

Józef WOJTANOWICZ

**Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej**

Генетические типы дюн Сandomирской низменности

Types génétiques de dunes dans le Bassin de Sandomierz

WSTĘP

Autorzy pierwszych, powstałych przed przeszło 60 laty, naukowych opracowań wydm Niziny Sandomierskiej dają również pogląd na temat form wydmowych. W. Friedberg (1907) sądził, że „na niżu rzeszowskim są wydmy odpowiadające barchanom prócz wydm prostolinijnych i łukowych”. Barchanom przypisuje więc pierwszeństwo, jeśli chodzi o częstość występowania. E. Romer (1906—1911), prowadząc badania w południowo-wschodniej części Niziny Sandomierskiej, udowodnił błędność mniemania o powszechnym występowaniu barchanów wśród wydm śródlądowych Europy. E. Romer widział dominowanie wydm łukowych-otwartych ku zachodowi, wydm o zdecydowanej asymetrii, zaznaczonej stromym stokiem wschodnim. Fakty te nie przeszkodziły jednak badaczowi w przyjęciu panującego wtedy poglądu o wiatrach wschodnich jako głównych wiatrach wydmotwórczych. S. Lenczewicz (1922) w swej syntezie wydm śródlądowych Polski poświęca również nieco uwagi Nizinie Sandomierskiej, gdzie widzi powszechne występowanie wydm parabolicznych (przy dużej ilości „form niekształtnych”), nawianych przez wiatry zachodnie.

Badania autora objęły środkową i wschodnią część Niziny Sandomierskiej, co stanowi obszar około 7500 km<sup>2</sup>, a więc ponad połowę powierzchni całej Niziny (około 14 000 km<sup>2</sup>). Wstępne wyniki — z wycinkowego obszaru badań — ogłoszone zostały drukiem w XX tomie niniejszego wydawnictwa (J. Wojtanowicz, 1968).

## FIZYCZNO-GEOGRAFICZNE WARUNKI ROZWOJU WYDM

Działalność wydymotwórcza jest jednym z przejawów działalności eolicznej w ogóle. Jest tym szczególnym przypadkiem, w którym następuje wyraźne zaakcentowanie i utrwalenie efektów akumulacji eolicznej. W wyniku akumulacji tworzą się formy wydymowe. Działalność wydymotwórcza *sensu stricto* jest więc z punktu widzenia morfologicznego procesem pozytywnym. Powstanie wydm uzależnione jest od zaistnienia pewnych sprzyjających warunków w środowisku geograficznym, które możemy nazwać warunkami rozwoju wydm. Ogólnie rzecz biorąc, są one następujące: cechy geologiczno-litologiczne podłoża, stosunki hydrogeologiczne, rzeźba obszaru, pokrycie roślinne, warunki klimatyczne. Oprócz więc ogólnych warunków klimatycznych i aerodynamicznych, a więc przyczyn związanych z atmosferą, bardzo poważne znaczenie mają cechy podłoża. Te ostatnie wywierają szczególnie wpływ na formy wydm — stąd duże zróżnicowanie regionalne typów wydm nawet w obrębie tej samej strefy klimatycznej. Warunki rozwoju wydm należy rozpatrywać w kompleksie ich występowania i dla konkretnego środowiska geograficznego, innymi słowy — w konkretnym regionie.

**Cechy geologiczno-litologiczne podłoża.** Podstawą do powstania wydm jest obecność odpowiednio miększych pokryw luźnych osadów piaszczystych. Najlepsze pod tym względem warunki na Nizinie Sandomierskiej istniały na terasach plejstocénskich i na równinach proluwialnych, gdzie miększe pokrywy luźnych piasków tworzą zwarte, rozległe i płaskie powierzchnie. Tam też pojawiły się największe skupiska wydm. Na płaskowyżach geologiczne warunki tworzenia się wydm przedstawiały się o wiele gorzej. Po pierwsze — utwory piaszczyste nie tworzą zwartej pokrywy, występują płatowo; po drugie — wykazują duże zróżnicowanie miąższości, często są to pokrywy bardzo cienkie (1—2 m), i wreszcie — są to różne pod względem genetycznym utwory, o niejednakowych też cechach litologicznych, strukturalnych i fizyczno-mechanicznych. Znaczny procent tych zróżnicowanych pokryw piaszczystych nie ulegał zwydmieniu ze względu na zbyt małą miąższość (na przykład cienkie pokrywy na wierzchołkach, występujące na glinach morenowych) lub z powodu dużej spoistości (na przykład piaski stokowe).

Cechy geologiczno-litologiczne podłoża stwarzają więc lepsze lub gorsze warunki rozwoju wydm. Oddziaływanie to jest nie tylko bezpośrednie (przez zróżnicowaną miąższość i spoistość, cechy granularne utworów), ale i pośrednie. W. S t a n k o w s k i (1963) zwraca uwagę, że płytkie zaleganie glin i innych utworów akumulacji lodowcowej ułatwiało rozwój roślinności. Takie same zależności oddziaływały zapewne rów-

niez na Nizinie Sandomierskiej, przy czym podobną rolę jak utwory glacialne odgrywały także łąki krakowieckie. W przypadku płytkiego zalegania glin i ilów, utworów trudno przepuszczalnych, poziom wody gruntowej był bardzo wysoki, wzrastała wilgotność piasków i mogły powstawać lokalne podmokłości. Taka sytuacja nie pozostawała z kolei bez wpływu na rozwój roślinności.

Stosunki hydrogeologiczne należy uznać za podstawowy warunek rozwoju wydym. Głębokość zalegania poziomu wody gruntowej wyznacza maksymalną, potencjalną miąższość deflacji. Należy również pamiętać o istnieniu podsiąkania kapilarnego, które powoduje nawilgocenie pewnej strefy ponad zwierciadłem wody gruntowej. Strefa ta, gdy poziom wody gruntowej leży płytko, może sięgać do powierzchni. Wysokość wzniosu wody kapilarnej w piaskach średnio- i drobnoziarnistych wynosi 10—100 cm.

Warunki hydrogeologiczne w dużym stopniu decydowały o osobliwościach rozmieszczenia, morfologii i różnicach w gęstości wydym poszczególnych prowincji wydmy, a nawet w obrębie całej strefy klimatycznej. Na ogólne warunki klimatyczne znaczny wpływ miały wiatry z sektora zachodniego, które dominowały u schyłku glacjału w Europie zachodniej i środkowej. Wiatry te, powstające między układami dwóch wyżów, skandynawskiego i azorsko-saharyjskiego (L. P e r n a r o w s k i, 1966), przynosiły wilgoć z Atlantyku. Wzrost wilgotności był prawdopodobnie przyczyną wygaśnięcia w omawianej strefie akumulacji lessu. O roli wilgotności informują badania stacjonarne na wydymie w południowo-wschodniej części pustyni Kara-kum (B. O r ł o w, 1960). W tamtejszych warunkach już przy wilgotności równej zaledwie 1% ustawał transport eoliczny piasku. Wzrost stopnia nawilgocenia podłoża, powodując wzrost współczynników tarcia i lepkości, był według L. P e r n a r o w s k i e g o (1968) przyczyną stabilizacji wydym Kotliny Śląskiej.

Wydmy obszaru Polski, występujące w dolinach i praódolinach, a także na równinach sandrowych, wykazują charakterystyczne zatopienie w osadach holoceniowych. Identyczna sytuacja występuje i na równinach plejstoceniowych Niziny Sandomierskiej. „Zatopienie” wydym Niziny Sandomierskiej doskonale jest widoczne na północnych peryferiach terasowego poziomu plejstoceniowego międzyrzecza Wisły i Sanu (na N od linii Tarnobrzeg — Rozwadów). Przykładem mogą być paraboliczne wydmy na wschód od wsi Żupawka, wał wydmy Stale — Grębów i inne. W tym podmokłym lub zabagnionym obszarze osady holoceniowe (facji powodziowej), jak również osady organiczne wypełniają rozcięcie erozyjne w dnie doliny oraz nakładają się na zwydmioną a rozczłonkowaną wyspowo powierzchnię terasy plejstoceniowej. Niezbyt dokładna powierzchniowa charakterystyka opisywanego swoistego krajobrazu wy-



dmowego może prowadzić do błędnego wniosku, że wydmy zalegają na terasie holocenijskiej. Również na Równinie Biłgorajskiej powszechnym zjawiskiem jest występowanie podmokłości i zabagnień otaczających wydmy.

Omówiona sytuacja współczesnego „zatopienia” wydm wiąże się ze zmianami położenia pierwszego horyzontu wody gruntowej. W okresie wydmotwórczym poziom ten musiał być o kilka do kilkunastu metrów niższy niż w okresach późniejszych (w holocenie), niższy też niż obecnie. Wskazuje na to analiza rozmieszczenia wydm, jak również wysokość zalegania kopalnych koryt rzecznych (pod aluwiami holocenijskimi) z fazy erozji u schyłku zlodowacenia. Obniżenie poziomu wody gruntowej nastąpiło w wyniku obniżenia bazy erozyjnej zlewiska Bałtyku w fazie regresji stadium pomorskiego ostatniego zlodowacenia. Radykalne podniesienie się poziomu wody nastąpiło w optimum klimatycznym holocenu (okres atlantycki). W holocenie zaznaczały się pewne wahania poziomu wody gruntowej, które związane były z ogólnymi zmianami klimatycznymi oraz z gospodarczą działalnością człowieka.

Współczesne stosunki hydrogeologiczne Niziny charakteryzuje również wysoki poziom wody gruntowej. Na obszarze teras plejstocenijskich dolin i na równinach proluwialnych poziom ten zalega na głębokości 0—5 m, przy czym przeważają głębokości 2—3 m. Nieco większe głębokości stwierdza się tylko na obszarze wydm (około 5 m). Poziom wody gruntowej omawianych obszarów, wykazujący często cechy wód wierzchówkowych, podlega także okresowym wahaniom dochodzącym do 2—3 m. Po intensywnych i obfitych deszczach, a zwłaszcza przy roztopach, w związku z płytkim zaleganiem wód gruntowych i małą retencją czynną obszaru, zwierciadło wód gruntowych podnosi się do powierzchni terenu.

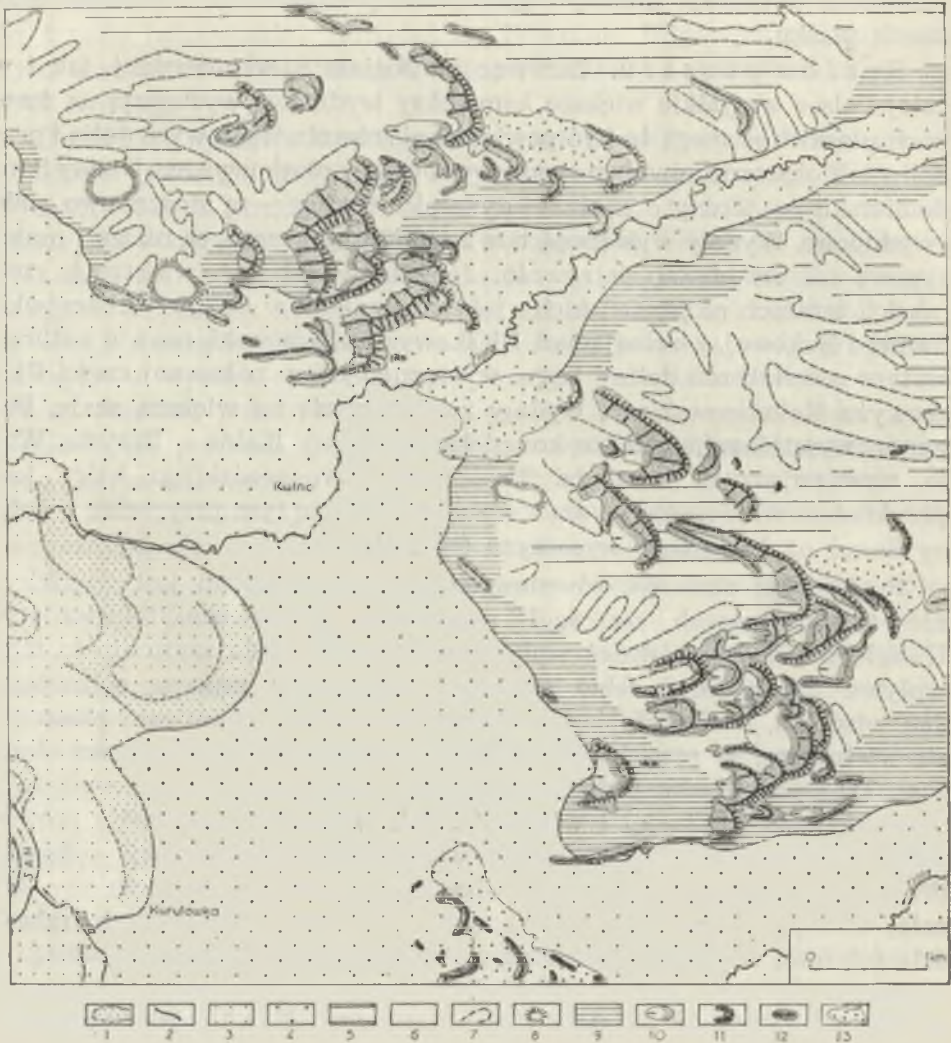
Inne stosunki hydrogeologiczne spotykamy w obrębie płaskowyżów, a zwłaszcza poza strefą dolin i obniżeń. W partiach poziomów zrównań denudacyjnych woda występuje na głębokościach 5—10 m i 10—20 m. Woda ta nie wykazuje wahań. W obszarach wierzchowinowych woda zalega w glinach morenowych lub na łąkach krakowieckich. W dolinach natomiast, jak również w nieckowatych rozszerzeniach w obrębie płaskowyżów — form wypełnionych piaskami — poziom wody gruntowej występuje płytko, do 5 m głębokości.

Wysoki poziom wód gruntowych w głównych obszarach piaszczystych Niziny Sandomierskiej stwarza warunki niekorzystne dla rzeźbotwórczej działalności eolicznej. Proces wydmotwórczy na szerszą skalę jest w takiej sytuacji niemożliwy, mimo iż nie ma przeszkód natury klimatycznej (aerodynamicznej). Szansa zaznaczenia się działalności wiatru istnieje tylko w obrębie wylesionych wydm, a więc tam, gdzie woda

gruntowa występuje głębiej i gdzie istnieje możliwość szybkiego osuszenia piasku.

Rzeźba obszaru. Zarówno na Nizinie Sandomierskiej, jak i w całej Polsce wszystkie większe kompleksy wydmore występują na terenach płaskich — mogą to być powierzchnie równin terasowych dolin i pradolin lub obszerne równiny sandrowe. Obszary płaskowyżowe Niziny Sandomierskiej — tereny o znacznej dynamice rzeźby — są stosunkowo mało zwydmione. Wydmy występują tam zwykle pojedynczo, są niższe i mniej typowe niż na obszarach równin. Jedynie w dolinach większych rzek (na ich terasach plejstocenijskich), jak na przykład w dolinie Lubaczówki, Tanwi i Bukowej, rozcinających Płaskowyż Lubaczowski, oraz w kotlinowatym rozszerzeniu doliny Łęgu, występującym w północnej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego, wydmy rozwinęły się na większą skalę. Pewnym wyjątkiem jest także kompleks wydmy Kulno — Brzyska Wola, występujący na krawędzi Płaskowyżu Tarnogrodzkiego, który jest przykładem wkraczania wydm z obszaru dolin (w tym przypadku z doliny Sanu) na krawędzie wysoczyzn (ryc. 1).

Preferencja obszarów równinnych w rozwoju wydm jest wynikiem nie tylko lepszych na ogół warunków geologiczno-litologicznych. Uwzględnić należy również wpływ samej rzeźby. Dla zrozumienia tego wpływu należy zdać sobie sprawę z charakteru procesu eolicznego. Jak wiadomo, transport piasku odbywa się w tzw. strumieniu piaszczysto-wietrznym, w przyziemnej warstwie powietrza, do wysokości około 1 m. Transport piasku jest bardzo krótki i odbywa się prawie wyłącznie przez skakanie (saltację) i wleczenie. Jak wykazały obserwacje prowadzone w obszarach podlegających współcześnie silnej erozji eolicznej (T. E. J a k u b o w, 1959), drogą saltacji przemieszcza się około 50—75% całej transportowanej masy piaszczystej. Tą drogą odbywa ruch frakcja 0,1—0,5 mm, najbardziej podatna na wywiewanie. Wleczeniu podlegają cząstki o  $\phi$  0,5—1 mm i większe. Na ten rodzaj transportu przypada 5—25% (w zależności od składu granularnego podłoża) całej transportowanej masy piaszczystej. Cząstki poniżej 0,1 mm, a szczególnie poniżej 0,05 mm, przenoszone są w formie zawiesiny. Transport tego typu ma minimalne znaczenie w tworzeniu się wydm, odwrotnie niż przy akumulacji lessu. Ilość i wielkość przenoszonych cząstek są największe przy powierzchni ziemi i szybko maleją wraz z wysokością. Na przykład przy prędkości wiatru  $v = 6 - 10$  m/sek. (na wys. 30 cm) 60—80% masy piaszczystej przenoszone jest na wysokości 0—5 cm, a ponad 90% w warstwie do 30 cm (T. F. J a k u b o w, 1959). Strumień piaszczysto-wietrzny, obejmujący najniższą warstwę powietrza, jest z natury bardzo czuły na wszelkie nierówności podłoża. Powodują one hamowanie prędkości strumienia i wywołują zmiany innych cech fizycznych, jak temperatury



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny kompleksu wydmowego na krawędzi Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (między wsiami Kulno i Brzyska Wola); 1—starorzecza, 2—krawędź terasy plejstocenijskiej, 3—terasa holocenijska, 4—terasa plejstocenijska, 5—wierzchowina (równina denudacyjna Płaskowyżu), 6—stoki, 7—doliny denudacyjne, 8—ostańce denudacyjne, 9—równina spłaszczenia podstokowego, 10—niecki deflacyjne, 11—wydmy poprzeczne asymetryczne, 12—wydmy bez wyraźnej asymetrii, 13—pola wydmowe

Plan géomorphologique du complexe dunaire sur l'escarpement du Haut Plateau de Tarnogród (entre les villages Kulno et Brzyska Wola); 1—délaissés, 2—escarpement de la terrasse du pléistocène, 3—terrasse du holocène, 4—terrasse du pléistocène, 5—haut niveau (plaine de dénudation du haut plateau), 6—versants, 7—vallées de dénudation, 8—butes témoins de dénudation, 9—plaine d'aplatissement sous le versant, 10—bassins de déflation, 11—dunes transversales asymétriques, 12—dunes sans asymétrie apparente, 13—champs de dunes



i ciśnienia. Nieskrępowany i swobodny rozwój procesu deflacji i transportu może nastąpić tylko na rozległych powierzchniach równin. O wpływie rzeźby na rozmieszczenie wydm może świadczyć fakt, że najsilniej zwydmione zostały te doliny, których bieg był równoległy do kierunku wiatrów wydmotwórczych. Przykładem pozytywnym z obszaru Niziny Sandomierskiej może być zespół wydmowy „Wilcza Wola”, znajdujący się na prawobrzeżnej terasie plejstocenijskiej środkowego odcinka doliny Lubaczówki. Powierzchnia terasy jest płaska, podmokła, miejscami zabagniona. Rozciąga się ona dość szerokim pasem (około 4,5 km) o kierunku NW—SE. Analiza geomorfologiczna wydm wykazała, że wiatry głównego okresu wydmotwórczego miały kierunek NW. Jest to kierunek zgodny z biegiem Lubaczówki, zgodny również z innymi większymi wymienionymi wyżej rzekami, rozcinającymi Płaskowyż Lubaczowski. Równoległe położenie i otwarcie dolin w stosunku do przeważających wiatrów było zdaniem autora jedną z głównych przyczyn znacznego ich zwydmienia.

Negatywny wpływ rzeźby na rozwój wydm jest widoczny w pradolinie (dolinie) Drwęcy. Mimo istnienia tam rozległych piaszczystych powierzchni terasowych brak prawie zupełnie wydm, a sporadycznie tylko spotyka się niewielkie nagromadzenie przewianych piasków. Fakt ten wydaje się W. Niewiarowskiemu (1968) dziwny, tym bardziej, że w sąsiedniej Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej powstał jeden z największych w Polsce kompleksów wydmowych. Przyczyna braku wydm w dolinie Drwęcy związana jest, moim zdaniem, z charakterem tamtej rzeźby. Dolina ma bieg (NE—SW) prawie dokładnie prostopadły do kierunku przeważających wiatrów głównego okresu wydmotwórczego, wiejących z NW. Jest ona formą stosunkowo wąską (3—8 km), ograniczoną dosyć wysokimi (4—40 m) krawędziami wysoczyzn morenowych. W dodatku dno jej nie jest płaskie — występuje tu cały system wąskich teras z mniej lub bardziej wyraźnymi krawędziami. Były to momenty niesprzyjające w rozwoju działalności eolicznej na szerszą skalę.

Roślinność jest jednym z głównych — co przyznają wszyscy badacze — czynników warunkujących powstanie wydm. Jednak różne, często sprzeczne, są opinie co do charakteru oddziaływania tego czynnika. Istnieje więc problem, czy roślinność wpływa hamująco, czy twórczo na rozwój rzeźby eolicznej. Problem ten zrodził się przy próbach wyjaśnienia genezy wydm śródlądowych w pasie klimatu umiarkowanego — w strefie lasu (łącznie z tajgą), w strefach stepu i lasostepu. Są to obszary, które w okresie wydmotwórczym znajdowały się w większości w klimacie peryglacialnym. Chodziło tu głównie o wyjaśnienie genezy wydmy parabolicznej. J. i R. K o b e n d z a (1958) reprezentują pogląd, że roślinność jest niezbędną dla formowania się wydm — roślinność zatrzymuje

piasek, wiąże go. Uważają, że była to bujna roślinność drzewiasta i krzewiasta, formowania w klimacie wilgotniejszym i cieplejszym niż obecnie. Gdy później J. Kobendzina (1961) datuje wydmy na wczesnodryasowe okresy schyłku zlodowacenia (najstarszy i starszy dryas), mówi o roślinności typu psammofilnego, która musiała istnieć jako warunek denudacji eolicznej. Z jednym faktem należy się zgodzić — z tym mianowicie, że Polska w okresach wydmotwórczych nie była nagą pustynią. W najstarszym dryasie, do którego należy odnieść początek rozwoju współczesnych wydm, panowała w Polsce środkowej (K. Wasylikowa, 1964) tundra bezdrzewna z dużym udziałem roślinności zielnej z torfem mszystym, z udziałem zarośli wierzb i brzozy karłowatej. Nie tworzyła ona zwartej pokrywy, roślinność występowała raczej kępami, w miejscach bardziej sprzyjających. Najmniej sprzyjającym siedliskiem były, jak się wydaje, jałowe, jednorodne, świeżo opuszczone przez wody piaski teras rzecznych i piaski sandrowe. Na tych piaskach powstały największe skupiska wydmowe. Brak roślinności, ewentualnie skąpa, rozrzedzona jej pokrywa jest więc warunkiem powstania wydm. Dobitnie tę zasadę podkreśla B. Fiedorowicz (1964), według którego stały lub sezonowy brak albo rozrzedzenie pokrywy roślinnej jest pierwszym, głównym warunkiem intensywnego rozwoju rzeźbotwórczej działalności wiatru we wszystkich strefach klimatycznych.

#### WIATRY WYDMOTWÓRCZE

Analiza geomorfologiczna i granulometryczna, a także badania strukturalne dokumentują dobitnie istnienie wiatrów z sektora zachodniego, efektywnych dla powstania wydm Niziny Sandomierskiej. Największe znaczenie odegrały wiatry W i WNW. Oprócz nich pewną rolę miały wiatry NW oraz WSW i SW. Istnieją pewne przesłanki do postawienia tezy, że wiatry W i WNW są „starsze” niż wiatry WSW — SW. Wiatrom W — WNW odpowiadają głównie wydmy paraboliczne, natomiast wiatrom WSW — SW zawdzięcza swe powstanie większość wydm wałowych.

Rozważania o kierunkach wiatrów wydmotwórczych pozwoliły na wydzielenie dwu faz rozwoju wydm: fazy głównej — starszej, w której panowały wiatry W — WNW i formowały się przede wszystkim wydmy paraboliczne, oraz fazy młodszej, z przeważającymi wiatrami WSW — SW, w której tworzyły się głównie wydmy wałowe. W tej drugiej fazie część wydm parabolicznych ze starszej fazy mogła ulegać rozwiewaniu. Pod koniec młodszej fazy zaznaczyła się przewaga wiatrów WNW — NW.



Wiatry wydmotwórcze starszej fazy musiały odznaczać się szczególną stałością kierunków, bowiem według W. S. Coopera (1958)\* jednym z trzech głównych warunków powstawania wydmy parabolicznej jest — obok geologicznej stabilizacji powierzchni i odpowiednio grubej pokrywy piasku — stałe jednokierunkowe działanie wiatru. Również M. A. Pietrow (1948) uważa, że przy zmiennych kierunkach wiatrów wydmy paraboliczne nie tworzą się, lecz zostają przekształcone w formy wałowe. Wiatry starszej fazy wydmotwórczej można przyrównać do współcześnie panujących wiatrów na Nizinie Sandomierskiej. Obecnie dominują również wiatry z sektora zachodniego, przy czym na sam kierunek W przypada około 23%, na wiatry SW — 16,8%, a na wiatry NW — 9,2%. Wiatry sektora zachodniego osiągają również największe prędkości — średnia roczna kierunku W (w północnej i środkowej części Niziny Sandomierskiej) wynosi 3,9 m/sek., dla SW — 3,5 m/sek. i dla NE — 3,8 m/sek. wobec 3,1 m/sek. kierunku E oraz 2,6 m/sek. kierunku NE. Wiatry W mają największą częstotliwość w lipcu i sierpniu, w każdym jednak miesiącu są wiatrami przeważającymi. Największą prędkość wiatry te osiągają w zimie, najmniejszą w lecie. Sezonowe zróżnicowanie prędkości nie miało większego wpływu na proces eoliczny, bowiem po pierwsze — różnice w prędkościach są nieznaczne, po drugie — decydujące znaczenie ma częstotliwość wiatru danego kierunku, i po trzecie — inne warunki paleogeograficzne (odmarznięty grunt, możliwość wysuszenia piasków — wyższe temperatury) powodowały, że wydmy powstawały głównie w porze letniej i na wiosnę.

O prędkościach wiatrów okresu wydmotwórczego można wnosić pośrednio na podstawie składu granularnego wydmy. Istnienie pewnych granicznych prędkości wiatrów, koniecznych do wprowadzenia ziarna w ruch, omówiono już w rozdziale o warunkach powstawania wydym. Opierając się na wyliczeniach R. A. Bagnolda i innych oraz uwzględniając średnią medianę dla wydym Niziny Sandomierskiej równą 0,266 mm, można by przyjąć, że średnie prędkości wiatrów wydmotwórczych wynosiły 4,0 m/sek. — prędkość potrzebna do toczenia ziarna, i 5,5 m/sek. — prędkość potrzebna do uniesienia ziarna. Efektywne prędkości musiały być jednak znacznie wyższe i odznaczały się dość dużymi wahaniami, na co wskazuje występowanie na przemian warstewek o ziarnie drobniejszym i grubszym. O tym, że prędkości rzeczywiste musiały być wyższe, świadczy fakt, że w każdej prawie warstewce, w każdej objętości badanego piasku występują — obok podstawowej masy drobniejszego piasku — również ziarna o większej średnicy — 0,5 mm i 1 mm. Trzeba w tym miejscu przypomnieć, że dla toczenia

\* Cytuję za J. Terasme, J. R. Mott (1959).

ziarna o średnicy 1 mm potrzebna jest prędkość 8 m/sek. Zdarzają się również w wydmach — i to często w ich stropie — soczewki żwirowe, w których może wystąpić ponad 20% ziarn powyżej 1 mm. W soczewkach tych spotyka się również żwirki o średnicy 5 mm. Mediany (Md) tych soczewek wynoszą około 0,5 mm. Powstanie soczewek należy zawdzięczać wiatrom huraganowym. Materiał w soczewkach jest słabo wysortowany i na ogół gorzej obrobiony, co uwidacznia się przede wszystkim w zmniejszonej ilości ziarn typu starczego (typ  $\gamma$ ).

Nie stwierdzono żadnego udziału wiatrów wschodnich, którym E. R o m e r (1906, 1911) przypisywał wyłączną rolę w powstaniu wydm na Nizinie Sandomierskiej. Być może, że najstarszą fazę powstawania wydm należałoby wiązać z wiatrami N, których udział można było stwierdzić na podstawie badań strukturalnych w spągowej serii wału wydmowego „Ruda Różaniecka” (wschodnia część Niziny Sandomierskiej). Jeśli w tej najstarszej fazie tworzyły się nawet wydmy (mogły to być tylko pokrywy eoliczne), to musiały one ulec całkowitemu zniszczeniu, bowiem we współczesnych formach wydmowych nie stwierdzono udziału wiatrów N.

#### TYPY GENETYCZNE WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH NA PRZYKŁADZIE WYDM NIZINY SANDOMIERSKIEJ

B. A. Fiedorowicz (1964), podając klasyfikację głównych typów form rzeźby piasków w zależności od reżimu wiatrów i stref morfoklimatycznych, wydziela również typ wydmowy (obok barchanowego i półutrwalonego) jako charakterystyczny przede wszystkim dla strefy pozapustynnej. W typie wydmowym, przy passatowym reżimie wiatru, wyróżnia następujące formy: wały przybrzeżne (poprzeczne do kierunku przeważającego wiatru), wydmy paraboliczne, wydmy podłużne (równoległe do kierunku przeważającego wiatru) i kompleksowe wydmy paraboliczne. Typ wydmowy, charakteryzujący się (według B. A. Fiedorowicza, 1964) gniazdowym i skrajnie nierównomiernym przewiewaniem, rozwija się w pasie klimatu umiarkowanego, w strefach stepu i lasostepu oraz w strefie leśnej, włączając tajgę.

Obszary wydmowe Europy, związane ze strefą peryglacialną schyłku ostatniego zlodowacenia, wykazują dużą różnorodność typów form — zarówno elementarnych, jak i form złożonych. Wszystkie główne typy form powtarzają się w zasadzie w obrębie całej strefy, ale istnieje bardzo charakterystyczne przestrzenne zróżnicowanie w ilościowym udziale, a więc w dominacji tych lub innych form. Przeważają na ogół wydmy paraboliczne, ale są obszary o przewadze wydm wałowych po-

przecnych, jak na przykład w SW części Litwy, na sandrze koło Druskiennik (H. Kristapavičius, 1960), lub obszary o przewadze wałów wydmowych podłużnych — w północnej części Nyírségu (Z. Borsy, 1961). Zarówno jednak na Litwie, jak i na Węgrzech obok obszarów z przewagą wydm wałowych istnieją tereny o dominującej roli wydmy parabolicznej. Również w Polsce, w tym i na Nizinie Sandomierskiej, występują obok siebie obszary, w których przeważają różne typy wydm. Przyczyna tego faktu leży w przestrzennym zróżnicowaniu i różnych układach jakościowych czynników warunkujących powstanie wydm. Chodzi mianowicie głównie o rzeźbę obszaru, stosunki wodne oraz miąższość i litologię pokryw piaszczystych. To zróżnicowanie w rozmieszczeniu głównych typów wydmowych nie musi być uzależnione od ewentualnych zmian w przestrzeni i w czasie reżimu wietrznego.

Na podstawie badań na Nizinie Sandomierskiej autor daje klasyfikację genetyczną głównych typów wydm śródlądowych. Próbę tę przedstawia ryc. 2. Wyróżniono formy podstawowe (elementarne) i dużą grupę form złożonych.

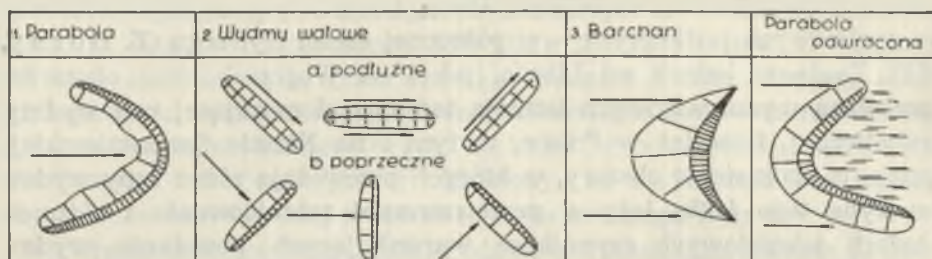
Formy podstawowe — wydma paraboliczna, wydma wałowa podłużna, wydma wałowa poprzeczna, barchan, parabola odwrócona. Wydzielenie pierwszych trzech typów nie wymaga wyjaśnień z racji ich powszechnego występowania. Wyróżnienie typu „barchan” też nie może dziwić, jakkolwiek dawno przebrzmiała już koncepcja — z czasów P. A. Tutkowskiego (1908), F. Solgera (1910) i W. Friedberga (1907) — o powszechnym występowaniu barchanów wśród wydm Niziny Europejskiej. Nieporozumienie wyjaśniono: rzekome barchany okazały się wydmami parabolicznymi. W ostatnim czasie zwrócono jednak uwagę na pojedyncze i rzadkie przypadki wydm mających cechy barchanów, które występują wśród wydm śródlądowych i związane są z wiatrami zachodnimi (W. Stankowski, 1963; Z. Alexandrowiczowa, 1962; J. Wojtanowicz, 1968).

Parabola odwrócona po raz pierwszy została wydzielona przez autora w pracy o wydmach międzyrzecza Sanu i Łęgu (J. Wojtanowicz, 1968). Jest to forma pierwotna, jednolita genetycznie, o ramionach wyciągniętych zgodnie z kierunkiem wiania wiatru. Jej odwrócenie spowodowane jest przeszkodą na drodze pochodzącej wydmy, którą mogło być na przykład podmokłe zagłębienie. Wymiarami wydma ta nie różni się od paraboli normalnej, a zdecydowanie różni się od barchanu, przede wszystkim długością ramion (ryc. 4).

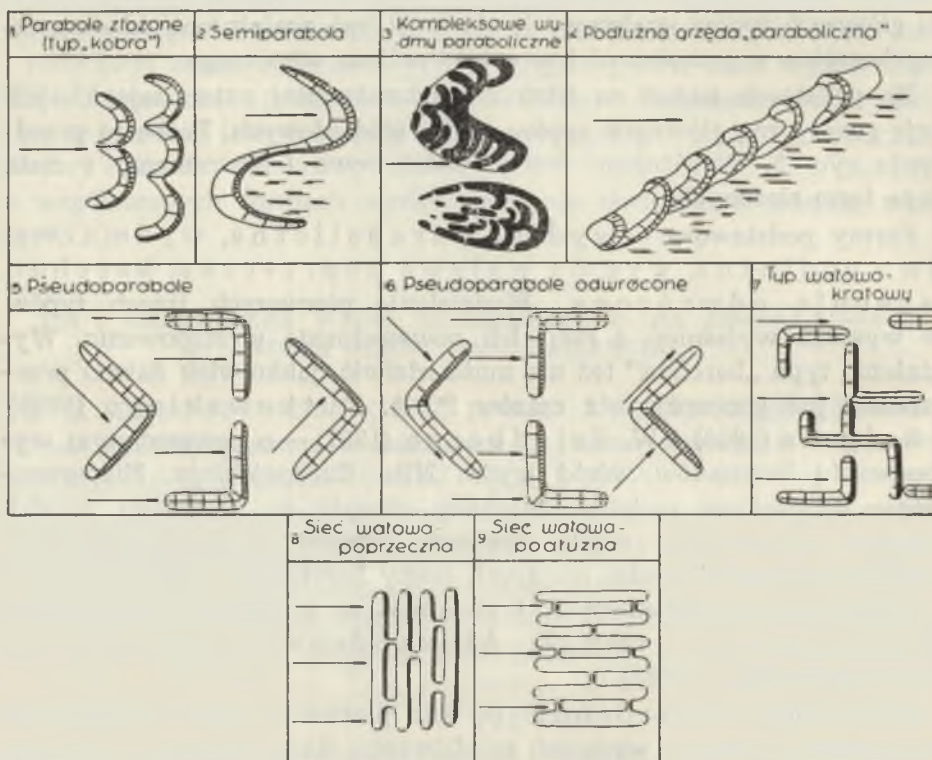
Wracając do trzech pierwszych podstawowych form wydmowych, należy zaznaczyć, że istnieje bardzo wiele koncepcji objaśniających ich powstanie. Jeśli chodzi o wydmę paraboliczną, to jej początek często wy-



## I. Formy podstawowe



## II. Formy złożone



Ryc. 2. Typy genetyczne wydym śródlądowych (na przykładzie wydym Niziny Sandomierskiej)

Types génétiques de dunes intérieures (observés dans le Bassin de Sandomierz); I. Formes de base (élémentaires): 1—parabole, 2—dunes en remparts (longitudinales, transversales), 3—barchane, 4—parabole inversée; II. Formes complexes: 1—parabole complexe (type „cobra”), 2—semi-parabole, 3—complexes de dunes paraboliques, 4—dune en râteau longitudinale „parabolique”, 5—pseudo-paraboles, 6—pseudo-paraboles inversées, 7—type de champ cloisonné, compartimenté, 8—réseau de remparts transversaux, 9—réseau de remparts longitudinaux

proceeda się od wału poprzecznego i wtedy uważa się parabolę za formę wtórną (U. Urbania k, 1967). Rezygnuję w tym miejscu z jakiegoś systematycznego omówienia poglądów na temat wydmy parabolicznej, które zresztą wielokrotnie dokonywane było przez innych autorów (m.in. R. Galon, 1958, 1959). Pragnę natomiast podkreślić, że traktuję wydmy paraboliczne, podobnie jak i inne wyróżnione tu formy podstawowe, jako wydmy jednorodną genetycznie, pierwotną, powstałą w całości w jednym cyklu eolicznym. Kształt wydmy (U-kształtny, łukowaty, V-kształtny) i wielkość mogą być bardzo różne i zależą od warunków lokalnych podłoża. Od wydmy parabolicznej należy natomiast wyraźnie oddzielić wszystkie inne formy o złożonej genezie, powstałe najczęściej z połączenia wydym wałowych, które jakkolwiek kształtem mogą przypominać parabolę normalną lub odwróconą, nie z nimi nie mają wspólnego. Są to tzw. pseudoparabole i pseudoparabole odwrócone, które tworzyć mogą kombinowany typ wałowo-kratowy.

Przykład warunków współczesnego tworzenia się wydym parabolicznych został opisany przez E. D. Mc Kee (1966) w pracy o wydymach (głównie o ich strukturze) Parku Narodowego White Sands w południowej części stanu Nowy Meksyk. Park ten znajduje się w dolinie Tularosa, między Górami San Andres od zachodu i Górami Sacramento od wschodu. Cały obszar White Sands zajęty jest przez pole wydymowe o powierzchni około 712 km<sup>2</sup>. Pole to, które wyciągnięte jest w kierunku SW — NE, ma długość około 28 km. Jego wydłużony kształt uwarunkowany jest przeważającymi (zarówno jeśli chodzi o częstość występowania, jak i prędkość) wiatrami SW. W polu, które tworzy jakby zamknięty układ aerodynamiczny, stwierdzono kilka typów wydym, występujących w charakterystycznym, określonym porządku. Poczynając od SW w kierunku zgodnym z kierunkiem wiania wiatrów mamy kolejno: wydmy kopulaste (dome — shaped dunes), wydmy poprzeczne, barchany i wydmy paraboliczne. W kierunku NE maleje również energia wiatru, co odzwierciedla się w uziarnieniu i w strukturze wydym. Piasek wydym staje się coraz drobniejszy, ale zarazem coraz lepiej wysortowany. Najlepiej więc wysortowane piaski tkwią w wydymach parabolicznych, które zawierają jednocześnie najmniej frakcji grubego piasku. Należy jeszcze dodać, że w części NE White Sands wiatry mają nie tylko mniejszą prędkość, ale są bardziej zmienne niż w części SW. Wydmy paraboliczne, mające formy U- lub V-kształtne i osiągające długości kilkuset metrów, powstały przy znacznym udziale roślinności. Wkracza ona na wydmy i zajmuje przestrzenie międzywydymowe. Jest także zasypywana, co stwierdzono w strukturze wydym. Jeśli chodzi właśnie o strukturę, to podkreślono niewielkie nachylenia warstw w wydymach para-

bolicznych, szczególnie małe w górnej partii wydym i na stoku proksymalnym, co według E. D. M c K e e świadczy przede wszystkim o znacznym ruchu postępowym (w przód) wydym.

Na podkreślenie zasługuje również fakt, że najwyższe formy wytworzyły wydmy poprzeczne. Nie są podane ostateczne przyczyny strefowego układu form w obrębie pola wydymowego. Nie postawiono też wprost zależności pomiędzy tym układem a zróżnicowanymi warunkami aerodynamicznymi.

Warto w tym miejscu przytoczyć systematykę wydym, opracowaną przez L. K á d á r a (1966), a opartą na typach transportu piasku. Autor ten uważa, że mieszany transport piasku, odbywający się zarówno przez toczenie, jak i saltację, powoduje wytworzenie się szerokich i krótkich basenów deflacyjnych oraz odpowiadających im asymetrycznych wydym parabolicznych. Transport zaś na drodze saltacji doprowadza do powstania wydym podłużnych (seif), a barchany i wydmy poprzeczne powstają przy przejściowych typach ruchu piasków: od ruchu jako zawiesiny do ruchu saltacyjnego.

Na jeden jeszcze moment warto zwrócić uwagę. Wydma paraboliczna — najbardziej typowa, charakterystyczna wydma strefy umiarkowanej — występuje również w klimacie półpustynnym. Przykładem jest właśnie White Sands, a także półpustynne, nadbrzeżne równiny nadkaspjskie w obszarze piasków Norynkum i Mujunkumów (B. A. F i e d o r o w i c z, 1964). W przylegających do równin wierzchowinach, gdzie piaski są zupełnie gołe, powstają już barchany. Według B. A. F i e d o r o w i c z a (1964) dla strefy półpustyń, z ilością opadu 175—250 mm, charakterystyczną i strefowo uwarunkowaną osobliwością rzeźby piasków jest często spotykane przeplatanie się form pozapustynnych (wydymowych) i pustynnych (barchanowych).

Wydmy paraboliczne Niziny Sandomierskiej odznaczają się często nieregularnym wykształceniem, które przejawia się w asymetrycznym rozwoju ramion, różnej ich długości, różnym stopniu odchylenia ramion, krzywej linii biegu ramion itp. Nie potwierdza się jednak zasada, która jest podnoszona w innych obszarach wydymowych Polski, o krótszym i bardziej odchylnym ramieniu północnym a dłuższym ramieniu południowym (S. L e n c e w i c z, 1922; U. U r b a n i a k, 1967). Wiąże się to najczęściej z przekształcającym działaniem wiatrów SW, które zaznaczyć się także miało w odwróceniu pierwotnej asymetrii ramienia południowego. Jeśli nawet spotyka się na Nizinie Sandomierskiej wydmy, które spełniałyby powyższe warunki, to nie są to przypadki częstsze niż formy o zupełnie przeciwstawnych nieregularnościach.

Bardzo powszechne jest występowanie wydym parabolicznych jako form złożonych. Najprostszy typ formy złożonej występuje wte-

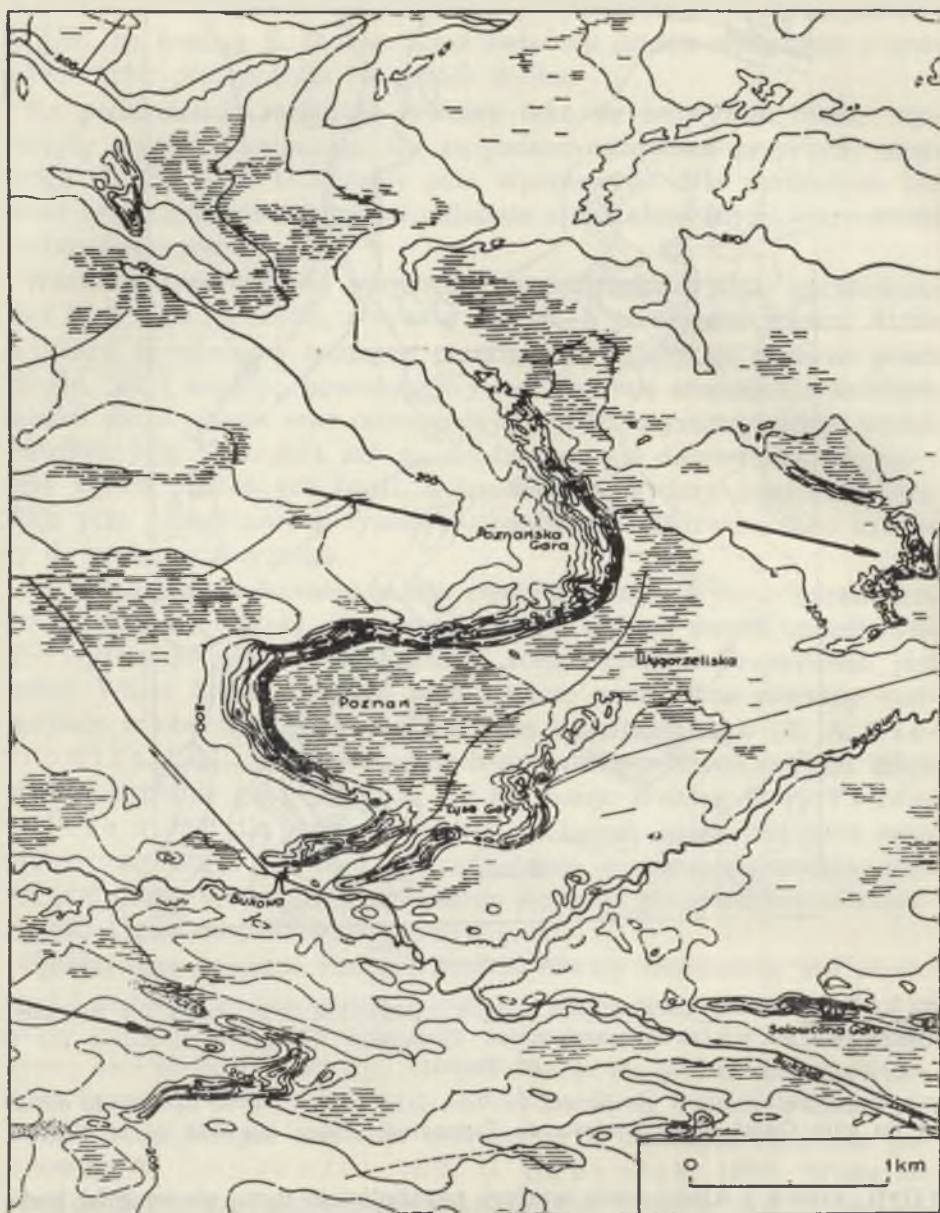




Ryc. 3. Dwie wydmy paraboliczne złożone — podwójne (typ „kobra”) z nieckami deflacyjnymi po ich stronie zachodniej. Płaskowyż Tarnogrodzki, Kusze (na S od Tanwi)

Deux dunes paraboliques complexes doubles (type „cobra”) avec bassins de déflation du côté Ouest. Haut Plateau de Tarnogród, Kusze (au Sud de la Tanew)

dy (typ „kobra”), kiedy dwie wydmy paraboliczne łączą się ze sobą końcami ramion w jednym punkcie na linii prostopadłej do kierunku wiatru (ryc. 3). W ten sposób może się łączyć dowolna ilość wydm. Bardzo interesującą odmianą tego typu połączenia jest przypadek, kiedy jedna z wydm jest parabolą normalną, a druga parabolą odwróconą. Jest to tzw. wydma złożona semiparaboliczna (ryc. 4). Bardziej skomplikowane formy powstają wtedy, gdy do prostego typu złączenia dochodzą jeszcze

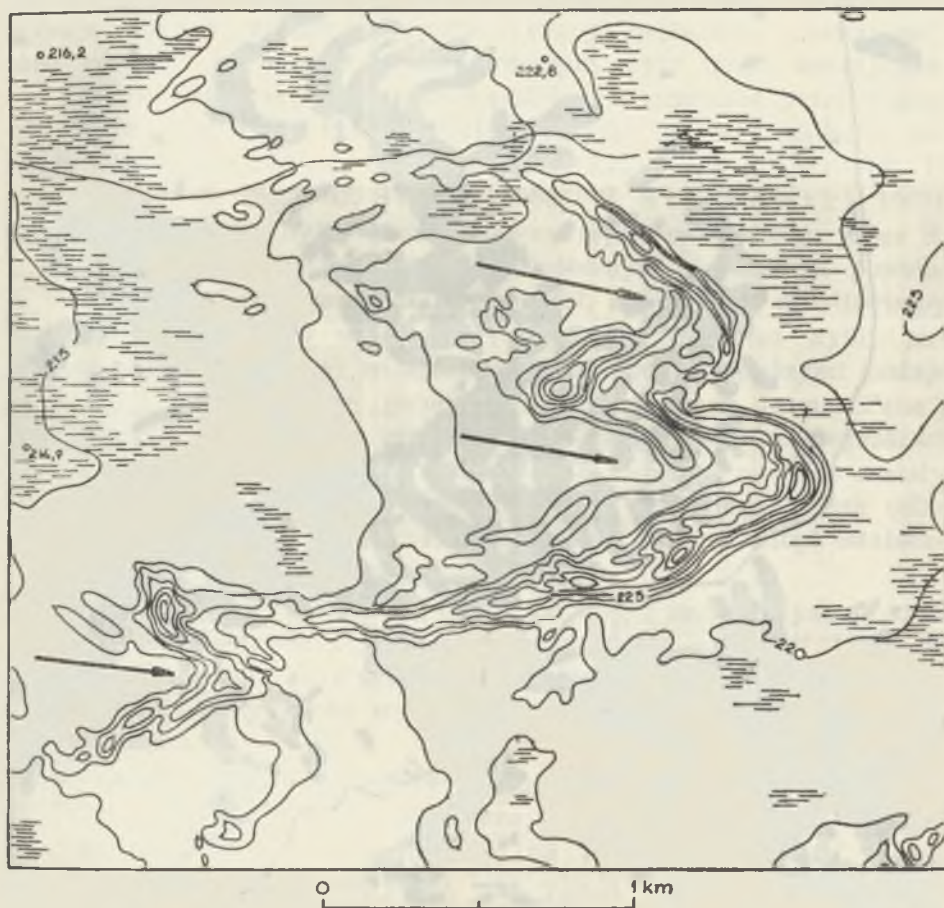


Ryc. 4. Wydma złożona semiparaboliczna — część północna („Poznańska Góra”) ma cechy paraboli normalnej, część południowa ma cechy paraboli odwróconej.

Strzałkami oznaczono kierunek wiatru wydymotwórczego

Dune complexe semi-parabolique — partie Nord („Poznańska Góra”) à caractère de parabole normale, partie Sud à caractère de parabole inversée. Les flèches indiquent la direction du vent efficace pour la formation des dunes

od strony wewnętrznej-dowietrznej kolejne wydmy paraboliczne. Powstają wtedy tzw. kompleksowe wydmy paraboliczne. Stadium początkowe takiej formy reprezentuje wydma paraboliczna złożona „Cybulne Góry” (ryc. 5), a stadium pełnego rozwoju — wydmy w kompleksie Dęba — Rozwadów (ryc. 6).



Ryc. 5. Wydma („Cybulne Góry”) paraboliczna złożona (potrójna) zatopiona wśród bagnisk i mokradeł. Równina Biłgorajska, na N od Andrzejówki  
 Dune parabolique triple de „Cybulne Góry”, noyée dans les marais et palus.  
 Plaine de Biłgoraj, au Nord de Andrzejówka

Na Syberii (nad Leną), w Centralnej Jakucji, powszechne tam kompleksowe wydmy paraboliczne nazywane są tukułanami (I. I. Niewiązki, R. A. Bidżijew, 1960). Tukułany mają w planie zwykle



formę owalu i powstały z połączenia się bardzo różnych wydym parabolicznych, które jednak nie zatraciły w kompleksie cech indywidualnych. Długość tukułanów dochodzi niekiedy do kilku kilometrów, a więc podobnie jak u wydym tego typu na Nizinie Sandomierskiej.



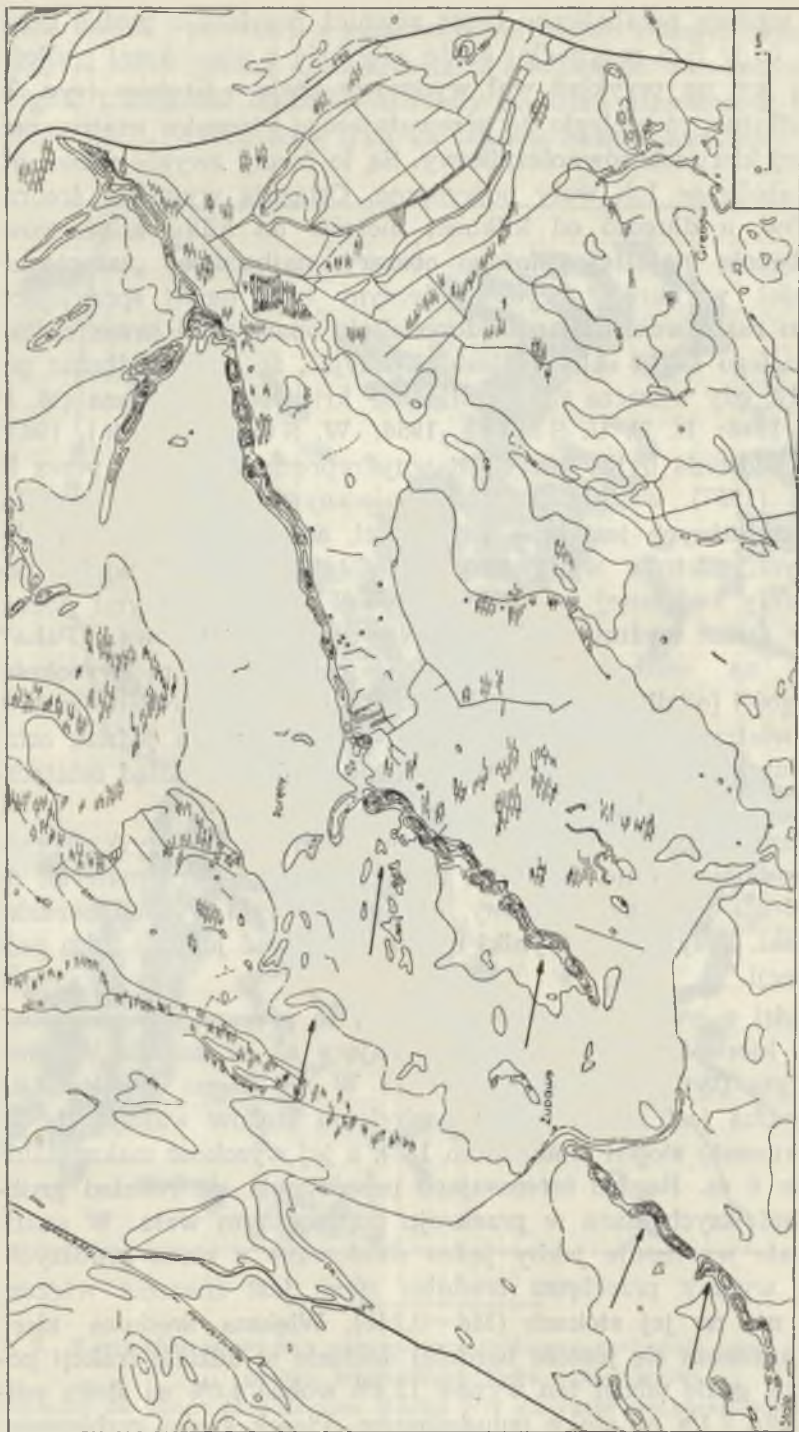
Ryc. 6. Kompleksowe wydmy paraboliczne (północno-zachodnia część dużego kompleksu wydymowego Dęba — Rozwadów)  
Complexes de dunes paraboliques (partie NW du vaste complexe dunaire Dęba — Rozwadów)

Złożone wydmy paraboliczne mogą również przybierać postać grzęd podłużnych, co w tym przypadku ściśle wiąże się z warunkami podłoża. Formą taką jest na przykład wał wydmy Stale — Grębów (ryc. 7).

Wały podłużne, równoległe do przeważającego kierunku wiatru, mają najczęściej kierunek równoleżnikowy. Są to formy zwykle niższe niż wydmy paraboliczne lub wały poprzeczne. Osiągają wysokość średnio kilku metrów, a długość od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Zajmują obecnie najniżej położone obszary, najbardziej „zatopione”, które również w okresie wydmiotwórczym były mniej sprzyjające, a w każdym razie wcześniej prawdopodobnie opanowane przez roślinność. Wobec tego faktu skłonny jestem przyjąć, że wały podłużne powstają wtedy, gdy wkracza silna roślinność krzewiasta lub inna (M. P. Pietrow, 1948; H. T. U. Smith, 1956; W. Stankowski, 1963). Taki punkt widzenia byłby przeciwstawny reprezentowanemu przez R. F. Flinta (1957), według którego koniecznym warunkiem powstania wałów podłużnych jest brak roślinności, a brak ten umożliwiałby rozwój silnych wiatrów wydmiotwórczych. Jako przykład wydmy podłużnych strefy związanej ze zlodowaczeniami kontynentalnymi podaje wspomniany autor wydmy „paha” w NE części stanu Iowa. „Paha”, występujące na osadach lodowcowych, osiągają 15 m wysokości i 16 km długości (oś dłuższa ma kierunek NW — SE), a nawiane zostały przez silne wiatry NW. Stanowisko R. F. Flinta ulega jednak osłabieniu na skutek faktu, że geneza wydmy „paha” nie jest dotąd ostatecznie wyjaśniona (F. T. U. Smith, 1964).

Pewne dane do wnioskowania o genezie wydmy można uzyskać przez badania granulometryczne. Niestety, zebrany przez autora materiał do tego zagadnienia jest zbyt skromny, aby można było wysnuć bardziej ogólne wnioski. Przytoczone wyniki można traktować jedynie jako próbę interpretacji.

Jeśli chodzi o wały wydmy podłużne, to przeanalizowano jeden tylko wał o kierunku WSW—ENE, znajdujący się w zespole wydmy złożonym (typ wałowo-kratowy) na W od Bagna Imielty Ług (ryc. 8). Wydma jest symetryczna: nachylenia stoków wahają się od kilku do kilkunastu stopni (maksimum  $13^\circ$ ), a jej wysokość maksymalna wynosi około 8 m. Bardzo interesująco przedstawia się rozkład grubszych i drobniejszych ziarn w przekroju poprzecznym wału. W analizowanym wale występuje jakby jądro zbudowane z ziarn grubszych; w grzbiecie wydmy przeciętna średnica ziarn jest znacznie większa ( $Md=0,310$ ) niż na jej stokach ( $Md=0,248$ ). Większa średnica ziarn w grzbiecie zaznacza się jeszcze bardziej dobitnie w udziale frakcji powyżej 0,5 mm, gdzie udział ten wynosi 13,4% wobec 4,0% na stoku północnym i tylko 2,1% na stoku południowym. Piasek części grzbietowej



Ryc. 7. Wał wydmy Stale — Grębow — typ grzędy „parabolicznej”  
Rempart de dunes Stale — Grębow — type de dune en râteau „parabolique”



jest również wyraźnie lepiej obrobiony ( $W_o=1000$ ) niż piasek stoków ( $W_o=840-846$ ). Fakty te potwierdzałyby genezę badanego wału jako wydmy podłużnej, równoległej do kierunku wiatru.

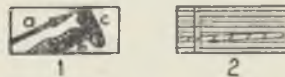


Fig. 8. Wydmy złożone — typ wałowo-kratowy; 1 — wydmy: a — kierunek wiatru wydymotwórczego, b — wał podłużny, c — wał poprzeczny; 2 — stawy (wykorzystują zagłębienia deflacyjne). Równina Biłgorajska, na W od Bagna Imielty Ług  
Complexes de dunes — type compartimenté; 1 — dunes: a — direction du vent efficace dunogène, b — rempart longitudinal, c — rempart transversal; 2 — étangs (formés dans les dépressions de déflation). Plaine de Biłgoraj, au W du marais Imielty Ług

W Nie wszystkie jednak wskaźniki jednoznacznie określają genezę wału. Z dokładniejszej analizy wynika, że stoki wału są jednak zróżnicowane, jeśli chodzi o uziarnienie, mimo że mają jednakową wielkość mediany. Stok północny ma ziarno zdecydowanie lepiej wysortowane (najlepiej w całej wydmy) od stoku południowego (najślabiej w całej wydmy). Te różnice są widoczne, jeśli uwzględnić zawartość frakcji poniżej 0,1 mm, której na stoku południowym jest 14,6%, a na stoku północnym 1,3%. Zwiększony udział frakcji najdrobniejszych jest charakterystyczny dla stoku dystalnego wydmy. Wskazywałoby to na udział wiatrów prostopadłych do osi wydmy (wiatry NW?). Trudno powiedzieć — ze względu na brak badań szczegółowych — jaka była ewentualna rola wiatrów NW. Pomocną okazać by się mogła metoda strukturalna, która powinna towarzyszyć badaniom granulometrycznym. Właśnie na podstawie badań strukturalnych U. Urbania (1967) dochodzi do wniosku, że równoleżnikowe wały wydmy Kotliny Płockiej uformowane zostały w większości przypadków przez wiatry z sektora północnego, wiejące do nich prostopadle. Wydmy te proponuje więc nazywać autorka wałami poprzecznymi.

Właściwe wały poprzeczne różnią się jednak od wałów podłużnych bardzo wyraźnie zaznaczoną asymetrią stoków: stoki proksymalne — kilka do kilkunastu stopni, stoki dystalne — zwykle powyżej  $20^{\circ}$  do  $33^{\circ}$ . W Polsce wydmy te wykazują najczęściej kierunek południkowy lub zbliżony do niego, najczęściej z odchyleniem ku NW. W połączeniu z asymetrią dowodzi to kierunków W lub SW jako kierunków wiatrów wydmytwórczych. Wały poprzeczne osiągają zwykle wysokość kilkunastu metrów (do maksimum dwudziestu kilku) i są na ogół wyższe od wałów podłużnych. Oba typy wydmy, mianowicie wały poprzeczne i podłużne, występują często obok siebie i wszystko wskazuje na to, że powstawały jednocześnie i przy takich samych kierunkach wiatru.

O powstaniu wału równoległego lub prostopadłego do kierunku wiatru zadecydowały warunki podłoża, głównie miąższość i rozległość pokryw piaszczystych, stopień suchości piasku, co związane jest z głębokością zalegania poziomu wody gruntowej, a także stosunki fitosocjologiczne i geomorfologiczne (wysokość powierzchni, jej kształt — usytuowanie w stosunku do wiatrów efektywnych i inne). Wydmy wałowe poprzeczne powstawały przy bardziej sprzyjających (optymalnych) warunkach. Tego zdania jest S. S. Korżujev (1960), który opisuje współcześnie tworzące się wydmy w dolinie Leny, w warunkach tajgi syberyjskiej. Według niego wydmy poprzeczne powstają przy dużych powierzchniach piaszczystych i przy jednorodnym składzie ziarn piasku. Potwierdza to również B. A. Fiedorowicz (1960) w pustyni Karakum, wykazujący także, że wały poprzeczne i podłużne powstają jed-

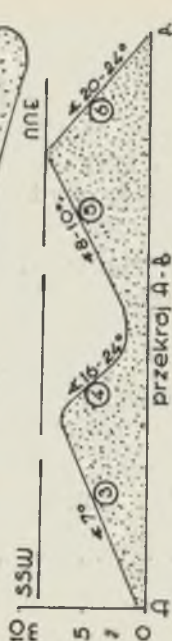
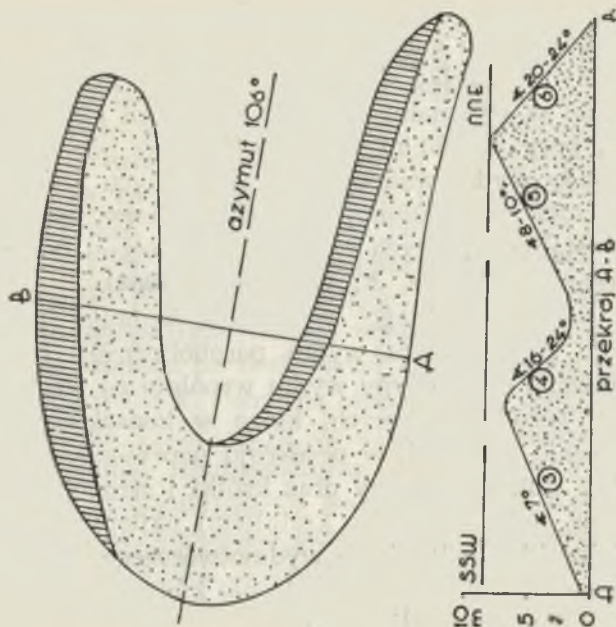
nocześnie, w tych samych warunkach aerodynamicznych. Wały podłużne występują tam na przestrzeniach między wałami poprzecznymi, co tworzy bardzo charakterystyczny układ dwuplanowy, jakby drabinę (typ kratowy). Wały podłużne są wydmami znacznie krótszymi i niższymi — o wysokości do 10 m, przy 30—60 m wysokości wałów poprzecznych. Podobne (kratowe) układy wydm wałowych — podłużnych i poprzecznych — występują również w południowej części Sahary, w Basenie Czadu. Wydmy te powstały w suchych okresach plejstocenu pod wpływem wiatrów ENE (A. T. Grove, A. Warren, 1968).

Podobnie jak dla wału podłużnego wykonano badania granulometryczne w przekroju poprzecznym wydm parabolicznych i wałów poprzecznych. Potraktowano oba te typy wydm wspólnie ze względu na podobieństwo procesów aerodynamicznych, które w konsekwencji doprowadziły do wytworzenia asymetrii w przekroju poprzecznym wydm. Powstał długi i łagodny stok dowietrzny oraz krótki i stromy stok odwietrzny. Te dwa różne stoki (łącznie z kształtem) najlepiej określają typ wydmy i wskazują na kierunek wiatru wydmiotwórczego. We wskaźnikach uziarnienia i obróbki szukano potwierdzenia kierunku transportu oraz określenia dynamiki procesu eolicznego.

Przede wszystkim stwierdzono drobnienie materiału zgodnie z kierunkiem wiania wiatru: najgrubsze więc ziarno występuje na stoku proksymalnym ( $Md=0,263$ ), najdrobniejsze — na stoku dystalnym ( $Md=0,230$ ). Na tym ostatnim ma miejsce zwiększenie zawartości frakcji najdrobniejszej, poniżej 0,1 mm. Te zależności są zgodne z wynikami W. Stankowskiego (1963), który szczegółowo badał zagadnienie. Stok dystalny, będący strefą akumulacji, osiadania materiału — również tego, który jest transportowany w formie zawiesiny — wykazuje niższy wskaźnik obróbki niż stok proksymalny. Różnice w obróbce pomiędzy poszczególnymi częściami wydmy są prawdopodobnie wynikiem selekcji eolicznej.

Na koniec przykładów wykorzystania badań granulometrycznych dla genetycznej klasyfikacji wydm przytaczam charakterystykę wydmy mającej w planie cechy barchanu. Znajduje się ona na przedpolu dużej wydmy parabolicznej, na wyniosłości mającej kształt równoleżnikowego wału (ryc. 9). Ramiona tej wydmy są — w proporcji do całej formy — bardzo długie, co jest cechą obcą barchanom. Wyciągnięte są one na wschód, odwrotnie niż u wydmy parabolicznej. Bliższa analiza morfologiczna wykazała, że rzekomy barchan składa się z dwu równoległych, złączonych ze sobą po stronie zachodniej, asymetrycznych wałów wydmy. Stoki SW okazały się stokami proksymalnymi ( $7-10^\circ$ ), stoki NE — dystalnymi ( $16-24^\circ$ ). Wał północny jest wyższy (wysokości około 8 m) od wału południowego (wysokości około 6 m) i wykazuje nieco





Ryc. 9. Po lewej: Plan hipsometryczny pseudobarchanu (181,9 m n.p.m.) znajdującego się na przedpolu wydmy parabolicznej. Piaskowyz Tarnogrodzki. Domostawa. Po prawej: Szkic morfologiczny i przekrój pseudobarchanu. Cyfry w kółkach oznaczają numery prób

A gauche: plan hipsométrique d'une pseudo-barkhane (181,9) située à l'avant d'une dune parabolique. Haut Plateau de Tarnogrod, Domostawa. A droite: plan morphologique et coupe de la pseudo-barkhane. Les chiffres en cercles indiquent les numéros des échantillons de sol prélevés

Tab. 1. Stosunki uziarnienia w wydmie o cechach barchanu (próbki 3—6) i w wydmie parabolicznej (próbki 1—2). Domostawa (patrz ryc. 9)  
 Conditions de granulation dans la pseudo-barthane (échantillons 3—6) et dans la dune parabolique (échantillons 1—2) de Domostawa (Cf. fig. 9)

Nr próbki	Pochodzenie piasku	Skład mechaniczny w % wagowych										Md	So (Trask)	D ( $Q_3-Q_1$ )
		0,08 poniżej	0,08—0,10	0,10—0,25	0,25—0,50	0,50—0,80	0,80—1,00	1,00—2,00	powyżej 2,00					
1.	Przedpole w. parab. .	26,0	3,8	34,1	28,6	3,8	1,7	1,0	1,0	0,189	2,096	0,268		
2.	Wydma paraboliczna .	0,3	1,6	50,1	47,6	0,3	0,1	0,0	—	0,254	1,482	0,202		
3.	Pseudobarchan . . .	0,7	0,5	46,9	48,2	3,2	0,4	0,1	0,0	0,260	1,490	0,213		
4.	Pseudobarchan . . .	0,9	13,4	36,4	47,2	1,9	0,2	0,0	—	0,247	1,623	0,234		
5.	Pseudobarchan . . .	1,1	0,8	57,2	40,3	0,5	0,1	0,0	—	0,226	1,472	0,188		
6.	Pseudobarchan . . .	1,6	10,9	57,3	30,0	0,2	0,0	0,0	—	0,198	1,487	0,161		

Tab. 2. Obróbka ziarn kwarcu frakcji 0,8—1 mm w pseudobarchanie (prb. 3—6) i w wymie parabolicznej (prb. 1—2). Domostawa (patrz ryc. 9)\*

Façonnage des grains de quartz à fraction 0,8—1 mm dans la pseudo-barkhane (échant. 3—6) et dans la dune parabolique (échant. 1—2) de Domostawa (Cf. fig. 9)

Nr próbki	Udział w % ilościowych w klasach kątowych										Główne typy obróbki			
	γ		β		α		Ce	Wo	Nm	Oe	γ	β	α	
	Dobra obróbka 0—8° Typ starszy	Typ pośredni, dojrzały 8—16°	Bez obróbki 16—24° Typ młodociany	Bez obróbki 16—20°	α <sub>2</sub> 20—24°	α <sub>1</sub>								
	γ <sub>2</sub> 0—4°	γ <sub>1</sub> 4—8°	β <sub>2</sub> 8—12°	β <sub>1</sub> 12—16°	α <sub>2</sub> 16—20°	α <sub>1</sub> 20—24°								
1.	Przedpole w. parab. . . . .	3,3	10,2	13,5	30,5	32,4	10,1	15,6	790	6,4	13,5	44,0	42,5	1,37
2.	Wydma paraboliczna . . . . .	0,8	9,8	19,7	20,4	29,6	19,7	15,8	750	8,6	10,6	40,1	49,3	2,26
3.	Pseudobarchan . . . . .	7,6	19,1	11,2	19,7	33,8	8,6	14,7	910	10,3	26,7	30,9	42,4	1,37
4.	Pseudobarchan . . . . .	4,6	18,2	17,6	19,2	36,4	4,0	14,3	920	9,1	22,8	36,8	40,4	1,43
5.	Pseudobarchan . . . . .	5,7	11,5	12,5	34,3	31,3	4,7	14,8	870	6,2	17,2	46,8	36,0	1,46
6.	Pseudobarchan . . . . .	4,1	17,6	18,5	16,4	31,6	11,8	14,4	860	9,7	21,7	34,9	43,4	1,55

\* Analizy wykonano metodą granifformometrii mechanicznej B. Krygowskiego (1964); Wo — wskaźnik obróbki i Nm — wskaźnik niejednorodności obliczone są przy pomocy odpowiednich wzorów B. Krygowskiego;

Ce — średni kąt staczenia ziarna, Oe — uproszczony wskaźnik obróbki obliczony wg wzoru:  $\frac{\alpha + \frac{1}{2}\beta}{\frac{1}{2}\beta + \gamma}$



większe nachylenie stoków. Wyniki analizy granulometrycznej potwierdzają charakter stoków, kierunek transportu eolicznego i jednocześnie kierunek wiatru wydmotwórczego (tab. 1, 2). Są to wiatry SW. W kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru obserwujemy konsekwentne maleńkie ziarna. Stoki proksymalne mają ziarno grubsze, a stoki dystalne — charakterystyczne i w tym przypadku bardzo wybitne wzbogacenie we frakcję najdrobniejszą, poniżej 0,1 mm. Stoki proksymalne mają również ziarno lepiej wysortowane. W obróbce nie ma większych różnic pomiędzy stokami, jest natomiast wyraźna różnica pomiędzy poszczególnymi wydmi. Wał południowy pseudobarchanu ma ziarno wyraźnie lepiej obrobione ( $W_o=910-920$ ) niż wał północny ( $W_o=870-860$ ) i tak samo jak pseudobarchan jako całość wykazuje wyższe wskaźniki obróbki od zalegającej po stronie wschodniej wydmy parabolicznej.

Omówione typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej nie wyczerpują wszystkich występujących tam form wydmowych. Nie uwzględniono form nieregularnych — pagórków i kopców eolicznych. Bardzo szeroki jest również wachlarz form złożonych, tworzących przeróżne kombinacje połączeń różnych genetycznie wydm. Ważną rolę odegrały w tym warunki lokalne podłoża, które wpłynęły w sposób dość istotny na kształt wydm, powodując deformacje i powstanie form wymuszonych.

W celach porównawczych przytoczono tablicę typów wydm na Polesiu (ryc. 10). Znajdujemy tam wiele form identycznych i podobnych,

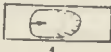


Ryc. 10. Typy wydm (opracowane na podstawie zdjęć lotniczych) na sandrowo-aluwialnych równinach Polesia (według „Deszifrowanie czwartorzecnych osadzeń Russkiej rawniny” — oprac. zbiorowe, Izd. „Nauka”, M.-L., 1966)

Types de dunes (d'après photos prises d'avion) sur les plaines d'alluvions et de sandr du Polesie (cf. „Deszifrowanie czwartorzecnych osadzeń Russkiej rawniny, ouvrage collectif, Izd. „Nauka”, M.-L., 1966)



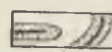
0 1km



1



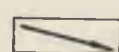
2



3



4



5

ale również pewne odmienne, do których można zaliczyć wydmy koliste zamknięte. Takich form nie spotyka się na Nizinie Sandomierskiej. Według B. A. Fiedorowicza (1964) wydmy koliste są charakterystyczne dla konwekcyjnego i interferencyjnego reżimu wietrznego.

#### WIEK WYDM NIZINY SANDOMIERSKIEJ I ZAGADNIENIE RÓWNOCZESNOŚCI FAZ WYDMOTWÓRCZYCH W POLSCE

Badania ostatnich lat, głównie palynologiczne, utwierdziły tezę o późnoglacialnym wieku wydm śródlądowych Polski. Najlepsze warunki do powstania wydm istniały w zimnych okresach późnego glacjału, a więc w najstarszym dryasie, starszym dryasie i młodszym dryasie. Procesy eoliczne, które rozwijały się w młodszym dryasie, przedłużyły się na początek okresu preborealnego. W nowszych opracowaniach wyjątkowo wypowiedane są opinie przyjmujące inną dolną lub górną granicę wieku wydm jakiegokolwiek obszaru w Polsce. Takie odmienne stanowisko reprezentuje W. Stankowski (1963), według którego początek tworzenia się wydm na Sandrze Nowotomyskim przypada na stadiał pomorski lub nawet na okres jednej z oscylacji poprzedzającej ten stadiał. Z drugiej zaś strony wydmy Basenu Szczecińskiego, zaczynające powstawać w młodszym dryasie lub w preboreale, miały się także tworzyć w okresach borealnym i subborealnym.\*

Na podstawie wszystkich zebranych dowodów i przesłanek przeprowadzono datowanie wydm Niziny Sandomierskiej (tab. 3). Autor oparł się zarówno na analizie geomorfologicznej, hydrogeologicznej i geologicznej obszarów zwydmionych, jak również na opracowaniach archeologicznych i przede wszystkim na opracowaniu palynologicznym K. Mammakowej (1962) o roślinności na Nizinie Sandomierskiej w późnym glacialu i holocenie. Z opracowanych przez K. Mammakową czterech torfowisk, pochodzących z Niziny Sandomierskiej, wykorzystano do ściślejszego datowania dwa z nich: Obary i Imielty Ług — torfowiska

---

\* Przyjęcie przez W. Stankowskiego (1963) częściowo holocenijskiego wieku wydm Basenu Szczecińskiego jest sprzeczne z jego poglądem na temat genezy warstwy bezstrukturalnej (w wydmach) jako wyłącznie peryglacialnej.

---

Ryc. 11. Wydmy wokół Bagna Imielty Ług; 1 — niecki deflacyjne, 2 — wydmy asymetryczne, 3 — wydmy bez wyraźnej asymetrii zboczy, 4 — wały o charakterze ostańców deflacyjnych, 5 — kierunki wiatrów wydmotwórczych

Dunes entourant le marais Imielty Ług; 1 — cuvettes de déflation, 2 — dunes asymétriques, 3 — dunes sans asymétrie apparente des versants, 4 — remparts à caractère de buttes témoins de déflation, 5 — directions des vents efficaces dunogènes



śródwymowe (ryc. 11). Do datowania wykorzystano również analizę gleb kopalnych.

Pogląd autora na wiek wydm Niziny Sandomierskiej został po raz pierwszy wyrażony w pracy z r. 1968 (J. Wojtanowicz, 1969). W stosunku do tego opracowania nie zaszły obecnie większe zmiany natury merytorycznej. Różnica polega głównie na rozszerzeniu zakresu materiału dowodowego i uzupełnieniu dotyczącym holocenijskiego etapu rozwoju wydm.

Główna faza wydmotwórcza Niziny Sandomierskiej przypada na schyłek glacjału — okres przedallerödski, przy czym nie ma tymczasem żadnych podstaw do rozbicia tego stosunkowo długiego okresu na najstarszy i starszy dryas. Czas trwania tych dwu zimnych okresów dryasowych wyraża się stosunkiem 10 : 1 i dlatego też wydaje się, że najsilniejszy rozwój wydm przypadł na najstarszy dryas. Pannał wtedy suchy klimat subarktyczny, o średniej temperaturze lipca (w środkowej Polsce) 10—13°; istniały warunki tundry bezdrzewnej z zaroślami wierzb i brzozy karłowatej w miejscach bardziej wilgotnych (K. Wasylikowa, 1964). Krótkie (czas trwania — 400 lat) ocieplenie Böllingu zostało zaznaczone w środkowej Polsce rozwojem pokrywy glebowej, zachowanej tylko płatowo w postaci silnie zniszczonej (A. Dylikowa, 1968). Jeśli uwzględnimy fakt, że jednym z głównych warunków powstania wydm jest brak roślinności drzewiastej i w ogóle uboga szata roślinna, to okres głównej fazy wydmotwórczej (późny glacjał przed Allerödem) spełniał ten warunek po raz ostatni dla całego obszaru.

Wydm na Nizinie Sandomierskiej mogły powstać na uformowanej ostatecznie terasie bałtyckiej, tzn. po zakończeniu plejstocenijskiej akumulacji fluwialnej na tej terasie, oraz po ustaniu plejstocenijskiej akumulacji proluwialnej. Wydm są najmłodszym elementem rzeźby obszaru. Powstały one na starych pokrywach eolicznych i na starej, zniszczonej rzeźbie eolicznej o charakterze deflacyjnym, które można by datować na pełnię glacjału.

U schyłku plejstocenu zaistniały sprzyjające warunki dla rozwoju wydm na szeroką skalę ze względu na dość istotną zmianę klimatu. Nastąpiło mianowicie znaczne ocieplenie, które spowodowało degradację wiecznej zmarzliny — całkowitą lub częściową, ale na tyle znaczną, że mogło zaistnieć ogólne osuszenie obszaru, w tym również piaszczystych teras i równin proluwialnych. Wydm powstały przy znacznie niższym (około 10 m) niż współcześnie poziomie wody gruntowej. Miało to miejsce bezpośrednio po okresie silnego wcięcia się rzek u schyłku plejstocenu a przed akumulacją organogeniczną w dolinach i zagłębieniach. Najniższy poziom wody gruntowej, jak to wynika z analizy pro-

filu torfowiska Obary, opracowanego przez K. M a m a k o w ą (1962), istniał przed Allerödem. W Allerödzie i na początku młodszego dryasu istniały jeziora w misach deflacyjnych, co świadczy o podniesieniu się — w stosunku do poprzedniego okresu — poziomu wody gruntowej.

Za istnieniem głównej fazy wydymotwórczej przed Allerödem przemawia fakt, że początek rozwoju torfowisk w obszarach wydymowych przypada właśnie na Alleröd, a w profilach brak jest przewarstwień — jedynie ewentualne zapiaszczenie w starszym dryasie i na początku okresu borealnego.

W fazie głównej tworzyły się głównie wydmy paraboliczne, formowane przez wiatry W — WNW.

Na okres młodszego dryasu i połowę okresu preborealnego przypada młodszą fazą wydymotwórczą, prawie czterokrotnie krótsza w czasie od poprzedniej. Okres ten dokumentuje wspomniane zapiaszczenie profilów torfowych oraz początek drugiej fazy rozwoju torfowisk. Panowały wtedy wiatry WSW — SW, a powstawały głównie wydmy wałowe. Dochodziło także do nieznacznego przekształcenia wydym parabolicznych z poprzedniej fazy, w głównej mierze już utrwalonych. Rozwój procesów w młodszej fazie uległ w stosunku do poprzedniej znacznemu ograniczeniu przestrzennemu w wyniku wyższego poziomu wody gruntowej. Fakt wyższego poziomu wody gruntowej w młodszym dryasie znajduje potwierdzenie i w innych obszarach wydymowych, na przykład w dolinie środkowej Prozny (K. T o b o l s k i, 1966). Podniesienie się poziomu wody gruntowej w późnym glacie wywołane jest, poza przyczynami lokalnymi, stałym podnoszeniem się bazy erozyjnej w związku ze wzrostem poziomu wszechoceanu. I tak jeśli w fazie maksymalnej ostatniego zlodowacenia linia brzegowa na zachodzie Europy znajdowała się na wysokości izobaty 100 m, a na północy Skandynawii 200 m, to w Allerödzie poziom oceanu światowego był o 50 m niższy od poziomu współczesnego, w młodszym dryasie o około 40 m, a w okresie preborealnym (Morze Yoldia II) — około 25 m niższy od współczesnego (W. G r i c z u k, 1965).

Klimat młodszego dryasu, jakkolwiek chłodny i kontynentalny, był łagodniejszy od klimatu najstarszego i starszego dryasu. Na Nizinie Sandomierskiej panowały wówczas płyty lasów sosnowo-brzozowych z domieszką modrzewia i wierzb. Również w okresie preborealnym, szczególnie w starszej fazie, lasy — mimo znacznego ocieplenia — nie osiągnęły pełnego zwarcia i na dużych otwartych przestrzeniach rozwijały się procesy wydymotwórcze.

Silny rozwój roślinności drzewiastej na przełomie okresów preborealnego i borealnego kładzie ostatecznie kres działalności wydymotwór-

czej. Na okres borealny i atlantycki przypada wytworzenie się gleb bielcowych na wydmach.

Dwufazowości rozwoju wydym Niziny Sandomierskiej dowodzą wykonane przez autora badania strukturalne. W profilach wydym stwierdzić można mianowicie istnienie dwu serii piasków, każdej o innym nachyleniu i biegu warstw. Dolna seria wskazuje na wiatry NW — NNW, górna zaś na wiatry WSW — SW.

Ważne fakty, dostarczające przesłanek do datowania wydym, przynoszą badania archeologiczne. Powszechnie na wydmach występuje osadnictwo mezolityczne, reprezentowane przez tzw. kulturę tardenuaską (7900—4500 lat p.n.e.). S. K. Kozłowski (1967) wymienia na Nizinie Sandomierskiej 12 wydymowych stanowisk tej kultury. O stanowiskach mezolitycznych „na częściowo zalesionych wydmach piaszczystych pod Dębicą” wspomina A. Żaki (1962). Nie brak oczywiście na wydmach kultur młodszych — neolitycznych i z epoki brązu (J. Potocki, 1958). Początek rozwoju kultur mezolitycznych przypada na połowę okresu preborealnego. Wydmy muszą być oczywiście starsze od tej granicy.

Ostatnio S. K. Kozłowski (1967) znajduje na wydmach w SE części Polski materiały późnopaleolityczne. Wymienia cztery stanowiska, w tym dwa na Nizinie Sandomierskiej (Posieraków, pow. Biłgoraj i Butomierz, pow. Lubaczów) oraz dwa na Wyżynie Lubelskiej (Rachów i Urzędów, pow. Kraśnik). Sprawa wymaga jednak potwierdzenia i prawdopodobnie dokładniejszych badań. Warto jednak pamiętać, że większość archeologicznych stanowisk późnoplejstoczeńskich w Polsce usytuowana jest na wydmach (W. Chmielewski, J. Kostrzewski, K. Jądźewski, 1965). Według tego samego źródła „wieku najstarszych zespołów kulturowych późnoplejstoczeńskich, znanych dotychczas z Polski, nie można przesunąć poza interstadiał allerödski”. Tak więc kultury paleolityczne dobrze dokumentowałyby główną (przedallerödzką) fazę wydymotwórczą.

Holoczeńskie procesy eoliczne mają podłoże antropogeniczne, a w efektach morfologicznych ograniczają się wyłącznie do rozwiewania (niszczenia) wydym. Możemy więc mówić o holoczeńskiej fazie rozwiewania wydym, której początek przypada na okres subborealny. Procesy te trwają do chwili obecnej. Holoczeńska faza rozwiewania wydym związana jest z wiatrami zachodnimi, o czym świadczy niszczenie gleb kopalnych, głównie na stoku proksymalnym (zachodnim) wydym.

Dokonany przez autora schemat rozwoju wydym Niziny Sandomierskiej i jego porównanie z istniejącymi schematami dla Polski środkowej i północnej, a także pełne wykorzystanie literatury palynologicznej i archeologicznej, która w części jest tylko cytowana, skłania autora do przekonania o jednoczesności faz wydymotwórczych na



obszarze całej Polski. Wydmy w Polsce powstały w późnym glacjale, a działalność wydmotwórcza *sensu stricto* zakończyła się w okresie preborealnym (tab. 4). W moim przekonaniu nie znajduje potwierdzenia teza, według której im dalej na południe, tym wydmy są coraz starsze (S. Majdanowski, 1958; H. Maruszczyk, 1968). Wydmy zarówno z fazy przedalleródzkiej, jak i z młodszego dryasu występują na obszarze całej Polski. Stwierdzono je również w Holandii, Belgii, Danii, północnej Francji, w NW części Niemiec (J. de Ploey, 1964; A. Dücker, G. C. Maarleveld, 1957; G. C. Maarleveld, 1960, 1964; T. van der Hammen, 1953, 1957; N. K. Jacobsen, 1960; E. Schönhals, 1957), a także w Czechosłowacji (S. Janšák, 1950; J. Bárta, 1957; J. Sekyra, 1961). W późnym glacjale i na początku holocenu — w trzech odrębnych fazach — tworzyły się wydmy na międzyrzeczu Dunaju i Cisy (J. Marković-Marjanović, 1964—1967). Wynika z tego, że na obszarze całego Nizy Europejskiego i poza nim procesy wydmotwórcze przebiegały jednocześnie, na co zwróciła już uwagę K. Wasylikowa (1964).

## LITERATURA

1. Alexandrowiczowa Z.: Piaski i formy wydmowe Pustyni Błędowskiej (Sables et dunes du désert de Błędów). Ochrona Przyrody, R. 28, 1962, s. 225—253.
2. Bárta J.: Pleistocénne piesocne duny pri Sredi a ich paleolitické a mesolitické osiedlenie. Slovanska Archeologia, t. 5, z. 1, 1957.
3. Borys Z.: A Nyírség természeti földrajza (Physische Geographie der Nyírség). Földrajzi Monografiák 5, Budapest 1961.
4. Dylikowa A.: Fazy rozwoju wydm w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie (Les phases du développement des dunes pendant le Pleistocène tardif). Folia Quaternaria, 29, Kraków 1968, s. 119—126.
5. Dücker A., Maarleveld G. C.: Hoch-und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. Geol. Jb., 73, 1957, s. 215—234.
6. Fiedorowicz B. A.: Woprosy proischozhdienija i formirowanija piesczanogo rieljefa pustyni. Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, XXXIX, Problemy geomorfologii, 1948, s. 160—183.
7. Fiedorowicz B. A.: Osnownyje czerty rieljefa pieskow pustyni Karakumy. Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, LXXX; Proischozhdienije piesczanogo rieljefa i lessa, 1960, s. 30—59.
8. Fiedorowicz B. A.: Zonalnost' eołowego rieljefoobrazowanija. Razwitiije i priobrazowanije geografczeskoj sriedy, Izd. „Nauka”, 1964, s. 92—110.
9. Flint R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. New York—London, 1957 (tłum. na jęz. ros., Moskwa 1963).
10. Friedberg W.: Kilka uwag w sprawie wydm nizy rzeszowskiego. Kosmos, XXXII, Lwów 1907, s. 215—218.

11. Galon R.: Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce (Sur les dunes continentales en Pologne). *Wydmy śródl. Polski*, cz. I, Warszawa 1958, s. 13—31.
12. Galon R.: New Investigation of Inland Dunes in Poland. *Przegl. Geogr.*, XXXI, Suppl., 1959, s. 93—110.
13. Griczuk W.: Paleogeografia Siewiernoj Jewropy w pozdnim plejstocenie. Poslednij Jewrop. lednikowyj pokrow (k VII kongressu INQUA). *Izd. „Nauka”*, 1965, s. 166—175.
14. Grove A. T., Warren A.: Quaternary Landforms and Climate on the South Side of the Sahara. *Geogr. Journal*, 134, 2, 1968, s. 194—208.
15. Jakubow T. F.: Nowyje dannyje po izuczeniju wietrowej erozii poczw i bor'bie s niej: I. O prirodie i dinamike razwitija processow wietrowej erozii poczw. *Poczwowiedienije*, 1959, 7, s. 41—52; II. O wlijanii charaktiera powierchnosti na poczwie i jeje swojstw na razwitije wietrowej erozii. *Poczwowiedienije*, 11, 1959, s. 66—77.
16. Jansak S.: Eolické formacie na Slovensku. *Zemepisny sbornik (SAV)*, II, 1—2, s. 5—48 (część I); 3—4, s. 1—69 (część II). Bratislava 1950.
17. Kádár L.: Az eolikus felszíni formák természetes rendszere (Natural System of Eolian Landforms). *Földrajzi Ertesítő*, XV, 4, Budapest 1966, s. 413—448.
18. 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.
19. Kobendzina J.: Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej (Attempt to Date Dunes in the Kampinos Primeval Forest). *Przegl. Geogr.*, XXXIII, 3, 1961, s. 383—399.
20. Korżujew S. S.: Riecznyje diuny i usłowija ich obrazowanija (na primierie diun dolin Leny). *Trud. Inst. Geogr. AN SSSR*, LXXX; *Proischożdzenije piesczanogo rieljefa i lessa*, 1960, s. 3—29.
21. Kozłowski S. K.: Uwagi o późnym paleolicie i mezolicie wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Remarques sur le paleolithique tardif et le mésolithique de la partie orientale de la Vallée de Sandomierz). *Archeologia Polski*, IX, 2 1964, s. 325—350.
22. Kozłowski S. K.: Nieznane materiały krzemienne z terenu Kotliny Sandomierskiej (Les nouveaux silex trouvés dans le Bassin de Sandomierz). *Acta Univ. Wratisl.*, 56, *Studia Arch.*, II, Wrocław 1967, s. 121—141.
23. Kristapavičius H.: Main Features of the Distribution and Morphology of Inland-dunes in the Lithuania. *Collectanea Acta Geogr. Lith.; Collected Papers for the XIX Intern. Congress*, Vilnius 1960, s. 105—112.
24. Krygowski B.: Graniformametrija mechaniczna — teoria i zastosowanie (Die Mechanische Graniformametrie — Theorie und Anwendung). *Pozn. Przyj. Nauk*, *Prace Kom. Geogr.-Geol.*, II, 4, Poznań 1964.
25. Lencewicz S.: Wydmy śródlądowe Polski (Les dunes continentales de la Pologne). *Przegl. Geogr.*, II, 1922, s. 12—51.
26. Maarleveld G. C.: Periglacial Phenomena in the Netherlands during Different Parts of Würmtime. *Biul. Perygl.*, 14, Łódź 1964, s. 251—256.
27. Majdanowski S.: Zagadnienia klimatyczne okresów wydymotwórczych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Europie (Les problèmes climatiques des périodes de dunes par rapport aux variations glaciaires et postglaciaires de la circulation

- atmosphérique général dans l'Europe Centrale). Wydmy śródl. Polski, cz. I, Warszawa 1958, s. 33—51.
28. M a m a k o w a K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). Acta Paleobot., III, 2, Kraków 1962.
  29. M a r k o w i ć - M a r j a n o w i ć J.: Geomorfologia i stratygrafia czwartorzędu międzyrzecza Dunaj—Cisa w Jugosławii. Cz. I, II, III (Géomorphologie et stratigraphie du quaternaire de la zone interfluviale Danube—Tisza en Yougoslavie. I, II, III). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, cz. I, vol. XIX (1964), s. 1—28; cz. II—vol. XXI (1966), s. 27—56; cz. III—vol. XXII (1967), s. 59—76, Lublin.
  30. M a r u s z c z a k H.: Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. Wydmy śródl. Polski, cz. II, Warszawa 1958, s. 61—79.
  31. M a r u s z c z a k H.: Przebieg zjawisk w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce (The Course of Phenomena in the Periglacial Zone during the Last Glaciation). Prace Geogr. IG PAN, 74; Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce, Warszawa 1968, s. 157—200.
  32. M c K e e E. D.: Structures of Dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a Comparison with Structures of Dunes from other Selected Areas). Sedimentology, VII, 1, Special Issue, 1966.
  33. N i e w i a r o w s k i W.: Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy (Morphology and Evolution of Pradolina and Valley of the River Drwęca). Studia Soc. Sc. Tor., vol. VI, nr 6, Toruń 1968.
  34. N i e w j a ż s k i j I. I., B i d ż i j e w R. A.: Eołówyje formy rieljefa Centralnoj Jakutii. Izw. ANSSSR, sier. geogr., 3, 1960, s. 90—95.
  35. O r ł o w B. P.: Mechanizm pieriedwiżenija oddielnych piesczinok i piesczanych obrazowanij. Ziemlewiedienije, Sbornik MOIP, XLV, 1960, s. 25—41.
  36. O s t r o w s k i j I. M.: Parallelnyje wietru eołówyje formy rieljefa. Struktur-naja i klimaticzeskaja geomorfologija. Izd. „Nauka”, Moskwa 1966.
  37. P e r n a r o w s k i 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, s. 3—24.
  38. P o t o c k i 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.
  39. R ó ż y c k i S. Z.: Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VIth Intern. Congr. on Quatern., I, Łódź 1965, s. 123—142.
  40. R o m e r 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, s. 334—362.
  41. R o m e r E.: Wstęp do fizjografii powiatu Mieleckiego (Skizze der Physiographie des Bezirkes Mielec), Kosmos, XXXVI, Lwów 1911, s. 585—624.
  42. S c h o e n e i c h K.: Próba klasyfikacji genetycznej wydm z okolic Warszawy (Attempt at Genetic Classification of Dune Forms in the Warsaw Region). Kwart. Geol., III, 4, 1959, s. 1051—1061.
  43. S c h ö n h a l s E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. Eiszeitalter u. Gegenwart, VIII, 1957, s. 5—17.



44. Sekyra J.: Wind-blown Sands. Czwart. Europy Śr. i Wsch. Cz. I, Prace Inst. Geol., 34, Warszawa 1961, s. 29—38.
45. Smith H. T. U.: Use of Aerial Photography for Interpretation of Dune History in Nebraska, USA. Actes du IV Congrès Intern. du Quatern., I, Roma 1956, s. 152—158.
46. Smith H. T. U.: Periglacial Eolian Phenomena in the United States. Report of the VIth Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961, IV, Łódź 1964, s. 177—186.
47. 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; Prace Komit. Geogr.-Geol., IV, 4, Poznań 1963.
48. Stankowski W.: Deflacja w Polsce północno-zachodniej w ujęciu chronologicznym (Deflation in North/Western Poland in its Chronological Aspect). Przegł. Geogr., XXXVI, 2, 1964, s. 327—332.
49. Terasme J., Mott R. J.: Notes on Sand Dunes near Prescott, Ontario. Rev. canad. de géogr., XIII, 3—4, 1959, s. 135—141.
50. Tobolski K.: Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmy w dolinie środkowej Proсны (The Late-Glacial and Holocene History of Vegetation in the Dune Area of the Middle Proсна Valley). Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Biol., XXXII, 1, 1966.
51. Urbaniak U.: Wydmy Kotliny Płockiej (Dunes of the Płock Basin). Prace Geogr. IG PAN, 61, Warszawa 1967.
52. Wasylkowa K.: Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witkowie koło Łęczycy (Vegetation and Climate of the Late-Glacial in Central Poland Based on Investigations Made at Witów near Łęczycy). Biul. Perygl., XIII, 1964, s. 261—417.
53. 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, XX (1965), Lublin 1968, s. 89—124.
54. Żaki A.: Z archeologii województwa rzeszowskiego (Sur l'archéologie de la voïévodie de Rzeszów). Rocznik Przemyski, IX, 2, Przemyśl 1962, s. 193—229.

## РЕЗЮМЕ

На основании исследований в Сандомирской низменности автор представляет генетическую классификацию главных типов дюн (рис. 2). Выделены основные (элементарные) формы и большая группа сложных форм. К основным формам причислены: параболическая дюна, дюна в виде продольной гряды, дюна в виде поперечной гряды, бархан и обратимая парабола. Все эти формы могут располагаться рядом, причем лишь первые три типа являются повсеместными.

Автор опровергает часто высказываемое мнение о том, что образование параболической дюны происходит из поперечной гряды. Параболическая дюна также, как и другие выделенные здесь основные формы, рассматривается как генетически однородная первичная форма, полностью образованная в одном эоловом цикле. Форма дюны (U —

образная, дуговидная, V — образная) и ее размер могут быть очень разные и зависят от местных условий основания. От параболической дюны следует зато бесспорно отделить все другие формы сложного генезиса, созданные чаще всего в результате соединения грядовых дюн, которые могут формой напоминать параболические дюны, хотя не имеют с ними ничего общего. Это, так называемые, псевдопараболы и обратные псевдопараболы (рис. 2).

Поперечные грядовые дюны характеризуются, в отличие от продольных грядовых дюн, очень четко выраженной асимметрией в перпендикулярном профиле. Кроме того поперечные гряды, как правило, выше и длиннее продольные гряды. Оба типа гряд возникают чаще всего одновременно, навеянные ветрами одних и тех же направлений. Они могут составлять своеобразные системы — сложные формы грядово-сетчатого типа (рис. 8). Образование перпендикулярных и параллельных направлению ветра дюн обуславливают физико-географические условия. Поперечные грядовые дюны образовались при более благоприятных (оптимальных) условиях. Автор склоняется к мнению (М. П. Петров, 1948; Т. У. Смес, 1956; В. Станковски, 1963), что продольные гряды образуются при обильном развитии растительности, например, в виде кустарников и, прежде всего, во влажных местах.

Дюны, имеющие черты барханов, встречаются порознь и очень редко. Они образовались одновременно с другими формами и в особенно благоприятных условиях, сформированные в Польше западными ветрами (З. Александрович, 1962; В. Станковски, 1963; Ю. Войтанович, 1968).

Обратные параболы впервые выделены автором в 1968 г. (Ю. Войтанович, 1968). Это генетически однородная первичная форма с концами, вытянутыми согласно веющим ветрам. Ее обратное направление вызвано препятствием на пути движения дюны, например, наличием заболоченного углубления. Эти дюны по размерам не отличаются от нормальных параболических дюн, но значительно отличаются от барханов, прежде всего длиной концов.

Повсеместно выступают сложные формы дюн (рис. 3, 4, 5, 6, 7, 8). Следует обратить внимание на присутствие комплексов параболических дюн (рис. 6), которые можно сравнить с „тукуланами” (ед. ч. „тукулан”) в Сибири (И. И. Невяжский, Р. А. Биджиев, 1960), а также на характерный тип „параболической гряды” (рис. 7), которая образует как бы вал, сформированный соединением параболических дюн, расположенных вдоль определенной линии.

В заключение автор высказывает мнение относительно возраста дюн Сандомирской низменности (табл. 3), основывающееся на геоморфологических и структурных исследованиях, использовании пали-

нологических анализов междюнных торфяников (К. Мамакова, 1962) и археологических данных.

Главная фаза образования дюн на Сандомирской низменности — это конец оледенения — время перед Аллередом. В этой фазе образовались основные параболические дюны, сформированные ветрами западного и северо-западного направлений. Период младшего дриасса и первая половина пребореального времени — это период младшей фазы дюнообразования. Эта фаза почти в четыре раза короче первой. Во второй фазе господствовали ветры западного и юго-западного направлений и образовались в основном грядовые дюны. Развитие эоловых процессов происходило значительно слабее, чем во время главной — старшей фазы — и ограничивалось в пространстве более высоким горизонтом грунтовых вод. Сильное развитие древесной растительности на границе пребореального и бореального периодов окончательно прерывает эоловые процессы. В бореальное и атлантическое время на дюнах образовались подзолистые почвы.

Голоценовые эоловые процессы имеют антропогеническое основание и обуславливают развевание (разрушение) дюн. Таким образом, можно говорить о голоценовой фазе развевания дюн, начало которой датируется суббореальным периодом. Эти процессы продолжаются до настоящего времени.

Датировка дюн, проведенная автором в Сандомирской низменности, обнаруживает соответствие периодов дюнообразующих фаз на исследованной территории с аналогичными периодами в средней и северной частях Польши (табл. 4).

#### ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ И ТАБЛИЦАМ

Рис. 1. Геоморфологический эскиз комплекса дюн на склоне Тарногородского плоскогорья (между селами Кульно и Бжиска Воля); 1 — старицы, 2 — бровка плейстоценовой террасы, 3 — голоценовая терраса, 4 — плейстоценовая терраса, 5 — вершины (денудационная равнина плоскогорья), 6 — склоны, 7 — денудационные долины, 8 — денудационные останцы, 9 — равнина у подножия склона, 10 — дефляционные котловины, 11 — асимметрические поперечные дюны, 12 — дюны без выраженной асимметрии, 13 — поля дюн.

Рис. 2. Генетические типы континентальных дюн (на примере дюн Сандомирской низменности). I. Основные формы: 1 — парабола, 2 — грядовые дюны (продольные, поперечные), 3 — бархан, 4 — обратная парабола. II. Сложные формы: 1 — сложная парабола (тип „кобра“), 2 — семипарабола, 3 — комплексные параболические дюны, 4 — продольная параболическая гряда, 5 — псевдопараболы, 6 — обратные псевдопараболы, 7 — грядово-сетчатый тип, 8 — грядовая поперечная сеть, 9 — грядовая продольная сеть.

Рис. 3. Две параболические сложные дюны (тип „кобра“) с дефляционными котловинами на западной стороне. Тарногородское плоскогорье, Куше (на юг от р. Танев).



Рис. 4. Сложная семипараболическая дюна — северная часть (Познаньская Гура) имеет черты нормальной параболы, южная часть имеет черты обратной параболы. Стрелками обозначено направление дюнообразовательного ветра.

Рис. 5. Параболическая сложная дюна (тройная), расположенная среди болот и во влажных местах. Билгорайская равнина к северу от с. Анджеювка.

Рис. 6. Комплексные параболические дюны (северо-западная часть большого комплекса дюн Демба — Розвадув).

Рис. 7. Дюнный вал Стале—Грембув — тип „параболической гряды“.

Рис. 8. Сложные дюны — грядово-сетчатый тип: 1 — дюны; а — направление дюнообразующих ветров, б — продольная гряда, с — поперечная гряда; 2 — пруды (дефляционные углубления). Билгорайская равнина на запад от Болота Имельты Луг.

Рис. 9. Слева: гипсометрический план псевдобархана (181,9 м над ур. моря), простирающегося перед параболической дюной. Тарногородское плоскогорье (Домостава); справа: морфологический эскиз и разрез псевдобархана. Цифры в кружках обозначают номера проб.

Рис. 10. Типы дюн (на основании аэроснимков) на сандрово-аллювиальных равнинах Полесья („Дифференцирование четвертичных отложений Русской равнины“, изд. „Наука“, М.-Л., 1966).

Рис. 11. Дюны вокруг болота Имельты Луг: 1 — дефляционные котловины, 2 — асимметрические дюны, 3 — дюны без отчетливой асимметрии склонов, 4 — валы характера дефляционных останцев, 5 — направления дюнообразовательных ветров.

Табл. 1. Механический состав псевдобархана (пробы 3—6) и параболической дюны (пробы 1—2), Домостава (см. рис. 9).

Табл. 2. Обработка зерен кварца фракции 0,8—1,0 мм в псевдобархане и в параболической дюне (пробы 1—2), Домостава (см. рис. 9).

Табл. 3. Развитие дюн Сандомирской низменности в конце оледенения и в голоцене на фоне растительности, изменений климата и культур человека.

Табл. 4. Фазы образования дюн в Польше — возраст дюн и их связь с развитием растительного покрова.

## R É S U M É

À la lumière de ses recherches dans le Bassin de Sandomierz, l'auteur présente une classification des types de dunes observés dans ce Bassin (fig. 2), en y distinguant les formes de base (formes élémentaires) et un groupe important de formes complexes. Les formes de base sont notamment: la dune parabolique, la dune longitudinale, parallèle à la direction du vent efficace dominant, la dune transversale en rempart, la barkhane et la parabole inversée. Toutes ces formes coexistent parfois les unes à côté des autres, mais seuls les trois premiers types sont généralement répandus.

L'auteur se déclare contre la conception, souvent énoncée et interprétant la formation de la dune parabolique à partir d'un rempart transversal. Il considère la dune parabolique ainsi que, d'ailleurs, les autres formes de base mentionnées ci-dessus, comme une forme homogène,

primitive et formée entièrement au cours d'un cycle éolien. L'aspect de la dune (dune en U, dune arquée, dune en V) et ses dimensions peuvent être très divers et dépendent des conditions du plancher local. Il est nécessaire cependant de faire la distinction entre la dune parabolique et toutes les autres formes d'origine complexe, produites le plus fréquemment par la jonction de dunes en rempart qui, malgré qu'elles peuvent rappeler la forme des dunes paraboliques, n'ont rien en commun avec celles-ci. Ce sont les dunes dites pseudo-paraboles et pseudo-paraboles inversées, (fig. 2).

Les remparts dunaires transversaux sont caractérisés — autrement que les dunes longitudinales — par l'asymétrie très prononcée de leur profil perpendiculaire à l'axe long. En outre, les remparts transversaux sont généralement plus hauts et plus longs que ceux longitudinaux. Le plus souvent, les dunes de ces deux types ont été formées simultanément par des vents aux mêmes directions. Elles peuvent présenter des complexes caractéristiques du type de champs de dunes cloisonnés, compartimentés (fig. 8). Les conditions du plancher ont décidé de la formation de remparts dunaires, soit perpendiculaires, soit parallèles à la direction du vent. Les dunes en rempart transversal sont apparues aux cas de conditions optimales. L'auteur est d'accord avec l'opinion exprimée par M. P. Pietrov, 1948; H. T. U. Smith, 1956; W. Stankowski, 1963; et selon laquelle, les dunes-remparts longitudinaux se forment en présence d'une forte végétation, d'arbustes par exemple, et en milieu humide.

Les dunes à caractères de barkhanes sont très rares et isolées. Sur le territoire de la Pologne, elles sont dunes à l'action des vents de l'Ouest et elles se sont formées dans des conditions particulièrement favorables, simultanément avec d'autres formes (cf. Z. Alexandrowiczowa, 1962; W. Stankowski, 1963; J. Wojtanowicz, 1968).

La parabole inversée, (terme introduit pour la première fois par l'auteur, en 1968, cf. J. Wojtanowicz, 1968), est une forme primitive, homogène, avec bras allongés conformément à la direction du vent. Son inversement est dû à la présence d'un obstacle à la marche de la dune, d'une dépression humide par exemple. Quant à ses dimensions, la parabole inversée ne diffère pas de la parabole normale; par contre, elle diffère essentiellement de la barkhane, avant tout par la longueur de ses bras.

Les formes complexes d'accumulation dunaire sont très fréquentes, (fig. 3, 4, 5, 6, 7, 8). Il y a lieu d'attirer l'attention sur la présence de complexes de dunes paraboliques (fig. 6) que l'on pourrait comparer aux „toukoulanes” de Sibérie (cf. I. I. Niewiażskij, R. A. Bidijev, 1960), ainsi que sur le type caractéristique de la dune en râteau rectiligne

(fig. 7) qui forme une sorte de rempart de dunes paraboliques soudées latéralement.

En terminant son étude, l'auteur exprime ses opinions sur l'âge des dunes du Bassin de Sandomierz (tableau 3), fondées sur ses recherches géomorphologiques et structurales; les résultats des analyses palynologiques sur les tourbières interdunaires (cf. K. Mamakova, 1962), et les résultats de recherches archéologiques ont été également pris en considération.

La phase principale de la formation dunaire dans le Bassin de Sandomierz tombe dans le tardiglaciaire, époque précédant l'Alleröd. Au cours de cette phase s'étaient formées surtout des dunes paraboliques accumulées par les vents W—WNW. La phase plus récente de formation de dunes survient à l'époque du Dryas supérieur et dans la première moitié de l'époque préboréale. La durée de cette dernière phase est presque quatre fois moins longue que celle de la phase principale. À l'époque, les vents WSW—SW dominaient et accumulaient avant tout des dunes en rempart. L'évolution des processus éoliens était plus faible par comparaison à la phase principale, et limitée par suite d'une nappe d'eau souterraine plus élevée. L'expansion de la végétation arborescente au tournant des époques préboréale et boréale met fin aux processus dunogènes. La formation de sols podzoliques sur les dunes apparaît au cours des époques boréale et atlantique.

Les processus éoliens du holocène sont dûs au facteur anthropogénique et ils n'ont pour effet morphologique que la déflation (la destruction) des dunes. Il y a donc lieu de noter une phase de déflation des dunes dans le holocène; le début de cette phase se situe à l'époque subboréale. Les processus continuent jusqu'à l'heure actuelle.

La datation des dunes par l'auteur présente une conformité générale des phases dunogènes dans le Bassin de Sandomierz avec la durée des phases analogues dans le Centre et dans le Nord de la Pologne (tableau 4).



Tab. 3. Rozwój wydym Niziny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie na tle sukcesji roślinności, zmian klimatu i kultur człowieka  
Évolution des dunes du Bassin de Sandomierz au cours du tardiglaciaire et du holocène dans le cadre des végétations successives, des modifications du climat et des civilisations de l'homme

Lata Okresy	Roślinność	Klimat	Etapy rozwoju wydym	Kultury człowieka	Epilaza
-600	Sub-atlantycki (starszy) Lasy sosnowo-dębowo-grabowe	Umiarkowanie ciepły i wilgotny	Podatlantycka (głównie subatlantycka) faza rozszerzania. Wytworzenie się warstwy bezstrukturalnej w strople wydym	Powiększanie obszarów bezleśnych (gospodarka zarowa). Intensyfikacja uprawy zbóż	Okres rzymski Okres lateński
-2300	Sub-borealny Lasy mieszane i liściaste (dąb, wiąz, lipa, brzoza, olsza), we E części narasta udział buka i jodły, max. grabu; w W części max. świerka	Ciepły, z postępującym zwilgotnieniem	Wytworzenie się poziomu węgielkowego w strople gleby kopalnej		Kultura łużycka (grupa tarnobrzeńska)
-5000	Atlantycki Holoceniście max. lasów mieszanych (sosna, wiąz, dąb) oraz lasy sosnowe. Wzrost olszy, optimum leszczyzny. Bogate zbiorowiska łąkowe w dolinach rzek	Ciepły, optimum klimatyczne	Maksymalny rozwój gleby kopalnej w wydymach. Okres największej stabilizacji wydym. Wytworzenie się poziomów orsztynowych w wydymach	Gospodarka żarowa. Trzebież lasów. Uprawa roli	Kultura ceramiki sznurowej Kultura pucharów lejkowatych Kultura ceramiki wstęgowej
-7500	Borealny Lasy mieszane sosnowo-wiązowe i sosnowo-brzozowe. Olsza, lipa, dąb w niewielkiej ilości	Ciepły i dość wilgotny, śr. temp. VII 14-16°C śr. temp. I 2-3°C	Całkowite ustanie procesów eolicznych. Utrwalenie wydym. Początek rozwoju holocenińskiej gleby kopalnej na wydymach	Kultura hardenuaska (7800-4500 lat p.n.e), głównie na wydymach	

		Późny paleolit	
-8300	Pro-borealny	Luźne lasy brzożowe i brzożowo-sosnowe. Domiastka wiązu i olszy (limlely Lug)	Początek rozwoju drugiej fazy torfowisk w młodszych nieckach deflacyjnych
	Młodszy dryas	Platy lasów sosnowo-brzożowych z domieszką modrzewia i wierzb	Młodsza faza wydymotuórcza. Wiatry SW i WSW. Okres przekształcania wydym parabolicznych i formowanie się wydym wałowych (głównie wałów poprzecznych)
-8800	Alleród	Slabo zwarte (widne) lasy sosnowo-brzożowo-modrzewiowe z olszą; w części NE przewaga brzozy	Zahamowanie procesów wydymotuórczych. Utrwalenie wydym przez roślinność. Początek rozwoju torfowisk w nieckach deflacyjnych i zagłębieniach śródwydymowych
	Starszy dryas	Tundra	
-10000			Najstarsze kultury cziłowicka (peryferie kultury mazowszańskie) na Nizinie Sandomierskiej — z okresu trw. epi-paleolitu (11000—7900 lat p.n.e.) na piaszczystych, niskich terasach rzek. Pierwsze osadnictwo na wydymach
-10300	Bölling	Platy lasów (zagajniki brzożowe)	Główna faza wydymotuórcza. Wiatry W i WNW. Prędkość wiatrów wydymotwórczych 2,6—6,3 m/sek. Formowanie się wydym parabolicznych
	Najstarszy dryas	Tundra	
-10700			
-13800			
Późny glacjał (Würm)			

Tab. 4. Fazy wydmotwórcze w Polsce — wiek wydm i ich związek z rozwojem szaty roślinnej  
 Les phases de la formation des dunes en Pologne — âge des dunes et leurs rapports avec l'évolution du couvert végétal

Lata Okresy (p.n.e.) geologiczne	Fazy Bałtyku	Archeologia	Sukcesja roślinności	Klimat	Fazy wydmotwórcze
-5000	Borealny	Ancylus	Lasy sosnowo-wiązowe z brzozą i leszczyną (je) max). Leszczyna tworzy zarówno podsycia, jak i czyste skupienia. Olsza, lipa, dąb w niewielkiej ilości	Ciepły, wilgotniejszy, śr. temp. VII ~ 14-16°C, śr. temp. I ~ 3-3°C (w południowej Polsce). Ostateczne wytopienie brył martwego lodu	
-7500	Pré-borealny	Echinesis	Ponowna ekspansja lasów na obszarze całej Polski. Lasy brzozowe i brzozo-sosnowe z domieszką wiązów i olszy na południu oraz wierzb w Polsce środkowej i północnej	Szybka poprawa klimatu na cieplejszy i wilgotniejszy. Duże wahania klimatu. Klimat umiarkowanie ciepły; śr. temp. VII 14-15°C Wytapianie brył martwego lodu	Calkowicie ustanie procesów eolicznych. Utrwalenie wydm przez roślinność. Początek rozwoju holocenickej gleby kołpajnej na wydmach. Początek rozwoju torfowisk w młodszycch nieckach deflacyjnych i zagłębieniach śródtwrdmowych
-8300	Młodszy dryas	Bałtyckie Jezioro Lodowe	W Polsce północnej, środkowej i zachodniej bezleśna tundra lub tundra parkowa, wzgl. stepo-tundra. W SE części kraju (Kotł. Sand., Góry Swiętokrzyskie) luźne (widne) lasy sosnowo-brzozowe z domieszką modrzewia. Zarośla wierzb. Na całym obszarze sukcesja roślinności stepowej	Klimat subarktyczny, dość suchy o cechach kontynentalnych. Studium Salpausselkä	Młodsza faza wydmotwórcza. Przekształcanie stoku wydm paraboliznych, formowanie się wydm wałowych, powstawanie drobnych form na wydmach starszych. Wiatry W-SW. Natężenie procesów wydmotwórczych większe w Polsce północnej i środkowej, mniejsze w Polsce południowej (szczególnie na Nizinie Sandomierskiej)
-8800					



<p>-10000</p> <p>Allenród</p>	<p>Bujny rozwój roślinności. Rozprzestrzenienie się pierwszych lasów na obszarze całej Polski. W fazie maksymalnej były to lasy sosnowo-brzozowe, a nawet sosnowe z domieszką olchy i modrzewia (na południu). Zbiorowiska leśne opanowały powierzchnie płaszczyste</p>	<p>Umiarowany, wilgotniejszy niż w okresie st. dryasu, ale o cechach kontynentalnych, śr. temp. VII 16°C. Wypalanie brył martenowego lodu, Gotglacjalna degradacja lądolodu</p>	<p>Zahamowanie procesów eolicznych. Stabilizacja (utrwalenie) wydm przez roślinność. Możliwość tworzenia się gleby na wydmach. Pierwsza faza rozwoju torfowisk w starszych nieckach deflacyjnych</p>
<p>-10300</p> <p>Starszy dryas</p>	<p>Rezerwa tuniarnoperyglacjalna na obszarze całej Polski. Składnikami uboższej roślinności były krzewinkowe wierzby, brzoza karłowata i dębik ośmiolistkowy. Ustąpiły ciepłolubne rośliny wodne</p>	<p>Ochłodzenie. Klimat subarktyczny, suchy (kontynentalny) zimniejszy niż u schyłku najstarszego dryasu; śr. temp. VII 10-12°C. Stagnacja lądolodu na linii Göteborg—Kalmar</p>	<p>C. Ponowny peiny — choć krótki — okres rozwoju procesów wydmotwórczych. Wiatry W—NW</p> <p>B. Częściowe zahamowanie działalności eolicznej i utrwalenie wydm. Lokalny rozwój procesów wydmotwórczych w miejscach wyższych (suchych) na dużych i mniejszych kompleksach płaszczystych</p>
<p>-10700</p> <p>Bölling</p>	<p>Luźne lasy (zagalinki) brzozowe o charakterze parkowym, bez sosny (Witów)</p>	<p>Umiarowanie chłodny, śr. temp. VII 15°C (Witów)</p>	<p>A. Maksymalne natężenie procesów wydmotwórczych. Jest to najdłuższy okres w tworzeniu się wydm. Wiatry W</p>
<p>-13800</p> <p>Najstarszy dryas</p>	<p>Tundra bezdrzewna. W miejscach wilgotnych porastały zarośla wierzby i brzozy karłowatej oraz bujnie rozwinięte Zbiorowiska roślinności zielonej (NAP—7%). Uboższa roślinność obszarów płaszczystych, szczególnie w dolnej części: okresu (Witów)</p>	<p>Główna faza wydmotwórcza. Tworzenie się wydm parabolicznych.</p>	<p></p>

Polny paleolit

Polny glacial

