

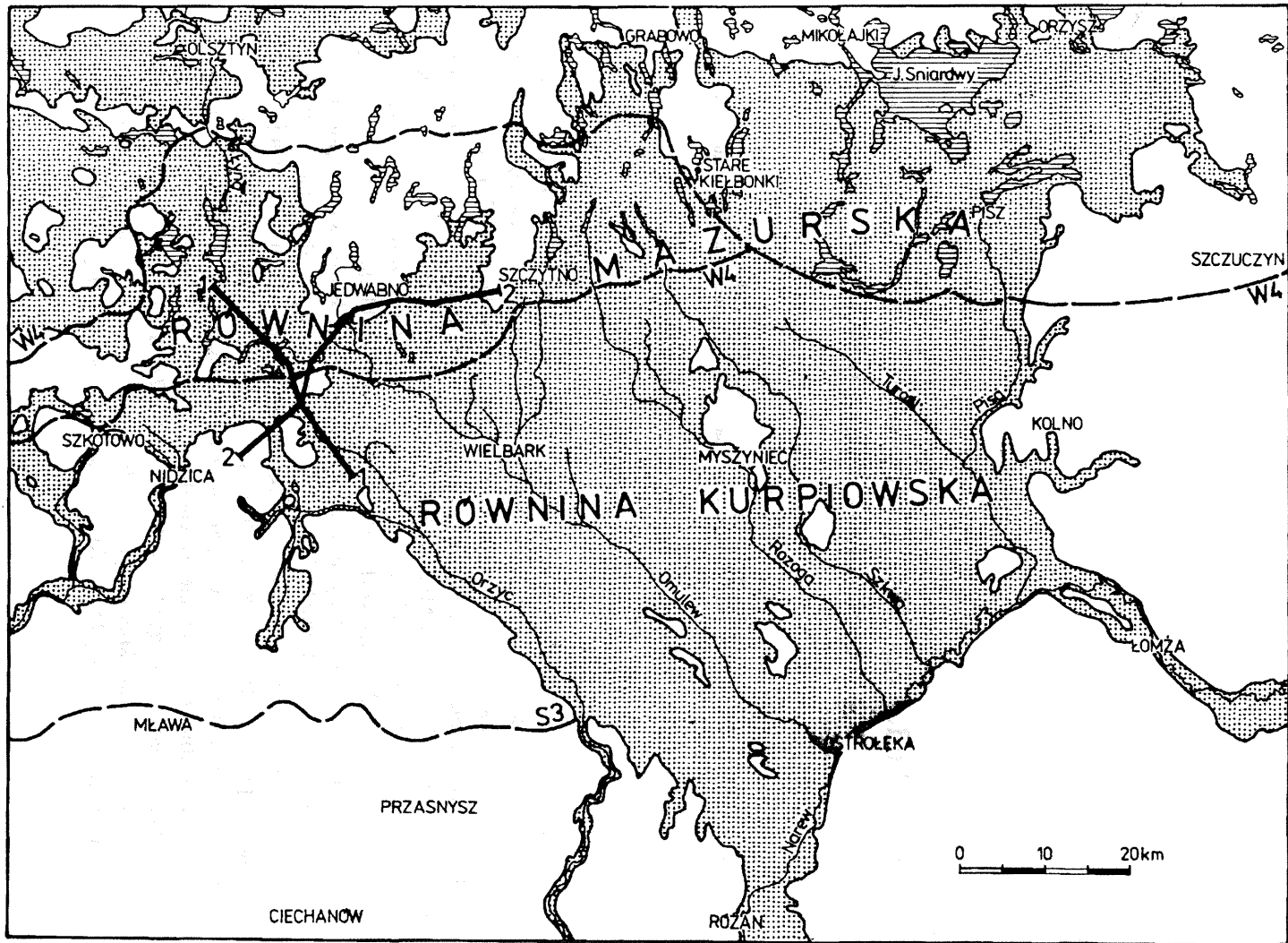
Leszek MARKS

## Zarys budowy geologicznej i ewolucji północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego

W północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego stwierdzono kilkakrotny rozwój sandrów (podczas zlodowaceń) oraz dolin rzecznych (w interglacjalach). Strefy wododziałowe zachowały w plejstocenie położenie stabilne. Obecna powierzchnia sandru powstała w kilku etapach zmiany kierunku odpływu wód roztopowych u schyłku zlodowacenia Wisły.

### WSTĘP

Nazwa "sandr kurpiowski" jest mało precyzyjnym geograficzno-geomorfologicznym określeniem rozległej powierzchni sandrowej położonej między Wysoczyzną Ciechanowską na zachodzie oraz Wysoczyzną Kolneńską na wschodzie (H. Radlicz, 1936). Południową granicę sandru kurpiowskiego stanowi dolina dolnej Narwi, północną zaś – Pojezierza Olsztyńskie i Mrągowskie oraz Kraina Wielkich Jezior. W przybliżeniu granica biegnie tu na południe od Olsztyna, przez Jedwabno, Szczytno, Grabowo, Stare Kiełbonki, Mikołajki i Orzysz (fig. 1). Sandr kurpiowski składa się z dwóch jednostek geomorfologicznych: Równiny Mazurskiej oraz Równiny Kurpiowskiej (por. J. Kondracki, 1967, 1972; M. Bogacki, 1976, 1980). Równina Kurpiowska znajduje się całkowicie na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, a jej rozwój wiązano przede wszystkim z fazą leszczyńską (M. Bogacki, 1976, 1980). Równina Mazurska obejmuje obszar nasady sandru kurpiowskiego, położony już w strefie objętej przez ostatnie zlodowacenie. Wschodnia część tego obszaru pokryta Puszcą Piską nosi nazwę sandru piskiego (J. Kondracki, 1952, 1972; M. Bogacki, 1967; W. Słowański, 1971), zaś zachodnią określano jako sandr galindzki (S.Z. Różycki, 1972a). Obie wymienione części Równiny Mazurskiej są oddzielone wysoczyzną polodowcową sięgają-



czą ku południowi do rejonu Jedwabna i Szczytna (por. S. Zwierz, 1948; W. Słowański, 1972a; A. Mańkowska, W. Słowański, 1978, 1980). Ostańce wysoczyznowe występują również w obrębie Równiny Kurpiowskiej: w międzyrzeczu Szkwy i Rozogi, a także w dolnych częściach dorzeczy Turośli i Omulwi, stanowiąc fragmenty znacznie zdenudowanych działów wodnych między tymi rzekami.

Zdaniem M. Bogackiego (1976) granica między Równiną Mazurską a Równiną Kurpiowską oddziela obszar północny, na którym zachodziła erozja, od obszaru południowego – z przewagą akumulacji i nakładaniem się na siebie coraz to młodszych serii sandrowych. Taki pogląd wydaje się być jednak zbyt dużym uproszczeniem tendencji zjawisk zachodzących na sandrze kurpiowskim, albowiem osady sandrowe występują zarówno w północnej, jak w południowej części tego obszaru (por. także H. Pinkow, 1942) i można jedynie mówić o okresowej i lokalnej przewadze jednego procesu nad drugim.

Budowę geologiczną sandru kurpiowskiego dotychczas poznano w stopniu niewystarczającym. Stosunkowo dużo informacji na ten temat dostarcza praca H. Pinkowa (1942), a w mniejszym stopniu opracowania S. Zwierza (1948, 1953a, b), J. Kondrackiego (1949), A. Bałuk (1977a, b, 1978a, b, 1985), A. Mańkowskiej i W. Słowańskiego (1978, 1980) oraz W. Słowańskiego (1971, 1972a, b, 1978).

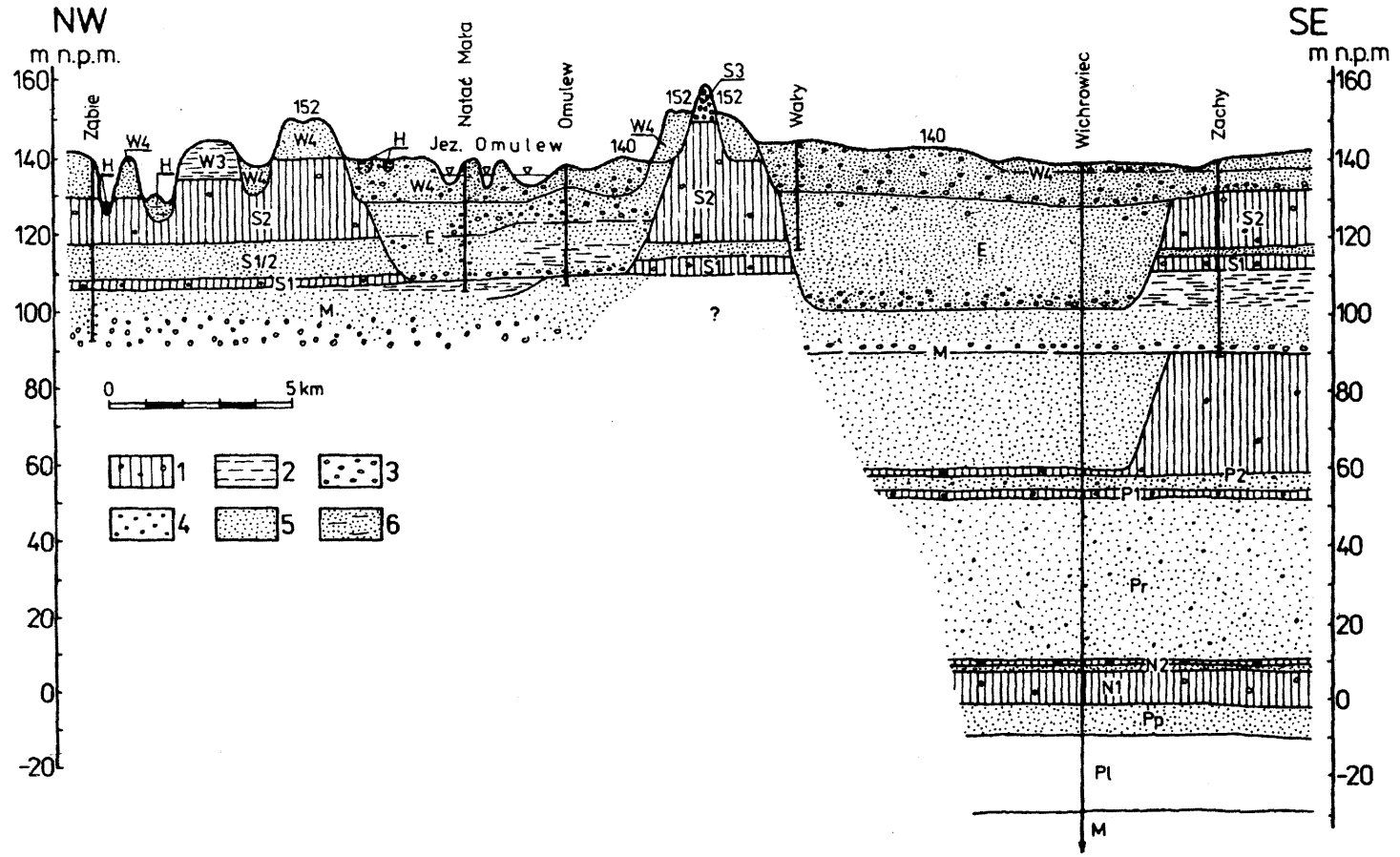
Niniejsze opracowanie przedstawia zarys budowy geologicznej i ewolucji północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego. Zostało ono wykonane w ramach CPBR 04.10 i w nawiązaniu do wcześniejszych prac autora (L. Marks, 1980, 1984, 1988). W obecnej formie ukończono je podczas pobytu w RFN w ramach Fundacji Humboldta.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI SANDRU KURPIOWSKIEGO

Północno-zachodnia część sandru kurpiowskiego, będąca tematem niniejszego opracowania, obejmuje rejon maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, a więc południowo-zachodnią część Równiny Mazurskiej i północno-zachodnią część Równiny Kurpiowskiej (por. J. Kondracki, 1967, 1972; M. Bogacki, 1976, 1980). Zarys budowy geologicznej tego obszaru był m.in. przedstawiony przez H. Pinkowa (1942), S. Zwierza (1948, 1953b), Z. Michalską (1967), A. Mańkowską i W. Słowańskiego (1978,

Fig. 1. Szkic sytuacyjny sandru kurpiowskiego; zaznaczono zasięgi lądolodów skandynawskich podczas stadiału mławskiego (S3) oraz zlodowacenia Wisły (stadiały W3 i W4 według L. Marksa, 1988), a także linie przekrojów geologicznych 1–1 i 2–2

Location sketch of the Kurpie Outwash; marked are ice sheet extents during the Mława Stadial (S3) and the Wisła Glaciation (stadials W3 and W4 after L. Marks, 1988), and geologic sections 1–1 and 2–2



1980) oraz W. Słowańskiego (1978), natomiast fragmentaryczne obserwacje geomorfologiczne i uwagi paleogeomorfologiczne znaleźć można w pracach J. Kondrackiego (1952), S.Z. Różyckiego (1972b), Z. Michalskiej (1975) i M. Bogackiego (1976, 1980).

Zasadniczą trudnością napotykaną w badaniach geologicznych północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego jest nakładanie się różnowiekowej sedymentacji sandrowej i rzecznej (por. Z. Michalska, 1967). Osady i formy rzeźby innej genyzy występują na ogół jedynie w izolowanych ostańcach erozyjnych (fig. 2 i 3). Dokładne rozpoznanie charakteru sedymentacji sandrowej nie jest możliwe wskutek dość słabego zbadania tego obszaru, wynikającego m.in. ze zwartej pokrywy leśnej w znacznej części, braku odsłonień oraz nielicznych otworów wiertniczych o znanych profilach geologicznych.

Podłoże osadów czwartorzędowych zostało stwierdzone w Wichrowcu (na wysokości –9,4 m p.p.m.), w Ulesiu (160 m n.p.m.), Wolisku (128 m n.p.m.) i Lipnikach (99 m n.p.m.). Jego powierzchnia jest zbudowana z plioceńskich iłów pstrych lub mioceńskich iłów, mułków i piasków z wkładkami węgla brunatnego.

Ukształtowanie podłoża osadów czwartorzędowych wykazuje istnienie głębokiej podłużnej depresji o orientacji NW–SE, biegnącej z okolic Wielbarka. Dno tej depresji znajduje się na głębokości od –40 do –80 m p.p.m. Przyległe elewacje leżą natomiast na głębokości 80–160 m n.p.m. W podłożu depresji występują osady mioceńskie, podczas gdy w elewacjach – plioceńskie.

Utwory preglacjalne są reprezentowane przez kilkumetrową serię piasków rzecznych (?; fig. 2). Na nich leżą dwie gliny zwałowe zlodowacenia Narwi (?). Zawierają one sporą domieszkę materiału trzeciorzędowego, głównie iłów pstrych i węgla brunatnego. Rozdzielone są 2-metrową serią piasków (prawdopodobnie fluwioglacjalnych).

Interglacjał podlaski (?) reprezentuje kilkudziesięciometrowa seria piasków i żwirów rzecznych. Wyżej występują dwie gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich, rozdzielone fluwioglacjalnymi piaskami i żwirami.

W interglaciale mazowieckim w północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego występowała duża rzeka tworząca dolinę o przebiegu NW–SE, w przybliżeniu zgod-

Fig. 2. Przekrój geologiczny 1–1 w rejonie jeziora Omulew

Stratygrafia: trzeciorzęd: M – miocen, P1 – pliocen; czwartorzęd: Pp – preglacjał; zlodowacenie Narwi (?): N1 – stadiał starszy, N2 – stadiał młodszy; Pr – interglacjał podlaski (?); zlodowacenia południowopolskie: P1 – zlodowacenie Nidy (?), P2 – zlodowacenie Sanu (?); M – interglacjał mazowiecki; zlodowacenia środkowopolskie: S1 – zlodowacenie Odry, S1/2 – interglacjał lubelski (Grabówki) S2–S3 – zlodowacenie Warty (S3 – stadiał mławski); E – interglacjał eemski; zlodowacenie Wisły: W3 i W4 – stadiały według L. Marksa (1988); H – holocen; litologia: 1 – glina zwałowa, 2 – mułki, 3 – otoczaki, 4 – żwiry, 5 – piaski, 6 – namuły i torfy; liczby określają przeciętne wysokości powierzchni sandrowych (w m n.p.m.)

Geologic section 1–1 in Lake Omulew area (cf. Fig. 1)

Stratigraphy: Tertiary: M – Miocene, P1 – Pliocene; Quaternary: Pp – Prepleistocene; Narew (?) Glaciation: N1 – older stadial, N2 – younger stadial; Pr – Podlasie (?) Interglacial; South Polish Glaciations: P1 – Nida (?) Glaciation, P2 – San (?) Glaciation; M – Mazovian Interglacial; Middle Polish Glaciations: S1 – Odra Glaciation, S1/2 – Lublin (Grabówka) Interglacial, S2–S3 Warta Glaciation (S3 – Mława Stadial); E – Eemian Interglacial; Wisła Glaciation: W3 and W4 – stadials after L. Marks (1988); H – Holocene; lithology: 1 – till, 2 – silts, 3 – pebbles, 4 – gravels, 5 – sands, 6 – organic muds and peats; numbers indicate mean altitudes (in m a.s.l.)

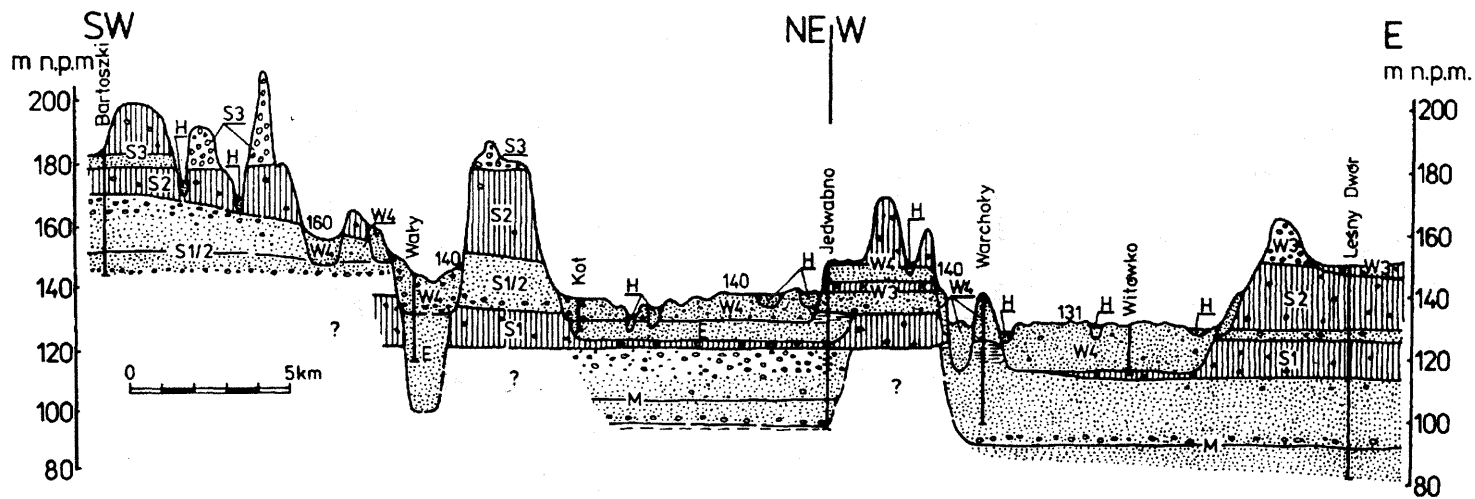


Fig. 3. Przekrój geologiczny 2—2 w rejonie Jedwabna

Objaśnienia jak na fig. 2

Geologic section 2—2 in Jedwabno area

For explanations see Fig. 2

nym z przebiegiem depresji w podłożu osadów czwartorzędowych. W dolinie tej zostały osadzone dwie serie piasków i żwirów rzecznych o kilkudziesięciometrowej miąższości (fig. 2 i 3). Górną serię kończy miąższy kompleks mułków, którego akumulacja mogła być już związana z tamowaniem odpływu rzecznego przez transgredujący łądolód pierwszego ze zlodowaceń środkowopolskich.

Osady rzeczne interglacjału mazowieckiego są przykryte trzema pokładami glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich. Miejscami uległy one znacznemu zniszczeniu wskutek późniejszej erozji sandrowej i rzecznej. Z reguły pełny zestaw tych glin zwałowych zachował się w obrębie ostańców występujących w południowej części sandru kurpiowskiego.

Gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich są rozdzielone kilku- bądź kilkunastometrowej miąższości seriami piasków i żwirów, utworzonymi prawdopodobnie przez wody roztopowe na przedpolu transgredujących łądolodów. Najniższa i środkowa glina zwałowa są ponadto rozdzielone miąższą i miejscami dwucykliczną serią rzeczną, której powstanie można wiązać z interglacjałem lubelskim (Grabówki: A. Makowska, 1977; L. Lindner, 1984), reprezentowanym w rejonie garbu lubawskiego przez stanowisko jeziornych osadów interglacialnych w Losach (K.M. Krupiński, L. Marks, 1985, 1986).

Osady rzeczne interglacjału eemskiego występują w dolinach o przebiegu NW – SE, wciętych do 101-110 m n.p.m. Miąższość osadów rzecznych tego wieku nie przekracza 20 m, chociaż miejscami mogą być z nimi utożsamiane również piaski i żwiry fluwioglacjalne z okresu transgresji łądolodu zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenie Wisły jest reprezentowane przez dwa pokłady glin zwałowych, zachowanych głównie w obrębie ostańców wysoczyznowych na Równinie Mazurskiej. Na podstawie rozprzestrzenienia starszej gliny zwałowej, ostańców moren czołowych i poziomów sandrowych można wyznaczyć maksymalny zasięg łądolodu zlodowacenia Wisły wzdłuż linii Szkotowo – na południe od Szczytna – i dalej ku wschodowi w kierunku Szczuczyna (fig. 1). W części zachodniej zasięg ten był korelowany z maksymalnym rozprzestrzenieniem łądolodu w tym obszarze w fazie leszczyńskiej i/lub poznańskiej (R. Galon, L. Roszko, 1961, 1967; L. Roszko, 1968; M. Bogacki, 1976) lub w stadiale W3 (L. Marks, 1988), korelowanym z BIII w Dolinie Dolnej Wisły (A. Makowska, 1986). Najmłodsza glina zwałowa występuje tylko w północnej części omawianego obszaru, do linii zasięgu łądolodu w fazie pomorskiej (R. Galon, L. Roszko, 1961, 1967; L. Roszko, 1968; M. Bogacki, 1976) lub stadiale W4 (L. Marks, 1988), korelowanym z BIV w Dolinie Dolnej Wisły (A. Makowska, 1986).

Na przedpolu maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia Wisły osady sandrowe, utworzone w różnych fazach tego zlodowacenia, nakładają się na siebie, tworząc skomplikowany obraz budowy geologicznej sandru. Stosunkowo najlepiej zostały rozpoznane osady najmłodsze, gdyż uległy one w najmniejszym stopniu zniszczeniu przez wody roztopowe w czasie zaniku ostatniego łądolodu zlodowacenia Wisły i potem – wskutek holocenijskiej erozji rzecznej. Miąższość tych osadów wynosi z reguły kilkanaście metrów, a ich spąg znajduje się w rejonie górnej Omulwi i Orzyca na

wysokości od około 140 m n.p.m. do około 112 m n.p.m. na SE (fig. 2 i 3). Poza strefą północną osady sandru kurpiowskiego składają się głównie z piasków drobnoziarnistych (H. Pinkow, 1942). Sporadycznie występują także pojedyncze glazy, pochodzące z rozmywanych starszych glin zwałowych.

Ukształtowanie powierzchni spagowej najmłodszych osadów sandrowych wskazuje, że odpływ w północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego odbywał się głównie wzdłuż dwóch szlaków sandrowych, mimo iż osady sandrowe są znacznie szerzej rozprzestrzenione na powierzchni terenu. Jeden z tych szlaków biegł z NW przez rejon dzisiejszego Jeziora Omulew, a następnie wzdłuż doliny Omulwi. Drugi szlak, który prawdopodobnie odgrywał większą rolę, był skierowany w strefie między Szczytnem a Jedwabnem z NE ku S i SE. W rejonie Wielbarka oba wymienione szlaki sandrowe zlewały się ze sobą (fig. 1).

Na powierzchni terenu osady sandrowe budują kilka poziomów odpływu wód roztopowych, związanych z kolejnymi etapami zaniku lądolodu (Z. Michalska, 1975; I. Granacka, 1983). Można tu wyróżnić przynajmniej trzy poziomy sandrowe, położone na wysokościach 150-160, 138-145 i 130-132 m n.p.m. W miarę postępującego zaniku lądolodu powstawały coraz niżej położone poziomy sandrowe, utworzone w wyniku coraz bardziej zdecydowanie zaznaczającego się odpływu ku SE (Z. Michalska, 1975) – w kierunku doliny dolnej Narwi. W ten sposób wyższe poziomy sandrowe ulegały stopniowemu niszczeniu, zachowując się jedynie w pobliżu ostańców wysoczyznowych położonych w obrębie powierzchni sandrowej.

## EWOLUCJA SANDRU KURPIOWSKIEGO

Sandr kurpiowski powstał w wyniku wielofazowej sedymentacji w okresie zaniku lądolodów zlodowacenia Wisły, nakładającej się na starsze osady sandrowe, utworzone jeszcze podczas zlodowaceń środkowopolskich (Z. Michalska, 1967), a prawdopodobnie również na interglacialne osady rzeczne. Liczne poziomy i doliny sandrowe, występujące w północnej części Równiny Mazurskiej, przeważnie u wylotu rynien polodowcowych i związane z kolejnymi etapami zaniku lądolodu, zlewają się ku S i SW. Jednocześnie koncentracja odpływu wód roztopowych spowodowała wykształcenie systemu tarasów w dawnych dolinach sandrowych wykorzystywanych obecnie przez Orzyc, Omulew, Rozogę, Szkwę, Turośl i Pisę (M. Bogacki, 1967). Na niskich działach wodnych oddzielających te rzeki rozwinęły się wydmy (J. Kondracki, 1967; M. Bogacki, 1969). Północna granica występowania wydmy prawie się pokrywa z południową granicą występowania zagłębień i obniżeń po bryłach martwego lodu w obrębie powierzchni sandrowej (M. Bogacki, 1967).

Sandr kurpiowski ukształtował się w strefie rozległego starego obniżenia (H. Radlicz, 1936), w którym akumulacja zastoiskowa i przepływy sandrowe rozwijały się co najmniej od schyłku interglacjału mazowieckiego (H. Pinkow, 1942; Z. Michalska, 1967). W stadiale mławskim, kiedy lądolód dotarł do równoleżnika Mławy (fig. 1; Z.



Michalska, 1961a, b), przed jego czołem powstało duże zastoisko obejmujące południową i środkową część Równiny Kurpiowskiej (Z. Michalska, 1961b; S.Z. Różycki, 1972a, b). Mułki i ropy zastoiskowe z tego okresu występują w południowej części sandru kurpiowskiego m. in. w okolicach Ostrołęki i Różana. W czasie zaniku lądolodu stadiału mławskiego wody roztopowe akumulowały piaski i żwiry na znacznym obszarze sandru kurpiowskiego. Osady te zachowały się na powierzchni jedynie w postaci wysp, m. in. w rejonie Myszynca (M. Bogacki, 1976).

Na zapleczu niezbyt wyraźnych w tej strefie moren czołowych stadiału mławskiego (A. Bałuk, 1978a) powstała misa końcowa. W interglacjale eemskim uległa ona pogłębieniu przez rzeki płynące ku północy (S.Z. Różycki, 1972a, b). Podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły bieg rzek z okresu interglacjału eemskiego uległ odwróceniu, a ich doliny zostały zasypane osadami sandrowymi (S.Z. Różycki, 1972a, b). Zasadniczy etap powstawania sandru kurpiowskiego przypada na zlodowacenie Wisły, kiedy akumulowane były głównie piaski droбноziarniste (M. Bogacki, 1967, 1976). Odpływ wód roztopowych na sandrze kurpiowskim koncentrował się jednak podczas zlodowacenia Wisły stale wzdłuż tych samych szlaków sandrowych (M. Bogacki, 1976).

Osady sandrowe w południowej części sandru kurpiowskiego leżą zwykle na glinie zwałowej z okresu zlodowaceń środkowopolskich, natomiast w części środkowej i północnej na ropy zastoiskowych lub piaskach i żwirach fluwioglacjalnych ze schyłku tego okresu. Dlatego też, w osadach sandrowych spotyka się miejscami toczące podścielających ropy zastoiskowych (H. Pinkow, 1942). Miąższość osadów sandru kurpiowskiego jest zmienna: najmniejsza w części środkowej, w przybliżeniu wzdłuż linii Ostrołęka – Myszyniec, gdzie znajduje się południkowy garb podłoża sandru, przejawiający się w powierzchni terenu w postaci licznych wysp morenowych (fig. 1). Garb ten oddziela strefy, w których erozja i akumulacja sandrowa zachodziły intensywniej.

W zachodniej części sandru kurpiowskiego miąższość osadów fluwioglacjalnych sięga 15,5 m (Parciaki), a na wschodzie nawet 23,5 m (Kuzie). Jednakże wiekowe rozdzielanie osadów sandrowych nie jest na razie możliwe: spągowa partia serii sandrowej może pochodzić ze zlodowaceń środkowopolskich, zaś miejscami występują znacznej miąższości utwory piaszczysto-żwirowe z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły, trudne do oddzielenia od przykrywających młodszych osadów sandrowych (W. Słowański, 1971). Akumulacja tych ostatnich trwała najdłużej we wschodniej części Równiny Kurpiowskiej i zachodziła jeszcze w czasie ostatnich etapów zaniku lądolodu zlodowacenia Wisły na północ od Mrągowa i Giżycka (M. Bogacki, 1976).

Wody roztopowe tworzące sandr kurpiowski wypływały z licznych bram lodowcowych usytuowanych u wylotów rynien lodowcowych (m.in. górnej Łyny, jezior: Maróz, Omulew, Sasek Wielki, Wałpusz, Świętajno oraz Nidzkiego). W czasie stopniowego zaniku lądolodu rynny te były wypełniane pogrzebanymi bryłami martwego lodu. Jednocześnie wzdłuż nich odbywał się dalszy przepływ wód roztopowych. Jego śladem są dziś fragmentarycznie zachowane kemowe tarasy rynnowe (M.D. Baraniecka, 1969).

Na obszarze sandru kurpiowskiego zachowało się również wiele ostańców wysoczyzny polodowcowej z okresu maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, roz-

ciętej w czasie zaniku lądolodu przez jego wody roztopowe. Do tych ostańców przylegają niekiedy fragmenty starszych (wyżej położonych) poziomów sandrowych (np. w rejonie Myszyńca, Nidzicy i Jedwabna).

Powierzchnia sandrowa na Równinie Mazurskiej jest bardzo urozmaicona licznymi zagłębieniami bezodpływowymi (M. Bogacki, 1969), powstałymi w wyniku wytapiania pogrzebanych brył martwego lodu (w tym także w rynnach lodowcowych) oraz płatów naledź. Podczas funkcjonowania sandru akumulacja odbywała się na powierzchni tych płatów i brył lodowych. Na Równinie Kurpiowskiej, a więc na przedpolu maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, powierzchnie sandru urozmaicają jedynie nieliczne i płytkie zagłębienia po lodach naledźowych oraz szlaki dawnych dolin sandrowych (Z. Michalska, 1975).

W zagłębieniach powierzchni sandru kurpiowskiego odbywała się w holocenie akumulacja torfów, namułów oraz piasków, gytii i kredy jeziornej. W strefie objętej przez ostatnie zlodowacenie część tych zagłębień jest nadal zajęta przez jeziora.

## WNIOSKI

1. W plejstocenie obszar sandru kurpiowskiego stanowił strefę, w której podczas zlodowaceń rozwijały się sandry, natomiast w interglacjalach – doliny rzeczne.

2. Procesy erozji i akumulacji zachodziły w plejstocenie na obszarze sandru kurpiowskiego z niejednakową intensywnością: garby i ostańce wysoczyznowe w obrębie sandru kurpiowskiego oddzielają odrębne sandry "elementarne" oraz stanowiły często wododziały w okresach interglacjalnych.

3. Obecna powierzchnia sandru kurpiowskiego została w przeważającym stopniu ukształtowana w stadiale W4 (w rozumieniu L. Marksa, 1988) zlodowacenia Wisły; w obrębie sandru występuje kilka poziomów sandrowych utworzonych w czasie maksimum zasięgu i recesji lądolodu tego stadiału. Starsze poziomy sandrowe w północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego są związane z odpływem wód roztopowych ku S i SE, natomiast młodsze – ze zdecydowanym i dobrze wyrażonym odpływem ku SE, czyli w kierunku doliny dolnej Narwi.

Instytut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa, Al. Żwirki i Wigury 93  
Nadesłano dnia 11 sierpnia 1989 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BAŁUK A. (1977a) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Ostrołęka. Inst. Geol. Warszawa.
- BAŁUK A. (1977b) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. Ostrołęka. Inst. Geol. Warszawa.
- BAŁUK A. (1978a) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Mława. Inst. Geol. Warszawa.
- BAŁUK A. (1978b) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. Mława. Inst. Geol. Warszawa.
- BAŁUK A. (1985) – Osady preglacjalne w Opaleńcu koło Chorzeli (Równina Kurpiowska). Konferencja nt. Plioceniśka i eoplejstoceniśka sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce, p. 30-31. Wrocław.
- BARANIECKA M.D. (1969) – Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. Kwart. Geol., 13, p. 442-458, nr 2.
- BOGACKI M. (1967) – Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW, 1, p. 23-124.
- BOGACKI M. (1969) – Wydmy Równiny Kurpiowskiej. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 75, p. 327-354.
- BOGACKI M. (1976) – Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjokull (Islandia) i plejstoceniśkie sandry w Polsce północno-wschodniej. Rozpr. UW, 93, p. 1-132.
- BOGACKI M. (1980) – Types of outwash forms in northeast Poland. Geogr. Pol., 43, p. 25-34.
- GALON R., ROSZKO L. (1961) – Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. Prz. Geogr., 33, p. 347-364, nr 3.
- GALON R., ROSZKO L. (1967) – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski, p. 18-38. PWN. Warszawa.
- GRANACKA I. (1983) – Czwartorzęd obszaru na północ od Nidzicy ze szczególnym uwzględnieniem problematyki sandrowej. Arch. Inst. Geol. Podst. UW. Warszawa.
- KONDRACKI J. (1949) – Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Giżycko. Zakł. Graf. PZWS. Bydgoszcz.
- KONDRACKI J. (1952) – Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 513-597.
- KONDRACKI J. (1967) – Geografia fizyczna Polski. PWN. Warszawa.
- KONDRACKI J. (1972) – Pojezierze Mazurskie. W: Geomorfologia Polski, 2, p. 161-178. PWN. Warszawa.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L. (1985) – Stanowisko interglacjalne w Losach koło Lubawy na Pojezierzu Mazurskim. Kwart. Geol., 29, p. 767-780, nr 3-4.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L. (1986) – Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. Bull. Pol. Ac., Earth Sc., 34, p. 375-386, nr 4.
- LINDNER L. (1984) – An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. Acta Geol. Pol., 34, p. 27-49, nr 1-2.
- MAKOWSKA A. (1977) – Poziom interglacjalny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w dolinie dolnej Wisły. Kwart. Geol., 21, p. 769-787, nr 4.
- MAKOWSKA A. (1986) – Morza plejstoceniśkie w Polsce: osady, wiek i paleogeografia. Pr. Inst. Geol., 120, p. 1-74.
- MAŃKOWSKA A., SŁOWAŃSKI W. (1978) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Olsztyn. Inst. Geol. Warszawa.
- MAŃKOWSKA A., SŁOWAŃSKI W. (1980) – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Olsztyn. Inst. Geol. Warszawa.
- MARKS L. (1980) – Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. Kwart. Geol. 24, p. 361-376, nr 2.

- MARKS L. (1984) – Zasięg łądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdoma (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biul. Geol. Wyd. Geol. UW*, **28**, p. 133-176.
- MARKS L. (1988) – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments in western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Kwart. Geologia*, **14**, p. 1-76, nr 1.
- MICHALSKA Z. (1961a) – O wieku moren czołowych w okolicy Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleomorfologicznych. W: *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*, **1**, p. 47-57.
- MICHALSKA Z. (1961b) – Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. *Stud. Geol. Pol.*, **7**, p. 1-105.
- MICHALSKA Z. (1967) – Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle nowych danych. *Acta Geol. Pol.*, **17**, p. 393-418, nr 3.
- MICHALSKA Z. (1975) – Ewolucja rzeźby okolic Nidzicy w młodszym plejstocenie. *Sesja nauk.-spraw. Pr. Geol. Czwart. ZNG PAN*, p. 52-61. Warszawa.
- PINKOW H. (1942) – Geologie und Boden im Gebiet des Narew-Sandr (Südostpreussen). *Schrift. Albertus Univ., Naturwissenschaft. R.*, **5**, p. 1-72.
- RADLICZ H. (1936) – Studium morfologiczne Puszczy Kurpiowskiej. *Prz. Geogr.*, **15**.
- ROSZKO L. (1968) – Recesja ostatniego łądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**, p. 65-100.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972a) – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972b) – Nizina Mazowiecka. W: *Geomorfologia Polski*, **2**, p. 271-317. PWN. Warszawa.
- SŁOWAŃSKI W. (1971) – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. *Pisz. Inst. Geol. Warszawa*.
- SŁOWAŃSKI W. (1972a) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. *Pisz. Inst. Geol. Warszawa*.
- SŁOWAŃSKI W. (1972b) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. *Pisz. Inst. Geol. Warszawa*.
- SŁOWAŃSKI W. (1978) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. *Olsztyn. Inst. Geol. Warszawa*.
- ZWIERZ S. (1948) – Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. *Olsztyn. PPIK. Warszawa*.
- ZWIERZ S. (1953a) – Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. *Gizycko. PPWG. Warszawa*.
- ZWIERZ S. (1953b) – Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. *Olsztyn. PPWG. Warszawa*.

Leszek MARKS

#### OUTLINE OF GEOLOGY AND EVOLUTION OF THE NORTHWESTERN KURPIE OUTWASH, NORTHERN POLAND

#### S u m m a r y

Results of geologic and geomorphologic studies of the northwestern Kurpie Outwash are presented. This outwash is to be subdivided (Fig. 1) from a geomorphologic point of view into the Mazury Plain (developed entirely within the extent of the Wisła Glaciation) and the Kurpie Plain (in forefield of the maximum extent of the ice sheet of this glaciation).

In spite of incomplete knowledge of geologic structure of the Kurpie Outwash (Figs 2 and 3), this area is found to have been the scene of repeated glaciofluvial (during glaciations) and fluvial outflows (during interglacials), however with a varied intensity. Present elevations and relics of morainic plateau constituted also many a time the watersheds, either during interglacials or/and glaciations.

The present surface of the Kurpie Outwash has been mostly developed at the end of the Wisła Glaciation (minute fragments of older glaciofluvial levels are almost exclusively preserved in margins of relics of older morainic plateau). In that time a gradual change in direction of outflow took place. The initial, generally southward outflow (mainly in the Nidzica area), has changed step by step into a southeastward one i.e. towards the Lower Narew valley.

*Translated by the Author*