

Józef LEWANDOWSKI, Andrzej ROMANEK, Mieczysław STUDENCKI

Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa

WSTĘP

Podczas badań geologicznych, prowadzonych w 1973 r. na obszarze północnego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Płaskowzgórze Suchedniowskie) w rejonie Suchedniowa, natrafiono na szereg form akumulacji glacialnej. Szczególną uwagę zwrócono na niejedolitą w swoim wyrazie morfologicznym formę zwirowo-piaszczystą, usytuowaną w obrębie kotliny suchedniowskiej (S. Gilewska, 1972) położonej w strefie wychodni triasu. W niniejszym opracowaniu forma ta określona jest mianem „moreny suchedniowskiej”. Jest to termin umowny, przyjęty dla łatwiejszego operowania nazewnictwem występujących na badanym obszarze jednostek geomorfologicznych.

Rozmiary formy (ok. 2,5 km długości i 20—25 m wys. wzgl.), bogata morfologia oraz jej szczególne położenie (o którym mowa niżej) w stosunku do rzeźby podłoża osadów czwartorzędowych czynią ją ciekawym obiektem badań geologii czwartorzędu na terenie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Dokładne prześledzenie budowy geologicznej moreny suchedniowskiej umożliwiła aktualnie czynna zwirownia (200 m długości i 8 m głębokości), usytuowana w osadach tej formy. Odślonięcie to znajduje się we wschodniej części wsi Kruk (fig. 1) i przecina prawie całe wzgórze.

Celem niniejszego opracowania jest wyjaśnienie warunków sedymentacji oraz określenie genezy i wieku moreny suchedniowskiej i towarzyszących jej form. Dokonano tego głównie na podstawie cech litologicznych i strukturalnych osadów występujących w odślonięciu w Kruku, cech morfologicznych badanych form oraz analizy geomorfologicznej kotliny suchedniowskiej, jak również innych przesłanek natury geologicznej.

W dotychczasowej literaturze brak szczegółowych opracowań dotyczących genezy omawianych form, a wszystkie wzmianki dotyczą jedynie wieku występujących tu osadów. Wiąże się to z powszechnie dyskutowaną

kwestią zasięgu łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w tym rejonie. Poglądy na ten temat są bardzo rozbieżne i można je podzielić na trzy zasadnicze grupy. Zwolennicy pierwszej grupy, z prekursorem tego zagadnienia L. Sawickim (1922) na czele, przyjmują względnie prostolinijny i oddalony na północ od omawianego obszaru przebieg tego zasięgu (L. Sawicki, 1922; M. Klimaszewski, 1952; J. E. Mojski, E. Rühle, 1965; J. Bartosik, 1970). Zasadniczo odmienne stanowisko reprezentują J. Czarnocki (1927, 1931), Z. Kotański (1951), K. Pożaryska (1948), przyjmując całkowite pokrycie łądolodem środkowopolskim Gór Świętokrzyskich i uwzględniając jedynie możliwość istnienia nunataków. I wreszcie trzecia grupa poglądów, najbardziej liczna, przyjmująca, że łądolód zlodowacenia środkowopolskiego zdecydowanie wkroczył na obszar mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich szeregiem lobów w doliny i obniżenia interglacjalne, a jego maksymalny zasięg jest różnie wyznaczany przez poszczególnych autorów (S. Z. Różycki, 1961; 1967a, b; 1972a, b; W. Karaszewski — *fide* R. Galon, L. Roszkówna, 1967; L. Lindner 1970a, b, 1971; D. Kosmowska-Suffczyńska, 1972 i wielu innych). Według tych poglądów badany obszar znajduje się w strefie marginalnej tego zlodowacenia, a omawiane formy są efektem akumulacji czołowomorenowej. Na szczególną uwagę zasługuje tu praca L. Lindnera (1971a), w której autor, na podstawie szczegółowych badań prowadzonych

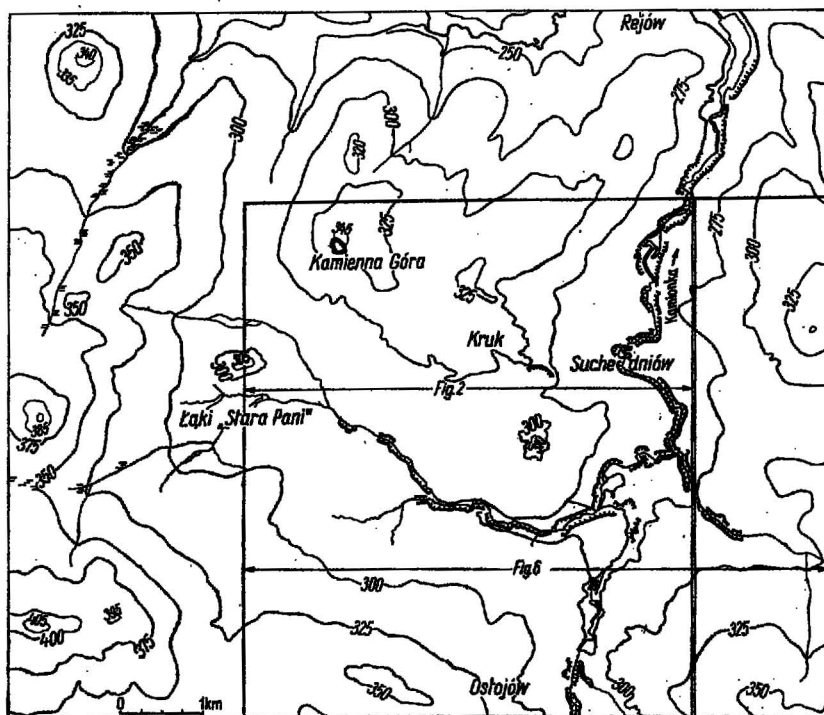


Fig. 1. Szkic morfologiczno-topograficzny kotliny suchedniowskiej
Topographic sketch of the Suchedniów dale

w rejonie Gór Przysuskich, wyznacza jezor lodowcowy głęboko wchodzący w dolinę górnej Kamiennej koło Skarżyska. Istnienie jezora lodowcowego wypełniającego całą kotlinę suchedniowską przyjmują S. Z. Różycki (1961, 1967b, 1972a, b) i W. Karaszewski (fide R. Galon, L. Roszkówna, 1967). Uzupełniają te poglądy wyniki prac Z. Lamparskiego (1961, 1970, 1971), w których autor (na podstawie rozrzutu materiału lokalnego pobranego z form akumulacji czołowomorenowej, między innymi ze żwirów w Kruku i Suchedniowie) daje obraz skomplikowanego systemu ruchu lądolodu i jego możliwości egzaracyjnej na terenie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Autorzy pragną serdecznie podziękować drowi L. Lindnerowi za okazanie dużego zainteresowania pracą oraz za cenne uwagi i wskazówki.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA

Morena suchedniowska i towarzyszące jej formy położone są w obrębie kotliny otoczonej wzgórzami (fig. 1), zbudowanymi z różnego rodzaju piaskowców, mułowców i ilów, zaliczanych do dolnej i środkowej części triasu dolnego i retu (A. Kleczkowski, 1953; H. Senkiewiczowa, 1970). Kotlinę od północy zamyka pasmo wzgórz o wysokościach 330—350 m n.p.m. (Kamienna Góra 348 m n.p.m., Kopulak 348 m n.p.m.). Przez pasmo to stosunkowo wąskim przełomem wypływa z kotliny Kamionka (dopływ Kamiennej), która wraz z częścią swoich dopływów odwadnia cały obszar kotliny i stoki otaczających ją wzgórz. Od południa kotlinę ogranicza następne, równoleżnikowe pasmo wzgórz o wysokościach 350—365 m n.p.m., przecięte również przełomem Kamionki. Po wschodniej i zachodniej stronie kotlina zamknięta jest także wzgórzami zbudowanymi z utworów triasu.

Morena suchedniowska, której poświęcono szczególną uwagę w niniejszym opracowaniu, charakteryzuje się świeżością morfologiczną, znacznym zróżnicowaniem form wchodzących w jej skład i dużymi rozmiarami (jej łączna długość wynosi ok. 2,5 km). Składa się generalnie z dwóch podłużnych wzniesień, mających odmienny wyraz morfologiczny, ustawionych w jeden ciąg o kierunku NNW—SSE (fig. 2).

Wzgórze północne, bardziej rozległe, posiada szereg kulminacji mających postać podłużnych wałów, usytuowanych w dwa równoległe ciągi. Na północy styka się ono z południowym stokiem garbu triasowego, oddzielającego kotlinę suchedniowską od doliny Kamiennej i częściowo nadbudowuje jego grzbiet. Położenie to sprawia, że forma wzgórza zlewa się w jedną całość z garbem triasowym i jedynie kulminacje wyraźnie podkreślają jej obecność. Wschodnie, strome stoki wzgórza porożcinane są głębokimi i krótkimi wąwozami dopływów Kamionki.

Wzgórze południowe, położone już w obrębie kotliny, ma bardziej zwartą postać morfologiczną i charakteryzuje się spłaszczeniem powierzchni szczytowej oraz stromością stoków. Jednak i tu daje się zauważyć pewne zróżnicowanie wyrażone istnieniem elementów bocznych jak gdyby „przyklejonych” do głównej, osiowej partii wzgórza. Wzgórze

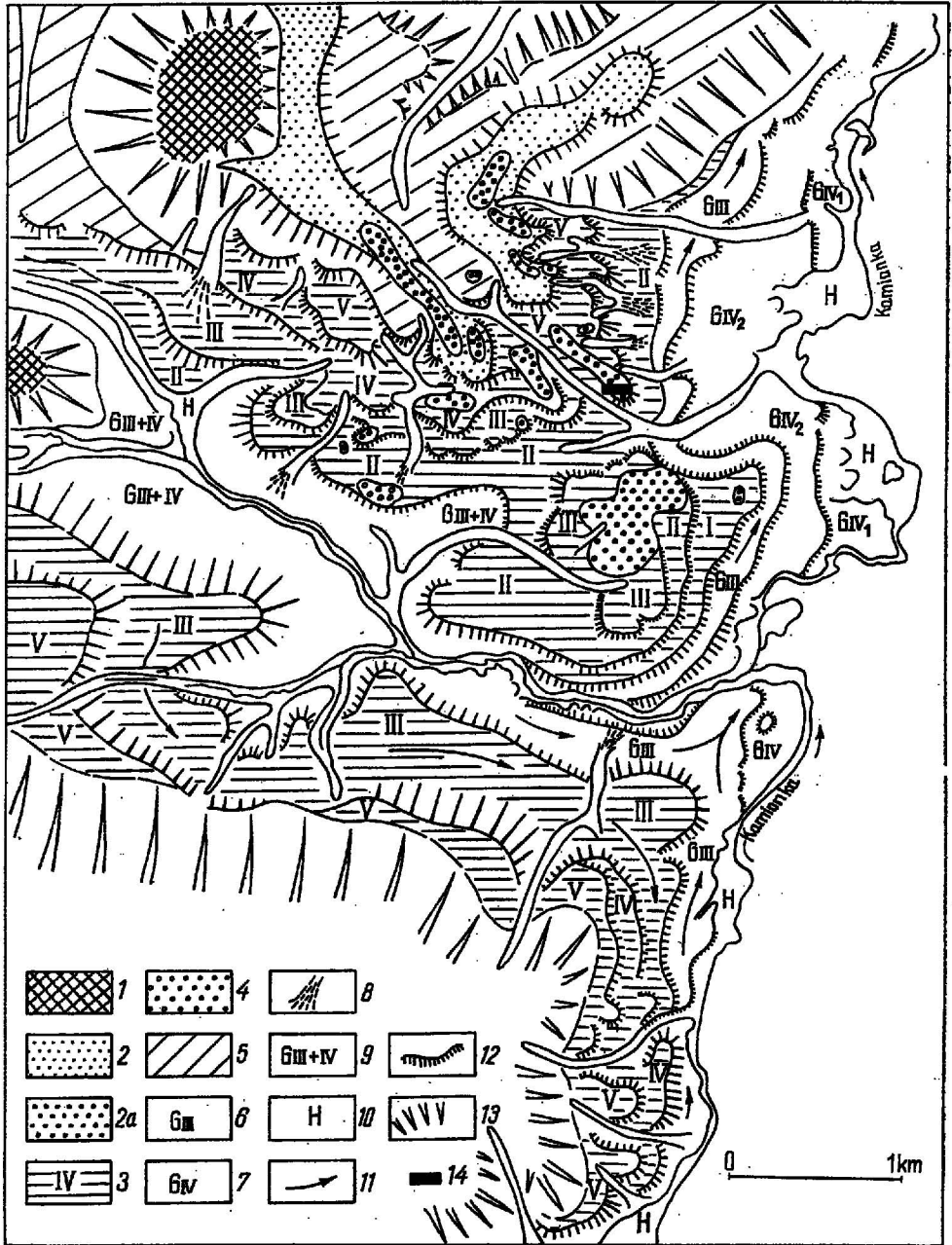


Fig. 2. Szkic geomorfologiczny zachodniej części kotliny suchedniowskiej
Geomorphological sketch of the Suchedniów dale

1 — nunatak szczytu Kamiennej Góry; 2 — strefa akumulacji międzylobowej (morena suchedniowska); 2a — kulminacje żwirowo-głazowe w strefie akumulacji międzylobowej (morena suchedniowska); 3 — powierzchnie tarasów kemowych; 4 — moreny martwego lodu; 5 —

to wyraźnie rysuje się na tle stosunkowo płaskiej powierzchni kotliny, a jego wysokość względna dochodzi do 25 m (tabl. I, fig. 7).

Całej formie moreny suchedniowskiej towarzyszą wyraźne starasowania, wyrażone z postaci piaszczystych listw, nadbudowujących jej zbocza i stoki wspomnianego garbu triasowego (fig. 2). Najwyżej położony taras znajduje się już w obrębie wzgórza północnego, powodując spłaszczenie jego szczytowych partii. Tarasy te występują licznie i są dobrze zachowane we współczesnej morfologii, dzięki czemu stanowią główny akcent rzeźby poglądalnej badanego obszaru. W wielu miejscach ich powierzchnie w strefach krawędziowych nadbudowane są pojedynczymi pagórkami dość znacznych rozmiarów. Podobne tarasy występują również na południowych stokach garbu triasowego, szczególnie dobrze zachowane w przełomie Kamionki na wysokości 300 m n.p.m.

Morena suchedniowska dzieli obszar kotliny na dwie części. Część zachodnią obejmuje płaskie i podmokłe obniżenie zwane „Stara Pani”, odwadniane dopływem Kamionki. Część wschodnią kotliny zajmuje dolina Kamionki z szeregiem dobrze wyrażonych tarasów rzecznych. (fig. 1, 2).

OPIS ODSŁONIĘCIA W KRUKU

Odsłonięcie w Kruku pozwala zapoznać się z budową geologiczną najdalej na południe wysuniętej kulminacji wzgórza północnego moreny suchedniowskiej (fig. 2 i 3).

Dostępne badaniom stały się tu osady o miąższości 7—9 m, na przestrzeni ok. 200 m. Po wykonaniu sondy w dniu odsłonięcia uzyskano 14-metrowy profil utworów czwartorzędowych, a bieżąca eksploatacja i znaczne rozmiary wyrobiska ułatwiły wgląd we wzajemne rozprzestrzenienie występujących tu osadów. W profilu odsłonięcia wydzielić można trzy zasadnicze kompleksy litologiczne, rejestrujące kolejne zmiany sedymentacji osadów (fig. 3).

I. Kompleks mułków i drobnoziarnistych piasków (fig. 4) buduje dolne partie wzgórza. Spąg tych osadów nie jest znany, strop znajduje się na wysokości około 40 m n.p. dna doliny Kamionki (ok. 293 m n.p.m.), a odsłonięta i nawiercona miąższość wynosi około 5 m. W skład kompleksu wchodzi łącznie szarych mułków i jasnożółtych, drobnoziarnistych piasków o grubości 0,3—0,5 m. W mułkach brak warstwowania, jedy-

zdenudowany obszar akumulacji zwalowej; 6 — powierzchnia tarasu rzeczno-wiek zlodowacenia środkowopolskiego (G III); 7 — powierzchnie tarasów rzecznych wieku zlodowacenia bałtyckiego (G IV); 8 — stożki napływowe; 9 — obszar akumulacji fluwioperyglacialnej zlodowacenia środkowopolskiego (G III) i zlodowacenia bałtyckiego (G IV); 10 — powierzchnie tarasu holocenicznego; 11 — kierunki odpływu wód roztopowych; 12 — krawędzie tarasów kemowych i rzecznych; 13 — stoki denudacyjne podłoża mezozoicznego; 14 — odsłonięcie w Kruku 1 — nunatak of the Kamienna Góra peak; 2 — inter-lobe accumulation zone (Suchedniów moraine); 2a — gravel-boulder culmination in the inter-lobe accumulation zone (Suchedniów moraine); 3 — kame terraces planes; 4 — dead ice moraines; 5 — degraded area of glacial debris accumulation; 6 — river terrace plane of Middle Polish Glaciation age (G III); 7 — river terraces planes of Baltic Glaciation age (G IV); 8 — alluvial cones; 9 — fluviopérial-glacial accumulation area of Middle Polish Glaciation (G III) and Baltic Glaciation (G IV); 10 — Holocene terraces planes; 11 — direction of melt water flow; 12 — edges of kame and river terraces; 13 — denudation slopes of Mesozoic basement; 14 — exposure at Kruk

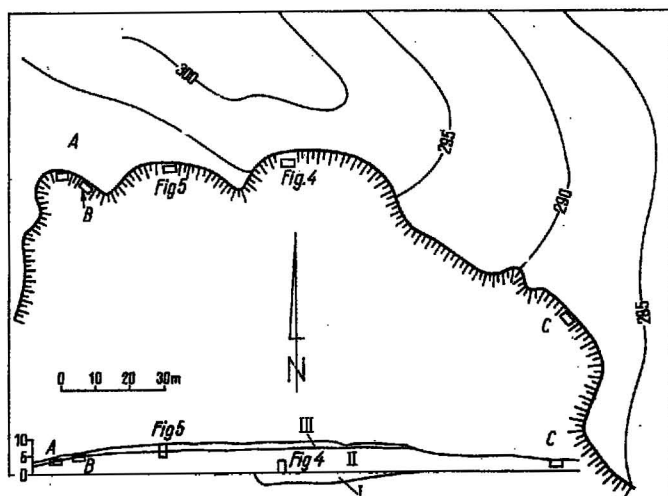


Fig. 3. Plan odsłonięcia w Kruku wraz z lokalizacją rysunków i fotografii (A—C) wybranych fragmentów ścian odsłonięcia

A — tabl. I, fig. 8; B — tabl. II, fig. 9; C — tabl. II, fig. 10; I-III — kompleksy

Lay-out of the exposure at Kruk with the position of drawings and photographs (A—C) of the selected fragments of faces

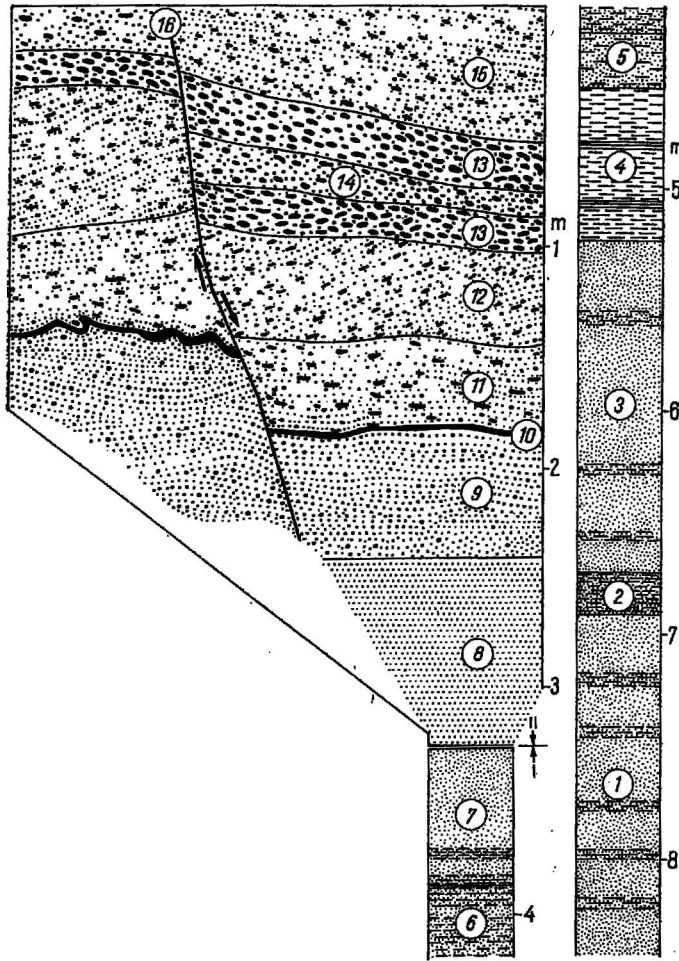
A — Pl. I, fig. 8; B — Pl. II, Fig. 9; C — Pl. II, Fig. 10; I-III — complexes

nie z rzadka pojawiają się w nich cienkie i nieciągłe (1 cm grubości) smugi różowych ilów. W piaskach obserwuje się warstwowanie równoległe, nie wszędzie dobrze wyrażone, miejscami nawet go brak. W obrębie kompleksu obserwuje się uskoki o zrzucie do 0,5 m, mające kontynuację w osadach nadległych.

II. Kompleks różnoziarnistych piasków i żwirów (fig. 2 i 4, tabl. I, fig. 8) jest wyraźnie oddzielony od osadów kompleksu I, aczkolwiek bez śladów erozyjnych rozmyć. W partii osiowej wzgórza osiąga on 7 m miąższości. Budują go piaski średnio-, grubo- i różnoziarniste oraz żwiry. Pomiarów kierunków przepływu wód akumulujących osad, zachowanych w jego strukturze, wykazują dominację akumulacji w kierunku SE, zgodnym w zasadzie z przebiegiem osi formy. Żwiry występują bądź to cienkimi wkładkami, oddzielając poszczególne pakiety skośnie warstwowanych piasków, stanowią wtedy jedną żwirową warstewkę skośną, bądź też w postaci samodzielnych wkładek do 20—30 cm grubości. Przeważają w ich składzie otoczaki skał skandynawskich Φ do 2,5 cm, max. 5 cm. Skały lokalne nie przekraczają kilku procent udziału. W obrębie tego kompleksu obserwuje się także uskoki o zrzutach ok. 0,75 m (fig. 4); szczególnie dobrze wyrażone w przypadku, gdy przecięciu ulegają warstwy żwirowe. Są to najczęściej uskoki normalne, głównie o kierunkach

Fig. 4. Odsłonięcie w Kruku. Profil litologiczny stropowej części osadów kompleksu I (sonda) oraz dolnej części kompleksu II

Exposure at Kruk. Lithological column of the upper part of complex (auger) and the lower part of complex II



Zlodowacenie środkowopolskie — kompleks I: 1 — piasek drobnziarnisty, miejscami mulkowany, żółto-brunatny; 2 — mułek lekko piaszczysty, czekoladowo-różowy; 3 — piasek drobnziarnisty, miejscami mulkowany, rdzawo-żółty; 4 — mułek czekoladowo-różowy z przerostami ilu czerwonego; 5 — piasek drobnziarnisty mulkowany, ciemnożółty; 6 — mułek piaszczysty, czekoladowo-różowy; 7 — piasek drobnziarnisty, ku spagowi mulkowany, różowawy; kompleks II: 8 — piasek średnioziarnisty poziomo warstwowany, biały; 9 — piasek średnio- i różnoziarnisty poziomo warstwowany, żółty; 10 — wkładka mulku różowego; 11 — piasek różnoziarnisty, poziomo warstwowany, żółty; 12 — piasek różnoziarnisty ze żwirkiem, skośnie warstwowany, rdzawo-żółty; 13 — żwir (głównie fragmenty skał północnych) dobrze obtoczony i wysortowany o przewadze frakcji 3–5 cm średnicy, tkwiący w brunatno-rdzawym gruboziarnistym piasku; 14 — piasek gruboziarnisty rdzawo-żółty, ze żwirkiem skał północnych; 15 — piasek różnoziarnisty ze żwirkiem, poziomo warstwowany, rdzawo-żółty; 16 — linia uskoku

Middle Polish Glaciation — complex I: 1 — yellow-brown fine-grained sand, locally silty, 2 — chocolate-pink slightly sandy silt, 3 — rusty-yellow fine-grained sand, locally silty, 4 — chocolate-pink silt with red clay intercalations, 5 — dark yellow fine-grained silty sand, 6 — chocolate-pink sandy clay, 7 — pinkish fine-grained sand, silty towards the bottom; complex II: 8 — white medium-grained horizontally bedded sand; 9 — white medium-grained and inequigranular horizontally bedded sand; 10 — pink silt intercalation, 11 — yellow inequigranular horizontally bedded sand; 12 — rusty-yellow inequigranular cross-bedded sand with gravel, 13 — well-rounded and well-sorted gravel (chiefly fragments of northern rocks) with 3–5 cm fraction predominating, in brown-rusty coarse-grained sand, 14 — rusty-yellow coarse-grained sand with northern rocks gravel, 15 — rusty-yellow inequigranular horizontally bedded sand with gravel; 16 — fault line

N-S i nachyleniu powierzchni uskoku w kierunku wschodnim. W osadzie pojawiają się tekstury sedymentacyjne (tabl. II, fig. 10), najlepiej wykształcone na pograniczu średnioziarnistych luźnych piasków jasnoszarych i piasków spoistych, nieco zglinionych czerwonych, związane z sedymentacją w warunkach niestatecznego warstwowania gęstościowego.

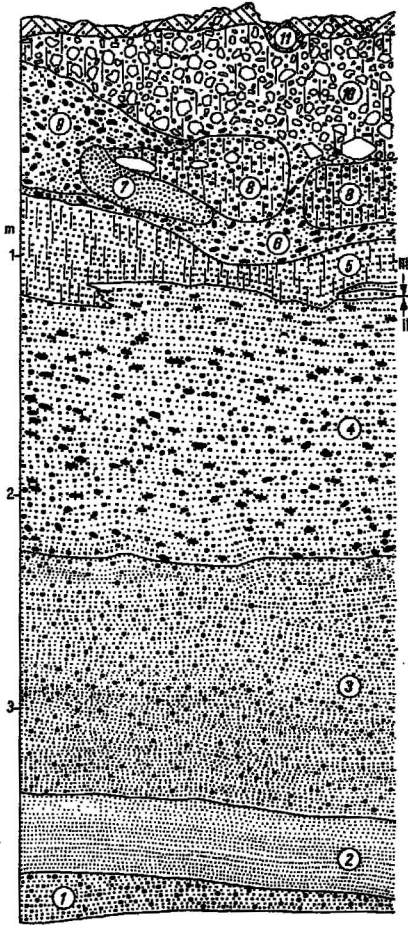


Fig. 5. Odstąpienie w Kruku. Profil litologiczny stropowej części osadów kompleksu II i kompleksu III

Exposure at Kruk. Lithological column of the upper part of complexes II and III

Zlodowacenie środkowopolskie — kompleks II: 1 — piasek różnoziarnisty, poziomo warstwowany, biały, 2 — piasek drobnoziarnisty, poziomo warstwowany, brunatny, 3 — piasek różnoziarnisty, poziomo warstwowany, biały i żółtawy, 4 — piasek różnoziarnisty, poziomo warstwowany, rdzawo-żółty i brunatny; kompleks III: 5 — piasek średnioziarnisty, zgliniowany, brunatny z przerostami piasku średnioziarnistego białego, 6 — piasek różnoziarnisty ze żwirem, niewarstwowany, żółty i brunatny, 7 — porwaki piasków średnioziarnistych, białych, 8 — porwaki piasków różnoziarnistych, zgliniowanych, brunatnych, z tkwiącymi w nich okruchami skał — głównie piaskowców łasowych, 9 — piasek różnoziarnisty ze żwirem, rdzawo-żółty i brunatny, 10 — gładzowisko okruchów piaskowców łasowych ze spówmem gliniasto-żwirowym; holocen: H — poziom humusowy współczesnej gleby

Middle Polish Glaciation — complex II: 1 — white inequigranular horizontally bedded sand; 2 — brown inequigranular horizontally bedded sand; 3 — white and yellowish inequigranular horizontally bedded sand; 4 — rusty-yellow and brown inequigranular horizontally bedded sand; complex III: 5 — brown medium-grained clayey sand with intercalations of white medium-grained sand; 6 — yellow and brown inequigranular non-bedded sand with gravel; 7 — white medium-grained sands raft; 8 — brown clayey inequigranular sands raft with embedded rock fragments, chiefly Liassic sandstones; 9 — rusty-yellow and brown inequigranular sand with gravel; 10 — rubble of Liassic sandstones with clayey-gravel cement; Holocene: H — humus horizon of recent soil

III. Kompleks gliniasto-gładzowy (fig. 5) buduje kulminację wzgórze. Granica z kompleksem II nie jest ostra. Stopniowo w stropie skośnie warstwowanych piasków zaczynają pojawiać się gliniaste, różowe piaski z wkładkami piasków jasnoszarych. Występujące tu osady są silnie zróżnicowane litologicznie (piaski jasnoszare, luźne, piaski brunatne i czerwone, nieco zglinione z tkwiącymi w nich porwakami piasków jasnoszarych i otoczkami większych rozmiarów (ϕ do 10 cm). Poszczególne pakiety litologiczne są mocno wymieszane, przechodzą jedno w drugie na niewielkiej przestrzeni w poziomie i tworzą bardzo zróżnicowany profil

pionowy. Wyżej leży glina piaszczysta, barwy brunatnej z porwakami piasków. Ku górze w glinie zaczynają pojawiać się otoczaki i głązy Φ do 40 cm. Natomiast w kulminacji formy występuje już tylko głązowisko (Φ otocz. do 40 cm; tabl. I, fig. 8) o bardzo małej ilości spoiwa gliniastego i drobnego żwiru. Wśród otoczków (szczególnie w części stropowej) dominują piaskowce liasowe, zwraca uwagę natomiast bardzo mała ilość lokalnych skał triasowych, które rozrarte, nadają czerwone zabarwienie większości osadu.

Skład petrograficzny żwirów w Suchedniowie i Kruku zbadany przez Z. Lamparskiego (1961, 1971) przedstawia się następująco: Suchedniów — skały północne 12⁰/o, piaskowce liasowe 8⁰/o, krzemienie górnourajskie 3⁰/o; Kruk — skały północne 31⁰/o, piaskowce liasowe 44⁰/o, wapienie górnourajskie 10⁰/o, krzemienie górnourajskie 4⁰/o. W zestawieniu tym widać wybitną dominację piaskowców liasowych, których wychodnie znajdują się poza obszarem kotliny suchedniowskiej, na północ od Skarżyska—Kamiennej.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW AKUMULACJI

Morfologia moreny suchedniowskiej i jej położenie w stosunku do rzeźby podłoża osadów glacialnych, jak również litologia i struktura budujących ją utworów wskazują, że forma ta akumulowana była w przestrzeni ograniczonej dwoma lokalnymi lobami (fig. 6), które wtargnęły do kotliny suchedniowskiej od północy. Przemawiają za tym również inne fakty natury geologicznej, a pogląd ten potwierdza wcześniej prezentowane stanowiska (S. Z. Różycki, 1961, 1967b, 1972a, b; D. Kosmowska-Suffczyńska, 1972; L. Lindner 1970 a, b, 1971 i inni).

Mułkowo-piaszczyste osady kompleksu I, budujące spagowe partie moreny, nie występują w obniżeniach po wschodniej i zachodniej stronie formy, a wysokość ich stropu nad poziom akumulacyjnej powierzchni zbudowanej z gliny zwałowej w obniżeniu „Stara Pani” wynosi do 13 m. Na skutek zatamowania odpływu wód przez lądolód, w przestrzeni wolnej od lodu, znajdującej się w cieniu nunataka Kamiennej Góry, powstał zbiornik, w którym trwała sedymentacja osadów kompleksu I. Brak wyraźnego warstwowania i małe zmiany średnicy ziarna w osadzie świadczą o prawie zupełnym braku transportu osadu, który pozostawiony na miejscu sedymentacji zapełniał zbiornik międzylobowy.

Zarówno frakcja osadów jak i inwentarz strukturalny, występujący w kompleksie II, wskazują, że ich sedymentacja odbywała się w warunkach zasadniczo odmiennych niż depozycja osadów kompleksu I. Utwory kompleksu II akumulowane były w środowisku dynamicznym, przy udziale płynących wód, o znacznych możliwościach transportowych i erozyjnych. Struktura osadów wyraźnie wskazuje na ciągłą zmianę kierunków transportu, generalnie jednak z NW na SE. Tak radykalną zmianę warunków akumulacji można wiązać z początkowym okresem deglacjacji, w momencie kiedy stopa lądolodu osiągnęła, a być może, przekroczyła wyniosłość garbu triasowego na wschód od Kamiennej Góry (fig. 6). Wody topniejącego lądolodu zasypywały wytopionym materiałem

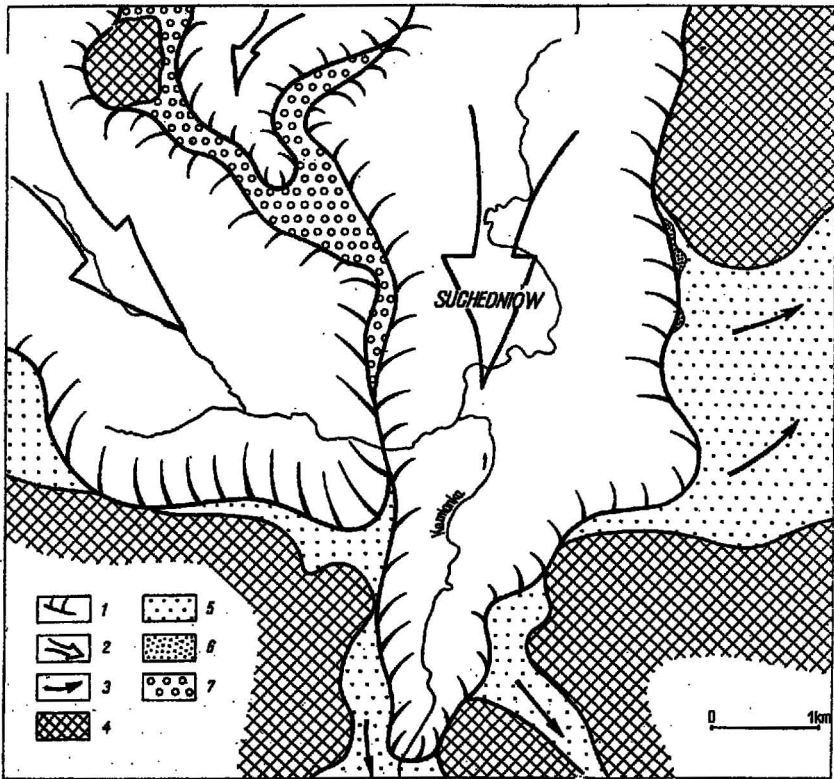


Fig. 6. Szkic paleogeomorfologiczny kotliny suchedniowskiej

Palaeogeomorphological sketch of the Suchedniów dale

1 — położenie czoła lądolodu w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego; 2 — kierunki transgresji łobów lodowcowych; 3 — kierunki odpływu wód roztopowych; 4 — kulminacje podłoża mezozoicznego (trias); 5 — powierzchnie akumulacji fluwioglacjalnej; 6 — moreny czołowe; 7 — strefa akumulacji międzylobowej

1 — position of the ice-sheet front during the maximum extent of Middle Polish Glaciation; 2 — directions of ice lobes transgression; 3 — directions of melt water flow; 4 — culminations of the Mesozoic basement (Triassic); 5 — fluvio-glacial accumulation plane; 6 — terminal moraines; 7 — inter-lobe accumulation zone

zbiornik międzylobowy, mający w tym czasie postać nieregularnej dużej przestrzeni międzylobowej.

Szybko postępująca deglacjacja powodowała gromadzenie się na powierzchni lądolodu moreny ablacyjnej. Materiał ten o konsystencji błota, zawierający w swoim składzie zamrożone jeszcze fragmenty piasków i dużą ilość otoczków (fig. 5) spływał do przestrzeni międzylobowej, zasypując ją od góry (osady kompleksu III). Stropową część tego kompleksu (głazowisko) wiązać już należy z obrywami i osuwiskami uprzednio przemytej moreny ablacyjnej.

Genezę uskoków obserwowanych w kompleksie I i II (fig. 4) trudno interpretować jednoznacznie, wydaje się jednak, że jest to efekt odwodnienia osadów, ewentualnie nacisku statycznego osadów kompleksu II,

a być może, jedno i drugie. Mało prawdopodobne jest wiązanie deformacji nieciągłych z naciskiem łądolodu.

Powstanie występujących w obrębie kompleksu II „pogrzęźnięć” wiązań należy, zdaniem autorów, ze strukturami tworzącymi się na skutek niestatecznego warstwowania gęstościowego (S. Dżułyński, 1966). Wskazuje na to ich rozwój na pograniczu typów litologicznych o makroskopowo dostrzegalnych różnicach gęstości oraz typowe wykształcenie wewnętrzne. Tabl. II, fig. 10 obrazuje różne stadia rozwoju tych struktur i jest praktycznym potwierdzeniem badań eksperymentalnych przeprowadzonych przez S. Dżułyńskiego (1966).

Międzylobowy charakter moreny suchedniowskiej potwierdzają również inne fakty. Otóż szczyt najwyższego wzniesienia garbu triasowego, który na południu łączy się z moreną (Kamienna Góra, 348 m n.p.m. — fig. 1, 2), buduje gliniasto-blokowa zwietrzelina piaskowców o miąższości około 4 m, bez śladu materiału skandynawskiego. Na pozostałych wyniosłościach tego garbu leżą natomiast piaszczysto-gliniaste i zwirowe osady glacialne, spoczywające bezpośrednio na piaskowcach i łłach triasu, nie przykrytych miąższą serią zwietrzelin. Fakt ten przemawia za tym, że wspomniany szczyt stanowił nunatak, usytuowany między dwoma sąsiednimi lobami łądolodu. Duża miąższość zwietrzelin w stropie szczytu Kamiennej Góry, przy jednoczesnym ich braku pod przykryciem osadów glacialnych potwierdza wyżej podaną interpretację morfogeniczną, świadcząc o egzaracyjnej działalności łądolodu w tym rejonie. Wprawdzie w osadach moreny suchedniowskiej przeważają otoczaki piaskowców liasowych, to glina zwałowa w obniżeniu „Stara Pani” składa się niemal wyłącznie ze zwietrzelin triasowych i nieliczne tylko otoczaki krzemieni jurajskich i skał północnych pozwalają ostatecznie osad ten odróżnić od gliny zwietrzelinowej. Natomiast nagromadzenie dużej ilości otoczków piaskowców liasowych w stropowej części moreny suchedniowskiej, potwierdza sposób dynamiki ruchu łądolodu w tym rejonie, podany przez Z. Lamparskiego (1970).

Urozmaicony relief moreny suchedniowskiej i jej niejednolity kształt świadczą o jej skomplikowanej genezie. Najwyżej położone elementy formy, usytuowane w strefie garbu triasowego, mają charakter piaszczysto-zwirowo-głazowych wałów, w których spotyka się wielkie nagromadzenie bloków piaskowców liasowych. Masy lodu, po przekroczeniu przeszkody, jaką stanowił garb triasowy, posuwały się w dół szeregiem jeziorów i strumieni lodowych (fig. 6), między którymi mogła zachodzić akumulacja w warunkach zbliżonych do powstawania moren środkowych lodowców górskich. Natomiast niżej położone elementy wzgórza północnego, akumulowane w szczelinie międzylobowej, zdają się mieć charakter ozomoreny.

Wzgórze południowe, wyraźnie oddzielone od pozostałej części, swym kształtem przypomina formę kemową. Niewątpliwie w początkowym okresie jego powstawania akumulacja miała tu charakter zapełniania przestrzeni międzylobowej (morena międzylobowa), a ostateczny kształt wzgórza przybrało dzięki poszerzaniu tej przestrzeni, już w trakcie deglacjacji i depozycji osadu w warunkach zbliżonych do akumulacji form kemowych wewnętrznych (M. D. Domosławska-Baraniecka, 1969). Oddzielenie wzgórza południowego od pozostałej części moreny mogło mieć

miejsce już w chwili powstawania tarasów kemowych (o których mowa niżej), na skutek erozji wód roztopowych, szukających sobie drogi odpływu. Wskazują na to powierzchnie tarasów, zachowane w obniżeniu rozdzielającym oba wzgórza morenowe (fig. 2).

Morenie suchedniowskiej towarzyszy pięć poziomów piaszczystych, nadbudowujących jej zbocza i stok garbu triasowego (fig. 2). Powstanie ich należy wiązać już z rozwojem deglacjacji wyrażającej się etapowym zanikaniem lądolodu i odsłanianiem coraz to niższych partii podłoża. Akumulacja fluwioglacjalna odbywała się tutaj w warunkach wymuszonej działalności wód roztopowych, które utworzyły szereg tarasów, rozprzestrzenionych na dość znacznym obszarze kotliny suchedniowskiej i otaczających ją stoków. Najwyższe starosowanie, znajdujące się częściowo w obrębie kulminacji wzgórza północnego moreny suchedniowskiej, świadczy o jej późniejszym przemodelowaniu na skutek poszerzenia pierwotnie stosunkowo wąskiej przestrzeni międzylobowej. Morfologia formy wyraża dwa etapy powstawania moreny, pierwszy etap akumulacji szczelinowej i drugi etap poszerzenia przestrzeni międzylobowej i powstania tarasów kemowych. Powierzchnie tarasów, biegnących mniej więcej równolegle do południowego zbocza garbu triasowego, są niekiedy w swych proksymalnych częściach nadbudowane pagórkami piaszczysto-żwirowymi. Akumulacja tych pagórków odbywała się na krawędziach kurczącego się i zajmującego coraz to niżej położony obszar lądolodu. Wody pochodzące z jego topnienia akumulowały te powierzchnie bez wyraźnego ukierunkowania odpływu. Daje się jednak zauważyć, że niektóre z nich, szczególnie w części południowej kotliny, pochylone są wyraźnie na południe i wschód (fig. 2, 6). Świadczy to o odpływie wód roztopowych w początkowym stadium deglacjacji w tych właśnie kierunkach, przełomem Kamionki na S i obniżeniami między garbami wychodni triasu na E.

Poziom tarasowy, wznoszący się 275—270 m n.p.m. i związany tylko z doliną Kamionki ma spadek zgodny z kierunkiem współczesnego odpływu. Szczególnie dobrze jest on widoczny w przełomie Kamionki w rejonie Rejowa, gdzie osiąga wysokość ok. 15 m n.p.rz. Powstanie jego należy wiązać z odpływem wód proglacjalnych na północ, a więc już w okresie mocno zaawansowanej deglacjacji obszaru.

Niżej położone tarasy mają charakter poziomów aluwialnych, a akumulacja ich, poprzedzona była intensywną erozją dolinną, która usunęła większość nagromadzonych tam osadów glacialnych.

STRATYGRAFIA I PALEOGEOMORFOLOGIA

Określenie wieku moreny suchedniowskiej i towarzyszących jej form, na skutek braku wierceń w tym rejonie nastęrcza pewnych trudności. Uwzględniając jednak fakt, że są to formy akumulacji marginalnej i biorąc pod uwagę poglądy na temat granic zlodowaceń w Górach Świętokrzyskich (W. Karaszewski — fide R. Galon, L. Roszkówna 1967, L. Lindner, 1971; D. Kosmowska-Suffczyńska, 1972; S. Z. Różycki, 1972a, b), należało by je wiązać z okresem maksymalnego zasięgu lądolodu.

lodu zlodowacenia środkowopolskiego i późniejszą deglacjacją Kotliny Suchedniowskiej.

Góry Świętokrzyskie w okresie interglacjalu wielkiego wskutek silnych procesów erozji i denudacji cechowały znacznie większe deniwelacje i bardziej urozmaiconą rzeźbę (przetrwiała jeszcze częściowo z okresu trzeciorzędu) niż obecnie (J. Łyczewska 1972, S. Z. Różycki, 1967b, 1972a), a zasięg łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego ukształtował się pod wybitnym wpływem tej rzeźby. Jak wykazały ostatnie badania (L. Lindner, 1971), łądolów oparł się o wyniosłości gór przysuskich, wciskając się licznymi jezorami w doliny interglacjalne, a jego stopa osiągnęła wysokość 300—330 m n.p.m. Według D. Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1972) łądolód środkowopolski przekroczył na całej długości dolinę Kamiennej, wszedł na wyżynę opatowską i oparł się na południu o Pasma Jeleniowskie, docierając do wysokości 300—320 m n.p.m. Jezory lodowcowe szczególnie łatwo mogły poruszać się wzdłuż dolin i obniżeń, w momencie transgresji z NE na SW (S. Z. Różycki, 1961; 1967b, 1972a, b; Z. Lamparski, 1961, 1971, 1972).

Z powyższych danych i analizy paleogeomorfologicznej badanego obszaru wynika, że łądolód środkowopolski przedostał się do kotliny suchedniowskiej dwoma lokalnymi lobami, z których jeden wkroczył doliną Kamionki (dopływ Kamiennej), drugi natomiast ominął wzniesienie Kamiennej Góry od zachodu i wlał się do obniżenia „Stara Pani”, zatrzymując się na południowym stoku następnego garbu (fig. 6). Kierunek transgresji lobu zachodniego prawdopodobnie uwarunkowany był istnieniem w tym miejscu głębokiej doliny interglacjalnej, uchodzącej do doliny Kamiennej i odwadniającej zachodnią część kotliny. Wiek gliny zwałowej, wypełniającej kotlinę nie jest w pełni udokumentowany, wydaje się jednak, że jest to glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego, która w tym wypadku wyznaczałaby maksymalny zasięg lobu zachodniego (form czołowomorenowych usytuowanych na S od Suchedniowa nie obserwuje się). Natomiast zasięg lobu, posuwającego się doliną Kamionki, wyznaczyć można w oparciu o istniejące tam tarasy kemowe, szczególnie dobrze zachowane w rejonie Ostojowa, w przełomie Kamionki na wysokości 300 m n.p.m. (fig. 2, 6).

Za środkowopolskim wiekiem moreny suchedniowskiej przemawia poza tym jej stosunkowo świeży relief. Wątpliwe jest, przy założeniu, że może ona pochodzić z okresu zlodowacenia krakowskiego, by procesy erozji i denudacji interglacjalu wielkiego nie zniszczyły rzeźby glacialnej w takim stopniu, w jakim dokonały tego w centralnej i południowej części Gór Świętokrzyskich (S. Z. Różycki, 1961; 1972b; J. Łyczewska, 1972).

WNIOSKI

Morena suchedniowska reprezentuje mało spotykane na terenie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich tak dużych rozmiarów formy akumulacji powstałe w strefie maksymalnego zasięgu łądolodu środkowopolskiego. Stanowi jednocześnie wymowny przykład szczególnych warunków akumulacji glacialnej, jakie stwarzała silnie urozmaiconą rzeźbę

tego obszaru. Złożoność tej genezy jest wynikiem zmieniających się warunków sedimentacji międzylobowej. Zmienność ta przejawia się zarówno różnorodnością litologiczną osadów, jak i urozmaiceniem morfologicznym formy.

Akumulacja fluwioglacjalna, związana już z zanikiem łądolodu, wyrażona jest istnieniem kemowych, charakterystycznych dla strefy maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w tym rejonie (L. Lindner, 1970b). Formy te są efektem wymuszonej działalności wód pro- i ekstraglacjalnych i świadczą o etapowej deglacjacji tego obszaru.

Łądolód środkowopolski wkroczył do kotliny suchedniowskiej dwoma łobami, docierając do wysokości ok. 300 m n.p.m. Łobowy charakter transgresji podyktowany był urozmaiconą rzeźbą podłoża przedczwartorzędowego oraz predyspozycją obniżen usytuowanych równolegle w stosunku do kierunku transgresji łądolodu.

Oddział Świętokrzyski
Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, al. Zwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 28 stycznia 1975 r.

PIŚMIENNICTWO

- BARTOSIK J. (1970) — Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta geogr. Univ. Lodziensis*, p. 61—74, nr 24. Łódź.
- CZARNOCKI J. (1927) — O zlodowaceniu środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, p. 18—21, nr 17. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1931) — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 7, p. 82—105. Kraków.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D. (1969) — Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. geol.*, 13, p. 442—458, nr 2. Warszawa.
- DZUŁYŃSKI S. (1966) — O strukturach sedimentacyjnych związanych z niestacnym uwarstwieniem gęstościowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, p. 3—21, nr 1. Kraków.
- GALON R., ROSZKÓWNA L. (1967) — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *Czwartorzęd Polski — praca zbiorowa* pod red. R. Galona i J. Dylika. PWN. Warszawa.
- GILEWSKA S. (1972) — Wyżyny Śląsko-Małopolskie. *Geomorfologia Polski — praca zbiorowa* pod red. M. Klimaszewskiego. PWN. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. (1953) — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* 218, p. 1—63. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1952) — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, p. 137—241. Warszawa.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. (1972) — Z badań nad zasięgiem zlodowacenia

- środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasma Jeleniowskie, Dolina Kamiennej). Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, p. 93—104, nr 1. Kraków.
- KOTAŃSKI Z. (1951) — Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wyd. Geol. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. (1961) — Udział materiału lokalnego w zespole gwałtownym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. Prace o plejstocenie Polski Środkowej pod red. prof. dra S. Z. Różyckiego, 1, p. 133—140, PAN, Komitet Nauk Geol. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. (1970) — Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 20, p. 587—602, nr 3. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. (1971) — Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. Biul. geol. UW, p. 5—86, nr 13. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. (1972) — Wpływ rzeźby podłoża na dynamikę ruchu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, p. 135—142, nr 1. Kraków.
- LINDNER L. (1970a) — Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 20, p. 635—645, nr 3. Warszawa.
- LINDNER L. (1970b) — Głacjalne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 20, p. 603—633, nr 3. Warszawa.
- LINDNER L. (1971) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Studia geol. pol., 35, p. 1—113. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1971) — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Pr. Inst. Geol., 64. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1972) — Niektóre problemy czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, p. 81—92, nr 1. Kraków.
- MOJSKI J. E., RÜHLE E. (1965) — Czwartorzęd. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12, Inst. Geol. Warszawa.
- POZARYSKA K. (1948) — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. Biul. Państw. Inst. Geol., 52, p. 1—91. Warszawa.
- ROZYCKI S. Z. (1961) — Middle Poland. Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. Part II, vol. 1. INQUA Vith Congress. PWN. Oddział w Łodzi.
- ROZYCKI S. Z. (1967a) — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. I PWN. Warszawa.
- ROZYCKI S. Z. (1967b) — Zarys stratygrafii plejstocenu Polski Środkowej. Czwartorzęd Polski, praca zbiorowa pod red. R. Galona i J. Dylaka. PWN. Warszawa.
- ROZYCKI S. Z. (1972a) — Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, p. 67—79, nr 1. Kraków.
- ROZYCKI S. Z. (1972b) — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. II, PWN. Warszawa.
- SAWICKI L. (1922) — Wiadomości o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyrod. PAN, ser. III, 21, [A]. Kraków.
- SENKOWICZOWA H. (1970) — Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 56. Warszawa.

Юзеф ЛЕВАНДОВСКИ, Анджей РОМАНЕК, Мечислав СТУДЕНЦКИ

**ФОРМЫ МЕЖФРОНТАЛЬНОЙ АККУМУЛЯЦИИ В РАЙОНЕ
СУХЕДНЮВА
(СВЕНТОКШИСКИЕ ГОРЫ)**

Резюме

Материковый ледник среднепольского оледенения, используя конфигурацию основания, вторгнулся в Сухеднёвскую котловину (северная часть мезозойского обрамления Свентокшиских гор) двумя лбами. Между ними, в довольно узком пространстве изменчивой формы, вначале происходила аккумуляция застойных отложений, затем флювиогляциальных, а еще позже валунных и лимногляциальных. В итоге этой аккумуляции образовалась большая генетически сложная межфронтальная морена, примыкающая к южному склону хребта, сложенного триасовыми отложениями, закрывающего котловину с севера.

Во время постепенного исчезновения материкового ледника на рассматриваемой территории образовался ряд камовых террас, прилегающих к склону морены, и склонов, окружающих котловину возвышенностей. Они являются результатом аккумуляционной деятельности вод таяния в условиях затрудненного второстепенного стока.

Эрозия ээмского межледниковья освободила долину Камёнки, с сохранением формы второстепенной аккумуляции, придающей рельефу западной части котловины ледниковый характер.

Józef LEWANDOWSKI, Andrzej ROMANEK, Mieczysław STUDENCKI

**FORMS OF INTER-LOBE ACCUMULATION IN THE
SUCHEDNIÓW AREA, THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MOUNTAINS**

Summary

Following the topography of the basement the glacier sheet of the Middle Polish Glaciation invaded the Suchedniów dale (the northern part of the Mesozoic borderland of the Świętokrzyskie Mountains) by two lobes. In a narrow and variable space between these lobes the initial dammed-lake type accumulation was followed by fluvio-glacial, glacial debris and limnoglacial accumulation. The accumulation processes resulted in a sizeable, genetically complex inter-lobe moraine that adheres to the southern slope of the knoll built of Triassic rocks and closing the dale from the north.

During the step-by-step waning of the glacier sheet a number of kame terraces were formed attached to the slopes of the moraine and of the hills surrounding the dale. Their origin is due to accumulation activity of melt waters under conditions of hindered marginal outflow.

The Eemian Interglacial erosion excavated the Kamionka valley preserving the marginal accumulation forms that impart a glacial character to the topography of the western part of the dale.



Fig. 7



Fig. 8

Józef LEWANDOWSKI, Andrzej ROMANEK, Mieczysław STUDENCKI — Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa

TABLICA I

Fig. 7. Południowe wzniesienie moreny suchedniowskiej — widok od strony zachodniej;
na pierwszym planie widoczny stok tarasu kemowego

Southern hill of the Suchedniów moraine — west view; in the foreground is the
kame terrace slope

Fig. 8. Odślonięcie w Kruku. Stropowa część osadów kompleksu II; 1 — piasek
różnoziarnisty z wkładkami drobnego żwiru, skośnie i żłobiście warstwowany, żółty;
2 — mułk piaszczysty, różowoczekoladowy; 3 — piasek różnoziarnisty, w stropie
lokalnie zgliniony, żółty; kompleks II: 4 — glina piaszczysta z okruchami skał
różnej frakcji, brunatno-szara; przy powierzchni poziom humusowy współczesnej
gleby

Exposure at Kruk. Upper part of complex II; 1 — yellow inequigranular cross-
-bedded and grooved sand with intercalations of fine gravel; 2 — pink-chocolate
sandy silt; 3 — yellow inequigranular sand, locally clayey at the top; complex II:
4 — brown-grey sandy clay with rock fragments of different fraction; near the
surface — humus horizon of recent soil



Fig. 9

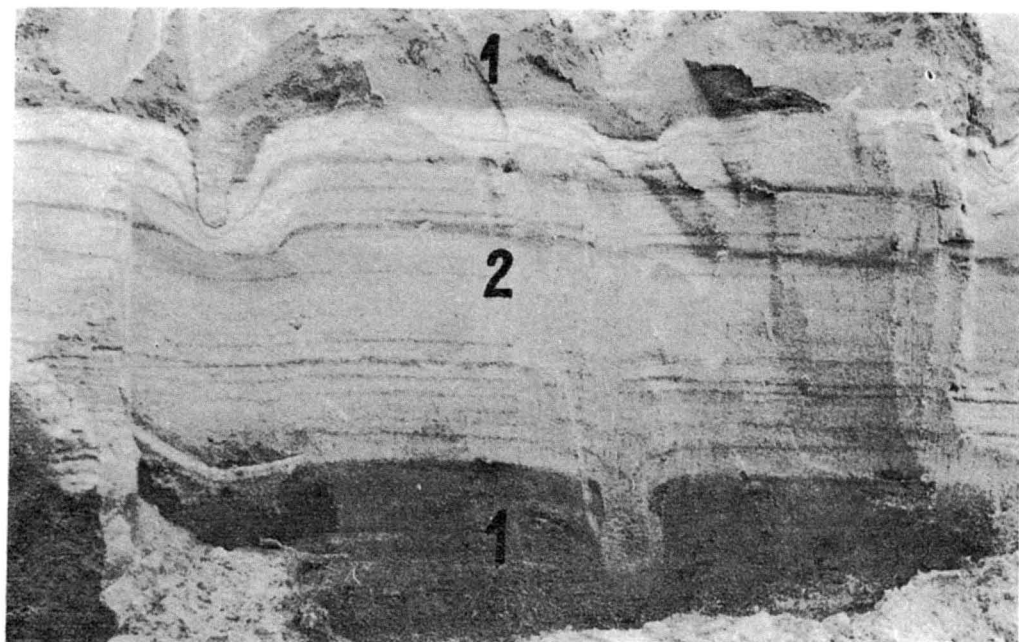


Fig. 10

Józef LEWANDOWSKI, Andrzej ROMANEK, Mieczysław STUDENCKI — Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa

TABLICA II

Fig. 9. Odsłonięcie w Kruku. Kontakt kompleksu II i III. Widoczny nierówny charakter granicy oraz zaburzenia warstwowania w obrębie kompleksu II; 1 — kompleks II, 2 — kompleks III

Exposure at Kruk. Contact between complex II and complex III. Visible is the uneven boundary and bedding disturbances within complex II; 1 — complex II, 2 — complex III

Fig. 10. Odsłonięcie w Kruku. Kompleks II: 1 — zgliniowane piaski różnoziarniste, brunatne; 2 — piaski drobnoziarniste, białe. W obrębie osadów widoczne struktury powstałe w warunkach niestatecznego warstwowania gęstościowego

Exposure at Kruk. Complex II: 1 — brown inequigranular clayey sands; 2 — white fine-grained sands. Structures formed under unstable density stratification are visible within the sediments