

## **ROLA WIATRU W ROZWOJU MIERZEI KUROŃSKIEJ**

### **Wstęp**

Mierzeje należą do charakterystycznych form płaskich wybrzeży o rozwiniętej linii brzegowej. Tworzą m. in. znaczną część wybrzeży południowego i wschodniego Bałtyku. Jedną z nich jest Mierzeja Kurońska, odcinająca Zalew Kuroński od otwartego morza (ryc. 1A)<sup>1</sup>. Jej całkowita długość wynosi 96 km, z czego północny i środkowy odcinek, który będzie przedmiotem niniejszego artykułu, o długości 51 km, znajduje się w granicach Litwy.

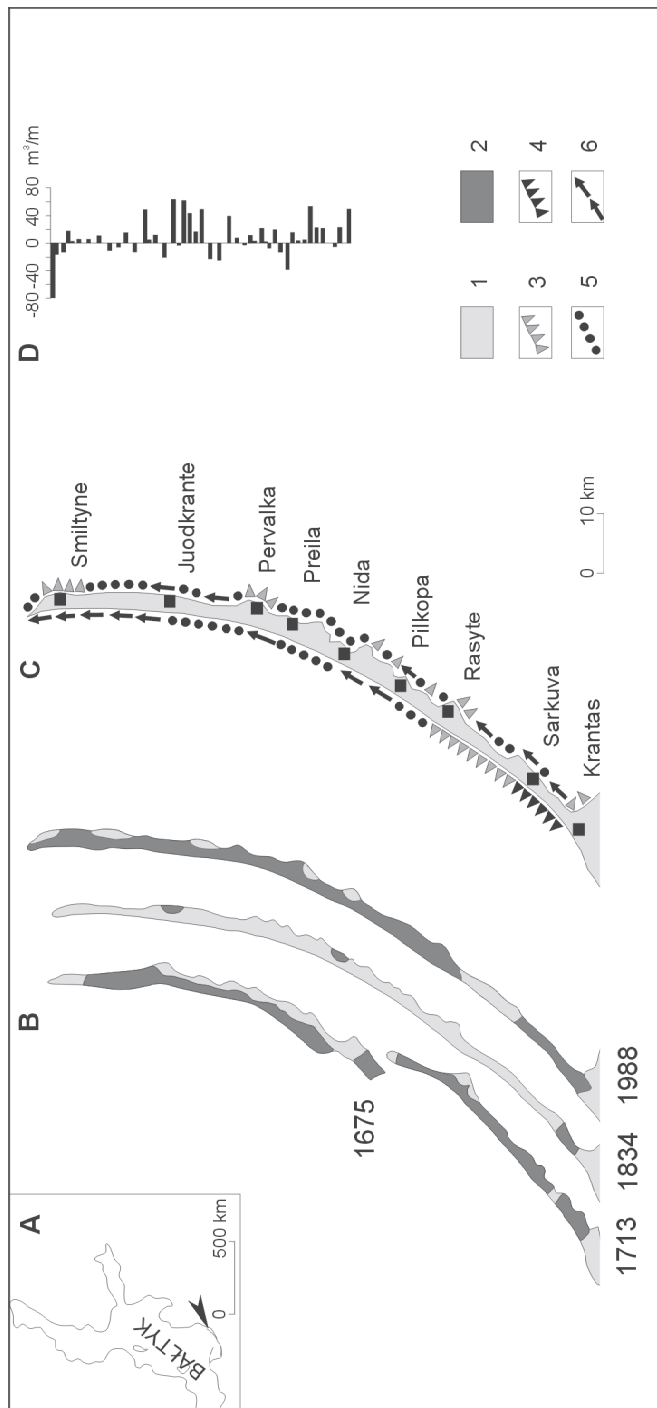
Mierzeja Kurońska na niemal całej długości zajęta jest przez wydmy nadmorskie, zarówno utrwalone, jak i podlegające współcześnie intensywnym procesom eolicznym. Od połowy XIX w. (Berendt 1869) są one przedmiotem badań, opartych na analizie archiwalnych map topograficznych i zdjęć lotniczych oraz powtarzalnych pomiarach fotogrametrycznych, tachymetrycznych i geodezyjnych. Określenie znaczenia tych procesów, a zarazem roli wiatru w powstaniu i rozwoju Mierzei Kurońskiej, jak również jej zmienności w czasie jest celem niniejszego opracowania. Powstało ono na podstawie studiów bogatej literatury przedmiotowej, jak również własnych obserwacji terenowych.

### **Powstanie Mierzei Kurońskiej i wydmy w jej obrębie**

Mierzeje zaliczane są do form o genezie litoralnej, niemniej w ich powstaniu i rozwoju dużą rolę odgrywa wiatr. Wiatr jest przyczyną falowania i powstawania

---

<sup>1</sup> Dziękuję Pani doktor Annie Michno za wykonanie czystorysu ryciny.



Ryc. 1. Mierzeja Kurońska: A - Lokalizacja mierzei, B - Zmiany powierzchni lasów wg Mardosienė (1989-1990), zmienione, 1 - obszar wyłesiony, 2 - las, C - Morfodynamiczne typy wybrzeży wg Kirlyš, Janukonis (1993), Janukonis (1996), zmienione, D - Zróżnicowanie ilości piasku dostarczanego i odprowadzanego z wybrzeży Zalewu Kurońskiego w okresie 1993-2002 wg Žilinskas, Jarmalavičius (2003) zmienione, 3 - brzeży piaszczyste o przewadze abrazji, 4 - abradowane klify morenowe, 5 - brzeży o przewadze akumulacji piasku, 6 - brzeży stabilne o przewadze transportu osadów

Fig. 1. Curonian Spit: A - Location of the Curonian Spit, B - Changes in forested area by Mardosienė (1989-1990), changed, 1 - deforested area, 2 - forest, C - Morphodynamic type of the beaches by Kirlyš, Janukonis (1993), Janukonis (1996), changed, D - Variations of sand supply and sand loss in the Curonian Lagoon coast in 1993-2002 by Žilinskas, Jarmalavičius (2003), changed, 3 - abraded sandy beaches, 4 - abraded moraine cliffs, 5 - beaches with accumulation of the sand, 6 - beaches with along shore transportation of the sediments

prądów morskich, dostarczających osadów i wyznaczających kierunek narastania mierzei. Za rozwój Mierzei Kurońskiej odpowiedzialny jest przybrzeżny prąd bałtycki, wywołany przeważającym w tym obszarze zachodnim wiatrem.

Mierzeje rozwijają się nie tylko wskutek wydłużania, ale również – poszerzania od strony morza w miarę dostarczania nowych osadów, które są następnie przemieszczane przez wiatr w głąb mierzei. Ponad połowa z 2 mld m<sup>3</sup> piasku, budującego Mierzeję Kurońską, jest osadem przemieszczonym eolicznie, budującym wydmy (Gudelis, Minkevičius 1963). Wydmy stanowią dominujący element rzeźby, tak pod względem zajmowanej powierzchni, jak i wysokości. Wały wydmowe, występujące w kilku pasach, ciągnące się wzdłuż całej mierzei, zajmują około 2/3 jej szerokości, to jest około 1 km, i wznoszą się do wysokości 30-60 m, osiągając kulminację w szczycie wydmy Senosios Smukles Kalnas (67,4 m). Wiatr należy więc do jednego z głównych czynników litogenetycznych i morfogenetycznych w omawianym obszarze. Jego rola i znaczenie w rozwoju Mierzei Kurońskiej zmieniały się głównie pod wpływem zmian klimatycznych i gospodarki człowieka.

W początkowym okresie tworzenia mierzei dominowała akumulacyjna działalność wiatru, polegająca na formowaniu wydym. Proces tworzenia wydym przebiegał w dwóch etapach. Pierwszy, uważany za główny okres wydymotwórczy, rozpoczął się wraz z początkiem tworzenia mierzei, około 5-4 tys. lat temu (Gudelis, Michaliukaitė 1976). W sprzyjających dla działalności wiatru warunkach, a więc przy ubogiej szacie roślinnej i powolnym rozszerzaniu się plaży, w nawiązaniu do przesuwającej się linii brzegowej, od strony morza tworzyły się kolejne, coraz młodsze wydmy. W tym okresie wiatr spełniał rolę rzeźbotwórczą w odniesieniu do wnętrza mierzei. Proces usypywania i przemieszczania wydym odbywał się z przerwami do XIV w. (Gudelis, Michaliukaitė 1976), kiedy na całej mierzei rozprzestrzeniły się lasy (ryc. 1B).

## Uruchomienie wydym w XVIII i XIX w.

Okres utrwalenia wydym nie trwał długo. W związku z rozwojem osadnictwa (od XIV w.) i zagospodarowywania terenu zaczęło się wylesianie (Mardosienė 1989-1990), które szczególnie duże rozmiary osiągnęło w XVIII w. (ryc. 1B), szczególnie po wojnie rosyjsko-szwedzkiej w l. 1700-1721 (Żaromskis 1985). Spowodowało ono ponowne uruchomienie wydym. Największe ożywienie procesów eolicznych notowano do 1860 r. Stare wydmy zostały wówczas w większości rozwiane lub nadbudowane nowymi seriami piasku. W niezmienionej formie stare wydmy paraboliczne zachowały się jedynie w rejonie Juodkrante i Nidy (Gudelis 1989-1990). Wydmy przemieszczały się wówczas z prędkością do 13 m/rok i przesunęły się na wschód maksymalnie na odległość 320 m (Michaliukaitė 1967), osiągając miejscami brzeg zalewu i przyczyniając się do powstania na nim przylądków. W tym okresie rola wiatru nie ograniczała się więc wyłącznie do przekształcania rzeźby eolicznej lądowej części mierzei, ale zaczęła również przejawiać się w kształtowaniu linii brzegowej Zalewu Kurońskiego.

Procesy eoliczne były na tyle intensywne, że przemieszczające się wydmy zaczęły zasypywać wejścia do portu w Kłajpedzie i osady rybackie wzdłuż mierzei. Wiele z nich: Nida, Juodkrante w ciągu XVIII i XIX w. zmieniało z tego powodu swoją lokalizację. Niektóre jak Karvaičiai czy Naglliai, przenoszona aż czterokrotnie w inne miejsce, przestały istnieć, pogrzebane do dziś w piasku.

W związku z zagrożeniem ze strony wydm, przystąpiono do ich zalesiania (Michaliukaitė 1967; Kudaba, Mardosienė 1986), a od 1874 r. rozpoczęto prace przy podwyższaniu i utrwalaniu wału wydmowego od strony wybrzeża morskiego, który miał chronić trakt pocztowy, wiodący wzdłuż mierzei, przed sztormami i ruchem piasku (Gudelis, Minkevičius 1963; Gudelis, Minkevičius 1977; Kudaba, Mardosienė 1986; Žilinskas, Jarmalavičius, Minkevičius 2001). Powstał piaszczysty wał ochronny o wysokości 4-15 m i szerokości 70-80 m, ciągnący się na całej długości mierzei (fot. 1).

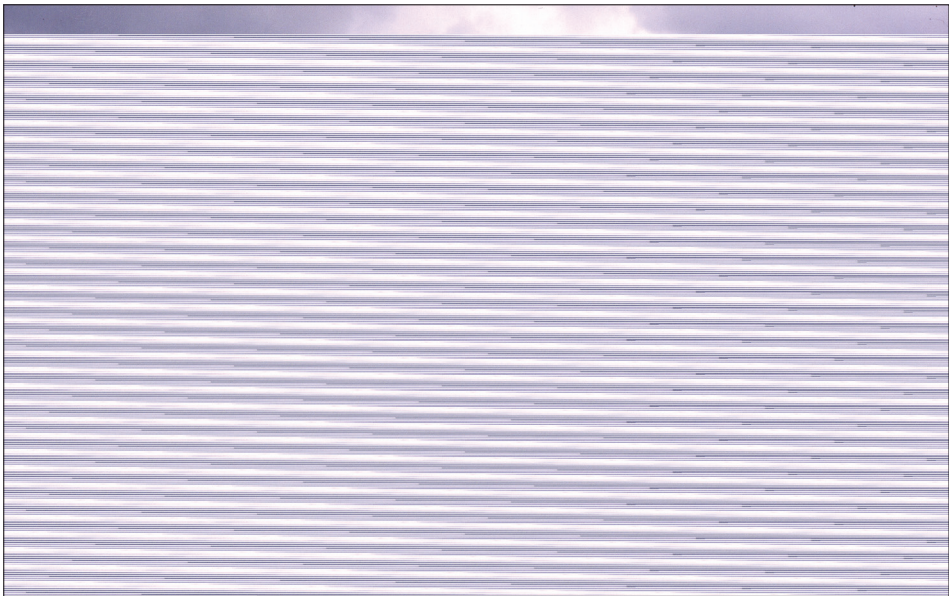
## Skutki utrwalenia wydm

Przeprowadzone zabiegi ochronne zmieniły diametralnie warunki dalszego rozwoju wydm. Wskutek ich zalesiania zmniejszyła się powierzchnia ruchomych piasków. Osłonięcie od wiatru i odcięcie od dostawy piasku przez wał ochronny wnętrza mierzei spowodowało koncentrację procesów eolicznych w obrębie wewnętrznego pasa wydm (Gudelis, Minkevičius 1963) i zmniejszenie ich natężenia, ze względu na mniejszą ilość przenoszonego piasku. Wydmy przemieszczały się nadal ku wschodowi, ale tempo i dystans tego przemieszczania zmniejszyły się w stosunku do okresu wcześniejszego (Michaliukaitė 1967). W ciągu XX w., a dokładnie od 1910 do 1983 r. wydmy przesunęły się maksymalnie na odległość 175 m, poruszając się ze średnią prędkością 2-6,4 m/rok (Kudaba, Mardosienė 1986). Wydmy, osiągające brzeg zalewu, przesuwały jego linię brzegową ku wschodowi w tempie 0,5-3,3 m/rok, rozszerzając półwyspy. Zwarty dotąd masyw wydmowy, wskutek zróżnicowanego tempa przesuwania, został rozczłonkowany poprzecznie i podzielony na mniejsze fragmenty. Zmianie uległo nie tylko położenie, ale również wysokość i kształty wydm (Kudaba, Mardosienė 1986; Mardosienė 1986). W ten sposób został zapoczątkowany okres niszczącej działalności wiatru, którą zostały objęte wcześniej utworzone przez niego formy i który trwa do dziś.

## Przebieg współczesnych procesów eolicznych

Wskutek zalesień i naturalnej stabilizacji powierzchnia lotnych piasków zmniejszyła się w ciągu ostatnich 50 lat dwukrotnie (Mardosienė 1989-1990). Obecnie procesy eoliczne w omawianej części mierzei koncentrują się na odcinku 16 km w obrębie niezalesionych, ruchomych wydm i wokół terenów rekreacyjnych koło Nidy, Juodkrante i Pervalki (ryc. 1B). W jej obrębie występują zespoły różnorodnych mikro- i mezoform deflacyjno-korazyjnych (Gudelis, Minkevičius 1977): ostańców, wanien, niecek, kotlin wywiewania na odmorskich,





■■■  
31  
■■■

■■■

)

)



)■■■  
□  
■■■  
□

)

)

□

dowietrznych stokach wydm oraz rynien i korytarzy deflacyjnych, rozcinających główny grzbiet wydmy (fot. 2). Ich łączną powierzchnię oszacowano w 1999 r. na około 5,5 ha, co stanowi 2,1% powierzchni wydm, a tempo deflacji wynosi w różnych jej częściach od 150 do > 600 m<sup>3</sup>/ha/rok (Žilinskas, Jarmalavičius, Minkevičius 2001).

Sprzyjającymi deflacji okresami roku są jesień i wiosna, kiedy występuje wiatr o prędkości > 6 m/s, a opady są niewielkie. Piasek przemieszcza się głównie w kierunku wschodnim, pod wpływem przeważającego wiatru W (35,7%) i NW (18,1%), osiągającego również największe > 28 m/s prędkości (Morkunaitė et al. 1989-1990). Późną jesienią i zimą pod wpływem wiatru E i SE ruch wydm odbywa się także w kierunku zachodnim (Kudaba, Mardosienė 1986) z prędkością 0,5 m/rok (Michaliukaitė 1967). Tworzą się wówczas wydmy nałożone na makroformy wydmy o przeciwnym układzie stoków stromych i łagodnych (Minkevičius 1971). Zatrzymują się one na granicy lasu, tworząc podłużne grzędy. Na zmiany kierunku wiatru wskazuje również struktura stropowych części wydm, ze zmiennymi kierunkami upadu warstw (fot. 3).

Wywiewany piasek w przeważającej swojej masie jest przenoszony na strome (38°) stoki zawietrzne głównego wału wydmy. W niektórych częściach mierzei zawietrzne stoki ruchomych wydm opadają prosto do zalewu, a zsypany z nich piasek nadbudowuje podwodny stok (fot. 4). Część piasku przenoszona jest do zalewu przez wiatr bezpośrednio z wierzchołków wydm. Do zalewu zsypuje się 22-45% z objętości piasku wywiewanego z dowietrznych stoków wydm (Kudaba, Mardosienė 1986; Mardosienė 1986). Tempo zasypywania zalewu piaskiem wydmy (33-62 tys. m<sup>3</sup>/rok) przewyższa prędkość rozmywania podnóży zawietrznych stoków wydm przez prąd przybrzeżny, dryf lodowy i sztormowe wlewy wód morskich do zalewu (Mardosienė 1986). Toteż w takich odcinkach mierzei wiatr uznawany jest za główny czynnik zmian linii brzegowej zalewu (Dučinskas, Povilauskas 2000), która przesuwana się na wschód z prędkością 5-7 m/rok (Mardosienė 1986), a mierzeja ulega poszerzeniu (ryc. 1C). Odbywa się to jednak kosztem obniżania i zmniejszania objętości wydm, które nie otrzymują dostawy piasku z zewnątrz, od strony plaży nadmorskiej. Zmniejszanie się objętości i obniżanie wydm jest procesem szczególnie niekorzystnym w zagrożonych przerwaniem, wąskich (400 m szerokości w Leskoje) odcinkach mierzei, o obustronnie rozmywanych brzegach (Gudelis, Minkevičius 1977).

Średnia roczna, a nawet wieloletnia intensywność procesów eolicznych i zmian morfologicznych w obrębie wydm i wybrzeży (ryc. 1D) są wielokrotnie przekraczane podczas huraganów i ekstremalnych sztormów, których częstotliwość wzrosła w ostatnim stuleciu (Sazonov, Molkentin, Bukantis 1994; Žilinskas, Jarmalavičius, Minkevičius 2001). Huragan Anatolij w 1999 r. w ciągu 30 godzin wyniósł z grzbietów wydm i wybrzeży mierzei 1,94 ml m<sup>3</sup> piasku (Žilinskas, Jarmalavičius, Kulvičienė 2000).

## Wnioski

Przedstawiona działalność wiatru na Mierzei Kurońskiej pozwala sformułować następujące wnioski, które są słuszne również dla innych form brzegowych tego typu, rozwijających się w warunkach klimatu wilgotnego:

Wiatr jest jednym z najważniejszych czynników rozwoju mierzei. Wyznacza kierunek jej narastania, tworzy osady i formy eoliczne, wpływa na dynamikę rzeźby i bilans osadów w strefie brzegowej, kształtuje linię brzegową, przyspiesza proces zrastania się mierzei z lądem.

Działalność wiatru w strefie brzegowej jest ściśle związana z procesami litoralnymi. Procesy litoralne dostarczają materiału do budowy wydmy i niszczą je w strefie plaży i brzegów zalewu. Wiatr natomiast pośrednio wpływa na akumulację litoralną i bierze udział w wypełnianiu zalewu. Mierzeja jest strefą wymiany materiału morskiego i eolicznego.

Procesy eoliczne biorą udział zarówno w tworzeniu, jak i niszczeniu mierzei. Wynika to z faktu, że mierzeja jest strefą tranzytową, w poprzek której wiatr przenosi piasek i przesuwa wydmy z jednego brzegu na drugi. Działalność akumulacyjna wiatru w stosunku do mierzei, polegająca na jej podwyższaniu i poszerzaniu, zaznacza się w części centralnej i po stronie zawietrznej. Równocześnie po stronie odlądowej zsypywanie części osadów eolicznych do zalewu powoduje obniżanie jej powierzchni, a nawet zwięzanie.

Rola i znaczenie wiatru w rozwoju mierzei podlegają zmianom w związku z zagospodarowaniem terenu, które zaburza naturalny dla strefy brzegowej klimatu umiarkowanego przebieg procesów eolicznych. W warunkach naturalnych w obrębie mierzei zaznacza się strefowy układ obszarów deflacji i akumulacji eolicznej, nawiązujący do odległości od brzegu morskiego. Każda z form zagospodarowania terenu: osadnictwo, zmiany powierzchni lasów, budowa urządzeń portowych i umocnień brzegu powoduje zmianę relacji między procesami litoralnymi i eolicznymi lub między procesami deflacji i akumulacji eolicznej. Zmienia się powierzchnia i rozmieszczenie ruchomych wydmy, a to wpływa na zahamowanie lub intensyfikację tempa procesów eolicznych, a więc ogranicza lub zwiększa rolę wiatru jako czynnika rozwoju mierzei.

## LITERATURA

- Berendt D., 1869, *Die Geologie der Kurischen Haffes und seiner Umgebung*, Königsberg, 110.
- Dučinskas, Povilauskas., 2000, *Kuršių nerijos marių kranto zonos ilgalaiks morfodinamikos faktorių analiz statistiniais metodais*, Geografinis metraštis, 33, 167-173.
- Gudelis V., 1989-1990, *Kuršių nerijos senųjų parabolinių kopų litologija ir litorinos juros kranto procesų dinamika*, Geografijos metraštis, 25-26, 13-17.
- Gudelis V., Minkevičius V., 1963, *Litologičeskije spektry vetropiesčanogo potoka primorskich djun Litoy (Kuršju Njarija)*, Baltica, 1, 211-232.
- Gudelis V., Michaliukaitė E., 1976, *Drevnie parabolicheskie djuny kosy Kuršju njarija*, Geographia Lituanica, 14, 59-63.



- Gudelis V., Minkevičius V., 1977, *Morfodinamičeskaja charakteristika zaščitnogo pljažewogo djunnogo vala (ZPDW) peresypi Kuršju-njarija i korenno brega (1. Klassifikacija ZPDW)*, Lietuvos TSR Mokslų, akademijos darbai, B, 2, 129-137.
- Janukonis Z., 1996, *Kuršju Nerijos marių kranto zonos dinaminės ypatybės*, Geografijos metraštis, 29, 77-86.
- Kirlys V., Janukonis Z., 1993, *Dynamical Characteristics and Classification of the Coastal Zone in the South-East Sector of the Baltic Sea*, Geografija, 29, 67-71.
- Kudaba Č., Mardosienė D., 1986, *Osobnosti eolovoj geodinamiki na podvetrennyh sklonach perevevaemyh djun Kuršskoj Kosy*, Geografija, 22, 81-86.
- Mardosienė D., 1986, *Rezul'taty stacionarnich issledovanij dinamiki primorskich djun Baltijskogo poberež'ja*, Geografija, 22, 87-90.
- Mardosienė D., 1989-1990, *Kuršių nerijos pustomų kopų dinamika*, Geografijos metraštis, 25-26, 29-45.
- Michaliukaitė E., 1967, *Kuršių nerijos krantų ir kopų dinamika per pastaruosius 100 metų*, Geografinis metraštis, 8, 97-114.
- Minkevičius V., 1971, *Nekotorye osobnosti eolodinamiki primorskich djun w zimmich uslovijach*, Trudy AN LSSR, B, 66, 225-234.
- Morkunaitė R., Paškauskas S., Račinskas A., Vekeriotienė I., 1989-1990, *Dirvožemio defliacijos veiksniai ir dėsningumai Pajurio žemumoje*, Geografijos metraštis, 25-26, 98-107.
- Sazonov B.I., Molkentin E.K., Bukantis A., 1994, *Klimato anomalija šiaurės Europoje 1983-1993 m*, Geografija, 30, 10-12.
- Žaromskis R., 1985, *Razvitie beregovoj linii i pribrežnyje otloženija akumuljativnyh učastkov zapadnogo brega Kuršskogo zaliva*, Geografija, 21, 69-80.
- Žilinskas G., Jarmalavičius D., Kulvičienė G., 2000, *Uragano „Anatolijus“ padariniai Lietuvos jūriniam krante*, Geografijos metraštis, 33, 191-206.
- Žilinskas G., Jarmalavičius D., Minkevičius V., 2001, *Eolinai procesai Juros krante*, Wyd. Geografijos institutas, Vilniaus Universitetas, 283.
- Žilinskas G., Jarmalavičius D., 2003, *Lietuvos jūrinio kranto dinamikos tendencijos*, Geografijos metraštis, 36, 80-88.

## THE ROLE OF THE WIND IN THE CURONIAN SPIT DEVELOPMENT

### SUMMARY

The aim of this paper is to determine the role of aeolian processes in the Curonian Spit relief development, based on the results of the dune and shoreline morphodynamic investigations, carried out in that area from the 19th century.

The wind activity produces littoral and aeolian forms and creates the sand sediment balance. In the wind activity can be distinguished several periods, depending on the diversity of the natural environment and anthropopressure.

Curonian Spit and coastal dunes began to form in the Atlantic period under influence of the prevailing west wind and wind drift current carrying large masses of sand sediments. Dunes developed during several dune-forming phases, until the 16<sup>th</sup> century,

when they were colonized by the forest. The dunes creating large, continuous ridge along the Curonian Spit, are the main type of its land relief form.

After deforestation, mainly in 18th century, aeolian processes were initiated again. The migrating dunes reached the shoreline of the Curonian Lagoon, changing its configuration. Since the beginning of the 19th century, the intensity of dune migration ceased owing to afforestation and creation of anthropogenic foredune ridge, which held back sand supply from the Baltic coast.

The reduced possibility of sand supply by marine sediments made the dunes the only source of sand for aeolian processes. The area of the mobile dunes limited to inland forms and the rate of their migration towards the Curonian Lagoon have diminished. Today many deflation forms dissect the dunes, entail their degradation. But dunes are still one of the most important morphodynamic factor of the Curonian Lagoon shoreline changes.

*Translated by Author*