasadzie jej zawartości prehistorycznej. Na tej też podstawie górną granicę wieku podłoża wydmy tego rodzaju, jak w danym wypadku—terasy, odnieść należy również do tegoż okresu.

W związku z omawianem zagadnieniem zasługują na uwagę pewne fakty, dotyczące geomorfologii doliny Prypeci, jakie w okolicy wsi Niewier udało mi się zaobserwować.

Wspomniana wieś leży na wydłużonej wyspie o kierunku W-E, nieznacznie wznoszącej się nad poziomem otaczających ją zewsząd bagien. Na obu podłużnych bokach jej leżą pagórki wydmy, znajdujące się w różnym stopniu rozwiewania. Stanowisko wydmy, stratygrafię którego przedstawia załączony rysunek (34), jest prawie całkowicie rozwiane. Sądząc z dochowanych „świadków”, poziomu i pochylenia dochowanych par-

nosi się na skutek osadzenia na nim mineralnych, a częściowo organicznych ilów, stopniowo przeto wzrastał też poziom rozlewów.” Poza tem Tanfiljew zaznacza, że prawie wszędzie na Polesiu torfy trawiaste mają w podłożu piasek (rzadziej morenę), zawierający liczne pozostałości roślinne (korzenie splecione i szeroko rozwidlone). Poziom ten uważa za podstawowy, na którym rozwinięły się torfy, i z tego wnosi, że nie są one rezultatem zatorfiania jezior, gdyż wówczas podłożo stanowiłyby utwory mułowe-jeziorowe. G. I. Tanfiljew: *Geobotaniczkiej oczerk Polesja. Priłożenije k Oczerku Rabot Zap. Eksp. Petersburg, 1899. Str. 191—194.*

Pogląd Tanfiljewa, ogólnie rzecz biorąc, zgadza się z podanym przeze mnie oświetleniem problemu zabagnienia Polesia. Oczywiście, iż podane przez tego uczonego wyjaśnienie przyczyny stałego wznoszenia się poziomu wylewów oraz dna łóżysk rzek poleskich jest najzupełniej mylne, gdyż gdyby nie zanik działalności erozyjnej tych rzek oraz ich zdolności transportu, zjawisko to nie mogłoby mieć miejsca.



Ryc. 33. Wieś Bohusze (pow. kostopolski). Profil terasy dyluwjalnej rz. Słuczy. Wysokość terasy około 5 m. W górnej części widoczne są cztery jajowate kopalne otoczaki ilaste.

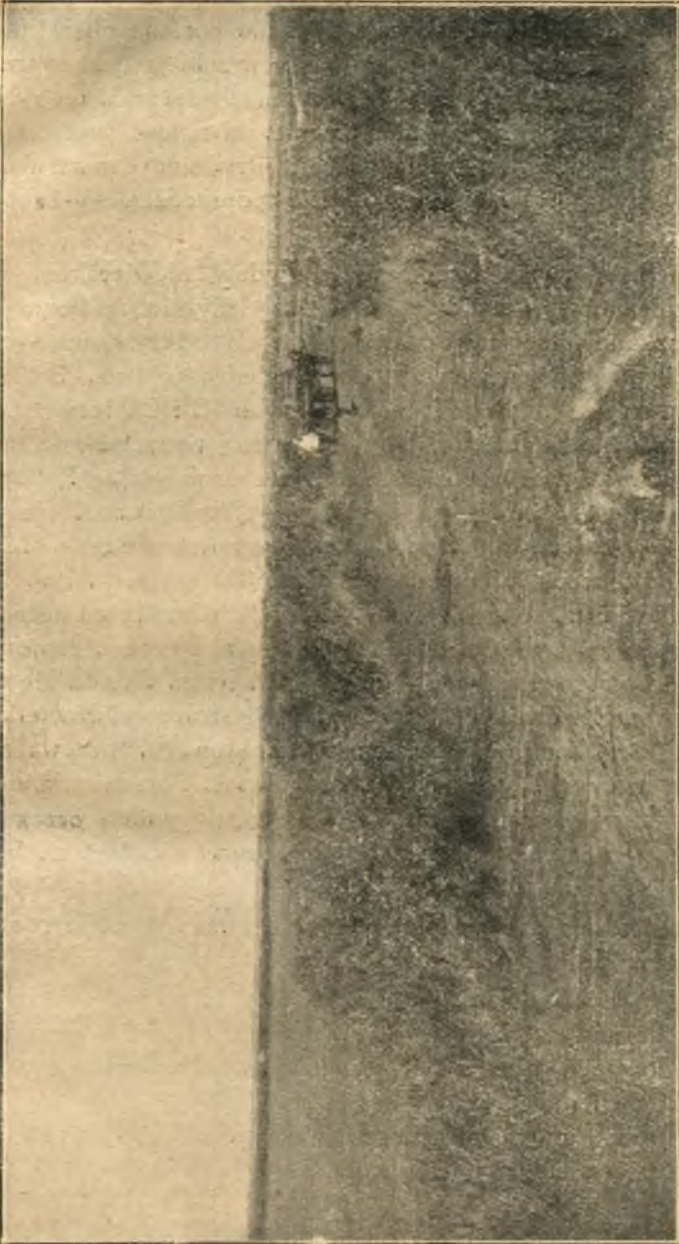
Fot. L. Sawicki.

tyj próchnicy, oraz wzniesienia powierzchni starego piasku wydmowego — był to nieznacznej wysokości wał wydmowy. Obecnie wydma ta znajduje się na terenie zabagnionym, zalewowym, w pobliżu północnego ramienia Prypeci. Powierzchnia



Ryc. 34. Wieś Niewier (pow. Kam. Koszyr.). Skala 1:15. 1-stary piasek wydmowy; 2-piaski rzeczne warstwowane (stropowa partja terasy ancylusowej Prypeci) z wkładkami piasku gruboziarnistego (4), drobnoziarnistego ilastego (3) i torfowego (5). a — współczesna powierzchnia deflacyjna wydmy; b — zniszczona powierzchnia terasy; c — poziom wody gruntowej.

deflacyjna wydmy, w miejscu gdzie wykonano sondaż, wznosi się około 1,5 m nad poziomem otaczających ją bagien (pagórki współcześnie nawianego piasku, w związku z rozwiewaniem starych poziomów tej wydmy, są wyższe). Leży ona na powierzchni piaszczystej ancylusowej terasy Prypeci, która do-



Ryc. 35. Dolina Prypeci między wielką Htuszą i Niewierem (pow. Kam.Koszyr.). Białe smugi z lewej strony zdjęcia — wydmy pod wsią Niewier.

Fot. L. Sawicki.

chowała się tu w postaci płatów, występujących w podłożu wydmy. Na odcinku tym dolina Prypeci nie posiada charakteru ustalonego i określenie jej granic oraz przebiegu jest wprost niemożliwe. Obecność wydmy w rozwidleniach łozyska tej rzeki i wogóle ich chaotyczne rozmieszczenie, obecność wysp moreny dennej — wszystko to niezmiernie utrudnia rekonstrukcję stosunków hydrograficznych w okresie poprzedzającym zabagnienie Polesia.

W pobliżu wyżej wspomnianej wydmy niewierskiej, na terenie zalewowym, znajduje się szereg płytkich odkrywek, skąd mieszkańcy miejscowi czerpią glinę. W odkrywkach tych, pod warstwą współczesnego torfu bagiennego (ryc. 36, A) i cienką pokrywą napływów piaszczystych (B i C), leży typowa morena denna z głazami (D). Zniszczoną powierzchnię moreny przykrywa zwarty poziom materiału grubego¹⁾. Podczas gdy powierzchnia terasy (w podłożu wydmy) wznosi się do +60 cm to zerodowana powierzchnia moreny dennej leży w poziomie znacznie niższym, gdyż około 20 cm n. p. rz. Na SE od Niewieru, na uroczysku „Hrusze”, również na terenie zabagnionym, zalewowym, między ramionami Prypeci, znajduje się odosobniony płat utworów fluwjoglacjalnych. Składa się on z piasków warstwowych, które w partji stropowej zawierają w dużej ilości konkrecje krzemienia kredowego, przeważnie termicznie połupane, otoczone i spatynowane. Południowy bok tej wyspy fluwjoglacjalnej nosi wyraźne ślady podcięcia przez rzekę. Powierzchnia wyspy jest wzniesiona na 5—6 m nad poziomem Prypeci (+146 m).

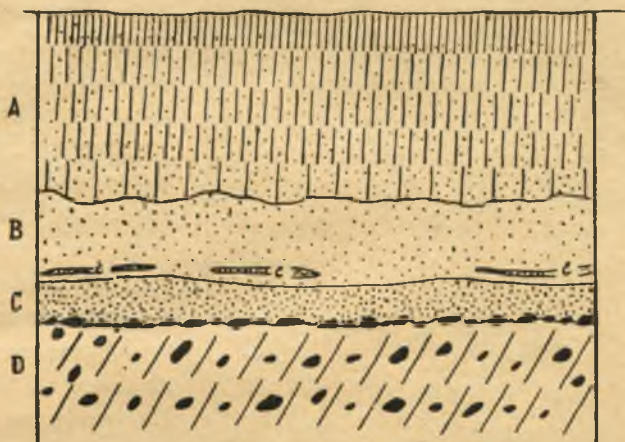
W dolinie zalewowej pod Niewierem mamy zatem następujące stosunki:

1. Prypecę w poziomie 146—146,5 m n. p. m.
2. Morenę denną w poziomie około +147 m, o powierzchni zerodowanej, przykrytej aluwjami współczesnymi i warstwą torfu bagiennego.
3. Terasę ancylusową Prypeci w poziomie około +148 m, z wydumą leżącą na jej powierzchni.

¹⁾ Poza wyżej opisanym przykładem, zaleganie moreny dennej w podłożu współczesnych aluwjów i torfu stwierdziłem w okolicach Kamienia Koszyrskiego, Ostrówka nad Turją i Wielkiej Hłuszy.

4. Szczałki terasy fluwjoglacjalnej w poziomie, około + 151 m.

Z powyższego zestawienia faktów nasuwa się wniosek, że, przynajmniej na obszarze kotliny Prypeci, poziom moreny dennej w okresie erozji postancylusowej odegrał rolę, w stosunku do utworów nadległych, powierzchni strukturalnej. Stwierdzenie tego faktu miałyby donieść znaczenie ze względu na za-



Ryc. 36 Wieś Niewier (pow. Kam. Koszyr.) Skala 1:20. A—torf silnie zmineralizowany; B—piasek szary z wkładkami ciemnego piasku torfowego (c); C—ciemny piasek torfowy; D— morena denna z głazami, barwy sinawo-zielonkawej, silnie przesycona wodą.

gadnienie roli utworów nieprzepuszczalnych w zabagnieniu Polesia. Płytkość zalegania tych utworów jest niewątpliwie jedną z bardzo ważnych przyczyn wysokiego stanu wód gruntowych i stanowi okoliczność sprzyjającą rozwojowi zabagnienia. Nie wyjaśnia to jednak istotnej przyczyny tego zjawiska.

W zestawieniu z innymi częściami naszego Niżu—rzeźba Polesia, ogólnie rzecz biorąc, posiada charakter starczy: jak-gdyby tu cykl erozji postglacjalnej dawno się już był skończył i nastąpiło wyrównanie terenu, a w związku z tem—zanik czynników rzeźbiących. Gdy jednak uprzytomnimy sobie, że jesteśmy w obszarze ostatniego zlodowacenia, o młodości którego świadczą dobrze zachowane i świeże formy akumulacji lodowcowej oraz wspaniale wykształcone wydmy (jeśli pominąć jeziora,

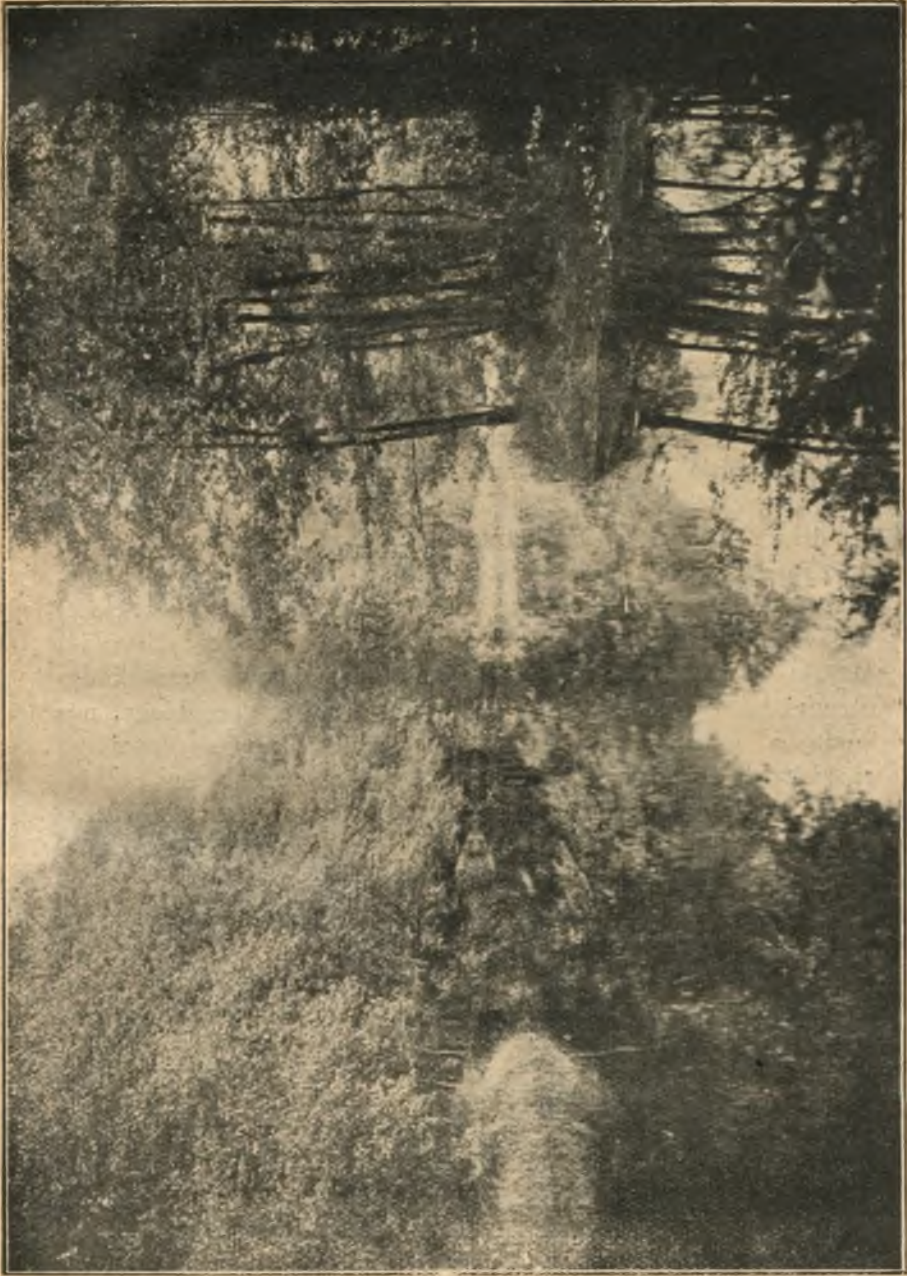


Ryc. 37. Kozangródek (pow. łuniniecki). Partia wschodnia kompleksu wydmowego, znajdującego się na pld. od m-ka. Wydma rozwiana, zarazem bogate stanowisko epipaleolityczne.

Fot. L. Sawicki.

ponieważ nie wszystkie są niewątpliwie lodowcowego pochodzenia), przyjdzie do wniosku, że owa pozorna starczość rzeźby terenu Polesia jest zjawiskiem wtórnym. Przyczyną tego zjawiska jest zanik czynnika erozji głębokiej, spowodowany wysokim poziomem podstawy erozyjnej większościerzek poleskich. Ponieważ poziom ten reprezentuje Prypeć — pozostaje zatem do wyjaśnienia: czy podniesienie się zwierciadła wody w dolinie Prypeci istotnie ma miejsce i — ewentualnie — jaka jest tego przyczyna?

W świetle danych niwelacyjnych krzywa spadku zwierciadła Prypeci posiada charakter nienormalny. Gdy bowiem od źródeł do ujścia Wyżewki (na przestrzeni około 81 klm) średni spadek wynosi $0,173\text{‰}$, poniżej zaś, aż do ujścia Jasiołdy (280 klm), — $0,071\text{‰}$, to



Ryc. 38. Rz. Lwa koło wsi Pięrebrodzie (pow. stolinski).

Fot. L. Sawicki.

w pozostałej, znacznie większej, części biegu Prypeci średni spadek zwierciadła wody nie tylko nie zmniejsza się, jakby się tego należało spodziewać, lecz wprost przeciwnie — jest nieco większy, gdyż wynosi około 0,072 ‰. Z zestawienia danych z poszczególnych odcinków (tabl. II)¹⁾ wynika, iż w dalszym biegu Prypeci spadek zwierciadła wody w sposób zdecydowany wzrasta i przy ujściu niemal dwukrotnie przewyższa średni względny spadek na przestrzeni Pińsk — ujście Słuczy płn. Zjawisko to wskazuje na istnienie w środkowej części biegu Prypeci jakiejś przeszkody, hamującej normalny spływ wód. Przyczyny tego zaburzenia narazie niepodobna ściśle ustalić. Jest możliwe, że mamy tu do czynienia z bardzo młodym wypiętrzającym ruchem tektonicznym. W związku z tem zasługuje na specjalną uwagę okoliczność, iż odcinek doliny Prypeci, w granicach którego owa przeszkoda ma się znajdować, leży na terenie wału scytyjskiego.²⁾ Obecność płytko leżących granitów (20 m od powierzchni — 110 m n. p. m) na północ od Prypeci, stwierdzana ostatnio przez Z. Sujkowskiego, zdaje się potwierdzać powyżej wypowiedziane przypuszczenie. Wobec zależności biegu rzeki od zmian zachodzących w jej łóżysku — zaburzenie wywołane istnieniem jakiejś przeszkody, utrudniającej normalny spływ, przenosi się w górę biegu, powodując, jak w danym wypadku, podniesienie się poziomu rzeki oraz zmniejszenie upadu i szybkości przepływu³⁾. Załamanie spadku Prypeci, poniżej miejsca przypuszczalnego zaburzenia, byłoby zatem zjawiskiem zupełnie normalnym i zrozumiałym.

Takby się przedstawiała, w bardzo ogólnym zarysie ge-

1) „Oczerk Rabot Zapadn Eksp...“ Str. 18-19. Spadki podane w sążniach zostały zamienione na metry; ponadto, poprawiono omyłkowo wydrukowany kąt upadku na odcinku Bereżce — ujście Horynia (zamiast 0,000681—0,000788) oraz szereg innych omyłek (w podsumowaniach).

2) E. Oppokow. Le Géosynclinal de l' Ukraine et la Barrière Dévonienne du Polessje d'après les renseignements récents. „Ann. de la Soc. géolog. de Belgique“. T. XLIX. 1927. Tęgoż: Matierjały po izsledowaniju riek i riecznych dolin Polessja. Cz. I. Kijów, 1916. Str. 101.

3) J. Smoleński: O wpływie zaburzeń dolnego biegu rzeki na działalność erozyjną w biegu wyższym. „Sprawozd. Pol. Inst. Geol. og.“ T. I str. 489—505. M. P. Rudzki: Fizyka ziemi. Kraków, 1909. Str. 424—466.



Ryc. 38. Rz. Smierć na południe od Łachwy.

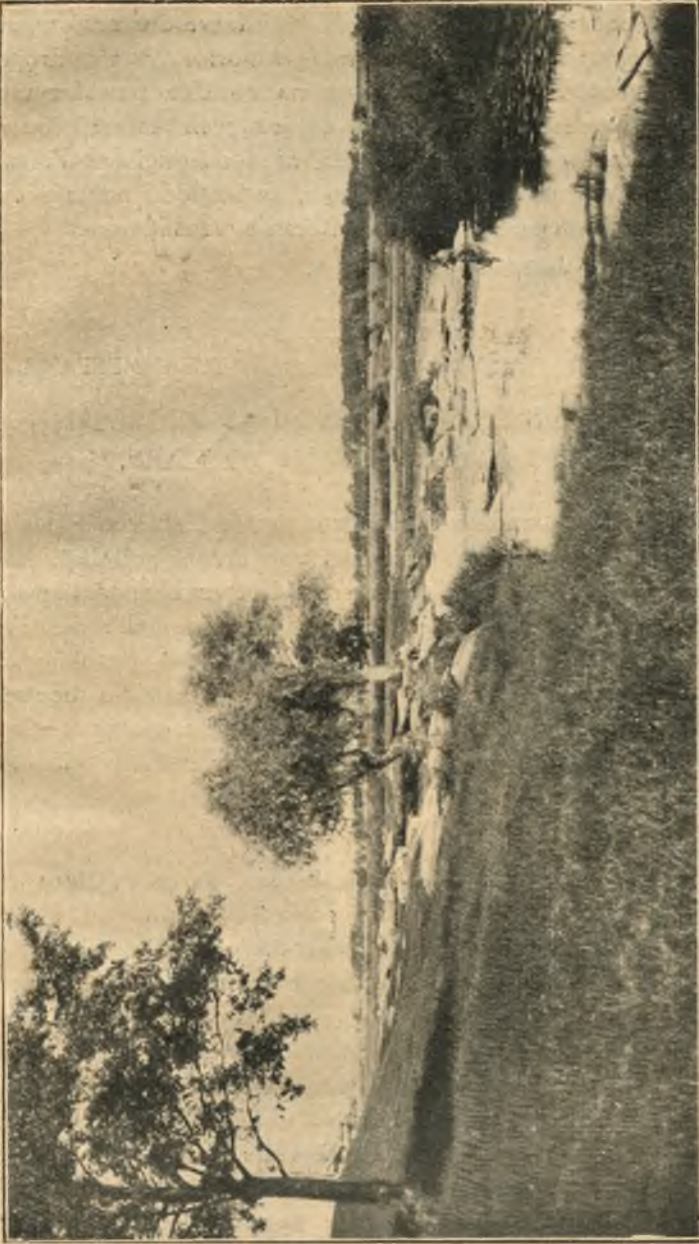
Fot. L. Sawicki.

Tablica spadków i kątów upadu Prypeci na przestrzeni od Pińska do ujścia, według danych z lat 1875—1877.

Miejscowość	Odległość od Pińska z biegiem nurtu w wiorst.	Odległość między punktami w wiorst.	Pełny spadek średni w metr.	Pełny spadek wód wiosennych w metr.	Spadek średni na 1 wiorstę w metr.	Spadek wód wiosennych na 1 wior. w metr.	Średni kąt upadu	Kąt upadu wód wiosennych	Największy kąt upadu	U w a g i	
Pińsk	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Połączenie Strumienia i Piny Potężenia Strumienia i Jasiołdy—początek Prypeci. W pobliżu ujścia Styru.	
Wieskaaczanowicze	33	33	1,15	1,24	0,0348	0,0376	0,0000327	0,0000352	0,0001260		
Wies Bereżce	50	17	1,75	1,26	0,1029	0,0737	0,0000965	0,0000688	0,0002017		
Ujście Horynia	124	74	6,22	—	0,0840	—	0,0000788	—	0,0001400		
Ujście Stuczny płn.	151	27	1,96	1,64	0,0726	0,0607	0,0000681	0,0000570	0,0001650		
Ujście Uborci	246	95	6,20	4,88	0,0653	0,0514	0,0000634	0,0000482	0,0001940		
Ujście Płicy	286	40	2,24	2,71	0,0560	0,0677	0,0000525	0,0000635	0,0001520		
Wies Zhorany	314	28	1,98	1,34	0,0707	0,0479	0,0000664	0,0000450	0,0002010		
Wies Barbarowo	349	35	1,89	2,88	0,0540	0,0823	0,0000509	0,0000771	0,0002500		
Ujście Sławeczny	390	41	3,30	2,96	0,0805	0,0722	0,0000756	0,0000678	0,0001320		
M. Lelew	463	73	5,77	6,11	0,0790	0,0837	0,0000742	0,0000786	0,0001580		
Ujście Prypeci	501	38	4,43	4,56	0,1166	0,1200	0,0001095	0,0001126	0,0003000		
	—	501	36,89	29,58	0,0736	0,0693	0,0000687	0,0000651	0,0001836		Ujście Prypeci.

Rzeka przesuwa się do
wysokiego praw. brzegu
Rzeka przesuwa się ku
środkowi doliny.

Rzeka przesuwa się
do wysokiego, prawego
brzegu.



Ryc. 39. Wólka Chołopska (pow. kostopolski). Odstonienie ławicy zlewnego piaskowca kwarcytowego na dnie doliny Słuczy.
Fot. L. Sawicki.

neza zabagnienia Polesia. Ostateczne wyjaśnienie tego zagadnienia będzie możliwe wówczas, gdy uzyskane zostaną wyniki bardziej wyczerpujących badań nad geomorfologią i hydrografią całego Polesia. Mając powyższe na uwadze powstrzymuję się od wypowiedzania wniosków, dotyczących kwestji odwodnienia obszarów zabagnionych na naszym odcinku Polesia, ponieważ byłyby one przedwczesne i, ze względu na szkicowy charakter niniejszej pracy, niedostatecznie uzasadnione.

Warszawa, dnia 13. VII. 1928 r.

ZUSAMMENFASSUNG.

BLICK AUFS DILUVIUM UND DAS PROBLEM
DER VERSÜMPFUNG VON POLESIEIN.

Das Werk behandelt vorwiegend jenen Teil von Polesien, welcher sich innerhalb der Grenzen von Polen befindet. Der Verfasser stützt sich auf seine eigenen Untersuchungen, sowohl wie auf das publizierte Material. Die Grundaufgabe des Verfassers war das Problem des Diluviums und das Problem der Versümpfung von Polesien darzustellen, weil man im heutigen Zustande der Forschungen auf diesem Gebiete nichts anderes anstreben vermag. Somit ist das Dargelegte nur als eine Arbeitshypothese zu betrachten.

Polesien stellt eine Diluvialplatte dar, deren mittlere Erhebung nach P. A. Tutkowskij etwa 165 m über d. M. beträgt und ist mit ihrer geringen Denivelation das flachste Gebiet des polnischen Flachlandes. Die hier herrschenden relativen Höhen erreichen kaum 10 m (max. ca 15 m—min, ca 2 m). Beträchtlichere Niveauunterschiede sind im sog. „Zahorodzie“ (zwischen Pina und Jasiołda) auf den Peripherien des Wolhynischen Plateau's und auf den Ketten der Endomoränen zu beobachten. Nach Tutkowskij beträgt die absolute Mittelhöhe der Flussquellen im westlichen und zentralen Polesien 163 m ü. M., der Mündungen 152,66 m ü. M.; der gesamte Abfall in Mittelwerten 10,21 m, der Mittelabfall 0,5450 m pro 1 Km. *Die schwache Skulptur des Bodens ist mit dem Aufhören der, das Fort-*

schreiten der Tieferosien bedingenden Faktoren, verknüpft. Das Substrat des Diluviums von Zentralpolesien bilden Tertiärablagerungen — glaukonitführenden Sande und dunkle und blaue als palaeogen betrachtete Tone (Charkow Stufe-Oligocän, Kijew Stufe-ober Eocen). Die obenerwähnten tertiären Bildungen haben eine fast ebene Lage und bilden eine sanft nach Norden geneigte Plattform. Auf einer breiten Strecke im südlichen Teil des Gebietes, dem Nordrande von Wolhynischem Plateau entlang, sind die tertiären Bildungen völlig zerstört worden und zwar hat man es der Gletschererosion und der Tätigkeit der Fluvioglazialgewässer zu verdanken.

Das Diluvium ist hier direkt der weissen Kreide aufgelegt, die in Zentralpolesien das Liegende des Tertiärs bildet. Die südlichen Nebenflüsse der Prypéc—Turja, Stochód und Horyń mit Słucz fließen auf langen Strecken in breiten, teils in die Kreide (bis in Cenoman—Słucz im N von Ludwipol und Horyń, im Westen von Aleksandrja), teils in Tertiär erodierten Täler, was auf Grund der beträchtlichen Erhebung der vordiluvialen Ebene, besonders des südlichen und teilweise auch des zentralen Polesien zurückzuführen ist. Die Erhebung der palaeogenen Oberfläche beträgt in S-N Richtung 160—113—149 m. ü. M. (Korost, Kryczyłsk am Horyń, Parachońsk, Hancewicze) auf W-E 113—116—113 m ü. M. (Brześć, Pińsk, Parachońsk). Die Haupteigenschaft dieses Gebietes besteht in der durchaus geringen Mächtigkeit der diluvialen Decke, welche in den Grenzen von ca 2—3 m bis 30—40 m schwankt und nur in Einzelpunkten dicker wird.

Nach P. A. Tutkowskij wäre Polesie nur von einer, der vorletzten, Vereisung L_3 bedeckt gewesen. Die Ketten der Endmoräne im N von Kowel und längs des linken Ufers von Horyń (flussabwärts von Wielkie Cepcewicze) hat er als die südliche Grenze des maximalen Vorstosses dieser Vereisung aufgefasst. Nach diesem Forscher sollte durch die vorletzte Vereisung über die obere Prypéc ein Bogen beschrieben worden sein, dessen östlicher Arm durch die Umgebungen Mozyrs, Owruć's und Żytomirs mit dem Kijewer Lobus im Süden in Verbindung stehen müsste. Der Bogen sollte mit dem Dasein eines Transversalwalles der Nowogródek-Kreide verknüpft sein; das durch den Bogen umfasste Gebiet wurde von ihm als eine unvereiste

von Sandren bedeckte Strecke aufgefasst (sog. Geschiebefreie Area — „*drittless area*“). Die südliche Grenze dieser Area führte er längs des Löss und Kreideplateau's von Wolhynien, Vor wenigen Jahren hat Wołłosowicz gezeigt, dass die von Tutkowskij beschriebenen Endmoränen nicht die vorletzte, sondern die letzte Vereisung darstellen, indem er sie mit der, zur sog. Mittelpolnischen Endmoräne gehörenden Moräne der Umgebung von Uhrusk, in Beziehung stellte. Nach Wołłosowicz deckt sich in Polesie der maximale Vorstoss der letzten Vereisung mit der Lage der letzten Moränenketten von Tutkowskij und stimmt seiner Meinung von der Existenz des schon erwähnten unvereisten Gebiets, völlig zu. Indem er die Horyń—Moränen als den östlichen Rand der letzten Vereisung auffasst, zieht er die Grenze dieser Vereisung in der Richtung NNE nach Siemieżewo—Kopył—Grozów weiter. Der Rand der vorletzten Vereisung zieht sich nach seiner Meinung vom Krystynopol, längs des rechten Ufers des Bug-Tales, bis nach Luboml, wo er unter die Ueberschiebung der letzten Vereisung einsinkt, um unter dieser einen, bis zur Prypeć und weiter reichenden Bogen zu beschreiben.

Der Verfasser meint, dass die von Tutkowskij und Wołłosowicz gegebene Charakteristik des Diluviums von Polesie irrtümlich sei.

Aus den Forschungen von E. Gagel und des Verfassers auf demselben Gebiet im Frühling 1928 ergibt sich, dass man die Grenze der letzten Vereisung etwa 50—60 Km nach S und SE von Kowel verschieben muss. Sie deckt sich mit dem Verlauf der Isohypse +205, welche den Erosionsrand eines zerstörten Kreideplateau—Teils vorstellt, welcher weit nach N vordrängt und die Nebenflüsse der oberen Turja und des Stochód abschneidet. Die Zerstörung der Kreideoberfläche auf diesem Gebiete hat vor der Ueberschiebung der letzten Vereisung stattgefunden. Diese Meinung ist durch die Erscheinung im niedrigen Niveau von Eisakkumulationsbildungen, wie auf durch das Auftreten im Hintergrund von fluvioglazialen Sanden und Tonen und durch das Vorkommen von Löss (oder in Material und Struktur lössartiger Gebilde), an der Erosionsrandbase des obenerwähnten Kreideplateau's bestätigt. Die Zerstörung der Kreideoberfläche auf diesem Gebiet stellt der

Verfasser mit einem Vorstoss der vorletzten Vereisung in Beziehung, deren Überreste wahrscheinlich die G a g e l's c h e „*Kreidelokalmoräne*“ darstellt. Das Auftreten solcher Lokalmoränen wurde vom Verfasser auch in einer Ziegeleien bei Turzysk und in der Umgebung von Luboml und Hołowno (N von Luboml) konstatiert. Nach der Meinung des Verfassers sind die Endmoränen T u t k o w s k i j's Ergebnis eines Stadial-Rückzuges des Gletschers und können deshalb das maximale Vordringen der letzten Vereisung nicht darstellen. Auch das Vorhandensein einer unvereisten Area im E von der Horyńmoräne darf man nicht länger annehmen. Das Gebiet im N von Sarny stellt ein typisches Diluvialtal des Horyń und Slucz dar. Der Talboden ist durch eine, von Dünen bedeckte, sich ca 5—7 m erhebende Diluvialterasse gekennzeichnet, in die sich die recenten Flusstäler von Horyń und Slucz einschneiden. Das Gebiet im S von Sarny stellt die 12—18 m ü. Horyńsp. erhobene Plattform einer Fluvioglazialterasse vor, deren südliche Grenze der Rand des Wolhynien-Plateau bildet. Man trifft hier zuweilen vereinzelte, nicht selten unter Fluvioglazialsanden liegende, jüngere Lösspartien, besonders längs des Horyńtales. Der linke Ufer des Horyń ist (bei Sarny flussabwärts) im Gegensatz zum Rechten (Diluvialterasse) hoch und stellt den Erosionsrand des Polesischen Diluvialplateaus vor. Im Osten der Horyńmoräne konstatierte T u t k o w s k i j das Auftreten von End—und Grundmoränischen Gebilden bei Łuhin (an der Żerew) und an der unter Uborć. Diesem Gelehrten verdanken wir auch die Nachricht, dass sich am nördl. unter-Slucz, (flussabwärts der Mündung Morocz), auf einer langen Strecke ein breiter, von Hügeln einer Endmoräne bestreuter Gürtel der Grundmoräne erstreckt; auch die Notiz von einer Grundmoräne bei Kniaź-See und auf dem linken Ufer der Prypeć (auf dem Abschnitt Leskowicze-Petryków) stammt von ihm ab. *Auf diese Tatsachen gestützt meint der Verfasser, dass die letzte Vereisung auf E von der Horyń-Moräne, also bis auf S von der Prypeć reichte.* Die Grenze des maximalen Vorstosses dieser Vereisung zwischen Horyń und Łuhin auf einem Gebiet, das von T u t k o w s k i j als unvereist erklärt wurde, kann wegen Mangel an Diluvialuntersuchungen noch nicht festgestellt werden.

Auf Grund geomorphologischer Tatsachen nimmt der Ver-

fasser an, dass die Grenze der vorletzten Vereisung sich mit dem Rande des Kreide—und Lössplateau's im allgemeinen deckt. Der Verfasser hat das Auftreten von Geschiebematerial auf vereinzeltten Punkten des Równe-Bezirktes auf dem rechten Horyń-Ufer im W von Tuczyn (Kotów, Marjanówka, Susk) beobachtet. Das Geschiebematerial liegt hier ziemlich hoch, etwa 200—216 m ü. M. und unter solchen Bedingungen, dass jede Beziehung dieser Bildungen zur letzten Vereisung ausgeschlossen ist. Die Erforschung des Endteils des Urtales von Uście (link. Nebenfl. des Horyń) erlaubte dem Verfasser das Vorhandensein einer hohen Kreideerosionsterasse festzustellen, die den Grund des Tales in der vorletzten Vereisungsperiode bildete. Die Fluvioglaziale, das Niveau 179—188 m einnehmende, Lössterasse von Uście und Horyń füllt den zur Zeit des letzten Interglaviales vertieften Teil des Urtales dieser Flüsse, aus.

Aus dem eigentlichen Polesie waren bis jetzt noch keine Interglazialgebilde bekannt. Der Verfasser hat sie im J. 1927 in einer Ziegelei auf dem NE Rande einer Diluvialinsel von Horodna im Dorfe Derewnia (Bezirk Stolin) entdeckt. Es sind stark zusammengepresste und metamorphisierte Torfgebilde von bedeutender Mächtigkeit (die Unterschicht bis 5 m nicht durchbohrt) vom dunklen, plastischen, nicht geschichteten Tonen bedeckt, dessen Hangendes eine versandete Moräne der letzten Vereisung bildet (Abb. 31). Die palaeobotanische Bearbeitung dieser Torfe hat liebenswürdig Herr Prof. W. Szafer aus Kraków übernommen. Auf dem linken Ufer der Prypeć-Tales (in Leskowicze und Makarowicze) entdeckte Torfe, die Tutkowskij als voreiszeitliche betrachtete, sieht der Verfasser wegen ihres analogen Auftretens als der letzten Interglazialzeit angehörig, an.

Die, durch Polesie in den Dniepr abfließenden Gewässer des schmelzenden Gletschers haben tiefe und breite Abflusstäler erodiert (Ober-Prypeć, Pina, Jasiolda, Szczara und N Slucz), was mit der Stadiaregression der letzten Vereisung aus Polesie und mit der zweifachen Verstopfung des Bug-Tales in Beziehung steht. Nachdem sich der Rückzug des Gletschers aus Polesie vollendet hatte und der Abfluss in den Bug

und Dniepr sich fixierte, schnitten sich die polesischen Flüsse in ihre alten Alluvien ein und erst dann wurde die 5—7 m hohe Diluvialterasse entblöst. Der Tieferosionsprozess fand wahrscheinlich zur *Ancylus-Zeit* sein Maximum. Das Auftreten im Prypeć-Gebiete einer mit Dünen bedeckter Terasse, deren Alter durch die in ihr gut datierten prähistorischen Artefakte genau bestimmt werden kann, soll als Beweis gelten. Die Versumpfung, wie es mancherlei Tatsachen beweisen, ist mit der Erhebung des Wasserspiegels in den Tälern Polesischer Flüsse in der Postancyluszeit verknüpft. In dem damaligen gewaltigen Akkumulationsprozess kann man zwei Entwicklungshauptphasen ausscheiden: eine ältere, vom unteren holozänen Torf bedeckte, durch die sandigen und tonigen Alluvien gekennzeichnete und eine jüngere, höhere, aus Sandalluvien und einer recenten, stark mineralisierten Grastorfschicht bestehende Phase. Durch die Erhebung des Wasserspiegels in den Tälern der Pina und Prypeć (der Erosionsbase aller Polesischer Flüsse) wurden die Abflussbedingungen sehr verschlimmert, was zu einer Versumpfung des Gebietes führte. Das Eindringen der Sümpfe in die Dünenlandschaft der Prypećsänke soll man als Nebenbeweis des jungen Alters des Ereignisses betrachten. Da auf Versumpfungsbereichen eine Dünenbildung unmöglich ist, müssen wir annehmen, dass die Dünen älter als die umgebenden Sümpfe sind.

Da Prypeć eine Erosionsbase der Mehrzahl Polesischer Flüsse ist, soll, deshalb erklärt werden, ob wirklich eine Erhebung des Wasserspiegels im Prypeć-Tale stattfindet, und welchen Ursachen hat man das Ereignis zu verdanken. Aus den *Denivelationsdaten* ergibt sich, dass die *Erniedrigungskurve des Wasserspiegels der Prypeć eine anormale ist*. Der Mittelabfall der Prypeć von der Quelle bis zur Mündung der Wyzewka (auf einer Strecke von ca 81 Km) beträgt $0,173\%$, flussabwärts bis zur Jasiolda—Mündung (280 Km) beträgt er $0,071\%$; in dem übrigen, weit grösseren Teile des Prypeć-Laufes ist der Mittelabfall des Wasserspiegels nicht geringer, wie es zu vermuten wäre, sondern etwas grösser ($0,072\%$). Aus der Zusammenstellung der Werte für Einzelabschnitte (Taf. II) ergibt sich, dass im Unterlaufe der Prypeć der Abfall des Wasserspiegels in entschiedener Weise wächst und unweit der Mündung den

relativen Abfall etwa zweimal übertrifft (auf der Strecke Pińsk—Mündung der N Slucz). *Diese Tatsache deutet auf das Vorhandensein eines Hindernisses im Mittellaufe der Prypeć, welcher den Normalabfluss des Wassers verhindert.* Die Ursache dieser Störung ist jetzt unmöglich zu erklären. *Es ist möglich, dass wir mit einer jungen Erhebungskraft tektonischen Ursprungs zu thun haben.* Im Zusammenhang damit ist besonders bemerkenswert die Tatsache, dass der Abschnitt des Prypeć Tales, in welchem das Hindernis sich befinden soll, auf dem scythischen Wall liegt. Das neulich von Dr. Z. Sujkowski konstatierte Auftreten in geringer Tiefe granitischer Gesteine (20 m unter der Oberfläche, 110 m ü. M.) im N von der Prypeć, scheint zugunsten dieser Meinung stehen.

Die Störung, durch ein Hindernis beeinflusst, welches den Normalabfluss des Wassers verhindert, muss sich flussaufwärts fortpflanzen. Die Erhebung des Flusstandes und das Abnehmen des Fallens und der Geschwindigkeit des Durchfließens des Wassers wird durch diese Störung stark beeinflusst. Das Abnehmen des Abfalles von Prypeć flussabwärts des Störung, wäre also eine durchaus normale und verständliche Erscheinung. Auf diese Weise kann man sich im Allgemeinen die Ursache der Versumpfung von Polesie vorstellen. Eine vollständige Lösung der Aufgabe kann nur dann erfolgen, wenn eingehende geomorphologische und hydrologische Untersuchungen des gesamten Polesie genügendes Material zur Verfügung geliefert haben werden.

IHKM

B. 1939

Alte 69/727

B.1939

