

CZWARTORZĘD REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO W ŚWIETLE AKTUALNEJ PROBLEMATYKI

REFERAT NINIEJSZY MA NA CELU syntetyczne przedstawienie najważniejszych problemów czwartorzędowych, z którymi spotkać się może geolog na obszarze regionu świętokrzyskiego. W rezultacie takiego założenia nie ma tu wyników ostatnich badań szczegółowych, gdyż nie uzyskano jeszcze dostatecznych materiałów dla opracowania czwartorzędu omawianego obszaru.

Najpoważniejszą trudnością przy rozwiązywaniu zagadnień czwartorzędowych jest brak podstaw paleontologicznych. Fauna lądowa rzadko jest znajdowana *in situ*, poza tym nie przedstawia dostatecznie pewnych form przewodnich. Fauna wodna nie jest jeszcze tak dobrze opracowana, żeby można było ustalić formy przewodnie. Główna rola w ustalaniu podstaw stratygrafii czwartorzędu przypada paleobotanice. Jest to jednak dziedzina skomplikowana i przy wysnuwaniu wniosków wymaga wielkiej ostrożności i ścisłej współzależności z badaniami geologicznymi, geomorfologicznymi z petrografią, sedimentologią itp. Wszystkie czynniki razem wzięte mogą dopiero stanowić podstawę do wniosków stratygraficznych i paleogeograficznych.

Od szeregu lat istnieje ścisła współpraca geologów i paleobotaników. W wyniku badań najwięcej danych uzyskał schemat przyjmujący istnienie czterech glacjałów i trzech interglacjałów jako jednostek stratygraficznych pierwszoplanowych oraz szereg stadiałów i interstadiałów jako jednostek drugorzędnych. Schemat ten jest zgodny ze stanowiskiem większości przyrodników europejskich i amerykańskich. Pogląd czterokrotności zlodowaceń może w przyszłości ulec modyfikacji w związku z rozwojem badań, nagromadzeniem materiałów, a także dzięki nowym definicjom terminologicznym.

Terminologię podstawową, pozwalającą na paralelizację na szeroką skalę, stanowi znany od 1909 r. schemat Pencka i Brücknera, wprowadzony dla zlodowaceń alpejskich, górskich. Nie jest słuszną synchronizacją zlodowaceń górskich ze zlodowaceniami niżowymi, ani też używanie wspólnej terminologii. Ponieważ jednak brak jest dotychczas ujednoczonej terminologii zlodowaceń niżowych, przyjmuje się za podstawę terminologię alpejską.

Dla obszaru Polski terminologia stratygraficzna plejstocenu nie jest również ujednoczona. W referacie niniejszym zastosowano nazwy zlodowaceń i interglacjałów przyjęte przez E. Rühlega i M. Sołkowską dla mapy utworów czwartorzędowych Polski (27):

4) Zlodowacenie północnopolskie (Varsovien II, odpowiednik alpejskiego Würmu).

Interglacjał młodszy (Masovien II, eemski).

3) Zlodowacenie środkowopolskie (Varsovien I, odpowiednik Rissu).

Interglacjał starszy (Masovien I, paludynowy).

2) Zlodowacenie południowopolskie (Cracovien, odpowiednik Mündlu).

Interglacjał najstarszy (tegeleński).

1) Zlodowacenie najstarsze (szczecińskie?, odpowiednik Günzu).

SCHEMAT STRATYGRAFII CZWARTORZĘDOWYCH OSADÓW REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

Zlodowacenie najstarsze nie zostało dotychczas udokumentowane na obszarze Polski. Badania na zachodzie wykazały jednak istnienie zlodowacenia najstarszego, a nawet wykazano ostatnio jego dwudzielność (5). Na obszarze Polski południowej i środkowej istnieje szereg profili geologicznych, w których przyjmuje się występowanie osadów najstarszego zlodowacenia. Mianowicie w spągu czwartorzędu występują piaski, żwiry i glazy materiału narzutowego północnego. Z najważniejszych, opracowanych profili wymienić należy: Barkowice Mokre (23), Olszewice (24), Syrniki (7, 25), Wyleż'n (7, 25). W. Pożaryski na podstawie szczegółowych badań w przełomowej dolinie Wisły i w nawiązaniu do opracowanych profili uważa, że zlodowacenie najstarsze ogarnęło co najmniej Polskę północną i środkową poza okolice Zawichostu (21). Również A. Jahn nie wyklucza możliwości dwukrotnego zlodowacenia Wyżyny Lubelskiej (7). Natomiast W. Szafer, na podstawie badań florystycznych, nie przewiduje ochłodzenia klimatu w okresie odpowiadającym najstarszemu zlodowaceniu i wnioskuje, że lądolód z tego okresu zajął tylko nieznaczna, północną część Polski (34).

W świetle dotychczasowych badań można przyjąć z pewnymi zastrzeżeniami występowanie osadów zlodowacenia najstarszego na obszarze regionu świętokrzyskiego. Potwierdza to przede wszystkim J. Czarnocki (1, 2, 3), który w profilach z Gór Świętokrzyskich podawał w spągu czwartorzędu osady mułków z zawartością materiału krystalicznego północnego. Z interpretacji J. Czarnockiego wynika, że materiał ten został wymyty z osadów zlodowacenia najstarszego (ryc. 1, warstwa 6). Również E. Rühle stwierdził analogiczne mułki w spągu osadów czwartorzędowych pod Rakowem i zaliczył je do okresu „starszego od zlodowacenia Cracovien” (26, str. 328).

Interglacjał najstarszy. Po zlodowaceniu najstarszym nastąpił okres ocieplenia uznany za interglacjał.

W. Szafer wprowadził dla tego okresu termin tegeleniski*. W Mizernej pod Czorsztynem stwierdzono bezpośrednie następowanie po sobie przemian klimatu i flory od trzeciorzędu do czwartorzędu starszego, co wszechstronnie opracował i zanalizował W. Szafer (34, 36).

Na północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego w licznych profilach geologicznych występują osady typu interglacjalnego, najprawdopodobniej interglacjalu najstarszego. Są to przede wszystkim profile w Barlkowicach Mokrych, Sławnie i Bedlnie (23, 25).

Obserwacje J. Czarnockiego z Gór Świętokrzyskich (1—3), K. Pożaryskiej z doliny Kamiennej (19) i W. Pożaryskiego z doliny Wisły środkowej (20—22) wskazują na istnienie osadów typu interglacjalnego z okresu przed zlodowaczeniem południowopolskim. Jest to przeważnie seria osadów rzecznych, nieraz znacznej miąższości. Materiał oprócz skał krystalicznych zawiera skały łupackie i lokalne. Ku stropowi serii uziarnienie staje się coraz drobniejsze, wreszcie przeważają mułki. W tych ostatnich liczne są szczątki roślinne, wskazujące na rozwinięty poziom wegetacyjny.

Zlodowacenie południowopolskie objęło obszar prawie całej Polski z wyjątkiem Karpat. Pozostały po nim znaczne obszary pokryte gliną lodowcową z materiałem północnym. Często obserwuje się dwurdzielność osadów tego zlodowacenia. Głina zwałowa przedzielona jest serią piasków i żwirów miąższość do kilkunastu metrów. Są to osady akumulacji wodnej. Wskazują one na istnienie dwóch stadiów w obrębie zlodowacenia południowopolskiego (15, 19—22).

Powierzchnia regionu świętokrzyskiego pokryta jest w większości osadami tego właśnie zlodowacenia. Są to gliny zwałowe różnego typu: od silnie ilastych, zwieszanych do piaszczystych. Często są też rezydwa po glinie zwałowej w postaci tzw. bruku: głazów, żwirów przemieszanych z piaskiem gruboziarnistym, często scementowanych spoiwem, przeważnie żelazystym. Dotychczas nie stwierdzono czy Góry Świętokrzyskie w czasie zlodowacenia południowopolskiego były pokryte całkowicie lodolodem. Osady lodowcowe zachowane w Górach Świętokrzyskich, według obserwacji J. Czarnockiego, sięgają stosunkowo zwęzta pokrywą tylko do wysokości 300—320 m n.p.m. Partie szczytowe gór sfercały być może jako nunataki, podlegając intensywnemu wietrzeniu mrozowemu. Z tego okresu pochodzą według W. Łoźnińskiego (14) gołoborza, jako utwór wietrzenia w klimacie surowym. Wspomnieć należy, że niektórzy geolodzy przypisują znacznie młodszy wiek gołoborz, włączając tworzenie się ich nawet do obecnych procesów wietrzeniowych (9).

Interglacjał starszy wykazuje znaczne ocieplenie, występowanie zespołów roślin egzotycznych ciepłolubnych, a jego czas trwania stanowi ok. 40% całego okresu czwartorzędowego. Na powstanie tak znacznej i długotrwałej zmiany klimatycznej złożyły się przyczyny natury geofizycznej, żywe ruchy skorupy ziemskiej, działalność wulkaniczna. Wszystkie te przemiany dały w efekcie okres o różnorodnych warunkach erozyjnych, akumulacyjnych i wegetacyjnych.

Na podstawie materiałów florystycznych zaobserwowano kolejne przejścia od klimatu zimnego, subarktycznego przez optimum klimatyczne do pomownego ochłodzenia. Według interpretacji E. Rühlego (25, 26) ten cykl przemian klimatycznych zaznaczył się dwukrotnie w czasie interglacjalu starszego. Ponieważ jednocześnie w profilu geologicznym wykazano występowanie osadów związanych z pobytam lodowca na obszarze niekiedy mazowieckiej, należałoby skorygować ten okres interglacjalny. Jeśli bowiem zaznaczają się w profilu organogenicznym dwa optima klimatyczne, rozdzielone osadami związanymi z niedalekim lodowcem, to wskazywałoby to na

istnienie trzech różnych okresów klimatycznych. Wyjaśnienie dostarczą niewątpliwie szczegółowe badania.

Na północnym obszarze regionu świętokrzyskiego znany występowanie serii osadów interglacjalnych między gliną zwałową zlodowacenia południowopolskiego a gliną zwałową zlodowacenia środkowopolskiego. Materiał geologiczny i paleobotaniczny dostarczyły wiercenia w Barlkowicach Mokrych (23) oraz w Olszewicach (24).

Zlodowacenie środkowopolskie. Na obszarze regionu świętokrzyskiego najistotniejszym zagadnieniem związanym z tym okresem jest zasięg lodolodu środkowopolskiego. Dla jego wyznaczenia przyjmuje się powszechnie kryteria geomorfologiczne, a przede wszystkim wzgórza moren czolowych. Były również próby wyznaczenia tego zasięgu na podstawie innych wskaźników, na przykład rozmieszczenia niektórych przewodnich narzutiaków skandynawskich (17), ale poważniejszych rezultatów nie osiągnięto.

Na ogół przyjmuje się, że Góry Świętokrzyskie stanowiły zapórę na drodze lodolodu ku południowi. Tylko obniżenia morfologiczne umożliwiały wtargnięcie lodowca głębiej na obszar Polski środkowej. J. Czarnocki przypuszcza nawet, że masy lodowe okrążyły Góry Świętokrzyskie i połączyły się znowu na południe od nich, wytwarzając w obszarze gór warunki akumulacji o kierunku dośrodkowym (2). J. Czarnocki opiera tę koncepcję na obserwacjach licznych profili geologicznych w obrębie dolin śródgórskich. Najbardziej charakterystyczne jest występowanie w glinie zwałowej materiału skalnego pochodzącego ze wschodu (wapienie litotaminowe, piaskowce i margle samrackie).

Na obszarze regionu świętokrzyskiego występują również osady lodowcowe tzw. stadium Warty. Część geologów uważa je za młodsze stadium zlodowacenia środkowopolskiego, część natomiast zalicza to stadium do zlodowacenia następnego, północnopolskiego. Zasięg lodolodu stadium Warty wyznacza się najczęściej na podstawie moren czolowych, odznaczających się świeżością krajobrazu i materiału skalnego w porównaniu z pasmami morenowymi starszymi (8). Kryterium to prowadzi jednak do niezgodności w interpretowaniu na większej przestrzeni. Moreny czolowe okolic Częstochowy, Przedborza i Radomska uznawane są zgodnie przez różnych autorów za stadium Warty. Natomiast od Radomska począwszy część autorów prowadzi zasięg „Warty” w kierunku Nowego Miasta nad Pilicą, na Garwolin i Mielnik nad Bugiem (8, 20, 25), część natomiast widzi go jeszcze w okolicach Skarżyska, Lipia, doliny Kamiennej, nie nazywając zresztą tych osadów terminem „Warty” (19, 30). Poza tym sama istota zagadnienia, mianowicie przynależność stadium Warty, nie jest dotychczas wyjaśniona.

Zlodowacenie środkowopolskie jest zagadnieniem słabo zbadanym i nie wiemy, czy było jednolite czy też miało kilka stadiów.

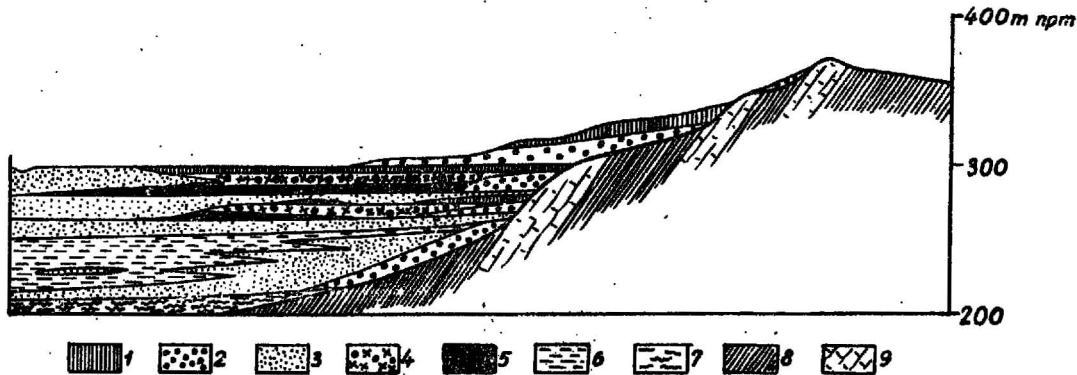
Interglacjał młodszy. Okres ocieplenia po zlodowaceniu środkowopolskim został udokumentowany profilami geologiczno-paleobotanicznymi. Dla regionu świętokrzyskiego materiałów dostarczyły wiercenia w Bedlnie i Sławnie (25). Osady interglacjalne mają w nich znaczną miąższość i są kompletnie wykształcone.

Interglacjał młodszy był stosunkowo krótki i zjawiska erozji oraz akumulacji rozwinęły się w nim na znacznie mniejszą skalę niż w długotrwałym interglacjale starszym.

Zlodowacenie północnopolskie. Lodolód tego zlodowacenia nie sięgnął na obszar regionu świętokrzyskiego. Obszar ten, podobnie zresztą jak i częściowo w okresie zlodowacenia środkowopolskiego, pozostawał w strefie peryglacjalnej. Zjawiska, jakie w tej strefie zachodziły, mają duże znaczenie dla omawianego obszaru. Głównym czynnikiem w strefie peryglacjalnej jest mróz w okresach glacialnych i rozmrażanie powierzchniowe w okresach ociepleń śródgłacjalnych. Przejawami tych warunków klimatycznych są następujące najważniejsze zjawiska:

* Nazwa ta byłaby obecnie nieaktualna jeśli rzeczywiście osady w Tegelenie w Holandii nie są interglacjalne lecz interstadialne w obrębie zlodowacenia Günz, jak wykazały ostatnie badania (9).

wietrzenie, wietrzna marzłość, spękania glebowe (kliny mrozowe), sfałdowania glebowe, gleby strukturalne, soliflukcje (spęznienia zboczowe). Wszystkie te zjawiska obserwować można w osadach czwartorzędowych i starszych regionu świętokrzyskiego. Zwrócić należy uwagę na kliny mrozowe, których głębokość i szerokość odpowiada warunkom termicznym danego okresu glacialnego. Ale szczególnie ważne dla Gór Świętokrzyskich są zjawiska soliflukcji. Powstają one przy rozmarzaniu powierzchniowym, dając w efekcie spływy zboczowe. W zależności od wielkości ocieplenia, powierzchniowa warstwa skalna rozmarza głębiej lub płycej. Cała odtańnięta masa zostaje odkłuta od zmierzniętego głębiej podłoża i osuwa się siłą ciężkości, wykorzystując nawet niewielkie (5°) nachylenia zboczy. Powstają w ten sposób gliny soliflukcyjne wyróżniające się wielką zawartością zwietrzelin skal podłoża lokalnego. A. Jahn (7) zwraca uwagę na tak zwane gliny zwałowe kongeliflukcyjne, czyli spływy powstałe z osadów lodowcowych, które trudno w profilu odróżnić od typowej gliny zwałowej.



Przekrój syntetyczny plejstocenu zachodniej części Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki 1931).

1 — less, kilka poziomów, 2 — spływy soliflukcyjne, kilka poziomów, 3 — piaski z domieszką żwirów pochodzenia północnego i lokalnego, kilka poziomów, 4 — gliny zwałowe, dwa poziomy: poziom górny — glina rdzawa, brunatna lub czerwona, czasami dwadzieścia, miąższość do 18 m; poziom dolny — glina najczęściej szara, ciemna, miąższości do 10 m, 5 — ilły wstęgowe, dwa poziomy związane ściśle z glinami zwałowymi, 6 — mułki zastoiłkowe stwe, szare lub zielonawe, czasem ciemno zabarwione, z wtrąceniami piasków i żwirów, z domieszką skał krystalicznych północnych (porfiry i granity). Seria związana z glaciałem najstarszym, 7 — zwietrzeliny skał lokalnych, 8 — skały podłoża miękkie, mało odporne, 9 — skały podłoża twarde.

W związku ze zjawiskiem soliflukcji (kongeliflukcji) powstać może asymetria dolin. Zbocza dolin eksponowane na południe (w dolinach równoleżnikowych) i na zachód (w dolinach południkowych) są przeważnie łagodna, pokryte grubą warstwą zwietrzelin, okruchów i glin o cechach soliflukcji. Jest to wynik intensywniejszego rozmarzania zboczy zwróconych w stronę silniejszego działania promieni słonecznych czyli ku południowi lub zachodowi. Na zboczach tych działały silniej ruchy masowe, spłaszczając ustawicznie zbocza i kierując nurt rozmarzającej rzeki do zbocza przeciwnego. Na obszarze Gór Świętokrzyskich zauważył J. Czarnocki odchylenia od takiej asymetrii; wiąże się one z różną odpornością materiału skalnego występującego w danym zboczach oraz z upadem i biegiem warstw (3).

Zjawiska spływów zboczowych można obserwować na wielką skalę w dolinach na obszarze Gór Świętokrzyskich (1, 2, 3, 26). Utwory spływowe wprowadzają poważne komplikacje w interpretacji profili geologicznych w dolinach, J. Czarnocki opisuje z okolic Bodzentyna liczne spływy soliflukcyjne, osiągające miąższość do 34 m (3). W syntetycznym profilu Gór Świętokrzyskich podaje J. Czarnocki szereg warstw soliflukcyjnych związanych z poszczególnymi okresami zlodowaceń (ryc. 1).

W obszarze peryglacialnym oprócz mrozów i okresów ociepleń zjawiskiem charakterystycznym jest wiatr i susza glacialna. Wiąże się z tym przede wszystkim zagadnienie lessów. Istnieje szereg definicji lessu i koncepcji jego genezy, a także szczegółowych opracowań. Lessy regionu świętokrzyskie-

go można podzielić na: less eoliczny właściwy, lessopodobne glinki, lessy spiaszczone. Materiał skalny do tych wszystkich typów osadów był dostarczany z utworów lodowcowych, wietrzejących intensywnie w strefie peryglacialnej. W okresach susz glacialnych i silnych wiatrów materiał ten był wywiewany na sąsiednie rozległe obszary. Sedymentacja wywianego pyłu odbywała się w miejscach o różnych cechach fizyczno-geograficznych i w związku z tym wytwarzało się zróżnicowanie facjalne osadów. Późne zróżnicowanie może być spowodowane również tym, że niekiedy pył lessowy był wywiewany przy współdziałaniu śniegu. Wytapianie się śniegu z osadzonego wtedy lessu powodowało powstawanie smugowanej struktury, ale nie zmieniało struktury słupowej lessu. Taki typ osadów lessowych obserwowany jest na dużej skali na obszarze Belgii. Opadów śnieżnych było tam znacznie więcej ze względu na inną strefę klimatyczną, mianowicie wilgotną, oceaniczną. Polska natomiast miała w plejstocenie klimat typu kontynentalnego. Wprawdzie obszar na zachód od Wisły uważany jest za strefę przejściową

do klimatu oceanicznego, ale ciągle o silnych cechach kontynentalizmu (6).

Less eoliczny właściwy, którego miąższość może być znaczna, spotykamy najczęściej na wyżynach. Osad ten charakteryzuje się warstewkami gleb kopalnych i zmianami powierzchniowymi z okresów wydłużonych ociepleń śródglacialnych (interstadialnych i interglacialnych).

Pył lessowy w obniżeniach, na terenach rzecznych, może dać w efekcie różnego typu osady: lessopodobne glinki, lessy warstwowane, lessy spiaszczone. Często stropowa część ilów i mułków zastoiłkowych może być genetycznie związana z osadami nawianymi.

Jednak należy zwrócić uwagę, że glinki lessopodobne i lessy spiaszczone mogą być zupełnie odmiennej genezy. Mianowicie na powierzchni glin zwałowych i mułków skutkiem wietrzenia i procesów glebowych powstają glinki pyłowe in situ (w gleboznawstwie tzw. szczyrki pyłowe). Autorzy rodzimecy nazywają to zjawisko procesem zlessowania i między innymi w nim widzą genezę lessu. Jest to tzw. less eluwialny (6).

Osady lessowe mogły się tworzyć w każdym okresie glacialnym na przedpolu lodowca. Dowodem tego są liczne profile geologiczne, w których występują lessy podmienowe. W regionie świętokrzyskim mogą występować lessy z okresów wszystkich glacialów. Najstarsze znane lessy odnoszą się do okresu sprzed zlodowacenia południowopolskiego, gdyż wchodzi w skład gliny morenowej tegoż zlodowacenia (15). Zagadnienie lessów na obszarze Polski

SCHEMAT STRATYGRAFII CZWARTORZĘDU NA OBSZARZE REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO
Zestawienie na podstawie publikacji J. Czarnockiego (2), W. Pożaryskiego (20, 21), E. Rühlega (25).

W i e k	Osady i charakter zjawiska	
Holocen	młodszy piaski i mady, torfy młode mady młode piaski	} erozja i akumulacja rzeczna, akumulacja powodziowa, akumulacja organogeniczna na małą skalę.
	starszy mady starsze — akumulacja powodziowa mulki, torfy, gytie — akumulacja głównie organogeniczna (optimum klimatyczne) piaski i żwiry — erozje i akumulacja rzeczna; formowanie wydmy	
Zlodowacenie północno-polskie	piaski tarasów i obszarów pradolin przewiane w wydmy; less cienki, tzw. nadległy; piaski dyluwialne, na zboczach i u podnóży wzniesień; piaski rzeczne tarasowe w dolinach less młodszy górny gleba kopalna less młodszy dolny lessopodobne glinki gleba kopalna, piaski i żwiry w dolinach less starszy	} zjawiska peryglacjalne w okresach glacjałów, erozja, akumulacja w okresach interstadialnych oraz procesy wegetacyjne
Interglacjał młodszy	żwiry, piaski, mulki, torfy, gytie — kilka faz erozji i akumulacji;	} akumulacja organogeniczna
Zlodowacenie środkowo-polskie	w północnej części regionu zlodowacenie — glina zwałowa, moreny czołowe, żwiry i piaski fluwioglacjalne; w południowej części regionu zjawiska peryglacjalne — intensywna soliflukcja, akumulacja lessu	
Interglacjał starszy	żwiry, piaski, mulki, torfy, gytie — kilka faz erozji i akumulacji, intensywna akumulacja organogeniczna	
Zlodowacenie południowo-polskie	gliny zwałowe, żwiry i piaski fluwioglacjalne i rzeczne, mulki i ily zastoiskowe; dwa stadiały zlodowacenia	
Interglacjał najstarszy	żwiry, piaski, mulki, szczątki organiczne	
Zlodowacenie najstarsze	residna rozmytej moreny, żwiry i piaski fluwioglacjalne i rzeczne, mulki ze zwęglonymi szczątkami roślin	

południowej nie zostało jeszcze opracowane syntetycznie. Lessy podkarpackie wiąże się przeważnie ze zlodowaceniem środkowopolskim (7, 15, 32). Natomiast na obszarze Polski środkowej W. Pożaryski wiąże lessy ze zlodowaceniem najmłodszym, północnopolskim (20, 21, 22). Przebieg granicy zasięgów poszczególnych lessów oraz ich rozpozniowanie nie jest opracowane.

Dla regionu świętokrzyskiego zagadnienia lessów omawiało szereg autorów. Less zajmuje głównie południowo-wschodnie obszary regionu, pokrywając tam zarówno szczyty, jak i zbocza górskie sięgając miąższość do 30 m (11). W głębi gór less tworzy tylko odizolowane płyty, ale wznosi się wysoko, nie omijając nawet szczytu Łysej Góry. Rozpozniowaniem lessu Polski środkowej zajął się W. Pożaryski (20). Autor ten przyjmuje występowanie najstarszego lessu pod gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego (= I poziom lessu) oraz kompleksu lessów związanych ze zlodowaceniem północnopolskim. W obrębie tych ostatnich wydziela następujące poziomy: II, III, IV, V. Trzy pierwsze poziomy rozwinięte są dobrze i przedzielone glebami kopalnymi, zaś poziom V stropowy (tzw. nadległy) jest cienki i występuje tylko płatami. Stratygrafia lessów w opracowaniu W. Pożaryskiego oparta jest na faktach litologiczno-facialnych, nie znaleziono bowiem dobrego odskonięcia z osadami organogenicznymi.

Pod koniec plejstocenu zaczęły się tworzyć w Polsce wydmy na rozległych obszarach pradolin i do-

lin. Formowanie się wydmy objęło również początek holocenu. Zaznaczyć należy, że wydmy i piaski lotne mogły się utworzyć również i w innych okresach postglacjalnych (interstadialnych czy interglacjalnych). Dowodem tego są tzw. wydmy kopalne (np. w Holandii).

Zagadnienie wydmy zarówno co do ich genezy, jak i warunków tworzenia się nie zostało dostatecznie wyjaśnione. Wydmy śródlądowe wiążą się najczęściej z klimatem suchym, panującym okresowo w czasie przemian klimatycznych przy wycofywaniu się lodowców (16). Kierunek wiatrów formujących wydmy przyjmowano początkowo za wschodni. Jednak po przeanalizowaniu form wydmych oraz wszystkich zjawisk z nimi związanych przeważa obecnie pogląd, że w formowaniu wydmy przeważały wiatry zachodnie.

W regionie świętokrzyskim wydmy rozwinięte się na obszarach piasków i żwirów warstwowych. Znałe są obszary piasków przewianych w okolicy Rakowa, gdzie procesy eoliczne trwają do dziś (11).

HOLOCEN

Od momentu definitywnego wycofania się lądolodu z moren fennoskandyjskich liczymy okres holoceniński, trwający do dziś. Utwory holocenińskie zostały szczegółowo opracowane przez paleobotaników. Syntetyczne ujęcie przedstawił W. Szafer (35) z tabelami stratygraficznymi, z charakterystyką flory i klimatu, z wydzielonymi poziomami biostratygraficznymi.

Ogólnie biorąc, dla Polski środkowej wydzielić można utwory holocenu starszego i młodszego.

Holocen starszy miał początkowo klimat dość chłodny i suchy (dalszy ciąg formowania się wydym, tworzenia się tarasów piaszczystych). Stopniowo jednak klimat przeszedł w wilgotny i ciepły, stanowiąc tzw. optimum klimatyczne holoceniście. Wtedy na piaszczystych osadach tarasów i na obszarach piasków lotnych i wydym rozwinęły się lasy i torfowiska. Pozostałością tego okresu są torfy znacznej miąższości, zawierające niejednokrotnie pnie drzew — gytie z obfitymi szczątkami organicznymi — trawertyny.

Holocen młodszy odznaczał się ochłodzeniem klimatu i cechami kontynentalizmu. Wysoka baza erozyjna na północy powodowała liczne powodzie — na tarasach rzek osadzały się mady powodziowe i piaski międzymadowe, szarozółte, szare i czarne. Osady madowo-piaszczyste często przekraczały obszar poprzedniego, starszego tarasu piaszczysto-torfowego. Na zalewanych obszarach tworzyły się miejscami rudy darniowe oraz drobne płyty torfowisk młodszych.

EWOLUCJA GEOMORFOLOGICZNA W CZWARTORZĘDZIE

Z zagadnieniem czwartorzędu wiąże się ściśle typ krajobrazu: wykształcenie dolin i pradolin, tarasy rzek, wysoki poziom zrównania denudacyjnego, formy akumulacji i erozji glacialnej, peryglacialnej, interglacialnej, typ wletrzenia skał i tym podobne zjawiska. Badania tych zjawisk dotyczą nie tylko ukształtowania dzisiejszej powierzchni, ale również powinny prowadzić do odtworzenia przemian, jakim ulegał teren w ciągu całego czwartorzędu.

Pod koniec trzeciorzędu zrównana, prawie spenienizowana powierzchnia utworów starszych została zaatakowana silną działalnością erozyjną. Z tego okresu podaje J. Czarnocki głębokie wcięcia erozyjne, wytworzenie wąskich dolin o podstawie ok. 100 m niższej od obecnej. Zachowały się do dziś trzy poziomy zrównań denudacyjnych w postaci spłaszczeń długich i wąskich na zboczach górskich (11, 12, 13). Jednocześnie w końcu trzeciorzędu istniały zjawiska silnego skrasowienia, wytwarzania lejów krasowych na obszarach wapieni i dolomitów regionu świętokrzyskiego.

Deniwelacje powierzchniowe z końca okresu trzeciorzędowego zostały wyrównane przez zasypanie lodowcowe. Doliny i kotliny śródgórskie zasypane są materiałem piasków i żwirów rzecznych i fluwioglacialnych oraz ilami i mulkami zastoiowymi. Osady te występują zarówno pod moreną zlodowacenia południowo-polskiego, jak i nad nią; związane są z szeregiem przemian klimatycznych i form morfologicznych nasuwającego się, stagnującego oraz cofającego się lodowca. Kompleks piasków, żwirów, mulków i ilów o miąższości niejednolotnie kilkudziesięciu metrów, przedstawia historię geologiczną i paleomorfologiczną terenu. Dotychczas jednak ani układ, ani współzależność poszczególnych warstw nie została chronologicznie prześledzona. J. Samsonowicz (28) opisał trzy zastoiowe środkowopolskie, a J. Czarnocki (2) nawiązał do nich zastoiska z obszaru Gór Świętokrzyskich. Zagadnienia te są jednak bardziej skomplikowane, niż to zostało przedstawione w wymienionych pracach, i wymagają szczegółowego opracowania.

Po silnym zasypaniu dolin i kotlin w starszym plejstocenie nastąpił okres erozyjny w czasie interglacjalu starszego. W plenwskiej fazie interglacjalu obserwuje się ogromną działalność erozyjną. Zniszczeniu ulegają nie tylko utwory staroplejstoceniście, ale wcięcia erozyjne docierają również do podłoża starszego (20). Odnawia się sieć dolin z końca trzeciorzędu wraz z przełomami przez pasma górskie. W drugiej fazie interglacjalu starszego zaznacza się przewaga akumulacji nad erozją. W dnach dolin osadzają się piaski, żwir i głazy powstałe z przemycia osadów lodowcowych przemieszczanych ze zwierzeliną lokalnych. Wytwarzają się zbiorniki spokojnej akumulacji wodnej, w których powstają

osady organogeniczne, stracają się martwice wapienne. Osady te stanowią dziś podstawę do badań paleobotanicznych, zaś martwice dostarczają interesującej fauny mięczaków interglacialnych (37).

Z okresu zlodowacenia środkowopolskiego na południe od moren czołowych, a więc prawie na całym obszarze regionu świętokrzyskiego występują zjawiska peryglacialne. Prześledzenie ich jest niezwykle ważnym elementem w badaniach czwartorzędowych. Poza tym zaznacza się znowu faza intensywnej akumulacji żwirowo-piaszczysto-mulkowej, zarówno poprzedzającej zlodowacenie środkowopolskie, jak i związanej ze stadiami recesyjnymi tego zlodowacenia. Z utworów tego okresu, związanych z zatamowaniem odpływu rzek ku północy, są najczęściej zbudowane strome tarasy rzeczne, stożki napływowe itp. Nadbudowę tych osadów często stanowi less.

W interglaciale młodszym nastąpiło ponowne rozmywanie osadów lodowcowych i fluwioglacialnych, odpreparowywanie dolin, tworzenie nowych wcięć erozyjnych, tarasów i poziomów denudacyjnych, ale podstawa erozyjna nie była już tak niska jak w interglaciale poprzednim — stąd słabsza erozja.

W okresie zlodowacenia północnopolskiego cały obszar regionu świętokrzyskiego podlegał zjawiskom peryglacialnym. W związku jednak ze znacznym już oddaleniem od czoła lądolodu zaznaczała się ożywiona działalność wód w okresach interstadialnych oraz rozwój życia organicznego (gleby kopalne). Powstają systemy tarasów rzecznych, związanych z szeregiem stadialów i interstadialów wycofującego się lodowca. Lencowicz wydziela dla regionu świętokrzyskiego trzy poziomy tarasowe, z których najwyższy wznosi się ok. 40 m ponad dzisiejszy poziom rzek, średni ok. 20 m, niski ok. 10 m. Wysokości te ulegają znacznym wahaniom w obrębie poszczególnych dorzeczy. Wytworzona sieć hydrograficzna charakteryzuje się wielkimi podłużnymi dolinami śródgórnymi, przeważnie zabagnionymi, którymi płyną zaledwie drobne fragmenty rzek. Rzeki główne mają bowiem kierunek prostopadły do pasm górskich, przedzierając się przez wiele licznymi przełomami.

Z okresu zlodowacenia północnopolskiego istnieją liczne ślady kultur ludzkich. Region świętokrzyski jako obszar pozostający w tym okresie poza zasięgiem lądolodu, przedstawia duże możliwości odnalezienia działalności człowieka. Jedno z takich interesujących stanowisk w Górze Puławskiej jest tematem badań L. Sawickiego (31).

Stopniowo przechodzimy w okres holoceni. Wytwarza się system tarasów niskich z osadami piaszczysto-torfowymi i gytowymi ze starszego holocenu oraz osadami piaszczysto-madowymi młodszymi. Szczątki kultur ludzkich należą już do młodszych, od mezolitu począwszy przez neolit, brąz, żelazo do czasów historycznych.

LITERATURA

1. Czarnocki J. — O zlodowaceniu środkowej części Gór Świętokrzyskich. *PIG. Pos. Nauk.* 17. Warszawa 1927.
2. Czarnocki J. — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. „*Rocznik PTG*” VII. Kraków 1931.
3. Czarnocki J. — Geologia regionu Łysogórskiego. *PIG. Prace t. I.* Warszawa 1950.
4. Dylik J. — Zagadnienie genezy lessu w Polsce. „*Biul. Perygl.*” Łódź 1954.
5. Głodek J. — Badania czwartorzędu w Europie zachodniej. *IG. Biul.* 70. Z badań czwartorzędu, t. 6. Warszawa 1955.
6. Jahn A. — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. „*Acta Geol. Pol.*” Warszawa 1950.
7. Jahn A. — Wyzyna Lubelska Warszawa 1956.
8. Klimaszewski M. — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *PIG. Biul.* 65. Z badań czwartorzędu, t. 1. Warszawa 1952.

9. Koziński W. — W sprawie wieku i genezy gółoborzy na szczycie Św. Katarzyny. „Przegl. Geolog.” 1956, nr 5.
10. Lencewicz S. — Dzieje górnej Lubrzańki w czwartorzędzie „Pam. Fizjogr.” XXI. Warszawa 1913.
11. Lencewicz S. — Étude sur le Quaternaire du plateau de la Petite Pologne. Neuchâtel 1916.
12. Lencewicz S. — Le massif hercynien des Łysogóry et ses enveloppes. Congr. Intern. Géogr. Varsovie 1934. Warszawa 1934.
13. Lencewicz S. — Surface d'aplanissement tertiaire dans les monts Łysogóry. Comptes rendus du Congr. Intern. Géogr. Varsovie 1934, Warszawa 1936.
14. Łoziński W. — Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges. „Zts. Deutsch. Geol. Ges.” M. — B. 41. Berlin 1909.
15. Łyczewska J. — Sprawozdanie z badań geologicznych w NW części anksza Brzesko-Nowe. PIG. Biul. 42. Warszawa 1948.
16. Małkowski S., Lencewicz S. — Wydmy śródlądowe Polski. Warszawa 1953.
17. Milthers V., Milthers K. — Rozmieszczenie niektórych ważnych skandynawskich narzutników na Niżu Polskim. PIG. Biul. 5. Warszawa 1938.
18. Mojski E. — O badaniach lessu w Polsce. IG. Biul. 70. Z badań czwartorzędu t. 6. Warszawa 1955.
19. Pożaryska K. — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. PIG. Biul. 52. Warszawa 1949.
20. Pożaryski W. — Plejstocen w przekrobie Wisły przez wyżyny południowe. IG. Prace t. IX. Warszawa 1953.
21. Pożaryski W. — Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowo-polskich. „Przegl. Geogr.” t. XXVIII, z. 2. Warszawa 1956.
22. Pożaryski W. — Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej. Reg. Geol. Polski T. II. Region Lubelski. PTG. Geol. Kraków 1956.
23. Rühle E. — Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. PIG. Biul. 66. Z badań czwartorzędu t. 2. Warszawa 1952.
24. Rühle E. — Profil geologiczny osadów interglacialnych w Olszewicach koło Tomaszową Mazowieckiego i w Łańcuchowie nad Wierpem. IG. Biul. 100. Z badań czwartorzędu t. 7. Warszawa 1956.
25. Rühle E. — Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945—1953. IG. Biul. 70. Z badań czwartorzędu t. 6. Warszawa 1955.
26. Rühle E. — Utwory czwartorzędowe doliny Kierdomki na północ od Rakowa. PIG. Biul. 68. Z badań czwartorzędu t. 4. Warszawa 1952.
27. Rühle E., Sokołowska M. — Mapa utworów czwartorzędowych Polski. Atlas Geologiczny Polski. Tab. 2 IG. Warszawa 1956.
28. Samsonowicz J. — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. PIG. Spr. 1. Warszawa 1922.
29. Samsonowicz J. — O lessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. „Wiad. Arch.” 9. Warszawa 1924.
30. Samsonowicz J. — O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Iżanką a Wisłą. PIG. Póś. Nauk. 12. Warszawa 1925.
31. Sawicki L. — Stratygrafia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Wisły w Górze Puławskiej. „Acta Geol. Pol.” t. IV, fasc. 3. Warszawa 1954.
32. Sawicki L. — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. „Rocznik PTG” t. 8/1. Kraków 1932.
33. Sawicki L. — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. PIG. Biul. 66. Z badań czwartorzędu t. 2. Warszawa 1952.
34. Szafer W. — Schyłek plejstocenu w Polsce. PIG. Biul. 65. Z badań czwartorzędu t. 1. Warszawa 1952.
35. Szafer W. — Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. IG. Prace t. XI. Warszawa 1954.
36. Szafer W. — Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. „Rocznik PTG” t. XXII, z. 1. Kraków 1953.
37. Urbański J. — Obecny stan badań nad mięczakami polskiego plejstocenu. IG. Biul. 70. Z badań czwartorzędu t. 6. Warszawa 1955.