

ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN—POLONIA

VOL. XXVII, 2

SECTIO B

1972

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Tadeusz KRÓL

**Wydmy okolic Zaklikowa (Nizina Sandomierska)**

Дюны в окрестности Закликова (Сандомирская низменность)

Dunes in the Environs of Zaklików (the Sandomierz Lowland)

WSTĘP

Temat wydm Niziny Sandomierskiej po raz pierwszy pojawił się w publikacjach V. Hilbera i E. Tietzego, którzy przy okazji badań geologicznych prowadzonych pod koniec ubiegłego stulecia na terenie Galicji zainteresowali się tego rodzaju formami eolicznymi. Nieco więcej uwagi wydmom Niziny poświęcili autorzy poszczególnych zeszytów „Atlasu Geologicznego Galicji”, a jeden z nich (W. F r i e d b e r g) opublikował nawet odrębną rozprawę dotyczącą wydm niżu rzeszowskiego (7). Jednak dopiero E. R o m e r (30, 31) dał obszerniejszą charakterystykę wydm Niziny Sandomierskiej, rozprawiając się zdecydowanie z panującym dotąd poglądem o powszechnym występowaniu barchanów wśród wydm Polski. Nowe spojrzenie nie przeszkodziło mu jednak przyjąć już wcześniej zakorzenionego poglądu o wydmotwórczej roli wiatrów wschodnich. Błądność tego istotnego faktu w genezie wydm Polski wykazał S. M a ł k o w s k i (18, 19), stwierdzając dobitnie na przykładzie form parabolicznych wydmotwórczą rolę wiatrów z sektora zachodniego. Po nim S. L e n c e w i c z (16, 19) wykazał pospolitość występowania wydm parabolicznych na obszarze Niziny Sandomierskiej, przyjmując już i utrwalając tym samym pogląd o wydmotwórczej roli wiatrów zachodnich. Prace tych ostatnich dwóch autorów przyniosły poglądy na genezę wydm, które do dziś są aktualne. Miały one szczególne znaczenie nie tylko dlatego, że informowały o etapach rozwoju poglądów na genezę wydm śródłądowych w Polsce, lecz przede wszystkich dlatego, że stały się podstawą późniejszych badań i nadały im odpowiedni kierunek. Położyły kres

wiązaniu naszych wydm z istnieniem pustyń w okresie czwartorzędowym i obaliły mylny pogląd o tworzeniu się tych form pod wpływem wiatrów wiejących z kierunku wschodniego. Następne prace dotyczące wydm Niziny Sandomierskiej powstały już w okresie powojennym. Przy okazji opracowywania wydm Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich H. Maruszcza<sup>k</sup> (21) podał wiele materiałów do zagadnienia form wydmowych Równiny Puszczańskiej, jednej z typowych prowincji wydmowych Niziny Sandomierskiej. Wydmami tego obszaru interesowała się w swoich pracach także M. Bielecka (2, 3), analizując skład mechaniczny materiału wydmowego, wiek piasków terasowych oraz sposób występowania form eolicznych na tym obszarze. Wyraziła ona również pogląd o kształtach wydm okolic Zaklikowa, w których zostały zaakcentowane dość znacznie wiatry z kierunku północno-wschodniego. Przyjęła więc tym samym istnienie dwu faz w powstawaniu form wydmowych.

Najpełniejszy obraz wydm Niziny Sandomierskiej dał w swoich pracach J. Wojtanowicz (39, 40). Ostatnie jego prace są charakterystyką geomorfologiczną, genetyczną i granulometryczną wydm środkowej i wschodniej części Niziny Sandomierskiej — obszaru położonego w dorzeczu Sanu. Pozostałe prace, a więc: B. Krygowskiego (15), R. Racinowskiego (29), S. Witka (38) dotyczyły przede wszystkim badań granulometrycznych niektórych wydm i utworów eolicznych.

Przytoczone tutaj opracowania nie wyczerpują rejestru publikacji wzmiankujących o wydmach Niziny. Mimo to brakuje nadal opracowania, które obejmowałoby zagadnienie wydm Niziny Sandomierskiej w sposób kompleksowy. Ciągłe niewystarczająco są zbadane poszczególne jednostki geomorfologiczne i prowincje wydmowe Niziny, brak jest dla nich także jednolitych i pełnych badań laboratoryjnych. Potrzeba dalszych badań jest nadal aktualna i uwarunkowana nie tylko względami czysto naukowymi, lecz również natury gospodarczej. W okresie planowego zagospodarowywania przestrzeni i racjonalnego wykorzystywania wszelkich walorów poszczególnych regionów potrzeba dokładnego poznania wszystkich obszarów wydmowych i ich specyficznych właściwości staje się konieczna.

Niniejsze opracowanie jest niepełną charakterystyką wydm występujących na zachód od Zaklikowa, a położonych głównie na międzyrzeczu Sanny i Karasiówki.

#### CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-MORFOLOGICZNA OBSZARU

Obszar badań obejmował niewielki fragment północno-wschodniej części Niziny Sandomierskiej, który zaliczany jest (w podziale na krainy geograficzne województwa lubelskiego) do Równiny Puszczańskiej. Teren opracowania nie tworzy zwartego obszaru wydmowego, ujętego



Ryc. 1. Fragment szkicu sytuacyjno-wysokościowego obszaru wydmowego okolic Zaklikowa; ○ miejsca pobrania pojedynczych próbek piasku, A—B przekroje, z których pobrano próbki do analiz granulometrycznych  
 A fragment of the situational plan of dune area near Zaklików; ○ spots in which single sand samples were taken, A—B sections from which samples were taken for granulometric analyses

w wyraźne granice morfologiczne. Prócz krawędzi Wyżyny Lubelskiej która wyznacza północno-wschodnią granicę badanego obszaru i doliny Sanny, ograniczającej go od południa, pozostałe granice mają charakter umowny.

Badany obszar zajmuje część zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego grubą powłoką miocenu, wykształconego na tym terenie w dwu facjach (2, 32, 33). Zasadnicze tło litologiczne w budowie podłoża nadają tutaj szeroko rozpowszechnione iły krakowieckie należące do dolnego sarmatu, których wychodnie można spotkać w różnych sytuacjach morfologicznych (na stokach teras i w korytach rzek). Powierzchnia ich wznosi się wzdłuż strefy krawędziowej do wysokości ok. 170 m n.p.m., a niedaleko wsi Baraki osiąga nawet wysokość ok. 180 m n.p.m. Wskazują na to niewielkie wkopy cegielniane, usytuowane na krawędziach terasowych Sanny i Karasiówki. Nierówności powierzchni iłów krakowieckich, będących wynikiem działania przedplejstoczeńskiej i plejstoczeńskiej erozji, a także ruchów holocenów — istniejących w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej — maskowane są pokrywą utworów czwartorzędowych. Utwory te, o miąższości od 2 do 10 m, odcinają się wyraźną linią od serii iłów krakowieckich, na których zalega najstarszy element czwartorzędu — glina zwałowa moreny dennej zlodowacenia krakowskiego (3, 32). Na badanym terenie nie stwierdzono gliny typowej o ciągłej pokrywie, ale wydaje się, że stropowe partie iłów krakowieckich, przemieszane ze zwiarami skał różnego pochodzenia, przedstawiają najprawdopodobniej reliktove płyty gliny morenowej.

Bardziej interesujące ogniwo akumulacji plejstoczeńskiej przedstawiają różnoziarniste, różnowiekowe i różnego pochodzenia piaski warstwowe z dość obfitym materiałem zwirowym skał północnych, zalegające bezpośrednio na iłach trzeciorzędowych oraz na płytach gliny morenowej. Należy przyjąć, że seria piaszczysta badanej okolicy, chociaż zarówno w okresie zlodowacenia środkowopolskiego, jak i bałtyckiego znajdowała się w strefie peryglacjalnej, stanowi jednak wytwór procesów i warunków, które istniały w tych okresach. Piaszczysty poziom Równiny Puszczańskiej utworzony został wg H. Maruszczyka (21) przez obfite wody roztopowe rzek, działające szerokim frontem i wynoszące wielkie ilości piasków z wnętrza Roztocza i Wyżyny Lubelskiej. Osady wyniesione przez rzeki oraz osady deluwialne i fluwioglacjalne nakładają się na siebie, tworząc poziom podobny do sandru lub równiny proluwialnej, nachylonej od stóp krawędzi Wyżyny Lubelskiej ku dolinie Wisły i Sanu. Nie jest możliwe oddzielenie tych serii piaszczystych od siebie, tym bardziej, że odsłonięcia są nieliczne i z reguły bardzo płytkie. Utwory niewątpliwie interglacjalne (torfy, gytie), znane z doliny Lubaczówki (32) i w dolinie Sanny (3), nie zostały stwierdzone na piaszczystej równi-

nie plejstocęńskiej. Utwory holocęńskie w postaci mad, torfów i osadów mułkowo-ilastych zalegają na utworach wieku plejstocęńskiego. Wyścielają one dna dolin Sanny i Karasiówki, a na równinie piaszczystej spotyka się je bardzo często w obrębie nieckowatych zagłębień. Osady organiczne wypełniają rozcięcia erozyjne w dnach dolin oraz nakładają się na zwydmioną powierzchnię równiny plejstocęńskiej. Niekiedy ma się wrażenie, że wydmy zalegają na terasie holocęńskiej, gdyż zjawisko występowania podmokłości i zabagnień z osadami organicznymi otaczających wydmy jest powszechne na Równinie Puszczańskiej.

Powierzchnie obszarów bezwydmowych, o wyraźnych cechach deflacyjnych, usiane są dość gęsto materiałem żwirowym o wielkości średnicy dochodzącej do 20 cm, a sporadycznie nawet do 1 m. Potwierdza się fakt, że mamy do czynienia z materiałem piaszczystym poligenicznym z różnych środowisk sedymentacyjnych i różnego wieku. Wartości procentowe składu mechanicznego piasków sąsiedztwa wydym oraz piasków obszarów nie zwydmionych (tab. 1) wskazują na duże różnice. W piaskach nie zwydmionych przeważają wprawdzie piaski średnie, ale większe frakcje, jak piasek gruby, żwirek czy nawet żwir, odgrywają niepoślednią rolę.

Tab. 1. Skład mechaniczny piasków z obszaru nie zwydmionego oraz z sąsiedztwa wydym (w % wagowych)

Mechanical composition of sands from the duneless area and from the vicinity of dunes (in weight %)

Pochodzenie piasku	Średnica frakcji w mm					
	2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10
Obszar nie zwydmiony (średnia z 5 próbek)	3,05	3,26	29,78	64,42	35,49	0,09
Obszar sąsiedztwa wydym (średnia z 5 próbek)	—	0,20	2,85	37,05	56,53	2,50

W rzeźbie Równiny Puszczańskiej badanego obszaru ważniejszą rolę odgrywają jedynie wydmy i doliny dwu rzek: Sanny i Karasiówki. Obie doliny są dość wąskie, wcięte w poziom Równiny od 10 do 15 metrów. W przekroju poprzecznym doliny Sanny wyraźne są trzy poziomy terasowe. Najniższy, nie wszędzie zaznaczony, leży na wysokości 1,8 m ponad dnem koryta. Fragmenty tej terasy zbudowane są z mułków oraz

piasków gliniastych, które zawierają drobne żwirki krystaliczne i wtrącenia żelaziste, a zalegają bezpośrednio na łożach krakowieckich. Krawędź o wysokości 1 m oddziela terasę łęgową od terasy nadzalewowej-uprawnej. Głębokie wiercenia wykonane na wschód od Zaklikowa (3) wykazały, że tam, gdzie terasa holocenska jest najlepiej wykształcona i stanowi dno formy dolinnej o szerokości ponad 250 m, zbudowana jest ona z kilkumetrowej pokrywy piasków rzecznych, zawierających w sobie poziom torfów interstadialnych z ostatniego glacjału. Bardzo wyraźna krawędź o wysokości ok. 2,5 m oddziela terasę holocenską od wyższej terasy wieku plejstocenskigo o wysokości bezwzględnej 175—184 m, zbudowanej z utworów pokrywowych akumulacji lodowcowej, fluwio-glacialnej, rzecznej i eolicznej.

Mniej wyraźnie występują poziomy terasowe w dolinie Karasiówki. W dolinie tej mamy zaznaczony tylko jeden poziom terasowy, terasę zalewową, która zbudowana z cienkiej pokrywy piasków i mułków, tworzy zabagnione dno nawet w okresach suchego lata. Niska krawędź owej terasy (1,8 m) przechodzi bezpośrednio w poziom wierzchowinowy i wododzielny, który można uważać za szeroko pojętą terasę plejstocenską obydwu dolin.

Poprzeczne profile obu dolin oraz system istniejących tu teras wskazują na to, że w rozwoju ich można wyróżnić etapy:

1. Jednorazowe wcięcie w równinę plejstocenską.
2. Akumulację do wysokości odpowiadającej terasie nadzalewowej (Sanna) i zalewowej (Karasiówka).
3. Wcięcie do głębokości dzisiejszego koryta.

Rozcinanie równiny do poziomu stropu łoż krakowieckich (lokalnie) musiało zasadniczo nastąpić w jednej fazie i można je wiązać tylko z późnoplejstocenskim ożywieniem erozji rzecznej, wynikłej z obniżenia się bazy erozyjnej. Natomiast akumulacja utworów terasy nadzalewowej nastąpiła w okresie pogorszenia się warunków po optimum klimatycznym holocenu.

#### POŁOŻENIE I WARUNKI WYSTĘPOWANIA WYDM

Wydm na badanym obszarze występują wyłącznie na wspomnianej równinie plejstocenskigoj. Brak natomiast wydm na terasach holocenskigoj (mimo że czoła wydm niejednokrotnie zbliżają się do ich powierzchni), brak też wydm na wąskich terasach wieku plejstocenskigoj, co wiąże się między innymi z cienką powłoką piasków na nich oraz znaczną w nich domieszką części ilastych i drobnoziarnistych (powyżej 12% ogólnego składu). Tam gdzie terasa plejstocenskigoj zajmuje większą powierzchnię, spostrzegamy występowanie na niej form wydmowych, a nieraz kra-

wędź terasy podwyższona jest czołem wydmy. Tego rodzaju sytuację spotyka się na obszarze wsi Baraki oraz dalej na zachód koło wsi Łążek.

Ogólnie biorąc, wydmy stanowią dość rzadki element krajobrazowy w strefie pobliskiej krawędzi Wyżyny Lubelskiej, lecz im dalej na południe, tym wydm jest coraz więcej. Cechą znamioną tego obszaru jest też niezbyt wielkie zagęszczenie wydm oraz ich niewielkie rozmiary i niewielkie wysokości względne. Wysokość wydm na badanym obszarze waha się w granicach od 1 do 10 m, przy czym ta ostatnia wartość jest przekroczona tylko w kilku przypadkach. Chyba nie bez znaczenia na rozwój wydm w tej strefie miała sama bliskość krawędzi Wyżyny, która ograniczała swobodny przebieg wiatrów wydmotwórczych. Nieskrępowany i swobodny rozwój procesu deflacji i transportu mógł nastąpić na tych powierzchniach równiny, gdzie rzeźba nie zakłócała biegu wiatrów. Trudno z całą pewnością orzec, co było główną przyczyną tego, że na interesującym nas obszarze nie powstały większe ciągi wałów i skupień wydmowych o znaczniejszych wysokościach, charakterystycznych np. dla południowej części Niziny Sandomierskiej. Należy tylko przypuszczać, że nie bez wpływu na procesy wydmotwórcze na tym terenie pozostawało płytkie zaleganie iłów krakowieckich oraz niewielka miąższość utworów piaszczystych (1—2 m), także różnych pod względem genetycznym, strukturalnym i fizyczno-mechanicznym. Takie zaś warunki powodowały i obecnie powodują wysokie zaleganie poziomu wody gruntowej. Aktualnie już na głębokości 0,3—0,6 m powszechne jest występowanie wód, które uniemożliwiają wykonywanie głębszych wkopów oraz wierceń. Tak więc chyba również warunki hydrogeologiczne w dużym stopniu zadecydowały o osobliwościach rozmieszczenia, morfologii i gęstości wydm na tym obszarze. W okresie wydmotwórczym poziom wody gruntowej musiał być o kilka metrów niższy niż w okresie późniejszym (w holocenie), niższy też niż obecnie. Podsiąkanie kapilarne, powodujące nawilgocenie strefy ponad zwierciadłem wody gruntowej, które z kolei powodowało wzrost współczynnika lepkości i tarcia — w rezultacie ograniczało jednak znacznie proces deflacji i transportu eolicznego (27,40). Po okresie wydmotwórczym radykalne podniesienie się poziomu wód gruntowych nastąpiło podczas optimum klimatycznego holocenu (okres atlantycki), co ostatecznie spowodowało, że zagłębienia międzywydmowe i dawne niecki deflacyjne zostały podtopione i zatorfione. Ten wzrost wilgotności stał się przyczyną rozwoju roślinności i w konsekwencji stabilizacji wydm (25, 27, 35, 40). Stabilność związana jest przede wszystkim z okrywą leśną. Tylko w przypadku, jeżeli ta zostaje zniszczona, wówczas przy obniżonym (w porównaniu z okresem atlantyckim) poziomie wód gruntowych może nastąpić współczesne ożywienie procesów eolicznych. Na stosunkowo niewielkim

obszarze badań zanotować można kilka wydm, które właśnie w wyniku złych poczynań ludzkich ulegają obecnie rozwiewaniu. Największa tego rodzaju forma znajduje się we wsi Irena. Większa z wydm, u stóp której rozciąga się wieś, jest aktualnie, po zniszczeniu na niej lasu, rozwiewana. Piaski wydmowe ponownie uruchomione zbliżają się coraz bardziej ku zabudowaniom osady. Podobnie po zniszczeniu przez uprawę rolną poziomu humusowego na kilku wydmach we wsi Baraki piaski przewiewane są dość intensywnie przez wiatry wiejące z kierunków północnych i zachodnich.

#### MORFOLOGIA I TYPY WYDM

Na podstawie zebranych obserwacji w terenie można wydzielić tylko dwie grupy form wydmowych: 1) formy elementarne, wyraźnie odizolowane — niewielkie pagórki o wysokościach nie przekraczających 3,0 m; 2) formy złożone, nieregularne — większe formy, tworzące właściwie zbiór mniejszych form elementarnych.

Wśród wydm pierwszej grupy występuje kilka małych i niewysokich (ok. 1,8 m) form parabolicznych o słabo wykształconych czołach i prawie symetrycznych ramionach, ze śladami rozwiewania po ich uformowaniu. Przeważają jednak w owej grupie pagórki asymetryczne oraz podłużne wały o rozciągłości grzbietów zbliżonej do równoleżnikowej, czasami z odchyleniem ku północo-zachodowi. Stoki tych wałów, zwrócone ku południowi, mają nachylenie 10—12°, są więc łagodniejsze w porównaniu ze zboczami północnymi, których wysokość względna jest większa, podobnie zresztą jak nachylenia, osiągające 18—22°.

Tego rodzaju asymetria w profilu poprzecznym dostrzegana jest zarówno w krótkich pagórkach wydmowych (do 60 m dł.), jak też w wydmach podłużnych i w elementarnych formach wchodzących w skład wydm złożonych. Asymetria ta każe wnosić, że siłą wydmotwórczą były wiatry południowo-zachodnie, a nawet wiejące z kierunku południowego. Jednakże związek przestrzenny większych form wydmowych z zagłębieniami deflacyjnymi wskazuje na to, że główną siłą wydmotwórczą były wiatry z kierunku zachodniego. Zagłębienia deflacyjne — chociaż trudno jest ustalić zależność poszczególnych niecek i wydm — znajdują się zawsze po stronie zachodniej form wydmowych.

Wały wydmowe, które mają przebieg zgodny z przebiegiem krawędzi terasowych, wykazują zawsze większe nachylenie zboczy zwróconych ku dolinie.

Wały grupy drugiej posiadają największe wysokości w partiach czołowych, dochodzących do 10 metrów. Najczęściej spotykane parabole złożone są z najprzeróżniejszych kombinacji równoleżnikowych lub



ukośnych pagórków. Istnieją dość znaczne różnice pomiędzy poszczególnymi wydmami zarówno w planie samego łuku wydmowego, jak też wysokości i długości ramion. Pagórki i wały piaszczyste, składające się wspólnie na wydmę paraboliczną, wyrastają niejako ze wspólnej podstawy. Często wewnątrz większej formy łukowej znajdują się mniejsze analogiczne formy, różniące się jednak wysokością i przypominające jakby stopnie terasowe.

W systemach wydm łukowych można wyróżnić wały główne, tworzące szkielet paraboli, oraz odnogi I, II i III rzędu, w różny sposób połączone ze sobą. Często odgałęzienia głównego wału wydmowego mają charakter urzeźbienia połego stoku. Proksymalne stoki większych, złożonych wydm parabolicznych mają powierzchnię składającą się z pagórków o charakterze odrębnych wałów wydmowych oraz z obniżzeń, będących rowami biegnącymi z różnych kierunków do głównego grzbietu.

Wydmny paraboliczne, występujące w zachodniej pości badanego obszaru, posiadają ramiona jakby doczeplone wtórnie do silniej rozwiniętej i wyższej partii czołowej. Podobne formy spotyka się także na północ od wsi Irena. Ślady połączeń przed tym samodzielnych wałów uwidaczniają się w załamaniach i różnicach nachyleń odwietrznych zboczy.

W wydmach łukowych, których czoła zorientowane są ku wschodowi, zbocza eksponowane ku zachodowi posiadają nachylenia wielkości  $6-10^\circ$ , zaś zbocza wschodnie — od  $14$  do  $22^\circ$ . Te dane wskazują, że formy paraboliczne powstały pod wpływem wiatrów wiejących z sektora zachodniego (W i NW). Dodać jednak trzeba, że znaczna część południowych ramion tych łukowych form, a także ramion pobocznych i podrzędnych (II i III rzędu) posiada asymetrię innego rodzaju, mianowicie łagodniejsze są zbocza o ekspozycji południowej lub południowo-zachodniej. Być może, znaczna część wydm parabolicznych badanego obszaru powstała przez stopniowe zrastanie się elementów różnowiekowych. Ewentualnym potwierdzeniem tego rodzaju wniosku jest nieregularny przebieg grzbietów owych wydm. Grzbiety w tych formach nie są pojedyncze i proste, lecz wykazują rozdwojenia i wtórne zagłębienia, co prowadzi do stwierdzenia, że w rozwoju tych wydm istniały co najmniej dwie fazy o różnych wiatrach efektywnych sektora zachodniego. Wiatrom zachodnim i północno-zachodnim odpowiadałyby głównie wydmny paraboliczne, natomiast wiatrom południowo-zachodnim, a nawet południowym zawdzięcza swe powstanie większość wydm wałowych oraz elementów prostych w wydmach złożonych.

Wydmny paraboliczne oraz szkielety niektórych wydm złożonych o kształtach parabol, powstałe przez działanie wiatrów zachodnich i północno-zachodnich, należałoby chyba wiązać z główną fazą rozwoju form

eolicznych (fazą starszą). Natomiast z fazą drugą, młodszą, należy chyba wiązać pozostałe formy wydmowe oraz elementy parabolicznych wydm złożonych.

#### STRUKTURA WYDM

Na badanym terenie brak większych naturalnych odsłoneń, które by pozwoliły na dokładniejsze poznanie stosunków strukturalnych wydm.

Większa część małych wydm, na których robiono wkopy do głębokości ok. 2 m, nie wykazuje zróżnicowania w układzie materiału. W całej miąższości mamy właściwie tylko jeden rodzaj niewarstwowanych piasków, w górnej części szarżółtych, przechodzących ku dołowi w piaski żółte, czasami przy stropowej partii wzbogaconych w grubsze ziarno.

Odkrywka w czołowej części większej wydmy parabolicznej, położonej na wschód od drogi Irena — Baraki, wykazuje pewną zmienność materiału. Mianowicie w odkrywce tej, poczynając od stropu, można stwierdzić następującą kolejność:

- 0—0,20 warstwa humusowa barwy ciemnoszarej;
- 0,20—0,35 piasek drobnoziarnisty, barwy szarordzawej, zanieczyszczony domieszkami humusowymi;
- 0,35—1,10 piasek drobnoziarnisty, barwy jasnoszarej, poprzecinany cienkimi smugami brunatnordzawymi. Jest to poziom iluwialny, a brunatnordzawe smugi wykazują nachylenie zgodne z kątem upadu zbocza dystalnego (ok. 18°);
- 1,10—2,00 piasek drobnoziarnisty jak wyżej, z tym, że smugi iluwialne stają się niewyraźne, niekiedy poprzerywane i tworzą małe soczewki;
- 2,00—2,40 piasek drobnoziarnisty, barwy jasnożółtej, bezstrukturalny.

Smugi powstałe pod wpływem procesów wmywania cząstek koloidalnych, podane w poziomie „3”, wyraźne w partii szczytowej i na zboczu dystalnym, nie uwidaczniają się po stronie proksymalnej. Fakt ten byłby dowodem późniejszego jeszcze przemieszczania się materiału piaszczystego po zboczu proksymalnym. Widzieć należy też w tym analogię do obserwowanego niekiedy faktu braku wyraźnego warstwowania wydm po stronie dowietrznej, stanowiącego rezultat małej stabilności materiału i niszczenia wszelkich wytwarzających się chwilowo struktur na skutek deflacji i transportu. Zresztą próbka piasku pobranego z poziomu „3” wykazała słabe wysortowanie. Obok dużej zawartości ziarn drobnych występują tu żwirki o średnicy powyżej 2 mm. Udział tych żwirków w próbce wynosi 3,06%.

W stropie szczytowej partii wału wydmowego znajdującego się na wschód od Wólki Szczeckiej stwierdzono obecność warstewki grubszego piasku na głębokości 30 cm. Na warstewkę tę składa się piasek o średnicy powyżej 0,5 mm, który tworzy 63,26% ogólnego jej składu.

Na północ od wsi Irena, tuż za mostem na Sannie, w niewysokiej formie wydymowej na głębokości ok. 60 cm od powierzchni, pod warstwą drobnych jasnożółtych piasków występuje poziom piasków różnoziarnistych, scementowanych lepiszczem żelazistym. Ta bardzo zwięzła warstewka, występująca w wielu miejscach na terasie plejstocenijskiej, jest bodaj wynikiem wysokiego stanu wód gruntowych w okresie optimum klimatycznego już po uformowaniu się wydm.

W strukturze większości małych wydm, na których dokonywane były wkopy i wiercenia celem pobrania próbek materiału, nie stwierdzono na głębokościach do 3,0 m innego ułożenia materiału niż ten, który podano. Brak jest struktur sedymentacji eolicznej, a także gleb kopalnych, występujących gdzie indziej na Nizinie Sandomierskiej już poniżej 2,0 m (40).

W wydmach rozciągających się na zachód od wsi Baraki, niedaleko krawędzi Wyżyny, spotkać można młodą glebę kopalną. Pogrzebane poziomy humusowe w tej okolicy powstają współcześnie przy okazji rozwiewania wydm. Wiatry północno-zachodnie niszczą zbocza nawietrzne, zwiewają z nich piasek i przerzucając go na zbocze odwietrzne, przysypują współczesny poziom humusowy. Na stokach odwietrznych kilku wydm okolic wsi Baraki, które po zniszczeniu lasu próbowano zamienić na pola orne, stwierdza się występowanie następujących profilów:

0,00—0,20 piasek jasnożółty;

0,20—0,50 piasek drobnoziarnisty, barwy szarej, ze szczątkami roślinnymi pochodzącymi z przewiewanej gleby holocenijskiej;

0,50—0,65 poziom humusowy właściwy, barwy ciemnobrazowej;

poniżej 0,65 piasek barwy żółtobrazowej, przechodzący w piasek żółty.

Tylko piaski poziomu „1” pokrywające glebę pogrzebaną charakteryzują się występowaniem niewyraźnych warstewek. Natomiast piaski leżące poniżej poziomu humusowego (poziom „4” i niżej) nie wykazują warstwowania.

#### BADANIA GRANULOMETRYCZNE PIASKÓW WYDMOWYCH

Rozdziału na frakcje dokonano przy pomocy sit dla 70 prób materiału piaszczystego, o wadze 100 g każda. Część otrzymanych wyników posłużyła do obliczenia wskaźników uziarnienia i rozsiewu, które charakteryzują stosunki składu mechanicznego.

Wskaźniki 0,25 i 0,50 obrazują stopień wysortowania materiału piaszczystego podłoża i wydm:

$$0,25 = \frac{\text{frakcje} > 0,25}{\text{frakcje} < 0,25}, \quad 0,50 = \frac{\text{frakcje} > 0,50}{\text{frakcje} < 0,50}$$

Im większy jest wskaźnik, tym większy udział frakcji powyżej średnicy oznaczonej w nazwie wskaźnika.

Współczynnik rozsiewu obliczony został wg wzoru Traska (26).

Pod rozsiewem rozumie Trask wysoki procent danej frakcji:  $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$  gdzie  $Q_3$  i  $Q_1$  oznaczają wielkość średnicy odpowiadającej 75% i 25% w wykresach uziarnienia. Im wartość  $S_0$  jest bliższa jedności, tym krzywa uziarnienia przedstawia lepiej wysortowany materiał.

Wartości wskaźników przedstawiające skład mechaniczny materiału pobranego z wydmy i otaczającej je równiny wskazują na to, że wysortowanie piasków jest wyższe w wydmach aniżeli w podłożu. Podstawowa masa piasków wydmywanych przypada na frakcje 0,5—0,1 mm, które obejmują średnio 82,8% całości analizowanego tworzywa (tab. 2). Piasek drobnoziarnisty (frakcja 0,10—0,25 mm) reprezentowany jest w wydmach (średnia z 54 prób) w 51,5% i przewyższa średnią dla całej Niziny Sandomierskiej (40) o 9,5%. Piaszczysta frakcja średnioziarnista (0,25—0,50 mm) jest mniejsza od średniej dla Niziny (40) o 14,7% i stanowi w tworzywie wydmywonym badanego obszaru 31,4%. Potwierdza się więc chyba

Tab. 2. Stosunki uziarnienia piasków niektórych  
Granularity of sands of some dunes

Pochodzenie piasku	Profil	Średnica frakcji					
		<0,1	0,1—0,2	0,2—0,25	0,25—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5
Podstawa stoku dow.	profil A—B	1,24	12,17	23,40	20,65	16,97	15,42
1/2 stoku dowietrz.		0,98	13,08	28,20	19,84	14,33	14,98
Grzbiet wydmy		1,07	16,53	35,28	18,30	11,09	10,97
1/2 stoku odwietrz.		0,96	16,28	36,04	17,98	11,21	11,07
Podstawa stoku odw.	profil A—B	1,12	13,07	35,42	15,38	13,19	10,15
Podstawa stoku dow.	profil C—D	0,38	20,81	27,00	21,91	15,00	11,40
1/2 stoku dowietrz.		0,22	5,42	20,56	21,32	25,56	16,95
Grzbiet wydmy		0,60	9,85	13,42	18,52	25,30	19,22
1/2 stoku odwietrz.		0,33	11,07	15,14	15,96	10,22	9,10
Podstawa stoku odw.	profil C—D	1,02	17,33	15,37	12,95	10,34	10,86
1/2 stoku N	profil E—F	1,42	10,57	17,00	16,33	14,51	11,38
Grzbiet wydmy		1,18	18,13	20,24	13,53	18,40	9,38
1/2 stoku S		0,88	8,74	15,53	18,88	21,32	22,23
Średnia dla wydmy	śr. z 54 pr	0,8	16,5	34,2	17,1	15,1	9,2

teza o generalnym drobnieniu piasku wydmowego z południa na północ nie tylko na obszarze całej Polski (15), ale także w obrębie samej Niziny Sandomierskiej.

Piasek gruby o średnicy 0,5—1,0 mm ma nieznaczny udział w budowie wydm (6,8%). Jeszcze rzadziej spotyka się ziarna o średnicy 1,0—2,0 mm oraz żwirki o średnicy powyżej 2,0 mm. W jednym tylko przypadku obie te frakcje osiągnęły wartość 5,31%, na ogół jednak rzadko przekraczają 0,50%. Żwirki i ziarna piasku grubego giną niemal w przeważającej masie materiału drobno- i średnioziarnistego. Podobnie też przedstawia się udział frakcji piasków pylastych (poniżej średnicy 0,1 mm), o wartości nie przekraczającej na ogół 1,50%.

Piaski pylaste natomiast są silniej reprezentowane w materiale podłoża (tab. 3). Materiał pobrany z równiny wykazuje obok podstawowej masy piasków drobnych i średnich również domieszkę frakcji pylastej (4,06%) oraz żwirowej (udział grubego ziarna i żwirków wynosi średnio 6,84%). Należy więc stwierdzić, że istnieje ścisły związek między nie zwydmionymi piaskami bezpośredniego przedpola i podłoża wydm a samymi wydmami, gdyż różnice w wysortowaniu są niewielkie.

wydm w %% wagowych (profile, patrz ryc. 1)  
in weight % (for profiles see Fig. 1)

w milimetrach					Wskaźniki uziarnienia			
0,5—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0	1,0—2,0	>2,0	0,25	0,50	So	Md
4,47	3,04	0,98	0,23	0,40	1,64	0,10	1,34	0,28
4,21	3,13	0,87	0,15	0,29	1,39	0,09	1,30	0,26
3,15	2,10	0,73	0,61	0,18	0,89	0,07	1,28	0,25
3,10	2,91	0,45	—	—	0,87	0,06	1,26	0,24
4,84	3,97	2,05	0,67	0,14	1,01	0,13	1,32	0,26
2,10	0,88	0,50	0,02	—	1,08	0,03	1,22	0,26
3,29	3,18	2,42	0,03	0,01	2,67	0,09	1,28	0,32
6,62	3,58	2,40	0,43	0,07	3,19	0,10	1,33	0,34
19,00	14,18	4,80	0,74	0,03	2,85	0,63	1,54	0,35
10,73	7,40	5,73	1,26	1,02	4,07	0,35	1,30	0,28
16,17	6,33	2,78	2,27	2,12	2,57	0,42	1,52	0,27
6,13	4,18	3,07	2,25	3,06	1,53	0,23	1,43	0,29
6,33	2,78	1,79	0,48	1,03	2,97	0,14	1,34	0,34
3,2	1,9	1,2	0,6	0,2	0,93	0,07	1,26	0,25

Tab. 3. Stosunki uziarnienia piasków  
Granularity of sands of

Pochodzenie piasku	Średnica frakcji w mm					
	<0,1	0,1—0,2	0,2—0,25	0,25—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5
Obszar bezwydmowy (średnia z 4 prób)	3,85	16,68	22,75	14,96	14,78	13,60
Obszar objęty ramionami wydm parabolicznej (średnia z 5 prób)	1,84	18,00	27,25	20,32	13,96	9,24

Tab. 4. Stosunki uziarnienia utworów  
Granularity of terrace deposits of the

Pochodzenie piasku	Średnica frakcji w mm, wielkość					
	<0,1	0,1—0,2	0,2—0,25	0,25—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5
Terasa nadzalewowa Sanny (średnia z 2 prób)	4,11	1,47	3,24	4,33	6,62	10,70
Terasa zalewowa Karasiówki	12,88	12,67	16,28	20,95	16,70	13,18

Pośredni stopień wysortowania mają piaski pobrane z wewnętrznych części otoczonych ramionami wydm parabolicznych (tab. 3), co także wskazuje na to, że badane wydmy uformowane zostały w rezultacie niedługiej wędrówki, a ich materiał jest ściśle związany z podłożem.

Nie zwydmiona terasa Sanny posiada materiał najbardziej gruboziarnisty, a zarazem różnorodny (tab. 4). Frakcje 0,8—2,0 mm i powyżej 2,0 mm łącznie tworzą 50,58%. Jednocześnie piaski tej terasy holocenńskiej posiadają dość dużą domieszkę części pylastych (3,06% — Sanna i 12,8% — Karasiówka), które — jak sądzi B. K r y g o w s k i (15) — stanowią bardzo niekorzystny składnik dla procesu wydmotwórczego.

Z porównania wynika, że piaski badanych wydm, mimo że nie wykazują zbyt daleko posuniętej segregacji, są jednak wyraźnie uboższe we frakcje skrajne (poniżej 0,1 mm i powyżej 1,0 mm) w stosunku do pozostałych utworów piaszczystych. W wydmach mniejszy jest też udział frakcji powyżej 0,5 mm, co świadczy o wybiórczej roli transportu eolicznego w stosunku do podłoża. Z bardziej zróżnicowanego pod względem składu mechanicznego tworzywa podłoża pod wpływem selektywnej działalności wiatrów wydmotwórczych zostały wybrane przede wszystkim ziarna średnie i drobne.

obszarów sąsiedztwa wydm  
areas adjacent to dunes

(w %% wagowych)					Wskaźniki uziarnienia			
0,5—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0	1,0—2,0	>2,0	0,25	0,50	So	Md
4,62	2,58	2,08	1,76	2,54	0,87	0,16	1,40	0,27
2,58	3,16	1,84	1,03	0,78	1,12	0,10	1,30	0,25

terasowych Sanny i Karasiówki  
Sanna and Karasiówka river valleys

frakcji w %% wagowych					Wskaźniki uziarnienia			
0,5—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0	1,0—2,0	>2,0	0,25	0,50	So	Md
11,49	10,53	20,17	21,12	4,89	11,08	2,45	1,54	0,73
4,48	1,90	0,96	—	—	1,39	0,08	1,36	0,27

Proces sortowania ziarn piasku odbywał się również w obrębie samej wydmy. Przeprowadzona analiza składu mechanicznego piasków wzdłuż profilu poprzecznego, poprowadzonego przez czołową część wydmy, wykazała, że następuje stopniowe zmniejszanie się kalibru ziarna w miarę postępu od zbocza proksymalnego poprzez część grzbietową do zbocza dystalnego. Tego rodzaju strefowy rozkład wielkości materiału stwierdzono wielokrotnie (26, 34, 35, 38, 39). Zmienność wskaźników granulometrycznych w obrębie wydm ma duże znaczenie przy rozpatrywaniu problemów kierunku wiatrów wydmotwórczych i typów genetycznych wydm. Wskaźniki wysortowania materiału wydmowego potwierdzają kierunek transportu oraz określają dynamikę procesu eolicznego (26, 27, 34, 35, 40).

Dane procentowe zestawione w tab. 5, a odnoszące się do poszczególnych frakcji piasków pobranych ze zboczy proksymalnych i dystalnych, podkreślają istniejące pomiędzy nimi różnice w uziarnieniu. Strona proksymalna charakteryzuje się nieco grubszym i gorzej wysortowanym materiałem w porównaniu ze zboczami dystalnymi. Wskaźniki rozsiewu mówią też, że piaski na grzbietach i zboczach dystalnych wydm są lepiej wysortowane. Stok dystalny ma większą zawartość frakcji najdrobniejszej — poniżej 0,1 mm. Jest on strefą akumulacji materiału, który

Tab. 5. Stosunki uziarnienia w wydmye  
Granularity of sands of parabolic

Pochodzenie piasku	Średnica frakcji w mm, wielkość						
		<0,1	0,1—0,2	0,2—0,25	0,25—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5
Podstawa stoku dow.	Profil G—H (zyc. 1)	1,10	13,25	25,08	21,10	13,94	15,98
1/2 stoku dowietrzn.		1,43	15,24	28,57	20,18	11,05	10,23
Grzbiet wydmy		0,65	19,08	32,87	17,55	10,14	8,19
1/2 stoku odwietrzn.		0,72	24,17	35,02	22,82	8,95	6,47
Podstawa stoku odwietrzn.		0,48	35,40	37,02	18,02	5,11	3,51

transportowany był w formie zawiesiny. Wspomniane różnice we wskaźniku rozsiewu są stosunkowo niewielkie i wahają się w granicach 1,18—1,33, ale stwierdzona zmienność wskaźników w profilu poprzecznym wydmy świadczyłaby o nieprzemieszczaniu się jej względnie o bardzo słabym ruchu. Strefowy rozkład i wysortowanie materiału potwierdza też działalność wiatrów z kierunków zachodnich. O wpływie wiatrów na skład frakcyjny tak pisze W. S t a n k o w s k i (34): „Różnice w uziarnieniu są zależne od kierunku wiatrów wydmotwórczych. Taka prawidłowość zaznacza się wyraźnie jedynie w wydmach, które nie wędrowały. W formach przemieszczonych materiały części proksymalnych i dystalnych są pomieszane”. Piaski większych form wydmowych badanego obszaru odbyły zatem prawdopodobnie jedną drogę, nie dłuższą niż dzisiejsza droga od mis deflacyjnych do miejsc uformowania wydm. Jednak ten fakt trudno jest pogodzić z istnieniem kilku faz w rozwoju wydm, gdyż przy ostatniej fazie wydmowej musiało nastąpić częściowe rozwianie lub też całkowite zniszczenie starszych form, co w rezultacie prowadzić musiało do pomieszania wysortowanego już materiału.

Już badania makroskopowe wykazują, że dominujące znaczenie w składzie mineralnym wydm ma kwarc. Jego udział w ogólnej masie piasków wszystkich frakcji jest bardzo wysoki i wynosi średnio 96% (tab. 6).

Tab. 6. Skład mineralno-petrograficzny piasków terasowych i wydmowych  
Mineral and petrographic composition of dune and terrace sands

Pochodzenie piasku	Skład mineralno-petrograficzny w %% ilościowych				
	kwarc	wapień	łyszczyki	skalenie	minerały ciężkie
Terasa nadzalewowa Sanny	88	4	2	2	4
Terasa plejstocieńska	92	3	1	2	2
Wydmy	96	1	—	1	2



parabolicznej koło wsi Irena (ryc. 1)  
dune near the village Irena (Fig. 1)

frakcji w % wagowych					Wskaźniki uziarnienia			
0,5—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0	1,0—2,0	>2,0	0,25	0,50	So	Md
2,93	4,17	1,15	0,72	0,58	1,54	0,10	1,32	0,27
10,48	1,12	0,72	0,98	—	1,21	0,15	1,33	0,26
7,50	3,16	0,52	0,14	0,20	0,90	0,13	1,28	0,25
1,17	0,51	0,11	0,01	—	0,61	0,02	1,17	0,23
0,37	0,07	0,02	—	—	0,37	0,00	1,18	0,22

Oprócz kwarcu występują okruchy skał północnych, okruchy wapienne, skalenie, lidyty, krzemienie i inne. Udział kwarcu, a także skaleni jest wyższy niż w innych regionach Polski w zestawieniu z południową i środkową częścią Niziny Sandomierskiej. Jednakże procent tych ostatnich jest wyższy na Wyżynie Lubelskiej, bo 2,4—7,0 (21). Obecność okruchów skał wapiennych wiąże się niewątpliwie z pobliżem południowej krawędzi Wyżyny, zbudowanej przeważnie ze skał węglanowych. Większy odsetek okruchów wapieni, a następnie łyszczyków i skaleni występuje w piaskach podłoża, na powierzchni którego spotkać można wietrzejące żwiry skał północnych i miejscowych. Natomiast właściwe piaski wydmore są znacznie uboższe w wymienione wyżej składniki. Według J. Morawskiego (23) wysortowane piaski wydmore są ubogie w łyszczyki, „ponieważ ulegają one szybkiemu rozdrobnieniu, a wiatr unosi cienkie blaszki na dalsze odległości”.

W niniejszym opracowaniu zarówno metoda, jak i klasyfikacja typów obtoczenia ziarn kwarcowych masy piaszczystej wydmy i poziomów terasowych została przyjęta za J. Morawskim (23). Przy pomocy powiększalnika fotograficznego wykonano przy 8-krotnym powiększeniu zdjęcia ziarn piasków w przedziałach: 1,0—0,5 mm i 0,5—0,25 mm. Dalsza analiza obróbki mechanicznej polegała już tylko na ustaleniu procentowego stosunku ziarn dobrze obtoczonych, częściowo obtoczonych i kanciastych. Obliczenia wykazują, że ziarna dobrze obtoczone 1,0—0,5 mm przeważają zarówno w piaskach wydmy, jak i terasowych (tab. 7).

Piaski wydmore i deflacyjne oraz terasowe składają się w podstawowej masie z ziarn dobrze obtoczonych, których wartość waha się w granicach od 55,4% (piaski terasy holocenijskiej) do 69,5% (wydmy). Ziarn częściowo obtoczonych jest w piaskach wydmy około 25%, natomiast powyżej 35% — w piaskach terasowych. Udział ziarn ostrokrawędzistych we wszystkich rodzajach piasków jest mniej więcej jednaki. Niewielka różnica w stopniu obtoczenia między piaskami wydmo-

Tab. 7. Obtoczenie ziarn kwarcu w piaskach wydym, teras i pól deflacyjnych  
 Rounding of quartz grains in the sands of dunes, terraces and deflation fields

Pochodzenie piasku	Udział w %% ilościowych		
	obtoczone	częściowo obtocz.	kanciaste
Wydmy (średnia z 42 próbek)	69,5	24,3	6,2
Pola deflacyjne (średnia z 5 próbek)	67,2	25,4	7,4
Terasa plejstocenska (średnia z 4 próbek)	56,1	34,5	9,4
Terasa holocenska Sanny (śred. z 2 próbek)	55,4	37,1	7,5
1,0—0,5 (frakcja w mm)	69,5	24,3	6,2
0,5—0,25 (frakcja w mm)	50,1	46,4	3,5

wymi i piaskami pochodzącymi z pól deflacyjnych wskazuje na to, że te ostatnie musiały przejść przez podobny proces eolizacji jak pierwsze.

Podobieństwo tych piasków na obszarze badanych wydym nie potwierdza jednak badań przeprowadzonych przez W. Stankowskiego (34,35) w pradolinie Noteci, gdzie obtoczenie piasków deflacyjnych jest podobne raczej do piasków terasowych, a znacznie odbiega od wydymowych. W okolicach Zaklikowa uderza wielkie podobieństwo piasków wydymowych do deflacyjnych. Różnice obtoczenia pomiędzy piaskiem z obszarów deflacyjnych i poziomów terasowych są również niewielkie i wynoszą ok. 12%. Jak wynika z powyższego, chociaż piaski badanego obszaru nie tworzą jednolitej genetycznie pokrywy, gdyż obok przeważających piasków akumulacji lodowcowej i fluwioglacjalnej nie brak również piasków akumulacji rzecznej, to jednak obróbka wykazuje tylko bardzo niewielkie różnice. Owo podobieństwo (36) wynika z tego, że piaski terasowe, nim zostały złożone na obecnym miejscu, przechodziły różne cykle sedymentacyjne, a więc i eoliczny.

Niezależnie od stwierdzonej różnicy między obtoczeniem materiału terasowego, deflacyjnego i wydymowego istnieje także zróżnicowanie kształtu ziarna już w obrębie samej wydmy. Przeprowadzona analiza piasków wzdłuż profilu poprzecznego przez czołową część wydmy wykazała istnienie strefowego zróżnicowania w obróbce materiału wydymowego. Następuje stopniowy wzrost udziału ziarn dobrze obtoczonych w miarę postępu od zbocza proksymalnego poprzez część grzbietową do zbocza dystalnego. Większa ilość ziarn dobrze obtoczonych skupiona jest w piaskach wschodniej części czoła wydymowego, mniejsza natomiast w stoku zachodnim (tab. 8). O ile wzrost ilości ziarn dobrze obtoczonych w piaskach stoku proksymalnego aż do grzbietu jest dość znaczny, to da-

Tab. 8. Obtoczenie ziarn kwarcu w piaskach czołowej części wydmy parabolicznej, położonej w zachodniej części badanego obszaru (ryc. 1)  
 Rounding of quartz grains in the sands of a frontal part of parabolic dune situated in the western part of the investigated area (Fig. 1)

Pochodzenie piasku	Udział w %% ilościowych		
	obtoczone	częściowo obtocz.	kanciaste
Podstawa stoku proksymalnego	62,6	33,3	5,2
1/2 stoku proksymalnego	63,2	31,8	6,0
Grzbiet wydmy	69,1	24,5	7,3
1/2 stoku dystalnego	70,2	25,2	5,3
Podstawa stoku dystalnego	70,2	26,1	4,4

lej postęp w obróbce piasku staje się niedostrzegalny. Jednak uogólniając można stwierdzić, że to zróżnicowanie w obtoczeniu ziarna stoku wschodniego i zachodniego jest niewielkie i dało się zauważyć jedynie we frakcji 1,0—0,5 mm i tylko w jednej większej wydmy położonej w zachodnim skrawku badanego obszaru.

Reasumując, można powiedzieć, że na badanym obszarze istnieją różnice w kształcie ziarn piasków terasowych, deflacyjnych i wydmowych oraz że istnieje zróżnicowanie w stopniu obtoczenia piasków poszczególnych elementów pojedynczej wydmy w jej poprzecznym profilu. Można przypuszczać, że różnice w obtoczeniu pomiędzy piaskami podłoża a materiałem wydmowym są spowodowane transportem eolicznym. Ziarno wydmowe, które wykazuje najlepszą obróbkę, odbyło nie dłuższą drogę aniżeli wynosi dzisiejsza jego odległość od misy deflacyjnej do podstawy wydmy. Podlegając jednak transportowi eolicznemu, pokonało ono znacznie dłuższą drogę, szereg razy przenoszone wyżej i następnie staczając się, zanim doszło do dzisiejszego miejsca. W czasie tej wędrówki zdążyło się wyselekcjonować i obrobić. Piaski terasy holocenińskiej Sanny i plejstocenińskiej równiny osadzone przez wody mają — jak tego dowiodły analizy — cechy ziarna eolicznego, a nie wodnego lub lodowcowego. Był zatem okres, kiedy musiały ulec wcześniejszej eolizacji.

#### WNIOSKI

1. Wydmy obszaru okolic Zaklikowa występują wyłącznie na piaszczystej równinie, którą można uznać za szeroko pojętą terasę plejstoceniską. Nie stanowią one elementu krajobrazowego w pobliżu krawędzi Wyżyny Lubelskiej o większym znaczeniu i należą do form małych oraz średnich, o wysokościach kilku metrów.

2. Wśród typów genetycznych można wyróżnić dwie grupy form:

a) formy elementarne, wyraźnie odizolowane, o niewielkich wysokościach nie przekraczających 3 m.

b) formy złożone, nieregularne, o większych wysokościach względnych, tworzące właściwie zbiór form mniejszych i elementarnych.

3. Morfologia i struktura wydm prowadzi do wniosku, że formowanie ich mogło się odbywać tylko na przełomie plejstocenu i holocenu w dwu fazach.

4. Wydmy badanego obszaru charakteryzują się piaskami średnio- i drobnoziarnistymi, z których 82,8% ziarn przypada na frakcję 0,1—0,5 mm.

5. Istniejąca zależność pomiędzy tworzywem podłoża wydm a samymi wydmi została wykazana w składzie mechanicznym i obróbce ziarn. Piasek wydm jest dość dobrze wysortowany i pod względem eolizacji wykazuje znaczny stopień obróbki.

#### LITERATURA

1. Alexandrowiczowa Z.: Piaski i formy wydmy Pustyni Błędowskiej (Sables et dunes du désert de Błędów). *Ochrona Przyrody*, R. 28, 1962, ss. 225—263.
2. Bielecka M.: Główne problemy trzeciorzędu okolic Zaklikowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 3, 1963.
3. Bielecka M.: Warunki geologiczne występowania torfu interstadialnego w okolicy Zaklikowa. *Kwart. Geol.*, 14, z. 1, Warszawa 1960, ss. 205—216.
4. Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T.: *Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin 1954.
5. Dylikowa A.: Fazy rozwoju wydmy w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie (Les phases du développement des dunes pendant le Pleistocene tardif). *Folia Quaternaria*, 29, Kraków 1968, ss. 119—126.
6. Fiedorowicz B. A.: Woprosy proischożdienija i formirowanija piesczanogo reljefa pustyń. *Trudy Inst. Geogr. AN SSSR*, XXXIX, Problemy geomorfologii, 1948.
7. Friedberg W.: Kilka uwag w sprawie wydmy niżu rzeszowskiego. *Kosmos*, XXXII, Lwów 1907, ss. 215—218.
8. Galon R.: Z problematyki wydmy śródlądowych w Polsce (Sur les dunes continentales en Pologne). *Wydmy śródl. Polski. Cz. I*, Warszawa 1958, ss. 13—31.
9. Hilber V.: Geologische Aufnahmen um Lubaczów und Sieniawa in Galizien. *Verhandl. K. k. Geolog. R.-A.*, Wien 1882.
10. Kobendza J. i R.: Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej (Les dunes éparpillées de la forêt de Kampinos). *Wydmy śródl. Polski. Cz. I*, Warszawa 1958, s. 95—170.
11. Kobendzina J.: Próba datowania wydmy Puszczy Kampinoskiej (Attempt to Date Dunes in the Kampinos Primeval Forest). *Przegl. Geogr.*, XXXIII, 3, 1961, ss. 383—399.

12. Kozarski S., Tobolski K.: Holocenne przeobrażenia wydm śródlądowych w Wielkopolsce w świetle badań geomorfologicznych i palynologicznych. *Folia Quatern.*, 29, Kraków 1968, ss. 127—134.
13. Kozłowski S., Uwagi o późnym paleolicie i mezolicie wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Remarques sur le paleolithique tardif et le mezolithique de la partie orientale de la Vallee de Sandomierz). *Archeologia Polski*, IX, 2, 1964, ss. 325—350.
14. Kozłowski S.: Nieznane materiały krzemienne z terenu Kotliny Sandomierskiej (Les nouveaux silex trouves dans le Bassin de Sandomierz). *Acta Univ. Wratisl.*, 56, *Studia Arch.*, II, Wrocław 1967, ss. 121—141.
15. Krygowski B.: Niektóre dane o piaskach wydm śródlądowych na terenie Polski (Quelques donnees sur les sables dunes continentales). *Wydmym śródl. Polski. Cz. I*, Warszawa 1958, ss. 73—86.
16. Lencewicz S.: Wydmym śródlądowe Polski (Les dunes continentales de la Pologne). *Przeł. Geogr.*, II, Warszawa 1922, ss. 12—51.
17. Majdanowski S.: Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Europie (Les problemes climatiques des periodes de dunes par rapport aux variations glaciaires et postglaciaires de la circulation atmosphérique générale dans l'Europe Centrale). *Wydmym śródl. Polski. Cz. I*, Warszawa 1958, ss. 33—51.
18. Małkowski S.: O wydmach piaszczystych okolic Warszawy (Les dunes environs de Varsovie). *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, III, 23, Warszawa 1917.
19. Małkowski S., Lencewicz S.: Wydmym śródlądowe Polski (Les dunes continentales de la Pologne). Warszawa 1953.
20. Mamakowa K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). *Acta Paleobotanica*, III, 2, Kraków 1962.
21. Maruszczak H.: Wydmym Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. *Wydmym śródl. Polski. Cz. II*, Warszawa 1958, ss. 61—79.
22. Maruszczak H., Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędziowej Rostocza Środkowego (Le relief de la zone lisière du Rostocze Central). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. X, 1, Lublin 1955.
23. Morawski J.: Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego (Morphological Analysis of Sand Grains by a Photographic Enlarger). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. X (1955), 4, Lublin 1956.
24. Mycielska-Dowgiałło E.: Pomiary stopnia obtoczenia ziarn piasku i zastosowanie ich do badań geomorfologicznych (Measurements of Rounding of Grain and the Use Made of them in Geomorphological Studies). *Przeł. Geogr.*, 35/1, 1963, ss. 65—76.
25. Ostrowskij I. M.: Parallelnyje wietrueołowyje formy relifa. *Strukturalna i klimatyczeskaja geomorfologija*. Izd. „Nauka”, Moskwa 1966.
26. Pernarowski L.: O procesie sortowania piasków eolicznych na przykładzie wydm okolic Rzędowa (Notes on Sorting of Aeolian Sands). *Czas. Geogr.*, t. XXX, z. 1, 1959, ss. 33—60.
27. Pernarowski L.: Glacialna i postglacialna cyrkulacja atmosfery w świetle kierunku wiatrów wydmotwórczych (Glacial and Postglacial Atmospheric Circulation in the Light of Directions of Dune-forming Winds). *Czas. Geogr.*, XXXVII, 1, 1966, ss. 3—24.

28. Potocki J.: Archeologiczne badania powierzchniowe nad dolnym Sanem na odcinku od Jarosławia do Sandomierza (Archeological Field Researches along the Lower San in the Region between Jarosław and Sandomierz). Sprawozd. Archeol., IV, s. 168—179.
29. Racinowski R.: O granulometrii osadów klastycznych okolic Biłgoraja (Sur la Granulometric des depots clastiques des environs de Biłgoraj). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XIII (1958), 7, Lublin 1960.
30. Romer E.: Sprawozdanie z wycieczki do wydm niżowych z poglądem na ich powstanie (Quelques remarques sur les dunes fossiles de nitre plaine diluviale). Kosmos, XXXI, Lwów 1906, ss. 334—362.
31. Romer E.: Wstęp do fizjografii powiatu mieleckiego (Skizze der Physiographie des Bezirkes Mielec). Kosmos, XXXVI, Lwów 1911, ss. 585—624.
32. Rühle E.: Przekrój doliny Lubaczówki pod Hamernią. Z badań czwartorzędowych w Polsce, t. II, Państwowy Instytut Geol., Biul. 66.
33. Samsonowicz J.: O wychodni ilów krakowieckich w Krzeszowie nad Sanem. Państwowy Instytut Geol., Pos. Nauk., 18, 1927.
34. Stankowski W.: Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (Eolian Relief of North-West Poland on the Ground of Chosen Regions). Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat. -Przyr., Prace Kom. Geogr. -Geol., IV, z. 1, 1963.
35. Stankowski W.: Deflacja w Polsce północno-zachodniej w ujęciu chronologicznym (Deflation in North-Western Poland in its Chronological Aspect). Przegl. Geogr., XXXVI, 2, 1964, ss. 327—332.
36. Stochlak J.: Charakterystyka własności fizyczno-mechanicznych sypkich utworów czwartorzędowych przełomowego odcinka Wisły środkowej i wyżyn przyległych. Geologiczne problemy zagosp. Wisły środk., Materiały Sympozjum w Kazimierzu Dolnym 27—29 IX 1965, 1, Warszawa 1965, ss. 97—124.
37. Urbaniak U.: Skład mineralny piasków wydmych w Kotlinie Płockiej (Mineral Composition of Dune Sands from the Płock Basin). Przegl. Geogr., 38, 3, 1966, ss. 435—453.
38. Wittek S.: Kilka uwag o uziarnieniu i wysortowaniu piasków wydmych w Kotlinie Sandomierskiej. Przegl. Geol., 1969, 10, ss. 515—519.
39. Wojtanowicz J.: Wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu (The Dunes of the Area between the San and Łęg Rivers). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XX (1965), 4, Lublin 1968.
40. Wojtanowicz J.: Wydmy Niziny Sandomierskiej w świetle badań granulometrycznych (Les dunes du Bassin de Sandomierz a la lumiere de l'examen granulometrique). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIV (1969), 1, Lublin 1971.

## РЕЗЮМЕ

На основе исследований, проведенных на небольшом участке Пушчанской равнины (окрестности Закликава — Сандомирская низменность), были проанализированы дюнные формы. Дюны выступают только на песчаной равнине, которую можно считать широко понимаемой террасой плейстоценового возраста, сложенной из полигенных песков разных седиментационных сред (покровные образования ледниковой, флювиогляциальной, речной и эоловой аккумуляций). Это

подтверждается значительной разницей в механическом составе песков дюн и террас (голоценовых), песков, соседствующих с дюнами, и бездюнных местностей. На бездюнных местностях с четкими дефляционными признаками достаточно часто встречается гравий диаметром до 20 см, а иногда и до 1 м. Механический состав и гранулометрический индекс песков основания дюн, самих дюн и долинных террас указывают на то, что сортировка материала в дюнах есть большая, чем в остальных морфологических элементах исследованной местности. Большая часть дюнных песков — это фракция 0,5—0,1 мм, составляющая в среднем 82,8% всего материала. Пылеватые и крупнозернистые пески более часто выступают в материалах дефляционной и бездюнной поверхностей, а также в материале поверхности голоценовых террас речных долин.

Неодинаковые гранулометрические индексы дюн касаются больших форм, которые после формирования уже не перемещались. Обработка зерен кварца в песках дюн также обнаруживает некоторую дифференциацию, которая свидетельствует о статичности материала после его первичной селекции, обработки и размещения. Однако в большинстве небольших дюнных форм и составных элементов сложных дюн отсутствует дифференциация в сегрегации и обработке материалов.

Если говорить о эолизации, то песчаный материал этой равнины обнаруживает значительную степень обработки, которая подобна обработке песков дюн и основания. Это может свидетельствовать о том, что пески основания перед размещением на данном месте еще раньше прошли цикл эоловой обработки.

Характерной чертой рассматриваемой территории есть не очень высокая густота дюн, а также их небольшие размеры и относительные высоты. Высота дюн колеблется от 1 до 10 м. И только иногда высота дюн незначительно превышает 10 м. Следовательно, можно предполагать, что это обусловлено неблагоприятными условиями в данном месте (близость уступа Люблинской возвышенности и неглубокое залегание краковецких илов, которые, в свою очередь, обуславливают высокий уровень грунтовых вод, а также небольшая мощность песчаных отложений (1—2 м).

На основании исследований выделено 2 дюнные группы: основные формы — элементарные, которые ясно обособлены и по высоте не превышают 3 м, а также большие формы, составляющие в действительности скопление элементарных форм.

Угол наклона склонов дюн и степень селекции и обработки песков показывают, что главные параболические формы возникли под влиянием ветров западного сектора (З и ЗСЗ). Существуют также целые

дюны и их элементы, которые указывают на действие южных или юго-западных ветров. Это свидетельствует о том, что дюны прошли две фазы развития с разными эффективными ветрами. Главная дюнообразующая фаза, в которой образовывались большие параболические дюны, приходится на конец гляциала.

Голоценовые эоловые процессы, которые продолжаются до настоящего времени, имеют антропогенический характер, а их морфологический эффект проявляется только в развевании.

#### ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ТАБЛИЦ

Рис. 1. Гипсометрический эскиз дюнной местности, окрестности Закликова.

Табл. 1. Механический состав песков бездюнной местности и вблизи ней (весовой процент).

Табл. 2. Зернистость песков некоторых дюн, весовой процент (профиль см. на рис. 1).

Табл. 3. Зернистость песков соседствующей с дюнами местности.

Табл. 4. Зернистость террасовых отложений Санны и Карасювки.

Табл. 5. Зернистость песков параболической дюны около деревни Ирена (рис. 1).

Табл. 6. Минерально-петрографический состав террасовых и дюнных песков.

Табл. 7. Окатанность зерен кварца в песках дюн, террас и дефляционных полей.

Табл. 8. Окатанность зерен кварца в песках лобовой части параболической дюны, расположенной в западной части исследованной территории.

#### SUMMARY

On the basis of investigations carried out on a small fragment of the Puszczkańska Plain (the environs of Zaklików — the Sandomierz Lowland) there were analysed dune forms occurring there.

In this area, dunes are found only on a sandy plain which can be regarded, in the broadest meaning of the word, as the Pleistocene terrace formed from polygenic sands of different sedimentation environments (cover deposits of glacial, fluvioglacial, fluvial and aeolian accumulation). It is manifested by marked differences in the mechanical composition of terrace (Holocene) dune sands from vicinity of dunes and from „duneless” areas. In the duneless areas of distinct deflation features there is frequently quite a lot of gravelly material of 20 cm and sometimes even of 1 m in the diameter. The mechanical composition and granulometric indexes of sands from a dune basement, dunes alone and from valley terraces indicate that the sorting of material is more differentiated in dunes than in other morphological elements on the investigated area. The ground mass of dune sands falls on the fraction 0.5—1.0 mm, which comprises, on an average, 82.8% of the whole analysed material. The content of silt and coarse sand is higher in the material of duneless deflation surfaces and in the Holocene terraces of river valleys.



The variability of granulometric indexes shown in dunes refers to larger forms which, after their formation, did not shift any more. The rounding of quartz grains in the sands of these dunes is also differentiated, which indicates that the material after its primary selection, rounding and arrangement did not dislocate. However, most small dune forms and elements forming composite dunes are not differentiated as far as the segregation and rounding of dune material are concerned.

With regard to aeolization, the sandy material of the whole plain shows a considerable degree of rounding which is, however, similar to that in the dune and basement sands. This would indicate that the latter sands, before they were deposited in the present place, had already undergone a cycle of aeolian transport.

The investigated area is characterized by small density of dunes which are of a small size and small relative height. Their height is within 1 to 10 m and only in a few cases dunes are higher than 10 m. It is probably due to unfavourable conditions in this area (vicinity of the edge of the Lublin Upland, shallow occurrence of the Krakowiec loamy clays causing, in turn, high groundwater level, 1—2 m thickness of sandy deposits).

On the basis of investigations, two groups of dunes were distinguished: basic forms (elementary) clearly isolated and not exceeding 3.0 m in height, and larger forms being, in fact, a complex of elementary forms.

The angle of inclination of dune slopes and the degree of selection and rounding of sands showed that main parabolic forms were formed under the influence of winds blowing from the western sector (W and WNW). However, there are also present here forms and elements of composite dunes which point to the action of southerly or south-westerly winds. This proves that in the development of these dunes there existed at least two phases with different effective winds. The main dune-forming phase, during which larger parabolic dunes were formed, falls on the end of the Glacial period.

The Holocene aeolian processes, which have been lasting until now, are anthropogenic in character and in their morphological effects are restricted only deflation.

