

Utwory czwartorzędowe w okolicach Rakowa i Łagowa

WSTĘP

Opracowanie niniejsze opiera się na badaniach prowadzonych w ramach prac Świętokrzyskiej Stacji Terenowej IG w Kielcach, na arkuszu Łagów w skali 1 : 50 000 (fig. 1). Podczas kartowania tego terenu uwzględniono odsłonięcia naturalne oraz przeprowadzono szereg wierceń ręcznych i sond.

Na temat zasięgu lądolodu w Górach Świętokrzyskich wypowiadało się szereg badaczy. W. Łoziński (1909) uważał, że lądolód nie pokrył szczytów Gór Świętokrzyskich czyli, że były one nunatakami. J. Lewiński (1914) jest przeciwnego zdania, powołując się na opinię S. Miklaszewskiego (1912), który znalazł głaziki narzutowe na Bielniku pod Św. Krzyżem, na wysokości około 600 m. L. Sawicki (1922) wyznacza morenę środkowopolskiego zlodowacenia tylko z północnej strony Gór Świętokrzyskich. J. Czarnocki (1931) również jest zdania, że szczyty Gór Świętokrzyskich nie były pokryte lodem, a znalezienie głazów narzutowych na Górze Jeleniowskiej przez J. Samsonowicza uważa za zjawisko lokalne, nie mające większego znaczenia. Zdaniem J. Lewińskiego wieniec moren czołowych występujący na północnej stronie Gór Świętokrzyskich nie ma związku ze zlodowaceniem szczytów, gdyż lądolód docierając do gór zatrzymał się, a następnie je okrążył i stał się w pewnym okresie lodowcem piedmontowym. Przez stopniowe narastanie miąższości lądolodu, podniósł się on ponad szczyty i pokrył je. Również podczas recesji lądolód najpierw stopniał na górach, a w dolinach, szczególnie z północnej strony Gór Świętokrzyskich, gdzie utrzymywał się najdłużej, wytworzył moreny czołowe.

J. Czarnocki (1931) przyznaje, że najstarsze zlodowacenie, które nie dotarło do Gór Świętokrzyskich, lecz zatrzymało się nad Bałtykiem, było powodem utworzenia się wielkiego jeziora w środkowej Polsce, w którym osadzały się mułki ze żwirkami kwarcowymi. Autor ten powołuje się na S. Wołosowicza (1924a), który obserwował podobne utwory na Polesiu. J. Czarnocki uznaje dwudzielność moreny dennej w Górach Świętokrzyskich nie za stadialną, lecz glacialną i podaje, że

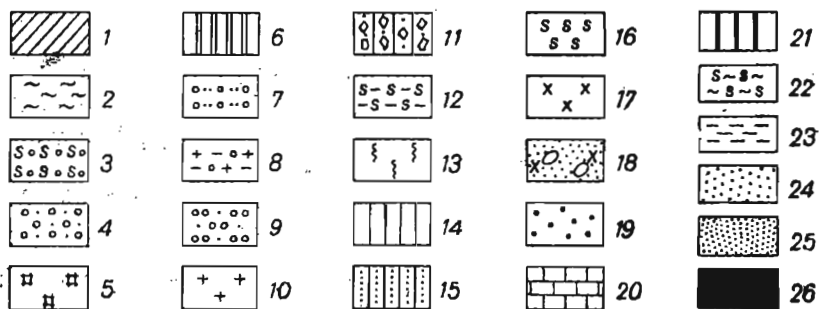
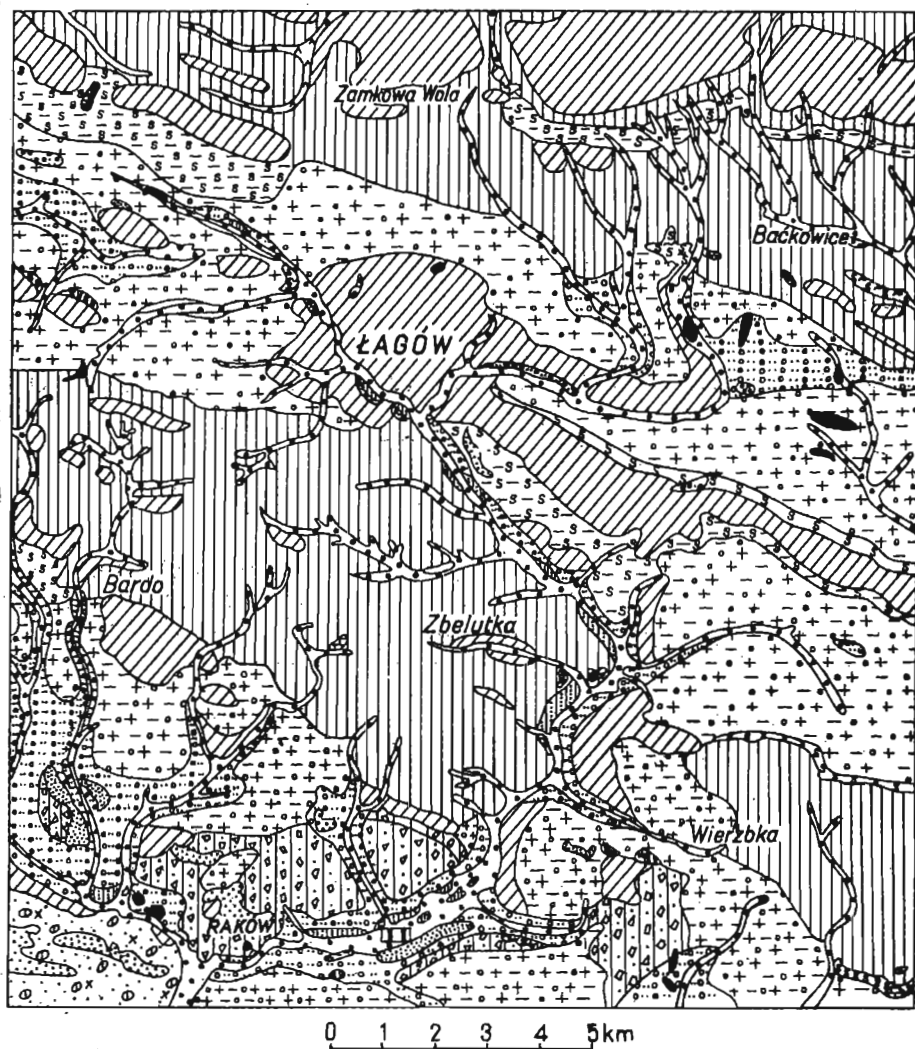


Fig. 1. Utwory czwartorzędowe okolic Rakowa i Łagowa
Quaternary deposits in region of Raków and Łagów

czasokres między osadzeniem się jednej moreny a drugiej był dłuższy, niż to ma miejsce w interstadiale, co dowodzi, że mamy tu do czynienia z dwoma zlodowaczeniami. E. Rühle (1952b) przy opisie profilu Kierdonki powołuje się również na profil utworów plejstocenijskich J. Czarnockiego, widząc w najniżej położonych mułkach, mułki wymienione przez J. Czarnockiego.

W trakcie pracy wielokrotnie zasięgałem rad i wskazówek u dr H. Żakowej, za co tą drogą składam Jej serdeczne podziękowanie.

STRATYGRAFIA CZWARTORZĘDU

Podział czwartorzędu rozpoznanego przez autora w omawianym terenie przedstawia tabela 1. Autor wyróżnił tu utwory plejstocenu i holocenu, których opis w rozwoju historycznym podaje niżej.

PLEJSTOCEN

Przebiegiem. Zaznaczył się w omawianym terenie procesami wietrzenia, denudacji i erozji. Wynikiem tych procesów niszczących jest powstanie dolin rzecznych wraz z tarasami skalisto-erozyjnymi, oraz zapoczątkowanie się tworzenia tarasów skalistych (tab. 2) i rozdwanie pasm górskich w partiach szczytowych, jak np. na Szczytniaku. Taras skalisto-erozyjny z tego okresu można obserwować w dolinie Łagowicy, na południe od Łagowa, w prawym zboczu doliny. Zaznacza się on platformą i progiem wznoszącym się do około 5 m nad poziom rzeki. Powstanie tego tarasu należy wiązać z jakimś wahaniem klimatycznym, a nie z różnicami w odporności skał, ponieważ jest on wycięty w skale jednolitej, zbudowanej z wapieni środkowodewońskich. Obecnie obserwowany w dolinie Łagowicy taras erozyjno-skalisty jest tarasem kopalnym. Przechodził on wraz z doliną w następnych okresach zasypanie i rekonstrukcję. Ostatecznie na platformie tarasu w zagłębieniach erozyjno-krasowych znajdują się residua po zlodowaczeniu południowopolskim w postaci głazików pochodzenia północnego. Na tych utworach

1 — starsze podłoże; zlodowaczenie najstarsze; 2 — mułki ze żwirami; zlodowaczenie południowopolskie; 3 — deluwia; 4 — piaski i żwiry; 5 — glina zwałowa; zlodowaczenie środkowopolskie; 6 — less dolny; 7 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 8 — glina morenowa; 9 — ozy; 10 — głazy; 11 — piaski z głazami; 12 — deluwia; zlodowaczenie bałtyckie; 13 — deluwia; 14 — less górny; 15 — piaski rzeczne i mady; glacjał nierozdzielony; 16 — deluwia; 17 — głazy narzutowe; 18 — piaski z głazami; optimum klimatyczne; 19 — mady; 20 — martwica wapienna; 21 — torf (starszy); okres współczesny; 22 — deluwia; 23 — mady; 24 — wydmy; 25 — piaski lotne; 26 — torf (współczesny)

1 — older substratum; Oldest Glaciation; 2 — silts with gravel; Southern-Polish Glaciation; 3 — hill-wash; 4 — sands and gravels; 5 — boulder clay; Middle-Polish Glaciation; 6 — lower loess; 7 — fluvioglacial sands and gravels; 8 — boulder clay; 9 — eskers; 10 — boulders; 11 — sands with boulders; 12 — hill-wash; Baltic Glaciation; 13 — hill-wash; 14 — upper loess; 15 — fluvial sands and haugh-loam; undivided glacial deposits; 16 — hill-wash; 17 — erratic boulders; 18 — sands with boulders; Climatic Optimum; 19 — river silts; 20 — calcareous travertine; 21 — (older) peat bogs; Present-day period; 22 — hill-wash; 23 — river silts; 24 — dunes; 25 — blown sands; 26 — recent peat bogs

spoczywają osady zlodowacenia środkowopolskiego w postaci piasków fluwioglacjalnych z okresu transgresji lądolodu i pokrywy gliny zwałowej z okresu postoju lądolodu oraz piasków z głazami, pochodzącymi z rozmycia utworów morenowych w czasie regresji lądolodu i cienką pokrywą piasków pochodzących z tejże regresji. Na tym wszystkim spoczywa niegruba pokrywa lessowa z ostatniego zlodowacenia.

Taras ten można obserwować dzięki usunięciu niegrubej pokrywy lessu i moreny, leżącej w stropie piasków fluwioglacjalnych (z transgresji), eksploatowanych do budowy szosy Łagów — Raków.

Z innym zjawiskiem natomiast wiązać należy morfologiczne rozdzwajanie się pasm górskich i powstawanie tarasów w partiach szczytowych. Główną rolę odegrały tu różnice w odporności skał, z których zbudowane są pasma górskie. Wahania klimatyczne tylko przyspieszają lub opóźniają proces tworzenia się tarasów skalistych i rozdzwajania pasm górskich.

Z l o d o w a c e n i e n a j s t a r s z e. Zgodnie z interpretacją J. Czarnockiego (1931), lądolód, który zatrzymał cię nad Bałtykiem i nie dotarł do omawianego obszaru, zahamował odpływ wód w kierunku północnym. Wody płynące z południa oraz wody z czoła lądolodu łączyły się z wodami lądowymi i wspólnie utworzyły wielkie zastoisko środkowopolskie, sięgające do 300 m n.p.m. W zastoisku tym osadzały się mułki, czasem ze żwirkami i piaskami. Obecnie mułki te śledzić można w głębokich dolinach oraz na płaskowyżach, gdzie zachowały się pod pokrywą morenowo-lessową. Mułki te występują w dolinie Kierdonki, na płaskowyżu w Sadkowie i Kędziorce, w dolinach Cebra i Przyborowic, w dolinie Łagowicy koło Mochy i w innych miejscach. W dolinie Kierdonki (tabl. III, fig. 7), w okolicy wsi Czarnej, stare dno doliny z okresu preglacjalnego obniża się i pradolinę wypełniają mułki, miejscami z soczewkami żwirków kwarcowych dobrze obtoczonych, których średnica dochodzi do 2 cm.

Powierzchnia spągowa mułków jest nierówna. Podobnie przedstawia się również powierzchnia stropowa mułków, które na pewnych odcinkach rzeki sięgają do 6 m nad poziom rzeki (tabl. III, fig. 7), w innych natomiast zapadają pod powierzchnię rzeki lub zupełnie wyklinowują się.

W pradolinie Łagowicy, w okolicy Mochy koło starego jazu, rzeka przecięła na głębokości około 4 m utwory madowe podścielone warstewką torfów ze żwirami w spągu i osiągnęła poziom mułków, w które zaczyna się stopniowo wcinać.

W Rakowie wiercenie wykonane w utworach wypełniających pradolinę rzeki Czarnej nie napotkało mułków, lecz bezpośrednio po przebicciu 25 m serii piasków osiągnęło utwory trzeciorzędowe.

W Sadkowie w czasie bicia studni zanotowano pod lessami podścielonymi moreną i przemytym rumoszem występowanie mułków na głębokości około 12 m. W dolinach Cebra i Przyborowic wspomniane mułki spotyka się w dnach tych dolin pod madami.

I n t e r g l a c j a n a j s t a r s z y. W tym czasie w przeciwieństwie do poprzedniego okresu, który był widownią wzmożonej akumulacji, obserwujemy intensywne wietrzenie, denudację i erozję. Po usunięciu

Zestawienie stratygraficzno-litologiczne utworów czwartorzędowych z uwzględnieniem procesów i genezy: dolin, tarasów i gołoborzy w okolicy Rakowa

Wiek		Osady	Procesy	Wyniki tych procesów i geneza		
				Dolin	Tarasów	Gołoborzy
H o l o c e n	Współczesny	Deluwia Torfy Namuły z piaskiem i mady Piaski przewiane, wydmy	Wietrzenie, denudacja, akumulacja. Rozwój torfowisk: w starorzeczach, w lejkach krasowych i źródłowych oraz przy wyciekach. Zamulanie den dolinnych, sypanie wałów nadrzecznych w czasie powodzi i erozja. Eoliczny transport i budowa wydmy.	Rekonstrukcja dolin. W trakcie rekonstrukcji dolin lokalna akumulacja i ponowna rekonstrukcja dolin.	Powstawanie lokalnych tarasów w tarasie VI z kolei, a III niekopalnym.	Walka między denudacją a akumulacją wywołana rozwojem roślin powoduje stopniowe zmniejszanie się gołoborzy.
	Optimum klimatyczne	Torf i martwica wapienna Osady rzeczne	Bujny rozwój szaty roślinnej powodujący retencję w dolinach, z czym wiąże się torfienie. Akumulacja rzeczna.	Zasypanie dolin do wysokości nie sięgającej platformy ze zlodowacenia bałtyckiego.	Utworzenie platformy tarasu VI z kolei, a III niekopalnego.	Zahamowanie denudacji lessów wskutek rozwoju bujnej szaty roślinnej.
	Postglacjał	—	Denudacja na szczytach, zboczach dolin i erozja rzeczna.	Rekonstrukcja dolin.	Wcięcie się dolin w platformę ze zlodowacenia bałtyckiego i powstanie tarasu V z kolei, a II niekopalnego.	Rekonstrukcja gołoborzy na stromiznach i szczytach górskich.
Czwartorzęd nierozdzielony		Piaski z głazami. Głazy narzutowe Deluwia	Wietrzenie, denudacja (deflacja, ablacja), erozja, transport. Zsuwy zboczowe i soliflukcja.	—	—	—
P i e j s t o c e n	Zlodowacenie bałtyckie	W dolinach: deluwia i osady rzeczne Na wierzchołkach less górny: less, gleba kopalna, less	Akumulacja rzeczna spowodowana podniesieniem się bazy erozyjnej w związku ze zlodowaceniem bałtyckim. Akumulacja eoliczna, bujny rozwój roślinności i torfienie lej. Akumulacja eoliczna. Zsuwy zboczowe i doliflukcja.	Zasypanie dolin nie sięgające do wysokości zasypania ze zlodowacenia środkowopolskiego.	Włożona pokrywa w wyżłobioną dolinę. Przygotowanie platformy tarasu IV z kolei, a II niekopalnego.	Pokrycie gołoborzy lessem
	Interglacjał eemski	—	Erozja: wcinanie się rzek w pokrywy akumulacyjne ze zlodowacenia środkowopolskiego. Denudacja na wierzchołkach.	Rekonstrukcja dolin.	Powstanie IV z kolei tarasu akumulacyjnego, a I niekopalnego.	Powstawanie tarasów skalistych.
	Zlodowacenie środkowopolskie.	Deluwia Piaski, żwiry i głazy Gлина zwałowa. W dolinach: mułki, piaski i żwiry. Na wierzchołkach i zboczach: less dolny (podmorenowy)	Zsuwy zboczowe — soliflukcja. Rozmywanie moreny. W dolinach: akumulacja fluwioglacjalna. Na wierzchołkach i zboczach akumulacja eoliczna. Akumulacja glacialna.	Tworzenie się usypisk zwierzelinowych u podstawy zboczy. Zasypanie dolin materiałem fluwioglacjalnym i morenowym. Powstanie pokrywy lessowej na zboczach.	Powstanie pokrywy żywo-piaszczysto-mułkowej (przygotowanie platformy IV z kolei tarasu, a I niekopalnego).	Tworzenie się gołoborzy w klimacie peryglacialnym w czasie stagnacji lądolodu pod szczytami, wówczas gdy szczyty były nunatakami, (transgresja i regresja lądolodu).
	Interglacjał wielki	—	Erozja, denudacja (deflacja, zmywanie, spelzanie).	Rekonstrukcja dolin.	Wcinanie się rzek w pokrywy akumulacyjne — powstanie tarasu akumulacyjnego, kopalnego III.	Wymywanie zwierzeliny, tworzenie się tarasów skalistych.
	Zlodowacenie południowopolskie	Deluwia Piaski i żwiry Gлина zwałowa	Wietrzenie, denudacja (zsuwy zboczowe), soliflukcja. Recesja lądolodu: w dolinach akumulacja fluwioglacjalna, na wierzchołkach rozmywanie gliny zwałowej. Stagnacja lądolodu: w dolinach i na wierzchołkach akumulacja glacialna. Transgresja lądolodu — akumulacja fluwioglacjalna.	Tworzenie się usypisk zwierzelinowych u podstawy zboczy, zasypywanie dolin w czasie recesji lądolodu. Zasypanie dolin utworami morenowymi w czasie stagnacji lądolodu. Zasypanie dolin utworami fluwioglacjalnymi w czasie transgresji lądolodu.	Powstanie pokryw akumulacyjnych, przygotowanie platform pod taras kopalny III.	Tworzenie się gołoborzy w klimacie peryglacialnym gdy szczyty były nunatakami, wówczas gdy lądolód dotarł do gór, ale nie wkroczył jeszcze na szczyty i wówczas gdy ustąpił ze szczytów, ale stagnował u podnóży.
	Interglacjał najstarszy	—	Wietrzenie, erozja i denudacja (usuwanie mułków z najstarszego zlodowacenia).	Częściowa rekonstrukcja dolin.	Wcięcie się rzek w pokrywy akumulacyjne i powstanie tarasu akumulacyjnego, kopalnego II.	Ciąg dalszy tworzenia się tarasów skalistych i rozdawanie się pasm górskich.
	Zlodowacenie najstarsze	Mułki ze żwirkami i soczewki piasków	Akumulacja eoliczna w środowisku wodnym i transport żwirok przez wody fluwioglacjalne z czoła lądolodu.	Zasypanie dolin.	Powstanie pokryw akumulacyjnych (platform przyszłych tarasów) II tarasu kopalnego.	Tworzenie się gołoborzy w górach.
P r e g l a c j a ł	Młodszy	—	Erozja — denudacja.	Powstanie dolin rzecznych	Powstanie tarasu erozyjnego (skalistego), I kopalnego.	Początkowe stadium tworzenia się tarasów skalistych i rozdwojenie pasm górskich.
	Starszy	Żwiry i piaski z materiałem karpacim	Akumulacja rzeczna (rzek płynących z Karpat).	—	—	Akumulacja rzeczna na wierzchołkach.

Tabela 2

Zestawienie tarasów występujących w okolicy Rakowa

l.p.	Nazwa tarasu	Rodzaj tarasu	Wiek powstania platformy skalistej lub pokrywy akumulacyjnej	Wiek wcięcia się w platformę skalistą lub pokrywę akumulacyjną	Wysokość tarasu nad dzisiejszy poziom rzek (w m.)
0	Taras zalewowy (niestały)	akumulacyjny	współczesny	współczesny	0,5 ÷ 1,5
VI	Taras (niekopalny) rzeczywisty III	akumulacyjny	optimum klimatyczne holoceniskie	współczesny	2 ÷ 4
V	Taras (niekopalny) rzeczywisty II (średni)	akumulacyjny	złodowacenie bałtyckie	postglacjał	4 ÷ 6
IV	Taras (niekopalny) rzeczywisty I (wysoki)	akumulacyjny	złodowacenie środkowopolskie	interglacjał eemski	9 ÷ 20
III	Taras kopalny III	akumulacyjny	złodowacenie południowopolskie	interglacjał wielki	4 ÷ 5
II	Taras kopalny II	akumulacyjny	złodowacenie najstarsze	interglacjał najstarszy	3 ÷ 4
I	Taras kopalny I	skalisty	preglacjałny	preglacjałny	2 ÷ 3

ze szczytów zwietrzeliny, odsłaniają się głębsze warstwy, co przyczynia się do intensywnego tworzenia się tarasów skalistych.

W niższych częściach terenu, w których pokrywa mułków sięga według J. Czarnockiego do wysokości około 300 m n.p.m., rozpoczyna się ich usuwanie. W tym okresie denudacja i erozja mułków postąpiła tak daleko, że ich płyty zachowały się tylko we wklęsłościach na płaskowyżach i w niektórych dnach pradolin.

W tym czasie, wskutek wcięcia się w mułki nowej doliny, ostatecznie utworzył się drugi taras. Jest to taras kopalny (tab. 2), ponieważ później został znów przykryty.

Złodowacenie południowopolskie. Utwory tego złodowacenia występują w postaci: 1 — piasków fluwioglacjalnych z okresu transgresji lądolodu; 2 — gliny morenowej; 3 — piasków fluwioglacjalnych z okresu recesji lądolodu; 4 — głazów ze żwirami z rozmytej moreny i fluwioglacjałów; 5 — deluwiiów (zsuwów). Zostały one zaliczone do złodowacenia południowopolskiego na podstawie wyraźnej przerwy oddzielającej je od utworów złodowacenia środkowopolskiego. Przerwa ta zaznacza się wietrzeniem, denudacją, erozją, akumulacją, o czym będzie mowa w następnym rozdziale.

Utwory złodowacenia południowopolskiego w postaci glin zwałowych, podścielonych piaskami fluwioglacjalnymi z okresu transgresji i mających w stropie ślady rozmytej moreny z recesji lądolodu oraz ślady piasków fluwioglacjalnych z okresu recesji, występują w następujących miejscowościach: Rakówkach, Niemirowie, Antoniowie, Kierdonach i innych.

Do charakterystycznych głazów z rozmytej moreny można zaliczyć

głazy występujące: w dolinie Łagowicy, na południe od Łagowa; w Baćkowicach, w dolinie na południe od kościoła; w dolinie Kierdonki.

Deluwia (zsuwy zboczowe) występują na przełęczy między Górą Skałą i Wałem Małacentowskim.

Zgodnie z poglądami J. Czarnockiego (1931), utwory ze zlodowacenia południowopolskiego zachowały się bardzo słabo, gdyż zostały później zniszczone i rozmyte. Utwory te ocalały jedynie w postaci niewielkich strzępów gliny zwałowej, występujących w pewnych odcinkach dolin i w niektórych punktach na wierzchowinach. Ślady po rozmytej morenie w postaci głazów i otoczków oraz żwirków zachowały się o wiele szerzej. Wyżej wymieniono tylko te 3 miejsca występowania tych utworów w Górach Świętokrzyskich, nad którymi występują utwory młodsze. O wiele liczniej występują głazy tej moreny rozsiane po całym terenie, ale nie mające w stropie utworów młodszych, ze względu na fakt łączenia się głazów z tego zlodowacenia z głazami z rozmytej moreny młodszej, potraktowano je jako utwory nierozdzielonego plejstocenu.

Deluwia z tego okresu trudne są do wydzielenia z powodu występowania ich na zboczach i u podstawy zboczy, gdzie łatwo ulegały zniszczeniu. W miejscach, w których ocalały, zostały przykryte deluwiami młodszymi.

Jeżeli chodzi o geomorfologiczne znaczenie zlodowacenia południowopolskiego, należy zaznaczyć, że doliny rzeczne zostały zasypane piaskami fluwioglacjalnymi z okresu transgresji, glinami morenowymi z okresu postoju i piaskami fluwioglacjalnymi z okresu recesji lądolodu. W obrębie utworów zasypanych dolin powstał później trzeci z kolei taras akumulacyjny (patrz tab. 2).

Wpływ tego zlodowacenia zaznaczył się również na szczytach gór. Zgodnie z poglądami J. Lewińskiego (1914), szczyty, mimo że były zlodowacone, pod pokrywą lądolodu znajdowały się najkrócej. Przez długi czas szczyty były nunatakami w lądolodzie o charakterze piedmontowym. Wskutek intensywnego wietrzenia mechanicznego na progach tarasów skalistych, przygotowanych w interglacjale najstarszym, powstawały gołoborza.

Interglacja była wielka. Na omawianym terenie brak jest niewątpliwych osadów z tego okresu. Zaznaczyły się natomiast bardzo intensywnie procesy wietrzenia, erozji i denudacji. W wyniku tych procesów prawie zupełnie zostały usunięte najmłodsze utwory zlodowacenia południowopolskiego, a następnie zniszczone utwory starsze. Rzeki rozpoczęły rekonstrukcję dolin. W miejscach mniej wystawionych na erozję utrzymały się resztki poprzedniej pokrywy i pozostały w postaci III tarasu kopalnego (akumulacyjnego, tab. 2).

W tym okresie gliny morenowe zlodowacenia południowopolskiego zostają w znacznym stopniu rozmyte, a miejscami zachowuje się tylko bruk morenowy. Na szczytach gór zaznacza się intensywne usuwanie rozdrobnionej zwierzeliny łożupków, co odbiło się szczególnie w podziale pasm, jak np. Szczytniaka na dwa pasma: południowe, zwane Szczytniakiem, i północne, nazwane od 2 odosobnionych w tym paśmie szczytów Górą Skoczyńską i Górą Witosławską.

Zlodowacenie środkowopolskie. Zgodnie z wywodami J. Lewińskiego (1914) i J. Czarnockiego (1931) i na podstawie znale-

zienia podczas kartowania dwóch glin zwałowych, autor uważa, że omawiany obszar był dwukrotnie zlodowacony.

Zlodowacenie środkowopolskie pozostawiło osady z okresu transgresji, postępu i regresji lądolodu na górach, płaskowyżach i w dolinach.

A. Z okresu transgresji lądolodu powstały piaski i żwiry (tabl. I, fig. 2) oraz mułki. Utwory te wskutek wahań rocznego rytmu klimatycznego mają charakter naprzemianlegle warstwowanych osadów grubszych i drobnych.

Mięszość osadów zasypania dolin była duża, w okolicy Rakowa sięgająca do 45 m. Potwierdzają to wiercenia wykonane na dzisiejszych międzyrzeczach, między dolinkami obecnych rzek Rembówki, Kierdonki i Czyżówki. Z powyższego wynika, że w okresie transgresji lądolodu końcowe odcinki dzisiejszych dolinek tworzyły jedną wspólną wielką dolinę Czarnej, ciągnącą się przez Białe Ługi aż do Daleszyc. Podstawę do tego przypuszczenia dają wiercenia J. Czarnockiego wykonane w Białych Ługach. Jeżeli chodzi o tarasy, to zasypanie dolin przygotowało platformę pod czwarty z rzędu taras, a jednocześnie I taras niekopalny (tab. 2).

Osady z okresu transgresji lądolodu na płaskowyżach wyrażają się utworami pochodzenia eolicznego — lessami dolnymi występującymi w postaci płatów w różnych punktach terenu: w Niemirowie, Antoniewie, Rakówkach i innych miejscowościach.

Osady z okresu transgresji lądolodu w partiach szczytowych gór charakteryzują się powstawaniem w klimacie peryglacialnym i są reprezentowane w postaci rozsypek.

B. Osady okresu postępu lądolodu. Podczas kartowania omawianego terenu autor znalazł na Szczytniaku, na wysokości 480 m n.p.m., dwa głazy granitu rapakiwi o Φ około 30 cm. Obydwa głazy leżą w lesie, na przełęczy rozdzwajającej pasmo Szczytniaka na część południową i północną, w pobliżu Góry Witosławskiej (tabl. II, fig. 5). Nieco niżej, na południowym zboczu Szczytniaka, na wysokości 410 m n.p.m., autor znalazł głaz granitu rapakiwi o wymiarach 30 × 15 cm, a na wysokości 420 m n.p.m. obserwował strzępy gliny zwałowej z otoczkami kwarcowymi i okruchami czerwonego granitu.

Głazy narzutowe pochodzenia północnego autor stwierdził również i na innych wzniesieniach: np. na antyklinorium klimontowskim w Gulaczowie, na wysokości 300 m n.p.m.; na szczycie Pasma Orłowińskiego we wsi Sędek, na wysokości 410 m; w Ociesekach, na wysokości 330 m; w Garbaczu, na wysokości 359 m; w Sadkowie, na wysokości 370 m pod lessem, w glinie zwałowej leżącej na utworach dolnokambryjskich (głaz różowego granitu o wymiarach 2,4 × 1,5 m, tabl. II, fig. 4).

Poza wymienionymi głazami i strzępami glin występującymi na szczytach i zboczach Pasma Orłowińskiego stwierdzono na Kielkowie piaski pochodzenia glacialnego.

W parowach wcinających się w pasma Gór Świętokrzyskich leżą głazy północnego pochodzenia różnej wielkości. Głazy te można uważać również częściowo za głazy pochodzące z lądolodu pokrywającego szczyty. Mogły one dostać się do parowów wskutek późniejszego stoczenia się.

Wyżej przytoczone fakty skłoniły autora do przyłączenia się do poglądu J. Lewińskiego (1914), że Góry Świętokrzyskie w czasie największego nasilenia zlodowacenia środkowopolskiego były przez krótki okres czasu pokryte lądolodem.

Gliny zwałowe złożone w dolinach zostały w czasie recesji lądolodu rozmyte i dlatego zachowały się po nich jedynie głązy. Głązy te dokumentują dwukrotne zlodowacenie omawianego terenu. We wsi Czarnej głązy leżą na utworach fluwioglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego, które spoczywają z kolei na starszych utworach morenowych. Wiercenie wykonane na południe od Arkuszowa wykazało obecność podwójnej moreny, a więc głązy leżące na powierzchni utworów glacialnych należą do moreny górnej, pochodzą więc ze zlodowacenia środkowopolskiego.

W profilu tego otworu zaznacza się dwudzielność moreny górnej, pochodzącej ze zlodowacenia środkowopolskiego, wyrażona przewartwieniem piasków i żwirków. Dolna glina zwałowa ze zlodowacenia południowopolskiego została rozmyta i pozostały po niej piaski i żwiry z głazami.

Głązy narzutowe pochodzenia północnego w Wólce Pokłonnej i w Woli Wąkopnej leżą na piaskach fluwioglacjalnych podobnie jak w Czarnej. Poza wymienionymi spotyka się jeszcze głązy różnej wielkości położone na utworach fluwioglacjalnych między Dębem a Ocieskami. Te ostatnie pochodzą z rozmytej moreny zlodowacenia środkowopolskiego. Pod utworami fluwioglacjalnymi znajdują się bowiem, miejscami dochodzące do 40 m miąższości, residua zlodowacenia południowopolskiego.

Wody fluwioglacjalne znosiły materiał zasypujący doliny. Na płaskowyżach odbywała się deflacja zimą, natomiast latem erozja, która niszczyła nawet utwory podłoża. Powstała tu więc powierzchnia erozyjno-denudacyjna, miejscami zaś akumulacyjna z płatami lessu. W okresie transgresji, jak też i cofania się lądolodu powstały ozy występujące w Lechowiu (J. Czarnocki, 1931) oraz w innych miejscowościach, jak np. lekkie wzniesienia w lesie na północ od Wygiełzowa i w lasach wszachowskich na wschód od Wszachowa. Utwory fluwioglacjalne zostały pokryte moreną tego samego lądolodu. Utwory moreny dennej znajduje się w dolinach na piaskach fluwioglacjalnych, na zboczach występujących ponad piaskami fluwioglacjalnymi — bezpośrednio na rozmytej morenie ze zlodowacenia południowopolskiego. Na płaskowyżach utwory morenowe tego zlodowacenia osadziły się częściowo bezpośrednio na rozmytej morenie starszej, a częściowo na lessie z okresu transgresji lądolodu, zanim jeszcze lądolód pokrył te tereny. Stąd też o wiele łatwiej dopatrzeć się dwukrotności zlodowacenia w dolinach i na płatach lessu niż w pozostałych obszarach, gdzie moreny spoczywają bezpośrednio na sobie, a istnieją tylko ślady dłuższej erozji, która w wielu wypadkach spowodowała tak zupełne usunięcie dolnej moreny, że morena górna spoczywa bezpośrednio na starszym przedplejstocenijskim podłożu.

Płaty moreny z tego zlodowacenia występują między innymi w rejonie Rakowa, w rejonie Rembowa i Lipin, na wschód od Rakowa w okolicy Rakówek i Malkowic oraz wzdłuż szosy biegnącej z Iwanisk do Pipały nad Łagowicą. Poza tym płaty gliny zwałowej tego zlodowacenia znane są w okolicy Lechówka, Piotrowa i Wszachowa.

C. W okresie recesji łądolodu omawianego obszaru, łądolód najwcześniej ustąpił, według J. Lewińskiego (1914), z wyniosłości, które podobnie jak w czasie transgresji wynosiły się ponad łądolód jako nunałaki. Na nich odbywały się intensywne procesy wietrzenia mechanicznego, dając ostatecznie rozsypiska — gołoborza (tabl. I, fig. 2). Cienka morena od razu spływała z wodami topniejącego łądolodu.

W dolinach również nie ma grubszych osadów z tego okresu, co należy przypisać, według J. Czarnockiego, szybkiemu ociepleniu się, a zatem i krótkotrwałości tego okresu.

Z okresem tym można wiązać deluwia (zsuwy zboczowe), a mianowicie zsuwy soliflukcyjne. Obserwuje się je szczególnie w południowej stronie pasm górskich, jak np. na północ od Lechowa, gdzie występuje płat utworów zsuniętych z Wału Małacentowskiego, czy też wielki płat na zboczu południowym — wzdłuż pasma ciągnącego się od Nowego Stawu do Iwanisk.

Osady z recesji, łącznie z osadami z postoju, jak też transgresji, zasypały doliny i dały pokrywę akumulacyjną pod przyszły taras, IV z kolei.

Interglacjał eemski. Morena denna ulega wskutek postępującej erozji rozmywaniu i usuwaniu na całym obszarze. Na szczytach i zboczach pozostały po niej residua w postaci głazów. W innych częściach obszaru, zwłaszcza na wododziałach, zachowały się także płyty glin zwałowych.

W dolinach dochodzi do ich rekonstrukcji. Resztki dawnej pokrywy akumulacyjnej dają platformy i progi po bokach dolin — obecnie IV taras akumulacyjny, równoznaczny z I niekopalnym (tab. 2; tabl. I, fig. 2; tabl. III, fig. 3).

Z tarasów skalistych w partiach szczytowych zostają usunięte resztki pokrywy morenowej, przez co odkrywają się ostatecznie rozsypiska, czyli gołoborza (tabl. I, fig. 2).

Złodowacenie bałtyckie. Złodowacenie to w omawianym terenie charakteryzuje się przede wszystkim dwiema cechami, mianowicie akumulacją fluwialną i eoliczną.

A. Akumulacja fluwialna. Zasypanie dolin, które miało miejsce w tym okresie, doprowadziło do powstania pokrywy w dawnej rekonstrukcyjnej dolinie z okresu interglacjału eemskiego. Wytworzyło ono pokrywę o około 6÷7 m niższą od pokrywy okresu złodowacenia środkowopolskiego i przygotowało platformę pod nowy taras akumulacyjny — V z kolei, a II niekopalny, który wykształcił się ostatecznie w okresie postglacjałnym (tabela 2).

B. Akumulacja eoliczna. Charakteryzuje się osadzeniem lessu. O akumulacji lessu była już mowa przy złodowaceniu środkowopolskim. Jak z tego wynika, mamy dwa okresy tworzenia się lessu na omawianym terenie.

Less dolny albo podmorenowy pochodzi więc z okresu złodowacenia środkowopolskiego, a less górny — ze złodowacenia bałtyckiego. Występowanie lessu na omawianym terenie wiąże się z pasmami górskimi tego terenu. Przez omawiany teren przechodzą dwa pasma wzniesień, mianowicie: 1) Pasma Klimontowskie, przechodzące ku zachodowi w Pasma Orłowińskie i Pasma Ociesęckie z obszarem Barda; 2) Pasma Jeleńskie.

Południowy pas lessu pokrywa antyklinorium klimontowskie wraz z jego przedłużeniem w kierunku zachodnim. Ciągłość tego pasa lessu przerywa się w dolinie Łagowicy. Przerwa ta jest natury erozyjno-denudacyjnej. Less pierwotny pokrywał równomiernie obydwie zbocza doliny wraz z przyległymi wzniesieniami. Świadczy o tym pokrywa lessu występująca w prawym zboczu doliny Łagowicy, schodząca do samego dna doliny. W lewym (wschodnim) zboczu doliny Łagowicy sieć parowów jest tak samo rozwinięta jak w typowych utworach lessowych przeciwnego zbocza doliny.

Poza opisaną przerwą, występującą w południowym pasie lessowym, łysiny lessowe występują jeszcze na szczytach i stromiznach Pasma Orłowińskiego i Ocieseckiego. Powstały one z dwóch przyczyn, a mianowicie: z powodu cienkiej powłoki lessowej, powstałej w czasie akumulacji; wskutek silniejszej erozji i denudacji na szczytach i stromiznach.

Północny pas lessu wiąże się ze wschodnią częścią Pasma Głównego¹. Less pokrył całe wyżej wymienione pasmo. Schodzi on w głąb dolin przełomowych, gdzie osiąga pokaźne miąższości, jak np. na przełęczy między Szczytniakiem a Wesołówką, na polanie leśnej — 14 m. Leży on tu na gołoborzu kopalnym. Na przełęczy między Górą Jeleniowską a Górą Kobylą less spoczywa na residuach rozmytej moreny, które wznoszą się wysoko ponad dno doliny.

Less pokrywając całe pasmo górskie pokrył również i rozsypiska (gołoborza). Tym samym zahamował on dalsze tworzenie się rozsypisk. Dzisiejsze gołoborza wyłoniły się spod lessu na stromiznach, gdzie była cieńsza powłoka lessowa i silniejsza erozja z denudacją. Można więc przypuszczać, że tworzenie się gołoborzy zakończyło się w klimacie peryglacjalnym zlodowacenia środkowopolskiego.

Stratygrafia lessu ze zlodowacenia bałtyckiego na podstawie profilu z Kiełczyny (otwór wiertniczy koło kościoła w Kiełczynie) przedstawia się następująco:

Głębokość w m	Opis
0,0÷10,5	less subaeralny (typowy)
10,5÷11,0	less zgliniony z odcieniem zielonawym
11,0÷12,0	gleba kopalna (less z domieszką humusu)
12,0÷12,5	less czerwony (zlateryzowany)
12,5÷13,0	less żółty, typowy subaeralny
13,0÷15,0	less żółty, słabo nawodniony
15,0÷15,5	less zgliniony
15,5÷15,9	piasek czerwony ze żwirkami
15,9÷18,0	przemyta morena

Występujący na głębokości 0,0÷10,5 m less jest lessem typowym, subaeralnym (najmłodszym), odpowiadającym końcowemu stadiu zlodowacenia bałtyckiego. Na głębokości 10,5÷11,0 m występuje less przejściowy, leżący bezpośrednio na glebie kopalnej. Na głębokości 11,0÷12,0 m — gleba kopalna, która odpowiada jednemu z interstadiałów zlodowacenia bałtyckiego. Less czerwony, zlateryzowany, odpowia-

¹ Wschodnia część Pasma Głównego, według nomenklatury J. Czarnockiego (1919), odpowiada antyklinorium opatowskiemu, według nomenklatury J. Samsonowicza (1934).

da prawdopodobnie okresowi tworzenia się nadkładu — gleby kopalnej, której ścieki wytworzyły poziom iluwialny, charakteryzujący się obfitymi uwodnionymi tlenkami żelaza. Występujący na głębokości 12,5÷15,0 m typowy less subaeralny powstał w jednym z początkowych stadiałów zlodowacenia bałtyckiego.

PLEJSTOCEN NIEROZDZIELONY

Do nierozdzielonych stratygraficznie wydzieleni zaliczono: zsuwy zboczowe na stokach i u podstawy Góry Wał, leżącej na północ od Orłowin; piaski z głazami występujące w okolicy Rakowa bezpośrednio na wapieniach litotamniowych lub innych starszych utworach; osady pochodzące z rozmytej moreny w postaci piasków, żwirów i głazików pochodzenia północnego zmieszane z glebą utworzoną ze starszego podłoża; oraz pojedyncze głązy narzutowe pochodzenia północnego, leżące na starszym podłożu.

HOLOCEN

Postglacjał. Okres ten właściwie nie pozostawił osadów. Odbijające się w tym okresie procesy denudacyjne i erozyjne pozostawiły po sobie tylko odpowiednie formy geomorfologiczne. Erozja wgłębna dolin wiąże się bezpośrednio z obniżeniem się bazy erozyjnej w omawianym terenie, wskutek ustąpienia lądolodu z Pomorza i płynięcia wód bezpośrednio na północ.

Doliny w tym okresie zostały znów zrekonstruowane. Poza erozją wgłębna miała miejsce erozja boczna, szczególnie w czasie meandrowania rzek. Wyniki procesów erozji bocznej uwidoczniły się w postaci pagórków meandrowych, wyciętych w pokrywach dolinnych, usypanych podczas zlodowacenia bałtyckiego. Pagóry meandrowe z tego okresu występują głównie w dolinie Łagowicy, na przestrzeni od Rakowa do wsi Łagowicy; w dolinie Czarnej (tabl. IV, fig. 9), w okolicach Rakowa oraz przy dopływach Łagowicy i Czarnej.

Optimum klimatyczne. Okres ten charakteryzuje się bujnym rozwojem roślinności. Rozwój ten zaznaczył się w dolinach wytworzeniem się retencji, a przez to tworzeniem się torfów. W torfie znajdują się jeszcze drzewa kopalne (tabl. IV, fig. 8). Retencja przyczyniła się również do zamulania dolin, które w górnych odcinkach dolin na omawianym terenie dochodzi do 0,5 m, przechodząc w środkowych i dolnych do 4 m grubości. Przez zasypanie dolin wytworzyła się pokrywa akumulacyjna, nie sięgająca jednak do wysokości tarasu V. Wspomniana pokrywa to przygotowanie platformy pod VI z kolei taras (tab. 2).

W bocznych dolinkach, szczególnie tych, które są wcięte w lessie, obok torfu u podstawy zboczy osadziła się martwica wapienna. Występuje ona w Kobylińskim Dole, w Zalesiu i w Woli Kiełczyńskiej. Powstawanie martwicy wiąże się tu z przepływem przez pokłady lessu wód gruntowych zawierających CO₂. Martwica wapienna zazębia się z torfem, tak że obok skorup martwicy wapiennej występują tu przewarstwienia torfu. Na tarasach skalistych, na stokach gór, również w związku z wyciekami wody gruntowej i rozwojem bujnej szaty roślinnej tworzy się czarnoziem.

Okres współczesny. Charakteryzuje się on procesami niszczącymi takimi, jak wietrzenie, denudacja, deflacja oraz procesami twórczymi, jak akumulacja organogeniczna i mechaniczna.

1. Torf. Do osadów organogenicznych należą torfy. Torfowiska w omawianym terenie powstają w dolinach (w dnach i na zboczach dolin) oraz na wyżynie w lejach krasowych.

Torfowiska w dolinach wiążą się ze starorzeczami i wałami rzeczynymi, usypanymi w czasie powodzi. Torfowiska w starorzeczach rozwijają się w związku z pozostałością wody w zagłębieniach, uzupełnianej wodami powodziowymi. Torfowiska u podnóża zboczy wiążą się z zatrzymywaniem się wody powodziowej i z wodą gruntową wyciekającą spod zboczy. Torfowiska te należą do torfowisk niskich. Są to torfowiska typu zielnego i drzewnego. Charakterystyczne torfowiska typu zielnego występują w dolinie Czarnej (u podstawy lewego zbocza, między ujściami rzek Kierdonki i Czyżówki). Torfowisko typu drzewnego występuje w Rakowie w dolinie Czarnej. Jest to torfowisko olchowe przedstawione na tabl. V, fig. 10.

Torfowiska powstałe na zboczach dolin wiążą się bezpośrednio z wodami opadowymi i wodami gruntowymi, wyciekającymi na powierzchnię na mniejszej lub większej przestrzeni. Torfowiska te występują na zboczach rzeki Łagowicy w Płuckach, Małacentowie oraz w innych mniejszych dolinkach. Są to torfowiska niewielkie.

Torfowiska w lejach krasowych rozwijają się na północny wschód od Płucek i na gruntach wsi Piotrów i Gułaczów. Torfowiska te reprezentują różne typy. Początkowo mają one charakter torfowisk niskich, a stopniowo stają się torfowiskami o typie pośrednim, w końcu torfowiskami wysokimi.

2. Czarnoziemy należą do osadów mieszanych, mianowicie organiczno-mineralnych. Osady te obecnie powstają na tarasach skalistych.

3. Mady i osady piaszczyste powstają na akumulacyjnej pokrywie dennej z okresu optimum klimatycznego — holocenijskiego, równocześnie z rekonstrukcją dawnych dolin. Proces erozyjny i rekonstrukcyjny powoli powoduje wcinanie się w pokrywę akumulacyjną, przygotowującą platformę tarasu VI z kolei, a III niekopalnego. Wobec równoczesnych procesów akumulacji i erozji powstaje ostatecznie wymieniony wyżej taras akumulacyjny.

Poza wymienionymi tarasami w dolinach można jeszcze obserwować lokalne tarasy, które tworzą się wskutek lokalnych zatamowań dzisiejszych koryt rzecznych.

4. Piaski eoliczne i wydmy. Na terenach zalanych w okresie plejstoceńskim wodami fluwioglacjalnymi osadziły się piaski o różnej miąższości, zależnie od morfologii terenu. W miejscach, gdzie miąższość tych piasków jest duża, a poziom wód gruntowych niski, suche piaski ulegają przewiewaniu, jak np. na terenach między Rakowem, Dębniem a Ocieskami (tabl. V, fig. 11).

Utwory eoliczne w morfologii zaznaczają się kopcami, które łącząc się dają pola wydmowe, te zaś z czasem, zależnie od okoliczności, przyjmują różne formy, jak np. grzędowe, paraboliczne i inne.

PIŚMIENNICTWO

- BAC. S. (1952) — O ruchach gleby pod wpływem działania mrozu. Biul. Inst. Geol. Z badań czwartorzędu w Polsce, 2, p. 135—169. Warszawa.
- CZARNOCKI J., SAMSONOWICZ J. (1915) — Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych we wschodniej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., 8, p. 45—65, nr 1. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1927) — O zlodowaceniu środkowej części Gór Świętokrzyskich. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 17, p. 18—21. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1931) — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 7, p. 82—106. Kraków.
- JAHN A. (1950) — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta geol. pol., 1, p. 257—302, nr 3. Warszawa.
- JAHN A. (1952) — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza Zamość. Biul. Państw. Inst. Geol., 16. Warszawa.
- JAHN A. (1956) — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1941) — Erläuterungen zu der geologischen Karte im Masstab 1 : 100 000, Bl. Staszów. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- KRUKOWSKI S. (1926) — Pewne tarasy nadrzeczne Łysogór i Mazowsza i ich znaczenie chronologiczne dla paleolitu niżowego. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 14, p. 4—5. Warszawa.
- LENCEWICZ S. (1927) — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Pr. Państw. Inst. Geol., 2, p. 66—104, nr 2. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1913) — Utwory lodowcowe okolic Ojcowa. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., 6, p. 819—838, nr 9. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1914) — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Pr. Tow. Nauk. Warsz., 7, p. 1—89. Warszawa.
- ŁOZIŃSKI W. (1909) — Das diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges. Zs. deutsch. geol. Ges., 61, p. 447—451. Berlin.
- MALICKI A. (1950) — Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce. Ann. UMCS., [B4], p. 195—223. Lublin.
- POŻARYSKA K. (1948) — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. Biul. Państw. Inst. Geol., 52. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1953) — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Pr. Inst. Geol., 9. Warszawa.
- RÜHLE E. (1952 a) — Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. Biul. Państw. Inst. Geol., 2, p. 285—294. Warszawa.
- RÜHLE E. (1952 b) — Utwory czwartorzędowe doliny Kierdonki na północ od Rakowa. Biul. Państw. Inst. Geol., 4, p. 319—329. Warszawa.
- RÜHLE E. (1957) — Mapa utworów czwartorzędowych w skali 1 : 2 000 000. Biul. Inst. Geol., 118. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAWICKI L. (1922) — Wiadomości o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozpr. Pol. Akad. Umiej., [III], 21, p. 1—42. Kraków.

- SAWICKI L. (1933) — Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (Ls) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszewa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, p. 113—146. Kraków.
- SZAFER W. (1952) — Schyłek plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 33—65. Warszawa.
- WALCZOWSKI A. (1961) — Objasnienia do arkusza Staszów mapy 1:50 000 (w przygotowaniu do druku).
- WOŁŁOSOWICZ S. (1924 a) — W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 7, p. 5—6. Warszawa.
- WOŁŁOSOWICZ S. (1924 b) — Sprawozdanie z badań geologicznych na obszarze województwa białostockiego, nowogródzkiego i wileńskiego. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 7, p. 8—9. Warszawa.

Андрей ВАЛЬЧОВСКИ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ РАКОВА И ЛАГОВА

Содержание

В статье обсуждается стратиграфия четвертичных отложений центральной части Свентокшиских гор (окрестности Ракова и Лагова, фиг. 1) и выделяются: доледниковые, плейстоцен и голоцен (таб. 1 и 2). Подразделение опирается на морфологические предпосылки, хронологии и генезисе долин, террас и глыбовых россыпей.

В доледниковые выделены два подотдела: ранний, в течении которого карпатские реки разливались широко в Сташовско-Поланецкой впадине, оставляя осадки в виде кварцевого гравия, происходящего из карпатских пород и поздний, во время которого реки врезаются и образуют глубокие долины. О Климатических колебаниях этого подотдела свидетельствуют ископаемые скалистые террасы, встречаемые к югу от Лагова.

Плейстоцен расчленен на 4 оледенения (древнейшее, южнопольское, среднепольское и балтийское) и 3 межледниковья (древнейшее, великое и ээмское).

В древнейшем оледенении рассматриваемая территория была занята плотным озером, которое занесло илом речные долины и всю площадь до высоты около 300 м на уровне моря. В древнейшем межледниковье произошла реконструкция долин и образование ископаемой, аккумуляционной террасы. В южнопольском оледенении всю рассматриваемую территорию покрыл континентальный ледник. Долины были засыпаны, до того как ледник достиг гор, образовался предгорный ледник, среди которого возвышались Свентокшиские горы в виде нунатаков. Тогда на вершинах (вперигляциальном климате) образовались глыбовые россыпи. Россыпи образовались также во время отступления ледника. В великом межледниковье произошла реконструкция долин. Остатки аккумуляционного покрова в долинах остались в виде трещин очередных ископаемых террас. Во время среднепольского оледенения долины были вновь засыпаны водно-ледниковыми отложениями. На внедолинных поверхностях в это время отлагался лесс, а в горах образовались россыпи. Эти явления происходили

В период наступления ледника. Во время же застоя ледник покрыл всю территорию, не исключая горных вершин, и оставил морены: в долинах на гравии и в одно-ледниковых песках, а на внедолиновых поверхностях — на лессе. В ээмском межледниковье происходит реконструкция долин. Остатки аккумуляционного покрова из предыдущего оледенения образуют самую высокую террасу. В период балтийского оледенения аккумуляция вызвала засыпание долин до высоты меньшей нежели в среднепольском оледенении. На выпуклостях отложился лесс, который покрыл также вершины гор и защищал их от выветривания.

В голоцене выделены 3 подотдела, а именно послеледниковье, климатический оптимум и современный период.

В послеледниковье началась реконструкция долин. Остатки аккумуляционного покрова из периода балтийского оледенения образовали неискоспаемую террасу II, среднюю. Во время климатического оптимума буйная растительность способствует сохранению долин, что вызывает образование торфа и известковых туфов. В современном периоде наблюдается в долинах врезание рек в аккумуляционные покровы из периода оптимума и образование террасы III, а во время половодья — засыпывание этих террас. Во время врезания рек происходят локальные торможения этого процесса, ведущие к засыпыванию речных русел. Современный период характеризуется кроме того сокращением площади распространения глыбовых россыпей вследствие развития растительности.

Andrzej WALCZOWSKI

THE QUATERNARY DEPOSITS OF THE REGION OF RAKÓW AND ŁAGÓW

Summary

The author discusses the stratigraphy of Quaternary deposits of the central part of the Święty Krzyż Mountains (in the region of Raków and Łagów, fig. 1), distinguishing the Preglacial, the Pleistocene and the Holocene (Plates I and II). This subdivision is based on morphological data, on chronology and on the origin of valleys, terraces and residual block fields.

In the Preglacial, the author distinguishes two sub-periods: the older in which the Carpathian rivers widely flooded the Staszów — Połaniec depression, laying down deposits in the shape of quartz gravels derived from Carpathian rocks, — and the younger sub-period in which the rivers were incised and formed deep valleys. Evidence of the climatic oscillations of this sub-period are fossil rocky terraces appearing south of Łagów.

The Pleistocene has been divided into 4 Glaciations (the Oldest, the Southern-Polish, the Middle-Polish and the Baltic), and into 3 Interglacials (the Oldest, the Great and the Eemian).

During the Oldest Glaciation the discussed area was covered by a continental ice-dammed lake which silted up the river valleys and the entire area up to an altitude of some 300 m.a.s.l. — In the Oldest Interglacial there took place a recon-

struction of valleys, and a fossil terrace of accumulation was formed. — During the Southern-Polish Glaciation the area under discussion was covered by inland ice. The valleys were filled in before the inland ice intruded into the mountains, and a piedmont glacier developed from which the Święty Krzyż Mountains protruded as nunataks. During the periglacial climate of this period, accumulations of residual blocks were formed on summits. Such residual block fields were also left behind during the recession of the inland ice. — During the Great Interglacial there proceeded a reconstruction of the valleys; remnants of the accumulation cover remained in the valleys as third successive fossil terraces. — During the Middle-Polish Glaciation the valleys were again filled in by fluvioglacial deposits; simultaneously loess was deposited on the uplands, and on the hills block fields were laid down. These changes took place during transgression of the inland ice. While the inland ice was at rest, it covered the entire area including summits; in the valleys, on top of fluvioglacial gravels and sands, it left in its wake a moraine and, on uplands, a moraine on top of loess deposits. — During the Eemian Interglacial, again a reconstruction of valleys took place. The remnants of the accumulation cover of the preceding glaciation, now formed the highest terrace. — During the Baltic Glaciation, accumulation of material caused the valleys to be filled in to an altitude lower than during the Middle-Polish Glaciation. On convex forms of landscape loess was deposited covering also the summits of hill ridges and thus protecting them against weathering.

In the Holocene, 3 sub-periods are being distinguished: the Postglacial, the Climatic Optimum, and the present-day period.

During the Postglacial a reconstruction of valleys set in. The remnants of the accumulation cover of the Baltic Glaciation formed a non-fossil second terrace, the so-called middle terrace. — In the Climatic Optimum, the abundant vegetation leads to retention in the valleys causing the formation of peat bogs and travertine. — In the present-day period we observed in the valleys an incision of rivers into the accumulation covers deposited in the Optimum period and the formation of a third terrace, the so-called normal terrace; during floods, these terraces were silted up. During incision of the rivers, local obstructions occurred in this process causing a filling in of river beds.

Furthermore, the present-day period is characterized by a decrease in the area of block fields due to the rapid development of vegetation.

TABLICA I

Fig. 2. Gołoborze na Szczytniaku
Residual boulders on Szczytniak

Fig. 3. Szczątki tarasu wysokiego w wąwozie w Woli Łagowskiej (oznaczone literą t)
Remnants of high terrace in ravine at Wola Łagowska (marked t)



Fig. 2



Fig. 3

TABLICA II

Fig. 4. Głaz narzutowy na Pasmie Orłowińskim — we wsi Sadkowie koło Łagowa
Erratic block on Orłowiński ridge — at Sadków near Łagów

Fig. 5. Głazy narzutowe (granity rapakiwi) na Szczytniaku, na wysokości 480 m
n.p.m.
Erratic blocks (rapakiwi granite) on Szczytniak



Fig. 4



Fig. 5

TABLICA III

Fig. 6. Dolnodewońskie piaskowce kwarcytowe na dnie doliny Kierdonki pod Bardem

Lower Devonian quartzitic sandstones at floor of Kierdonka creek near Bardo

Fig. 7. Taras wysoki w dolinie Kierdonki
High terrace in Kierdonka valley

a — osady fluwioglacjalne z moreną w strople (złodowacenie środkowopolskie), b — bruk lodowcowy po rozmytej morenie ze złodowacenia środkowopolskiego, c — mułki z rzadkimi żwirikami ze złodowacenia najstarszego

a — fluvio-glacial deposits with moraine at top (Middle-Polish Glaciation); b — glacier pavement after eroded moraine (Middle-Polish Glaciation); c — silts with sporadic fine gravel (Oldest Glaciation)



Fig. 6



Fig. 7

TABLICA IV

Fig. 8. Taras holoceniński z drewnem kopalnym w korycie Łagowicy pod Rakowem
Holocene terrace with fossil wood in bed of Łagowica creek near Raków

Fig. 9. Pagórek meandrowy wycięty w tarasie środkowym w dolinie Czarnej koło
Rakowa
Meander hillock cut in middle terrace in Czarna valley near Raków



Fig. 3



Fig. 9

TABLICA V

Fig. 10. Torfowisko olchowe w dolinie Czarnej koło Rakowa
Alder peat bog in Czarna valley near Raków

Fig. 11. Lotne piaski i formowanie się wydm w okolicach Rakówka
Blown sands and dunes in state of formation in vicinity of Rakówka



Fig. 10



Fig. 11