

KRYSTYNA RYWOCKA-KENIG

Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru

STRESZCZENIE: Omówiono budowę geologiczną i stratygrafię czwartorzędu okolic Bończy nad Pilicą. Dokładniej scharakteryzowano piaszczysty obszar typu kemowego z kilkoma chaotycznie rozmieszczonymi wzgórzami piaszczystymi. Formy te zbudowane są z drobnodziarnistych piasków warstwowych skośnie, krzyżowo lub poziomo i zawierają w stropie przykrycie głazków skandynawskich. Zostały one uformowane w strefie marginalnej topniejącego lądolodu stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego.

WSTĘP

Badany obszar położony jest w promieniu około 6 km od wsi Bończa, znajdującej się na lewym brzegu Pilicy, mniej więcej w połowie odległości między Warką a Białobrzegami.

Omawiany teren nie był dotychczas przedmiotem badań geologicznych ani geomorfologicznych. Brak tu również głębszych wierceń, niezbędnych — przy małym stopniu odkrycia terenu — dla rozstrzygnięcia niektórych zagadnień stratygraficznych. Dlatego też niektóre nawiązania stratygraficzne można przeprowadzić jedynie w oparciu o porównanie z obszarami sąsiadującymi z okolicą Bończy bezpośrednio od wschodu i zachodu, a także z dalszymi fragmentami krawędziowej strefy doliny Pilicy (Nowe Miasto nad Pilicą — Warka), gdzie wykonano szereg prac magisterskich Katedry Geologii Czwartorzędu U.W.

W dotychczasowej literaturze nie ma wielu prac omawiających osady i formy kemowe w środkowej Polsce. Nieco więcej miejsca poświęcone jest w naszej literaturze kemom, występującym w północnej Polsce — w obrębie zlodowacenia bałtyckiego, gdzie są dobrze zachowane świeże formy morfologiczne (Bartkowski 1954, 1959; Niewiarowski 1959; Kozarski 1961). Sama morfologia obszaru kemowego, jako kryterium rozpoznania tych form, nie wystarcza. Dopiero dokładne poznanie budowy geologicznej rzuciło nieco światła na ich genezę.

Materiały do omawianego zagadnienia zostały zebrane w czasie

wykonywania pracy magisterskiej w Katedrze Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego, w latach 1961—1962.

Pragnę złożyć serdeczne podziękowanie Panu Profesorowi S. Z. Różyckiemu za kierowanie całokształtem mojej pracy oraz Pani Doktor H. Ruszczyńskiej-Szenajch za przejrzenie rękopisu oraz za wszelkie cenne rady i wskazówki.

BUDOWA GEOLOGICZNA I STRATYGRAFIA

O starszym podłożu osadów plejstocenijskich okolic Bończy nad Pilicą wnioskować można jedynie na podstawie analogii z obszarami sąsiednimi, na których były wykonane głębokie wiercenia. W. Karaszewski (1952a) podaje jako najstarsze znane utwory z rejonu Warki — margle z domieszką glaukonitu i pyłu węglowego zaliczane do kredy górnej, a E. Ciulik i E. Rühle (1952) opisują z okolicy Białobrzegów wapień, gezy i margle zaliczane do santonu.

Na utworach kredowych leży seria młodszych utworów, należących do trzeciorzędu. Są to piaski i muły glaukonitowe wieku oligocenijskiego, brunatne piaski tzw. formacji burowęglowej miocenu oraz ropy pliocenu.

Najstarszym utworem czwartorzędowym, występującym na omawianym terenie, jest seria preglacjałna. Odśladnia się ona na przestrzeni około 500 m w strefie krawędziowej doliny Pilicy koło wsi Branków (fig. 1, warstwa 1; fig. 2). Wykształcona jest w postaci jasnoszarego mułu piaszczystego. Osady te charakteryzują się całkowitym brakiem materiału pochodzenia skandynawskiego, co potwierdza jeszcze ich stratygraficzną przynależność do najstarszego ogniwa czwartorzędu poprzedzającego zlodowacenia. Dokładniejsze omówienie i charakterystykę piasków preglacjałnych jak również pozostałych ogniw stratygraficznych, występujących w okolicach Bończy nad Pilicą, podałam w swej pracy magisterskiej (Rywocka-Kenig 1963).

Osady zlodowacenia krakowskiego nie są znane z powierzchni opracowywanego terenu, a o ich istnieniu można wnioskować przeprowadzając analogię z obszarami sąsiednimi (Wwsczański 1961, Grzybowski 1962).

Podobnie osadów Wielkiego Interglacjału nie stwierdzono w okolicach Bończy.

Stosunkowo pełny rozwój na omawianym terenie posiadają utwory glacjałne odpowiadające — jak wynika z nawiązania do opracowań stratygraficznych większych obszarów (Różycki 1961) — zlodowaceniowi środkowopolskiemu. W obrębie tego glacjału wyróżniono dwa stadiały przedzielone okresem interstadialnym. Zgodnie z nomenklaturą S. Z. Różyckiego (1961), są to — glacystadiał Radomki, interglacystadiał Pilicy oraz glacystadiał Warty.

Najstarszym ogniwem starszego stadiału¹ (Radomki), podśladnia-

¹ Nazwy stadiał używa się w tej pracy, jako skrótu pełnej nazwy glacystadiał.

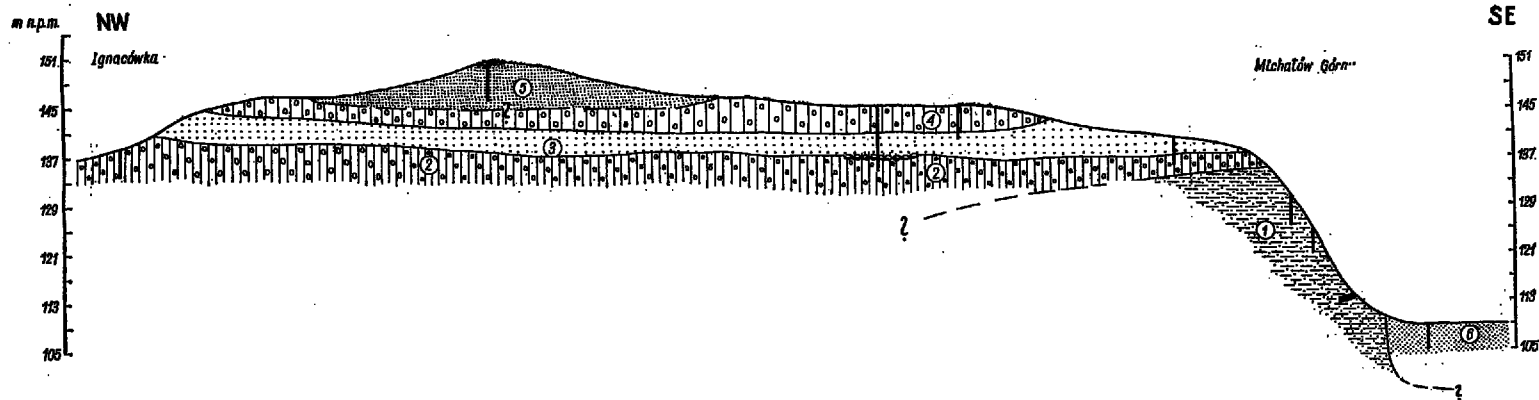


Fig. 1

Przekrój geologiczny na linii Ignacówka — Michałów Górny

1 muł piaszczysty, preglacjalny; 2 glina zwałowa szara z poziomem bruku w stropie (stadiał Radomki zlodowacenia środkowopolskiego); 3 piasek różnoziarnisty, fluwioglacjalny z okresu transgresji stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego; 4 glina zwałowa brązowa stadiału Warty; 5 piaski drobnoziarniste akumulacji typu kamowego z okresu regresji stadiału Warty; 6 piaski tarasu zalewowego Pilicy (holocen)

Coupe géologique entre Ignacówka et Michałów Górny

1 limon sableux préglaciaire; 2 argile morainique grise, recouverte d'un niveau du pavage (stade de la Radomka de la glaciation de la Pologne Centrale); 3 sable à grain divers, fluvioglaciale, de la période de la transgression du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale; 4 argile morainique brune du stade de la Warta; 5 sables fins de l'accumulation du type de kames de la période de la récession du stade de la Warta; 6 sables de la terrasse d'inondation de la Pilica (Holocène)

ładolodu. Występują one w strefie krawędziowej doliny Pilicy koło wsi Branków, skąd znane są jedynie z sond. Iły te znajdują swe przedłużenie w kierunku południowo-zachodnim, gdzie zostały stwierdzone przez T. Wysoczańskiego (1961). Drugim miejscem występowania ików jest wieś Bończa, gdzie odsłania się 0,5-metrowa warstwa ików o zatartej strukturze. W obu tych miejscach iły leżą pod przykryciem gliny zwałowej stadiału Radomki.

Na utworach preglacialnych, piaskach fluwioglacjalnych i ilach warwowych leży glina zwałowa stadiału Radomki zlodowacenia środkowopolskiego (tabl. I, warstwa 2). Występuje ona na powierzchni terenu między Bończą a Michałowem i w strefie krawędziowej koło Brankowa, a także znana jest ze studni. Miąższość omawianej gliny zmienia się lokalnie w granicach 5—20 m. Jej strop znajduje się na wysokości 114—138 m n.p.m. Tak duże deniwelacje stropu omawianej gliny zwałowej należy wiązać raczej z nierównościami podłoża, gdyż ładolód transgredował tu na obszar doliny rzecznej (Ciuik & Rühle 1952, Grzybowski 1961), niż z erozją następującą po osadzeniu się tej gliny, chociaż erozja taka istniała tu zwłaszcza przed osadzeniem się gliny zwałowej młodszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego.

Glina zwałowa stadiału Radomki jest barwy szarej lub szarobrązowej, silnie piaszczysta i zawiera bezładnie tkwiące w niej liczne okruchy skał skandynawskich. Cała seria gliny zwałowej wykazuje dodatnią reakcję z HCl, jedynie około 1—1,5-metrowa strefa stropowa przeważnie została odwapniona.

Fig. 2

Mapa geologiczna okolic Bończy nad Pilicą

1 muły piaszczyste, preglacialne; 2 iły warwowe z okresu transgresji stadiału Radomki (zlodowacenie środkowopolskie); 3 glina zwałowa stadiału Radomki; 4 piaski fluwioglacjalne, różnoziarniste z okresu transgresji stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego; 5 glina zwałowa i piaski zwałowe stadiału Warty; 6 żwir i piaski moreny czołowej stadiału Warty; 7 piaski drobnoziarniste typu kemowego, z okresu recesji stadiału Warty; 8 osady zagłębienia bezodpływowych (młodsze od zlodowacenia środkowopolskiego); 9 piaski wietrzenia peryglacialnego (zlodowacenia bałtyckiego); 10 piaski i mady tarasu zalewowego Pilicy; 11 piaski dopływów doliny Pilicy; 12 torfy tarasu zalewowego Pilicy; 13 deluwia; 14 piaski stożków napływowych (osady 10—14 pochodzą z holocenu)

Carte géologique des environs de Bończa sur la Pilica

1 limons sableux préglaciaires; 2 argiles rubanées de la période de la transgression du stade de la Radomka (glaciation de la Pologne Centrale); 3 argille morainique du stade de la Radomka; 4 sables fluvioglaciaux, à grain divers, de la période de la transgression du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale; 5 argille morainique et sables morainiques du stade de la Warta; 6 graviers et sables des moraines frontales du stade de la Warta; 7 sables fins du type de lame de la période de la récession du stade de la Warta; 8 dépôts dans les dépressions sans écoulement (plus jeunes que la glaciation de la Pologne Centrale); 9 sables de l'altération périglaciaire (glaciation bałtique); 10 sables et limons de la terrasse d'inondation de la Pilica; 11 sables des affluents de la Pilica; 12 tourbes de la terrasse d'inondation de la Pilica; 13 déluvions; 14 dépôts des cônes de déjection (dépôts 10—14 l'Holocène)

W okresie po osadzeniu omówionej gliny zwałowej — w interstadiu Pilicy — zachodziły tu procesy denudacji, o czym świadczy poziom bruku, leżący miejscami na glinie zwałowej stadiału Radomki. Znany jest on ze studni oraz z odsłonięcia w Grzegorzewicach (tabl. I, warstwa 2a). Na poziomie ten składają się głaziki i głazy pochodzenia skandynawskiego o maksymalnej średnicy 20—30 cm, przeciętnej zaś 5—10 cm, ułożone bezładnie w warstwie nie przekraczającej 50 cm miąższości.

Na denudacyjnej powierzchni gliny zwałowej starszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego leżą piaski fluwiogłacjalne z okresu transgresji lodolodu stadiału Warty. Zaczynają one całą serię osadów występujących powszechnie na powierzchni w rejonie Bończy. Piaski te znajdują się na powierzchni w części południowo-wschodniej opisywanego terenu, poza tym znane są ze studni w okolicach (Wrociszewa i Michałowa (tabl. I, warstwa 3). Są to szarozółte piaski różnoziarniste warstwowane poziomo lub przekątnie. Ziarna piasku są słabo obtoczone i często ostrokrawędziste.

Na piaskach tych leży jasnobrązowa glina zwałowa, odpowiadająca stadiałowi Warty. Wymieniona glina osiąga przeważnie 2—8 m miąższości, mając przeciętnie 4 m miąższości (tabl. I, warstwa 4).

Powierzchnia stropowa gliny jest w wielu miejscach zgodna z powierzchnią terenu i znajduje się na wysokości 119—128 m n.p.m., a jedynie w okolicy Brankowa strop jej osiąga 146 m.

Glina ta jest w dużym stopniu piaszczysta. Zawartość frakcji piaszczystej jest w niej większa niż w glinie zwałowej stadiału Radomki. Zawiera ona liczne głaziki i okruchy skał skandynawskich, głównie krystalicznych, natomiast udział skał wapiennych jest niewielki. Wielkość głazików zawartych w glinie dochodzi do 30 cm z tym, że na powierzchni terenu pojawiają się głazy narzutowe znacznie większe, dochodzące do 2 m średnicy. W omawianej glinie spotyka się soczewki piasków różnoziarnistych, a także pewne partie żwirów różnoziarnistych, miejscami z widocznym warstwowaniem przekątnym lub równoległym (bądź niewarstwowane). Pomimo tego, że glina ta występuje na powierzchni, jest ona na ogół silnie wapnista, z zaznaczającymi się w niej smugami lub gniazdami wtórnych koncentracji węgla wapnia. Miejscami jednak obserwuje się niegłębką 0,5—1,0 m strefę odwapnienia. W stropie gliny stadiału Warty zachowane są ślady deformacji peryglacjalnych.

Na glinie zwałowej stadiału Warty leżą piaski i żwiry, tworzące jedyną na omawianym obszarze morenę czołową z okresu recesji stadiału Warty. Piaszczysto-żwirowy materiał tej moreny ułożony jest w sposób chaotyczny. Warstwy piasku drobnoziarnistego występują często obok warstw żwirowych, ostrą granicą odcinając się od siebie. Żwir wykazuje przeciętną średnicę otoczków 3—5 cm, maksymalną do 15 cm, ale zdarzają się pojedyncze głazy o średnicy do 1 m. Materiał żwirowo-głazikowy ułożony jest bezładnie, ale na ogół dłuższe osie głazików leżą

poziomo. W składzie petrograficznym przeważają okruchy skał pochodzenia skandynawskiego. Cały materiał żwirowy wykazuje słaby stopień selekcji i dość dobry stopień obtoczenia.

Oprócz piasków i żwirów czołowo-morenowych na glinie stadiału Warty powszechnie występują piaski fluwioglacjalne typu kemowego (tabl. I, warstwa 5), które znane są ze stosunkowo dużych obszarów w okolicy Bończy

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU KEMOWEGO

Strefa występowania piasków fluwioglacjalnych typu kemowego na omawianym obszarze nie jest ograniczona ściśle do rejonu Bończy. Znajduje ona swoje przedłużenie na wschód — stwierdzone przez K. Grzybowski (1962) w rejonie Warki oraz na zachód — przez T. Wysockańskiego (1961) w okolicy Promny nad Pilicą, a także kontynuuje się na znacznej odległości w kierunku północnym, występując między innymi we wsi Rytomoczydła.

Obszar występowania piasków fluwioglacjalnych typu kemowego znajduje się na wysoczyźnie polodowcowej. Piaski te tworzą łagodnie pofalowaną powierzchnię z występującymi na niej kulminacjami w formie kopulastych wzniesień. Kulminacje te nie tworzą jakichś ciągów o wyraźnie zaznaczonych kierunkach; układ ich jest raczej bezładny. Szczytowe partie tych form znajdują się na podobnych wysokościach, a mianowicie 141, 143, 145 i 151 metrów n.p.m.

Wzgórze w Grzegorzewicach (141 m n.p.m.) wznosi się 16 m nad poziom otaczającej wysoczyzny. Kąty nachylenia stoków tego wzgórza są niewielkie ($4-8^\circ$). Zajmuje ono powierzchnię mniejszą niż 1 km^2 , ma charakter małej „kopki” z wierzchołkiem położonym w południowej jego części, natomiast w części północnej wzgórze to przechodzi poprzez niewielkie obniżenie („przełęcz”) w rozległy obszar piaszczystej akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, lekko pofalowany, ale — ogólnie biorąc — nachylony na SE, ku dolinie Pilicy.

Podobnie kulminacja piaszczysta koło Bończy jest wyraźnie zarysowana od strony południowej i zachodniej, przechodząc łagodnie na NW w lekko falistą równinę, także zbudowaną z piasków akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego. Wzgórze w Bończy ma charakter kopulastego wzniesienia o wysokości względnej około 12 m, osiągając 143 m n.p.m. Jego powierzchnia szczytowa jest rozległa i płaska. Wzgórze to zajmuje obszar prawie $1,5 \text{ km}^2$ powierzchni. Stosunkowo większymi kątami zboczy (5°) opada w kierunku dolinek erozyjnych, znajdujących się na W i S, a znacznie łagodniej obniża się w kierunku Pilicy.

Następne wzniesienie piaszczyste w formie płaskowyżu znajduje się koło osady Wilcozieniec i stanowi kulminację na tle lekko falistego obszaru piaszczystego, pochylonego łagodnie lecz konsekwentnie ku dolinie Pilicy. Powierzchnia szczytowa tego wzniesienia jest raczej płaska i wznosi się do 145 m n.p.m. Wysokość nad otaczający obszar piaszczysty jest niewielka — około 8 m; kąty nachylenia zboczy nie przekraczają $3-5^\circ$. Forma ta ma kształt nieregularny i zajmuje obszar około 2 km^2 z tym, że dłuższa oś o kierunku SW-NIE ma 2 km długości, a szerokość wynosi około 1 km. Inną formą tego rodzaju jest wzgórze, znajdujące się na

północ od Brankowa. Rozciąga się ono na obszarze 1,5 km² w kierunku N-S. Długość jego wynosi 1,8 km, a szerokość przeciętnie 0,5 km, maksymalnie dochodząc do 1 km. Zarys tej formy, ogólnie biorąc, jest wydłużony i rozszerzający się w części środkowej. Wysokość, nad którą wznosi się ponad otaczającą wysoczyznę, jest niewielka, około 5 m, do 151,6 m n.p.m. Cała ta forma jest pewnego rodzaju piaszkowym z jedną kulminacją w części środkowej. W części południowej omawianej formy zaznaczają się większe kąty nachylenia (10—15°); wiążące się już ze strefą krawędziową doliny Pilicy. Omówione wzniesienie nie łączy się z rozległą strefą piaszczystej akumulacji kemowej, znajdującą się w odległości około 1 km na północ od niego.

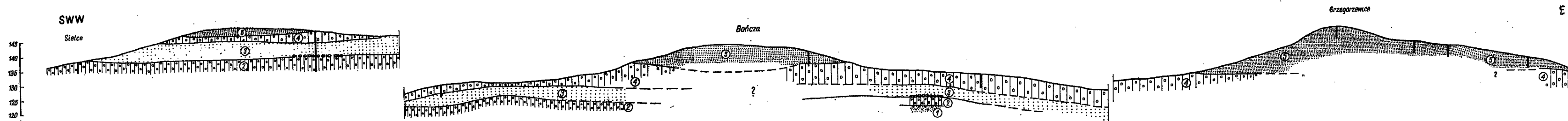
Obszar akumulacji piaszczystej typu kemowego rozciągający się między wsiami Bończa — Wilczeniec — Opoźzew, w obrębie którego występują prawie wszystkie omówione wyżej kulminacje, ma lekko falistą powierzchnię, urozmaiconą jeszcze dolinkami erozyjnymi dopływów Pilicy.

Zagadnienie genezy opisanych wyżej form staje się zrozumiałe dopiero po zapoznaniu się z budową geologiczną tego obszaru.

Największe odsłonięcie na obszarze akumulacji piaszczystej typu kemowego znajduje się u podnóża wzgórza kemowego w Bończy, na jego południowym zboczu. Odsłonięta ściana ma wysokość w najwyższym miejscu 4,5 m. Pod 60-centymetrową warstwą gleby widoczny jest wyraźnie, charakterystyczny dla całego obszaru kemowego, poziom głazików skandynawskich o maksymalnej średnicy 20 cm. Jest to właściwie jedna warstwa głazików, ułożonych luźno koło siebie. To przykrycie głazikowe dostosowuje się do morfologii wzgórza, gdyż — o ile można to było prześledzić — poziom głazików obniża się przy krańcach odsłonięcia. W odsłonięciu widoczne są piaski drobnoziarniste, prawie mulaste, z zawartością frakcji 0,1—0,2 cm 68%. Daje się tu zauważyć pewien rytm sedymentacji. Niektóre warstwy zbudowane są z jasnoszarożółtego piasku drobnoziarnistego, mulastego, wykazującego warstwowanie krzyżowe. Miąższość ich waha się od 0,1 do 0,5 m i ułożone są nierównomiernie, rzadziej lub gęściej. Między nimi znajdują się miejscami nieregularnie powyginane warstewki (0,5—5,0 cm miąższości) żelazistego piasku drobnoziarnistego. Warstewki te są wypreparowane przez wiatr i dobrze widoczne. Warstwy te wykazują wielkopromienne nachylenie, dostosowujące się do morfologii wzgórza. W obrębie opisanych piasków w obu rodzajach warstw widoczne są gdzieśgdzie mikrouskoki, wzdłuż których nastąpiło przesunięcie warstw o 5—10 cm.

Innym miejscem dokumentującym budowę geologiczną obszaru kemowego jest szurf, znajdujący się na południowo-wschodnim zboczu wzgórza w Grzegorzewicach, około 2 m poniżej powierzchni. Widać w nim piasek drobnoziarnisty, prawie mulasty, jasnożółtoszary, warstwowany ukośnie. W ścianie prostopadłej widoczne jest warstwowanie krzyżowe. W najbliższym otoczeniu szurfu na powierzchni rozwiewanej przez wiatr widać głaziki skandynawskie, stwierdzone również na szczycie i zboczach tej kulminacji. Spąg piasków tworzących omawiane wzgórze nie jest znany. Sondy na szczycie i zboczach tej formy nie przebiły piasków.

Przekrój geologiczny (fragmenty) na linii Sielce—Bończa—Grzegorzewice
 Coupe géologique (fragments) le long de la ligne Sielce—Bończa—Grzegorzewice



1 piasek gruboziarnisty (fluwioglacjalny) z okresu transgresji stadiała Radomki zlodowacenia środkowopolskiego; 2 glina zwałowa szara (stadiał Radomki) z poziomem bruku w stropie; 3 piasek różnoziarnisty, fluwioglacjalny z okresu transgresji stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego; 4 glina zwałowa brązowa stadiału Warty; 5 piasek drobnoziarnisty typu kemowego z okresu recesji stadiału Warty

1 sable grossier (fluvioglaciale) de la période de la transgression du stade de la Radomka de la glaciation de la Pologne Centrale; 2 argile morainique grise (stade de la Radomka), recouverte d'un niveau du pavage; 3 sable divers, fluvioglaciale, de la période de la transgression du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale; 4 argile morainique brune du stade de la Warta; 5 sable fin du type de kame de la période de la récession du stade de la Warta

Budowę geologiczną dużego obszaru kemowego, rozpościerającego się w formie falistej równiny między wzgórzami piaszczystymi, ukazuje odsłonięcie znajdujące się przy północnym krańcu wsi Opoźdźew. W okolicy 3-metrowej ścianie odsłonięcia widoczny jest od góry pod warstwą gleby poziom głazików skandynawskich, średnicy 5—25 cm, tkwiących bezładnie w piasku drobnoziarnistym, przy czym na ogół dłuższe osie głazików leżą poziomo. Miejscami poziom ten przechodzi w gniazda piasku drobnoziarnistego, nieco gliniastego barwy ciemnorudej z licznymi głazikami. Poniżej poziomu głazików aż do dna odsłonięcia występuje piasek drobnoziarnisty, jasnoszaroolty, niewarstwowany. Warstwowanie zostało tu prawdopodobnie zatarte przez późniejsze procesy.

Pozostałe odsłonięcia, szurfy i inne obserwacje terenowe z obszaru akumulacji piaszczystej potwierdzają wszędzie opisaną wyżej budowę geologiczną, nie wnosząc więcej danych do rozważanego zagadnienia.

Reasumując należy stwierdzić, że cały teren akumulacji kemowej w okolicy Bończy nad Pilicą jest zbudowany z drobnoziarnistych piasków i to zarówno kulminacje, ich zbocza jak i obszary obniżen między nimi. Piaski te wszędzie zawierają w stropie przykrycie głazikowe, rzadziej gliniasto-żwirowe. Głaziki na skutek działalności wiatru wykazują często szlif eoliczny. W składzie petrograficznym piasków dominują przezroczyste lub półmatowe ziarna kwarcu (ok. 95%) z domieszką różowych skaleni, minerałów ciemnych i jasnych blaszek muskowitu. Omawiane piaski wykazują na ogół warstwowanie poziome, lekko skośne lub krzyżowe. Najczęściej w partiach przypowierzchniowych warstwowanie to jest słabo widoczne, zatarte licznymi poziomami iluwialnych straceń związków żelaza.

Największa stwierdzona miąższość omawianych piasków wynosi więcej niż 20 m (otwór studzienny w Wilceńcu nie osiągający spągu piasków).

Powierzchnię spagową piasków akumulacji typu kemowego udokumentowano wyłącznie na krańcach ich występowania. Leżą one na ogół na brązowej glinie stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego, a jedynie w rejonie Brankowa spoczywają bezpośrednio na glinie stadiału starszego (Radomki) tegoż zlodowacenia, a ich spąg znajduje się tam na wysokości 145—146 m n.p.m. Spąg piasku we wzgórzu koło Bończy, stwierdzony w strefie brzeżnej, znajduje się na wysokości 131 m n.p.m. Stosunkowo najniżej (do 122 m n.p.m.) stwierdzono powierzchnię spagową w okolicy Grzegorzewic.

Zasadniczym problemem, mającym znaczenie dla rozwiązania genezy opisanych piasków, jest ustalenie, czy współczesna rzeźba obszaru ich występowania jest wyrazem procesów erozyjnych, czy też wynikiem pierwotnej akumulacji. Na podstawie terenowych obserwacji oraz analogii z literatury w pracy tej przyjęto drugie z podanych tłumaczeń. Przemawiają za nim takie fakty jak obecność głazików i płytów glinia-

sto-żwirowych na kulminacjach i zboczach wzgórz, a także zagłębienia bezodpływowe, istniejące na sąsiednich obszarach (Grzybowski 1962) w strefie wzgórz piaszczystych. Brak zagłębień bezodpływowych na badanym terenie należy tłumaczyć bliskością doliny Pilicy i konsekwentnym nachyleniem wysoczyzny polodowcowej w kierunku południowo-wschodnim, co spowodowało przeciągnięcie pierwotnie istniejących zagłębień przez system dolinek erozyjnych (np. zagłębienie w Opoźdźwie).

Na podstawie badanych wyżej faktów najśluszniesze wydaje się tłumaczenie genezy omawianych piasków, występujących w obrębie wysoczyzny polodowcowej, akumulacją w strefie marginalnej topniejącego lądolodu.

Na Przeglądowej Mapie Geologicznej Polski, arkusz Radom, E. Rühle (1947) znaczy na omawianych obszarach „piaski akumulacji lodowcowej z głazami“ lub „piaski i żwiry ozów lub moreny czołowe“. Wspomina o nich także W. Karaszewski (1952). Opisana w tej pracy struktura wewnętrzna wzgórz dostarcza argumentów na rzecz teorii kemowej. W literaturze często spotyka się opisy wzgórz kemowych, odznaczających się bardzo dobrą selekcją materiału. Z obszaru północnej Polski opisuje także formy S. Kozarski (1961) i T. Bartkowski (1959). Są to formy zbudowane z piasków bardzo drobnoziarnistych i mulastych, wykazujących czasem rytm warwowy, jak np. kem o strukturze warwowej koło Damasławka (Kozarski 1961). Także K. Markov (1955) podaje z Karelii opis obszaru kemowego zbudowanego z drobnoziarnistych piasków, a V. G. Bondarčuk (1949) wspomina, że niekiedy materiał budujący emy wykazuje cienkie, wstęgowe warstwowanie.

Jeśli by przyjąć istnienie w okolicy Bończy pierwotnych zagłębień bezodpływowych (o czym była mowa wyżej), które są ściśle genetycznie związane z kemami, byłby to jeszcze jeden argument przemawiający za kemową genezą omówionych wzgórz. Opracowywany teren nie jest jednak typowy dla akumulacji kemowej. Dużo prościej przedstawia się sprawa na obszarach najmłodszego zlodowacenia na północy Polski, gdzie są zachowane świeższe formy morfologiczne.

PRZEBIEG WYDARZEŃ GEOMORFOLOGICZNYCH W PLEJSTOCENIE

Jak wynika z powyższego przeglądu, osady zlodowacenia środkowopolskiego, leżące w rejonie Bończy bezpośrednio na preglacjale, wykazują stosunkowo pełne wykształcenie. W obrębie tego zlodowacenia wydzielono dwa stadiały głównie na podstawie występowania dwóch poziomów glin zwałowych przedzielonych poziomem bryku i serią piaszczystą.

Z okresem postoju w czasie recesji lądolodu młodszego stadiału (Warty) zlodowacenia środkowopolskiego, w okolicach na północ od Boń-

czy, związana jest akumulacja piaszczysta typu kemowego. W stagnującym lub prawie stagnującym lodzie powstał system licznych spękań i szczelin. Na skutek nierównomiernego wytapiania się lodu szczeliny powiększały się, dając obszerne zagłębienia wypełniane wodą z topniejącego lodu. W zagłębieniach osadzały się piaski drobnoziarniste o dobrej selekcji.

Tak więc zbiorniki w topniejącym lodzie były wypełniane osadami piaszczystymi, a wysokość późniejszych kemów była w dużym stopniu zależna od poziomu wody w zagłębieniach. Po stopieniu lodu nastąpiło odwrócenie rzeźby terenu — dawne zagłębienia stały się kulminacjami, a w miejscach, gdzie lód utrzymywał się najdłużej, powstały obniżenia i zagłębienia bezodpływowe. Trudno jest jednak stwierdzić, czy dna zagłębień w stagnującym lodzie sięgały podłoża, czy też były zawieszzone w martwym lodzie. Wygięcie warstw, zgodnie z obecną powierzchnią wzgórz (wzgórze koło Bończy), jak również inne zaburzenia (uskoki), które powstały w czasie topnienia martwego lodu (ściany zbiorników), kiedy miało miejsce osadzanie całego materiału na podłożu, mogą wskazywać ewentualnie na to, że dno zbiornika nie sięgało podłoża lodu.

W ramach przyjętej teorii kemowej łatwo da się wytłumaczyć istnienie przykrycia głazikowego na wzgórzach piaszczystych. Przykrycie to może być spowodowane ożywieniem akumulacji w końcowym jej okresie, bądź wytapianiem materiału z pływających w zbiornikach kier lodowych, bądź też lokalną oscylacją czoła lądolodu.

Interglacja eemski, następujący po zlodowaceniu środkowopolskim, zaznaczył się głównie wytworzeniem powierzchni erozyjnych (Stawin 1961, Wysoczański 1961, Grzybowski 1962). W tym czasie rozpoczęło się formowanie dzisiejszej doliny Pilicy.

Lądolód zlodowacenia bałtyckiego nie objął swym zasięgiem opracowywanego terenu. W tym czasie istniała tu strefa klimatu peryglacialnego, który zaznaczył się powstaniem piasków wietrzenia peryglacialnego oraz struktur peryglacialnych zachowanych w stropie warciańskiej gliny zwałowej.

*Katedra Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w czerwcu 1965 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BARTKOWSKI T. 1954. O kamacach i terasach kemowych (Les kames et les terrasses de kames). — *Czas. Geogr.*, t. 26, z. 1/2. Wrocław.
- 1959. Z morfogenezy obszaru kemowego na wschód od Pszczewa (Le paysage de kames à l'est de Pszczew — sur l'Obra moyenne, Grande Pologne). — *Zesz. Nauk. U.A.M.*, nr 21, Geografia z. 2. Poznań.
- BONDARČUK V. G. Osnovy geomorfologii, Moskwa.
- CIUK E. & RÜHLE E. 1952. Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami (Two sections across the Pilica valley in the environs of Białobrzegi). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 68. Warszawa.
- DYLIKOWA A. 1952. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej (De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire). — *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 11. Łódzkie Tow. Nauk. Łódź.
- GRZYBOWSKI K. 1962. Czwartorzęd okolic Warki nad Pilicą (praca magisterska — maszynopis). *Arch. Kat. Geol. Czwart. U.W.* Warszawa.
- KARASZEWSKI W. 1952a. Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorenowych w okolicach Warki nad Pilicą (Stratigraphy of the Quaternary deposits and the submorainic loesses in the vicinity of Warka). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 66. Warszawa.
- 1952b. Wycieczka w okolice Warki i Góry Kalwarii. — *Przewodnik XXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Karpatach Krośnieńskich w r. 1950 (Guide des excursions de la XXIII Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Carpates de Krosno en 1950)*. Warszawa.
- KOZARSKI S. 1961. Kem o strukturze warwowej koło Damasławka (A kame with varved structure near Damasławek). — *Zesz. Nauk. U.A.M.*, nr 27, Geografia z. 3. Poznań.
- MARKOV K. K. 1955. Očerki po geografii četvertičnogo perioda. Moskwa.
- MOJSKI J. E. & NOWICKI A. 1961. Kemy okolic Bielska Podlaskiego. — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, z. 4. Warszawa.
- NIEWIAROWSKI W. 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej (Glacial forms and types of deglaciations on the moraine plateau of Chełmno — Bydgoszcz district). — *Studia Soc. Sci. Torunensis*, vol. 4, nr 1. Toruń.
- ROTNICKI K. 1960. Przegląd zagadnień dotyczących ozów (Survey of problems concerning eskers). — *Czas. Geogr.*, t. 31, z. 2. Warszawa — Wrocław.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961. The Middle Poland — general presentation. — *VIth INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part II, vol. I*. Warszawa.
- RÜHLE E. 1947. Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K. 1963. Czwartorzęd okolic Palczewa nad Pilicą (praca magisterska — maszynopis). *Arch. Kat. Geol. Czwart. U.W.* Warszawa.
- STAWIN J. 1961. Czwartorzęd okolic Przybyszewa nad Pilicą (praca magisterska — maszynopis). *Arch. Kat. Geol. Czwart. U.W.* Warszawa.
- WYSOCZAŃSKI T. 1961. Czwartorzęd okolic Promny nad Pilicą (praca magisterska — maszynopis). *Arch. Kat. Geol. Czwart. U.W.* Warszawa.

K. RYWOCKA-KENIG

LES KAMES AUX ENVIRONS DE BOŃCZA SUR LA PILICA EN CORRÉLATION AVEC LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

(Résumé)

SOMMAIRE: On a analysé la structure géologique et la stratigraphie du Quaternaire aux environs de Bończa sur la Pilica. On a caractérisé plus précisément le terrain sableux du type de kames avec quelques collines à disposition chaotique, formées des sables accumulés par les eaux de fonte. Au-dessus des sables on rencontre les galets scandinaves ou les lambeaux argilo-graveleux. Les formes décrites ont été formées dans la zone marginale de l'inlandsis du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale.

Le terrain décrit est recouvert par les dépôts de la glaciation de la Pologne Centrale; ils sont développés le plus complètement et rencontrés presque partout sur la surface. Les dépôts plus anciens du Pléistocène (avec le Préglaicéaire à la base) peuvent être constatés dans la zone des rebords de la vallée de la Pilica (tabl. I) ou dans les forages.

Parmi les formes correspondant à la récession du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale on a examiné plus précisément le terrain sableux avec quelques collines éminentes, à disposition chaotique. Les collines sont formées des sables fins et très fins. Aux sommets, sur les versants et dans les dépressions, qui entourent les collines, les sables sont recouverts des galets scandinaves ou (plus rarement) des lambeaux argilo-graveleux.

Les formes décrites ont été formées par l'accumulation fluvioglaciaire dans les crevasses supraglaciaires, développées dans la zone marginale de l'inlandsis. La fonte de la glace stationnaire ou presque stationnaire a donné la naissance au système des crevasses, changées plus tard, en résultat de la fonte différenciée, en enfoncements plus larges, remplis de l'eau. Les eaux de fonte accumulaient dans ces enfoncements les sables très fins et limoneux, stratifiés, à grain bien classé et arrondi. Après la retraite de l'inlandsis il y a eu le renversement du relief — les dépressions anciennes de la calotte glaciaire ont été changées en culminations (formes de kames).

Les déformations de la structure, observées dans les dépôts des kames (plissements des couches, microfailles) suggèrent, que les fonds des réservoirs dans la glace morte n'ont pas atteint le substratum de l'inlandsis.

La présence des galets ou du matériel argilo-graveleux sur les sables est due le plus probablement à l'augmentation de l'écoulement d'eau dans la phase finale de l'accumulation. On peut l'expliquer aussi par une oscillation locale de l'inlandsis ou par la fonte des icebergs flottant dans les réservoirs.

*Chaire de Géologie du Quaternaire
de l'Université de Varsovie
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Varsovie, en août 1965*
