

KAZIMIERZ ŁOMNIEWSKI

UJŚCIE WISŁY

(9 fig.)

Embouchure de la Vistule

(9 fig.)

WSTĘP

Ujście Wisły do morza od czasów, kiedy człowiek zaczął je regulować, a więc od XIV wieku, było zawsze trudnym problemem do rozwiązania. Wisła przez długie wieki hojnie użyźniała krainy nadbrzeżne namulom, a u swego ujścia formowała najlepsze gleby-mady. Tak działo się dawniej, gdy rzeka mogła spokojnie odkładać rumowisko w przesłoniętych akwenach, w cieniu prądów morskich, poza zasłoną wału wydmowego. Człowiek doprowadził wreszcie ujście rzeki w 1895 r. do miejsca obecnego. Ożywił bieg Leniwki, która w końcu stała się jedyną, zarazem główną rzeką w miejsce kilku ramion Wisły. Wody jej wprowadził wprost do morza, każąc składać w Zatoce Gdańskiej materiał rumowiskowy z całego dorzecza, a szczególnie ten najbardziej drobny, ilasto-pylasty zaniesiony do samego ujścia. Szerokie a wysokie obwałowania, podcinanie śluzami dawnych ramion Wisły, nie pozwalają wodom wiślanym na jakąkolwiek aktywność w delcie Wisły.

Rzeka swoimi rozlicznymi ramionami formowała niegdyś deltę Wisły, niosła do Zalewu Wiślanego jeszcze w połowie XIX wieku jedną trzecią wielkich wód i spłycała go swymi osadami.

Spływ wód i odkładanie rumowiska są z jednej strony aktualnymi zjawiskami hydrologicznymi, z drugiej zaś strony są nieodwracalnymi procesami geologicznymi. Wiele już na ten temat napisano zwłaszcza dla celów technicznego rozwiązania problemu ujścia Wisły.

W 1958 r. Wisła przedłużyła wreszcie swój bieg o 300 m, o tyle bowiem przedłużono prawy falochron kierujący. Po wieloletniej przerwie (od 1939 r.) wkroczył ponownie człowiek, by zapobiegać dalszemu zdziczeniu ujścia rzeki.

Drobna zawiesina wiślana wędruje dziś w głąb morza, nawet poza

granice Zatoki Gdańskiej. Na stożku ujściowym pozostaje grubszy materiał piaszczysty, natomiast ilasto-pylasty opada na dalszych akwenach na dno morza. Echogramy z Zatoki Gdańskiej wykazują bardzo młode smugi akumulacyjne. Jeśli wstępnie przyjmiemy, zgodnie zresztą z obliczeniami, iż około 60% materiału akumulacyjnego wędruje w głąb morza, to dałoby nam na dnie Zatoki Gdańskiej przyrost roczny około 0,2 mm, przy wyjątkowo zaś wielkich wodach Wisły, jak np. w 1924 r., 2,0 mm. Oczywiście nie należy tu schematyzować procesów wysoce skomplikowanych ani zamykać ich na ograniczonych przestrzeniach, i to w konwencjonalnych granicach Zatoki Gdańskiej. Chodzi tu tylko o ukazanie rzędu wielkości przeobrażeń i wagę współczesnych procesów geologicznych.

Utylitarne cele wymagałyby obszerniejszego potraktowania sprawy żeglugi w ujściu Wisły, jakkolwiek spokojna Martwa Wisła zawsze może spełnić rolę łącznika między aktywną Wisłą a morzem. Trudności nawigacyjne na mieliznach stożka ujściowego oraz w samym ujściu Wisły będą jednak ważniejsze dla ruchu lodolamaczy, usuwanie bowiem pokrywy lodowej z dolnego odcinka Wisły podyktowane jest warunkami bezpieczeństwa doliny Wisły.

Stałe przeobrażenia w tym regionie hydrograficznym, wędrowki ławic, zasypywanie lub pogłębianie rynien, przerzucanie nurtu rzeczno-go oraz działalność prądów morskich i falowania — wszystko to zachodzi w zmiennych warunkach fizyczno-geograficznych, często nieporównywalnych i zaskakujących.

Rzeka przesuwą swoje ujście coraz dalej ku północy. Spływają się akweny przyujściowe, a wierzchołek stożka wędruje w różnych kierunkach. Formy ujścia są tak zmienne, jak zmienne są czynniki dominujące w danym okresie.

Te zjawiska i procesy rozgrywają się w strefie kontaktowej wód lądowych i morskich.

I. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA HYDROGRAFICZNA WISŁY NA ODCINKU UJŚCIOWYM

Wisła należy do rzek o złożonym ustroju hydrologicznym, zasilana jest bowiem w sposób niejednorodny. Wiosenne, pochodzące z polskiego niżu powodzie roztopowe przebiegają na dolnej Wiśle zazwyczaj groźniej od letnich, opadowych, których obszarem macierzystym, ale odległym od ujścia Wisły, są góry. Niebezpieczeństwo powodzi wiosennych w odcinku ujściowym potęguje pochod kry lodowej.

Absolutna amplituda stanów wód w Tczewie osiąga około 10 m, przy ujściu zaś musi się dostosować do amplitudy stanów wód morskich w Zatoce Gdańskiej wynoszącej 2,7 m.

Rzeka zmniejsza ku morzu wybitnie swój spadek. Każda zmiana jej długości, powodująca zmiany w spadku, pociąga za sobą różnice w wielkości przepływu.

Nieregularność spływu wód rzeki charakteryzuje wysoki współczynnik (43 pod Tczewem) między najniższym przepływem (238 m³/sek)

a najwyższym (10200 m³/sek). Przeciętny przepływ wynosi 1030 m³/sek. Roczną masę wody doprowadzoną przez Wisłę do morza oblicza się na około 32 km³, co stanowi 6,7% ogólnego dopływu rzecznego do Bałtyku.

W strefie kontaktowej wód lądowych i morskich istnieje wzajemne oddziaływanie obcych sobie reżimów tak na drodze powierzchniowej, jak i podziemnej. Wisła oddziałuje na skład chemiczny wody morskiej, zawartość gazów, planktonu, na przezroczystość, barwę wody itp., osadza w morzu materiał rumowiskowy, strąca zawiesinę. Woda morska wkracza w głąb rzeki podczas wysokiego stanu morza. To zjawisko „morki” nie ma nic wspólnego z przypływem, który na południowym Bałtyku jest minimalny (rzędu 1—2 cm), zatem bez znaczenia praktycznego. Strącanie zawiesiny i ruch rumowiska wleczonego odbywa się wówczas w zupełnie innych warunkach. Koryto rzeki spełnia wtedy chwilową rolę obszaru sedimentacji.

Wisła denuduje materiał z powierzchni dorzecza 194 112 km², rozprządza go wzdłuż doliny, a do ujścia dochodzi rumowisko przeciętnie o objętości około 2 mln m³ rocznie, z czego na zawiesinę przypada około 60%. W miarę zagospodarowywania rzeki, a szczególnie przez budowę stopni zmniejszy się z czasem potok rumowiska w odcinku ujściowym, niemniej jednak woda płynąca do morza stale będzie nieść w dół swój rumosz w większej lub w mniejszej ilości.

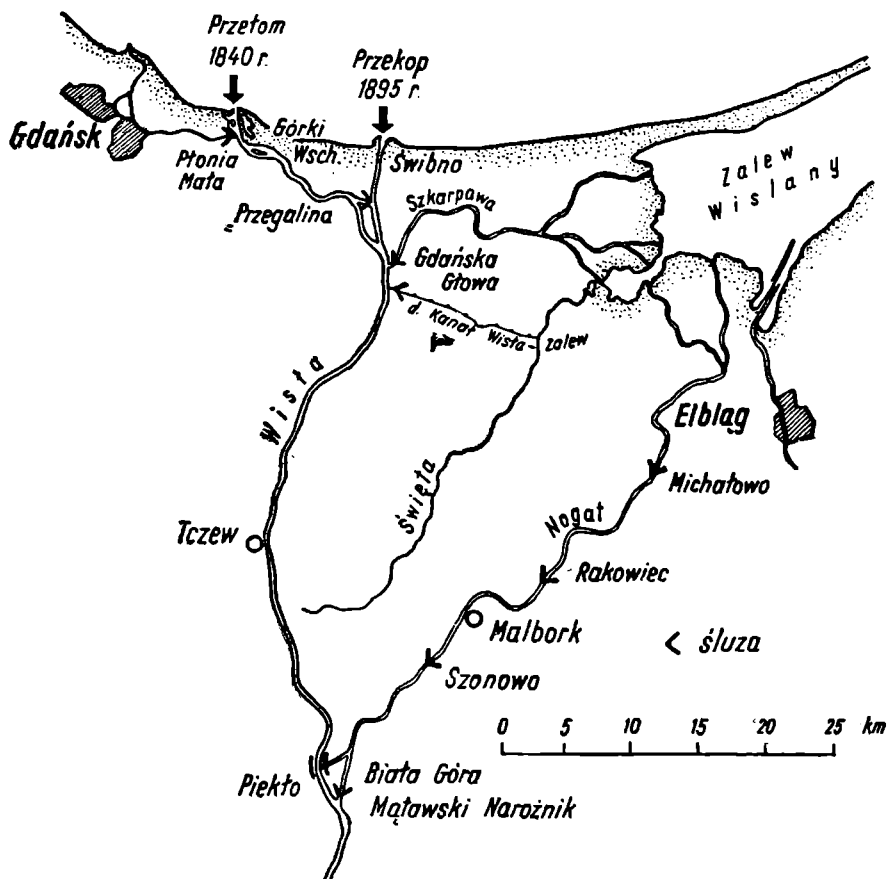


Fig. 1. Drogi wodne w delcie Wisły

Fig. 1. Voies aquatiques dans le delta de la Vistule; śluza — écluse

Wszystkie odcinki ramion Wisły na obszarze delty są hydrologicznie obecnie nieczynne (fig. 1). Pozamykane śluzami, pozbawione ruchu wód są tylko receptorami małych zlewni. Dużą rolę odgrywają tu wody podziemne. Poziom ich zalega płytko, w rozlicznych rowach melioracyjnych zwierciadło wód w północnej części delty pokrywa się z poziomem wód gruntowych. Wahania wód gruntowych w strefie brzegowej są wyraźnie związane z wahaniami wód morskich (E. Schrödter 1931).

II. HISTORIA UJŚCIA WÓD WIŚLANYCH DO MORZA I AKUMULACJI OSADÓW

A. Okres przed 1840 r.

Systemat sieci hydrograficznej delty Wisły ma swą bogatą historię. Mapa Bertrama ukazuje na przełomie XIII i XV wieku dziesiątki strug wodnych uchodzących do wygasającej zatoki, osłoniętej wałem wydm nadmorskich. Reliktem tej zatoki jest Zalew Wiślany. Do niego to wiodły większość materiału akumulacyjnego wody Wisły poprzez Nogat, a z czasem Szkarpawę (Wisłę Elbląską). Odnoga Wisły w Gdańsku w tzw. Wisłoujściu posiada dopiero w XVI wieku wyraźne znamiona rzeki niosącej rumowisko ku morzu (narastanie Westerplatte). Około roku 1550 uchodziło do Zalewu 87 % wód wiślanych, około 1600 r. 75 %, około 1800 r. 60 %. O wielkości zasypywania zalewu świadczy fakt, iż linia wałów ochronnych w XIV wieku przebiegała w odległości 12 — 15 km od dzisiejszej linii brzegowej (27). W latach 1600 — 1900 użytkowano 152 km² polderów. Nogat przed ostatecznym odcięciem go pod Białą Górą w 1915 r. akumulował tak dalece, że linia brzegowa przesuwała się rocznie o 25 — 30 m w głąb zalewu przysparzając w ten sposób łądu od 15 — 25 ha rocznie.

Odkład rumowiska rzecznej Wisły wykorzystywano przez szereg wieków dla zwiększania areału polderów, doskonałych gleb, użytkowanych dla celów rolniczych. Z chwilą zwiększania odpływu wód wiślanych zachodnim ramieniem, tj. Wisłą Gdańską, potok rumowiska zaczął formować w Wisłoujściu, na przedpolu ujścia w morze, stożek napływowy. Wprawdzie w Gdańsku-Nowym Porcie nie możemy dziś stwierdzić istnienia aktywnego stożka, ale pozostały przecież po nim osady akumulacyjne, na których rozbudowała się część Nowego Portu. O tym również świadczą spłycone akweny przyporca gdańskiego o wyraźnie wygiętych izobatach. Trzeba było utworzyć w swoim czasie nowy przejazd dla statków, okalający od południa świeżo akumulowaną wyspę Westerplatte. Abrazja morska niszczy współcześnie ten akumulacyjny twór Wisły pod Gdańskiem, a prądy przybrzeżne przesuwały osady ku E wzdłuż brzegu morskiego, o czym wyraźnie mówi się przy analizie nanosu materiału morskiego na stożek ujściowy pod Świbnem.

B. Ujście Wisły Śmiałej w latach 1840 — 1895

W wielu poczynaniach i przebudowie sieci hydrograficznej w delcie Wisły decydowały fakty, przed jakimi przyroda postawiła człowieka.

Gwałtowne powodzie, szczególnie typu zatorowego, zmieniały już nieraz sieć rzeczną delty. Szczególnie mały rozstaw wałów w Nogacie zawsze groził ich przerwaniem, stąd długotrwała realizacja przebudowy Nogatu

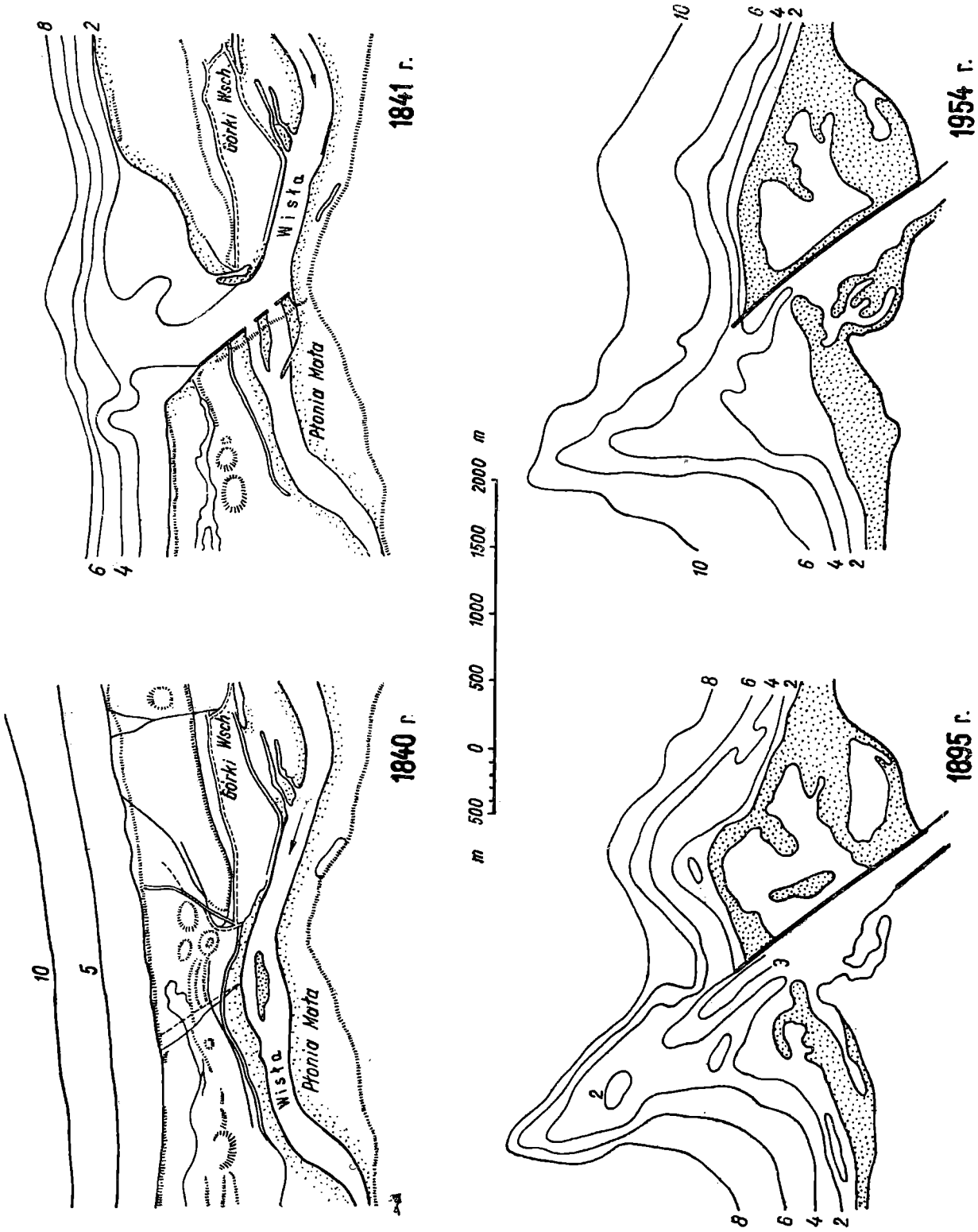


Fig. 2. Rozwój i degradacja stożka ujściowego Wisły pod Górkami Wschodnimi w przełomie z 1840 r.
Fig. 2. Développement et dégradation du cône de déjection de la Vistule près de Górki Wschodnie dans la brèche du 1840

(1853 — 1915 r. i w końcu aż do r. 1930). Drugim niebezpiecznym odcinkiem w delcie był wał wydm nadmorskich na którego zapleczu płynęła równoległe Wisła Gdańska.

W nocy z dnia 31 stycznia na 1 lutego 1840 r. kora lodowa zatarasowała koryto aż po Górki. Nie było obwałowania na odcinku Gdańsk-Górki. Wody zatorowe przerwały wał wydm i uformowały nad ranem nowe ujście Wisły do morza o szerokości 280 — 300 m, rozszerzone później aż do 753 m. Skrócenie biegu Wisły o 14 km obniżyło podstawę erozyjną, ożywiło nurt rzeki, w rezultacie to ramię Wisły przechwyciło wody Szkarpawy, która zaczęła zapiaszczać się.

W nowym przełomie Wisły z 1840 r. nazwanym przez Wincentego Pola Wisłą Śmiałą rozpoczęła się nowa, 55-letnia faza w spływie wód wiślanych. Dalszy bieg Wisły ku Gdańskowi zamknięto zaraz ziemną tamą i w ten sposób powstała Martwa Wisła.

Stożek ujściowy naprzeciw Przełomu rozpoczął systematycznie narastać tak dalece, iż izobata 10 m została przesunięta w głąb morza ku NNW o przeszło 2 km. Utworzenie czterech rynien i formowanie się stożka ujściowego doprowadziło do akumulacji ponad 100 mln m³ rumowiska. Z chwilą przesunięcia w 1895 r. ujścia Wisły na sztuczny przekop pod Świbnem stożek pod Górkami nie tylko przestał narastać, lecz zaczął się cofać powoli i systematycznie (fig. 2, sondaż 1954 r. łącznie z 1948 r.). Stożek Przełomu nie zasilany już osadami Wisły jest świadectwem sił, które go utworzyły. Powolna degradacja stożka bynajmniej nie potwierdza wielkiej roli fali morskiej i prądów, a raczej dokumentuje dawną rolę osadu rzecznoego. Współczesny brak nanosu rumowiska rzecznoego na stożek w Przełomie, brak sił rzecznych formujących mielizny, potwierdza tylko tezę o zasadniczej roli rzeki na akwenach przyujściowych.

C. Przekop Wisły pod Świbnem w 1895 r.

Po usunięciu ponad 7 mln m³ ziemi (R. Winkel 1939) dokonano w dniu 31 marca 1895 r. otwarcia przekopu pod Świbnem, skracając bieg Wisły o dalsze 9 km. W ciągu 16 godzin prąd rzeczny wyrzucił w morze około 2 mln m³ piasku. Z czasem ujście rozszerzono do 450 m, aby wielka woda mogła zmieścić się w korycie.

Wisłę Gdańską zamknięto śluzą o szerokości 12,5 m w Przegalinie, zatem martwą odnogą Wisły stało się koryto od Świbna po Gdańsk na długości 23 km.

W celu całkowitego skierowania wód w nowe ujście należało jeszcze zupełnie odciąć Nogat, co też uczyniono w 1915 r. Do 1915 r. Nogat dostarczał do Zalewu przeciętnie około 260 m³/sek. Zbudowano śluzę i zamknięto kanał Wisła-Nogat. Od 1916 r. Wisła prowadzi prawie cały przepływ wód i potok rumowiska do ujścia pod Świbnem. Dopływ Nogatem do Zalewu zmniejszył się według obliczeń Z. Mikulskiego o przeszło dziesięciokrotnie (do 25 m³/sek).

Wisła usypuje stożek ujściowy już wprost w Zatoce Gdańskiej (fig. 3). W ten sposób został zakończony proces zasypywania delty po wewnętrznej stronie wału wydmowego trwający ponad 3 tysiące lat.

Zalew Wiślany przestał być terenem akumulacji osadów z dorzecza Wisły. Dalsze prace na Nogacie, prowadzone do 1930 r., jak budowa stopni i śluz komorowych w Szonowie, Rakowcu i Michałowie (fig. 1), podzieliły Nogat na kilka odcinków. To ustabilizowanie wód Nogatu, jak

również utrzymywanie poziomu zerowego morza na przestrzeni prawie 30-kilometrowej między Michałowem a Zalewem Wiślanym, przyczyniło się do stagnacji wód gruntowych, do oddania ich pod wpływem słonawych wód Zalewu Wiślanego.

Po przebudowie hydrograficznej rzeka Nogat i Szkarpawa straciły charakter czynnych rzek, natomiast ożywiła się dawna Leniwka, stała się wartką rzeką w okresach wielkiej wody. Nogat zaś przeciwnie stał się odtąd prawie martwy.

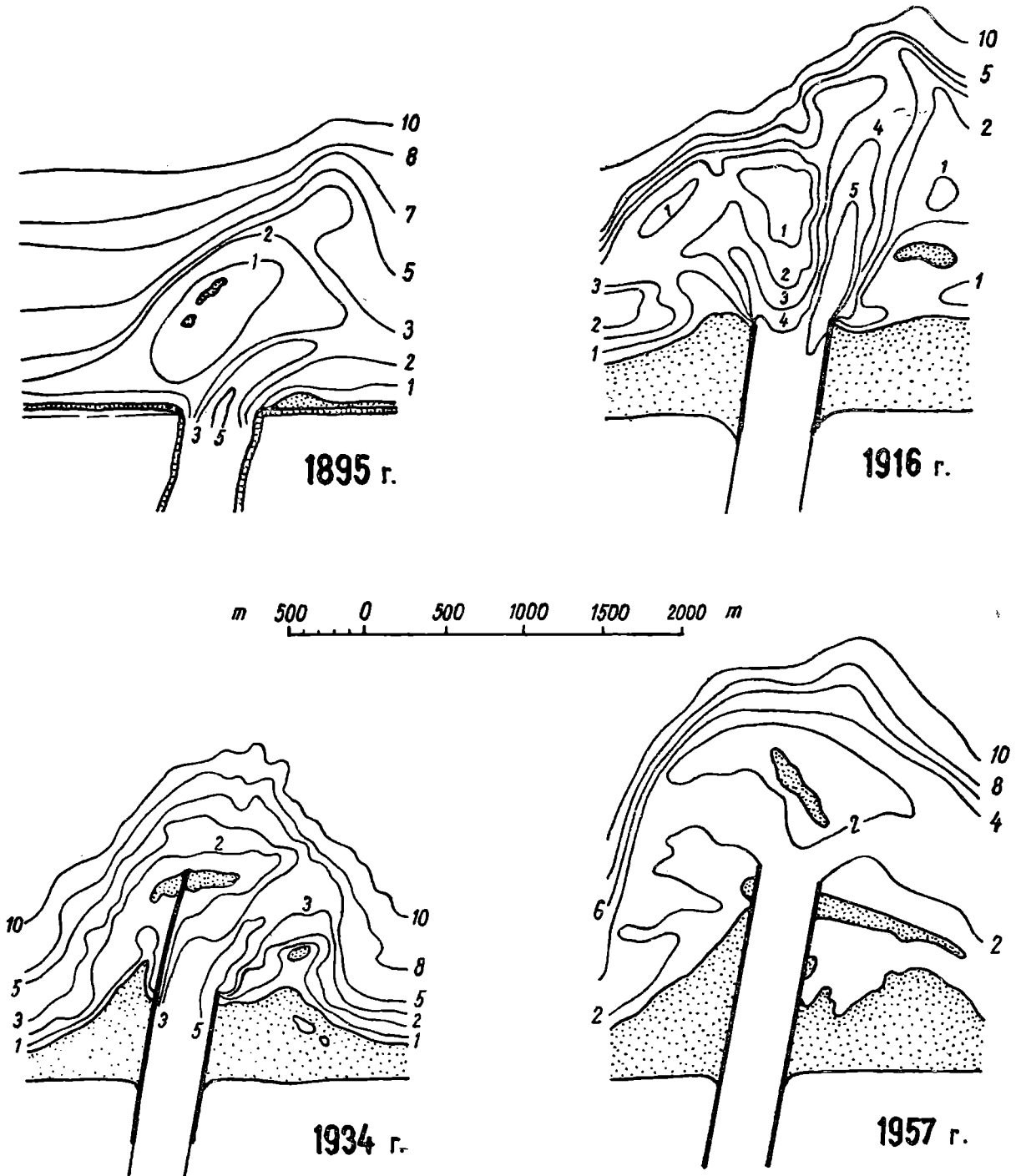


Fig. 3. Rozwój stożka ujściowego Wisły pod Świbnem
Fig. 3. Développement du cône de déjection de la Vistule près de Świbno

Współcześnie całkowity dopływ wód rzecznych do Zalewu Wiślanego wynosi przy wysokim stanie 1330 m³/sek, przy średnim 102 m³/sek, przy niskim 38 m³/sek, przy czym Pregoła awansowała w miejsce Nogatu do roli głównego dopływu w zlewni.

Okres formowania się stożka pod Świbnem obejmuje 63 lata (1895 — 1958), a więc czas wystarczający na wykształcenie się rozległych mieelizn na przedpolu ujścia. Już w roku 1895 od wiosny do jesieni zostało samoczynnie wyniesionych w morze 9,06 mln m³ piasków (R. W i n k e l 1939), a od jesieni 1895 do 1915 r. (daty odcięcia Nogatu) 11,10 mln m³, czyli przeciętnie rocznie 555 tys. m³. Z chwilą odcięcia Nogatu wzrasta potok rumowiska wiedzionego Wisłą, gdyż rzeka nie rozdziela go na inne ramiona w delcie.

III. STUDIA NAD UJŚCIEM WISŁY POD ŚWIBNEM

Regulacja ujścia Wisły była przedmiotem wieloletnich studiów w latach poprzedzających przekop z 1895 r. W miarę rozwoju studiów i prac realizacyjnych przebudowywano odcinek Wisły od Maławskiego narożnika w dół rzeki.

Szczególnie zasługują na uwagę prace teoretyczne i realizacyjne inż. R o ż a n k o w s k i e g o (1929). W latach współczesnych inż. C z e r n i k (1954, 1955) pierwszy obliczył masę stożka po 1952 r. i wskazał na dalsze sposoby pokonywania trudności regulacyjnych.

Instytut Morski w Gdańsku zakończył w 1955 r. pod kierunkiem doc. S ł o m i a n k i pełny cykl kompleksowego opracowania tematu pt. „Koncepcja zabudowy ujścia Wisły”. S ł o m i a n k o opublikował cenne studium zapiaszczania ujścia Wisły pod Świbnem (P. S ł o m i a n k o 1958).

Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, Zakład Oceanografii w Gdyni dokonał w latach 1950 — 1952 szereg rejsów pod kierunkiem autora oraz uruchomił w 1955 r. tzw. Stację Ujściową z siedzibą w Świbnie. Celem tej stacji jest prowadzenie kompleksowych badań m. in. w regionie ujścia Wisły. Stacja Ujściowa nagromadziła pomimo obiektywnych trudności w okresie sztormów wiele cennego materiału obserwacyjnego.

Sondażem zajmuje się Gdański Urząd Morski. Sondaż wykonuje się obecnie zazwyczaj dwa razy w roku do izobaty 30 m lub 15 m. Sondę ręczną stosuje się do izobaty 5 m, poniżej zaś echosondę. Sondaż w roku 1957 r. (fig. 4) objął do izobaty 30 m akwen o powierzchni 43 km² na 6,3 km w głąb morza (licząc od dawnej linii brzegowej), przy podstawie natomiast 6,9 km. Stwierdzamy niestety istnienie podstawy stożka poniżej głębokości 30 m, o czym świadczą nieregularne wygięcia izobaty 30 m w postaci smug akumulacyjnych. Przed 1895 r. izobaty przebiegały mniej więcej równolegle do brzegu. Niedawne sondaże obejmowały jeszcze mniejszy akwen (17 km²). Brak jest dokładnych sondaży z pierwszych lat narastania stożka i w ogóle dokładnej mapy izobatycznej dna Zatoki Gdańskiej, dlatego obliczenie masy osadów na stożku ujściowym posiada wartość tylko przybliżoną.

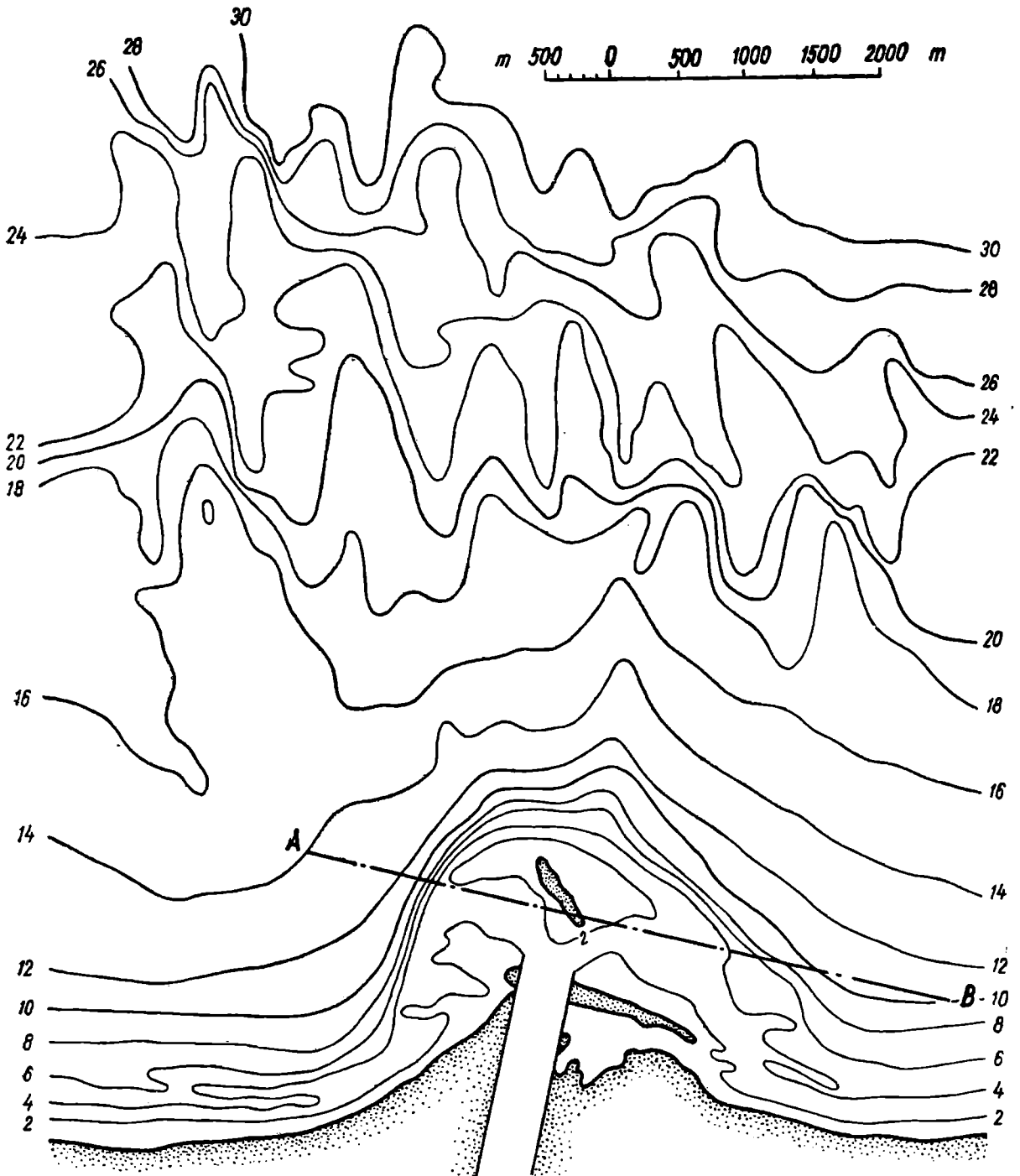


Fig. 4. Stożek ujściowy pod Świbnem w 1957 r. (Profil A—B na fig. 6.)

Fig. 4. Le cône de déjection près de Świbno, en 1957. (Profil A—B, fig. 6)

IV. ROZWÓJ STOŻKA UJŚCIOWEGO POD ŚWIBNEM

A. Zmiany linii brzegowej i głębokości na akwenie przyujściowym Wisły

Narastanie stożka ujściowego pod Świbnem odbywało się o wiele szybciej niż niegdyś pod Gdańskiem czy Górkami, gdyż Wisła zaczęła od 1895 r. prowadzić prawie całe rumowisko w jedno ujście. Narastanie stożka najdobitniej zwiększyło się z chwilą odcięcia Nogatu w 1915 r. Bagrowaniem starano się zapewnić utrzymanie rynien odpływowych, jednakże urobek sięgnął maksymalnie 380 000 m³ rocznie, średnio zaś wynosił 150 000 m³ wobec 2 mln m³ akumulowanych przez Wisłę. Samoczynne wypłukiwanie podczas wielkiej wody na Wiśle spełniało tu ważniejszą rolę aniżeli bagrowanie.

Linia brzegowa zaczęła się przesuwac w głąb morza w miarę narastania stożka. W latach 1895—1958 odsunęła się o 1250 m po wschodniej stronie ujścia Wisły, biorąc pod uwagę najbardziej obecnie odległy punkt brzegu w miejscu, gdzie mierzeja piaszczysta po północnej stronie jeziora przybrzeżnego przylega do falochronu (fig. 3 i 5).

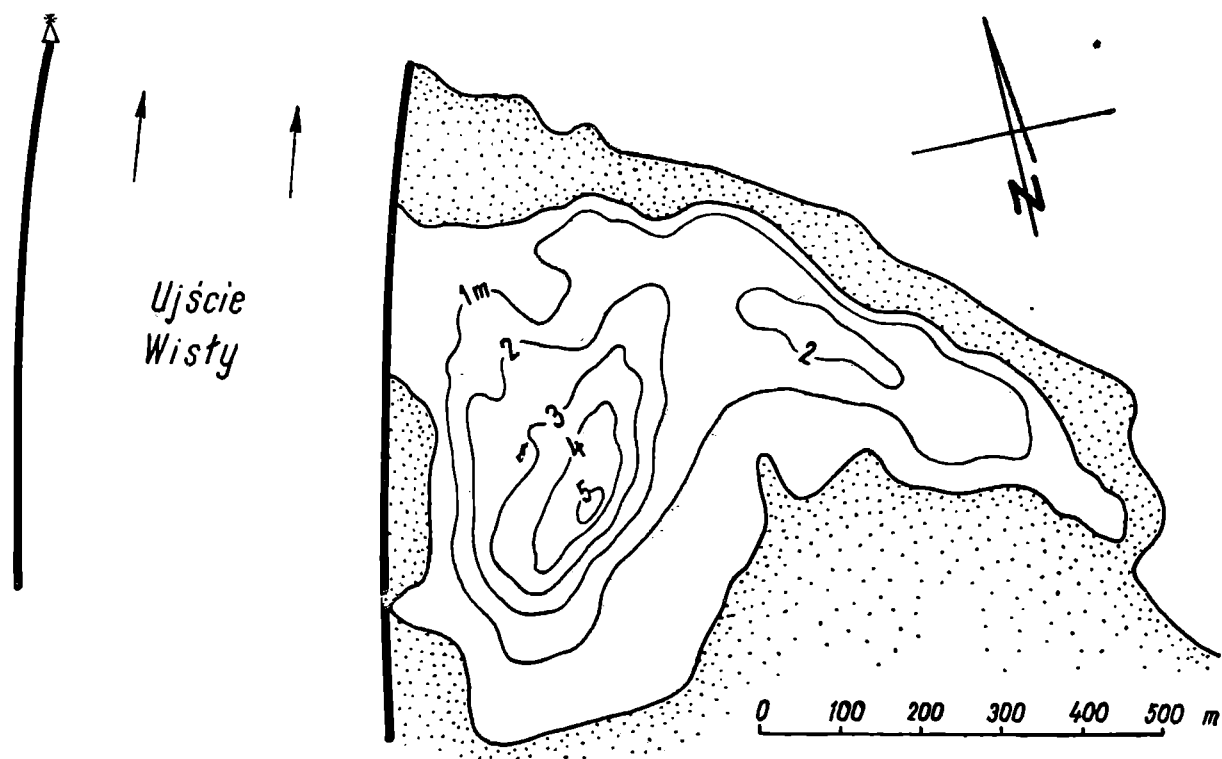


Fig. 5. Nowo powstałe w 1958 r. jezioro przybrzeżne przy ujściu Wisły
 Fig. 5. Lac littoral près de l'embouchure de la Vistule formé en 1958.

Izobata 5 m przebiegała przed 1895 r. w odległości około 450 m od linii brzegowej, natomiast w 1958 r. w odległości 2370 m. Izobata 10 m z dawnej odległości około 950 m od linii brzegowej odchyliła się obecnie do pozycji 2800 m (w najdalszym wygięciu na stożku), izobata 15 m z odległości około 1370 m przesunęła się do 3860 m.

Wydłużanie koryta Wisły poprzez strefę mielizn przybrzeżnych stało się głównym probierzem regulacji Wisły. Od 1897 r. rozpoczęto budowę falochronów w celu skierowania nurtu rzeki w wyznaczonym kierunku NNE i w etapach doprowadzono je w 1939 r. do 1780 m długości przy wschodnim falochronie i 1680 m przy zachodnim.

Po 1945 r. musiano zwalczać skutki zatopienia północnej części delty Wisły przez wojska niemieckie, z kolei pokonać skutki powodzi wywołanej falą sztormową Zalewu Wiślanego w dniu 2 marca 1949 r. oraz dokonać odbudowy zupełnie zniszczonych stacji pomp na Żuławach. Z tych powodów stosunkowo późno, bo dopiero w 1958 r., zabrano się do dalszej regulacji ujścia Wisły i przedłużono wschodni falochron o 300 m, doprowadzając go w pobliże wyspy.

B. Objętość masy akumulacyjnej na stożku

Obliczenie objętości osadu rzecznego na stożku natrafia na poważne trudności. Z jednej strony nie posiadamy z 1895 r. map sondażowych dna Zatoki Gdańskiej na akwenach przyległych ujściu Wisły, z drugiej zaś strony ilość rumowiska wleczonego i unoszonego w Wiśle może być określona tylko w przybliżeniu. Łatwiej jest wykreślić profil poprzeczny przez stożek Wisły (fig. 6) w pobliżu ujścia Wisły aniżeli profil podłużny, gdyż nie znana jest głębokość zalegania osadu naniesionego po 1895 r. poniżej izobaty 30 m. Ponadto zasadnicza trudność polega na tym, iż na stożku ujściowym pozostaje materiał o grubszej frakcji, drobny zaś osad wędruje na dalsze akweny Zatoki Gdańskiej.

Z dotychczasowych obliczeń R o ż a n k o w s k i e g o (1929), R e d e h r a (1939 wyd. Winkla), C z e r n i k a (1954, 1955), S ł o m i a n k i (1958) wynika, że do czasu odcięcia Nogatu w 1915 r. Wisła naniosiła do morza około 20 mln m³ osadu, w czym około 9 mln m³ w kilku miesiącach zaraz po otwarciu Przekopu w 1895 r. na skutek samoczynnego przepłukania koryta Wisły.

Z chwilą odcięcia Nogatu całe rumowisko z Wisły wędruje do jej ujścia i w latach 1915 — 1929 osadziło się w morzu około 70,1 mln m³, w czym wielka woda na wiosnę 1924 odprowadziła 17,424 mln m³. Instytut Morski zmniejszyła ostatnią liczbę na 5,6 mln m³ (P. S ł o m i a n k o 1958). Prądy morskie i fale zabrały ze stożka w ciągu trzech następujących lat około 33,5 mln m³ osadu, zatem w latach 1895 — 1929 objętość masy akumulacyjnej na stożku wynosiła około 56,6 mln m³.

Według danych Hydroprojektu (S. C z e r n i k 1954, 1955) Wisła wyniosła do morza w latach 1895 — 1953 około 113 mln m³, zatem w latach 1929 — 1953 około 56,4 mln m³. Wynika z tego, że Wisła akumulowała średnio rocznie około 1,9 mln m³ w okresie 1895 — 1953, zatem dla okresu 1895 — 1958 można określić masę stożka na około 122,5 mln m³.

W dalszych zestawieniach Instytutu Morskiego (P. S ł o m i a n k o 1958) ilość materiału wyniesionego do morza przez Wisłę do 1953 r. podana jest na 113 mln m³, natomiast objętość stożka ujściowego szacowana jest na 135 mln m³, zatem na stożku materiał o objętości 22 mln m³ musiał być przywleczony prądami morskimi z innych akwenów zatoki. Ta różnica pomiędzy ilością materiału wyniesionego

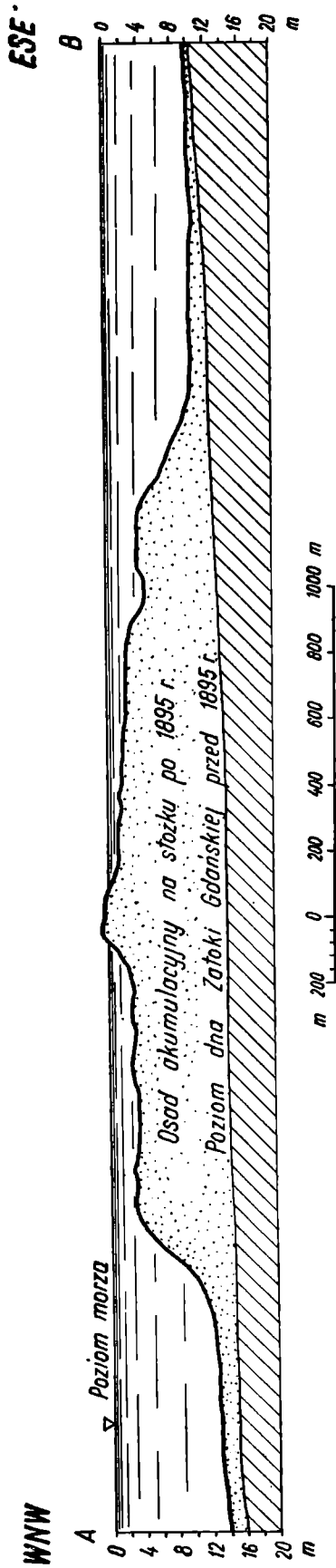


Fig. 6. Profil poprzeczny przez stożek ujściowy Wisły pod Świbnem w 1957 r. (Linia A—B według fig. 4).
Fig. 6. Profil transversal du cône d'embouchure de la Vistule près de Świbno en 1957. (Ligne A—B voir fig. 4).
Poziom morza — niveau de la mer; osad akumulacyjny na stożku po 1895 r. — dépôt d'accumulation sur le cône
de déjection après 1895; poziom dna Zatoki Gdańskiej przed 1895 r. — niveau du fond du Golfe de Gdańsk
avant 1895.

przez Wisłę a objętością stożka ujściowego waha się w różnych zestawieniach od 22—50 mln m³. Istotnym jest tu fakt, iż nie znamy dokładnie ilości materiału wyniesionego przez Wisłę do morza, jak również nie jesteśmy w stanie udowodnić na podstawie obserwacji, ile materiału pochodzi z morza na skutek działania prądów przybrzeżnych i falowania. Można się tylko domyślać współdziałania akumulacji morskiej w budowie stożka ujściowego. Powolna degradacja mielizn dawnych stożków ujściowych pod Gdańskiem i Górkami Wschodnimi (fig. 2) może dostarczać materiału osadowego stożkowi ujściowemu pod Świbnem, który stanowi poprzeczną przeszkodę w ruchu piasków przybrzeżnych wzdłuż wybrzeży Zatoki Gdańskiej.

Łatwiej jest zobrazować fakt, iż około 60% materiału wyniesionego przez Wisłę do morza nie znajduje się na stożku ujściowym. Z analizy 15 rodzajów frakcji materiału transportowanego Wisłą, w czym 2 frakcje iłowych, 4 pyłowych, 6 piaskowych i 3 żwirowych, przypadają w latach 1895—1953 frakcje wielkości w procencie masy:

frakcje iłowe (< 0,002 mm)	11,4 %
frakcje pyłowe (0,002 — 0,05)	48,1 %
frakcje piaskowe (0,05 — 2,00)	39,26 %
frakcje żwirowe (> 2,00)	1,24 %
ogółem	100,00 %

Próbki rdzeniowe ze stożka ujściowego wykazują zazwyczaj frakcje większe od 0,05 mm i tylko w nielicznych wypadkach frakcje zmniejszają się do rzędu 0,002 mm. Pomiarzy powyższe w Wisłę ukazują jednak materiał zasadniczo o drobnej granulacji, bowiem w 59,5% całości materiału wyniesionego przez Wisłę występują frakcje poniżej 0,05 mm. Na stożku nie ma tego drobnego osadu, gdyż wędruje on jako zawiesina na akweny poza stożkiem i w czasie jej transportu spostrzegamy nieraz odcień brunatny wód wiślanych w Zatoce Gdańskiej. Obserwacje wody wiślanej pod Helem czy pod Łysicą na Mierzei Wiślanej mówią o szerokim wachlarzu przerzutów prądów wiślanych na tle zielonych wód Zatoki Gdańskiej. Zasięg wód wiślanych w Zatoce możemy udowodnić odrębnym składem chemicznym oraz odmiennymi stosunkami termicznymi wody rzecznej, płynącej na powierzchni wody morskiej (K. Ł o m n i e w s k i 1954, 1959).

C. Ruch rumowiska w ujściu Wisły

Największa ilość materiału unoszonego w Wisłę występuje w jej dolnym biegu. Dla ilustracji wielkości ruchu rumowiska na odcinku ujściowym bierzemy przykładowo dane ze Stacji Ujściowej PIHM w Świbnie oraz obserwacje z Tczewa, cytowane przez J a r o c k i e g o (1957) (tabela 1).

Średnia ilość zawiesiny w latach 1955—1957 w profilu wodowskazu skarpowego, umieszczonego na falochronie zachodnim w odległości 480 m od głowicy falochronu, wynosiła w g/m³ 54,4. Według obliczeń z Tczewa (W. J a r o c k i 1957) średnia roczna ilość materiału unoszonego w metrze sześciennym wody wynosiła średnio rocznie w latach

Obserwacje zawiesiny na stacji ujściowej PIHM

R o k	1955	1956	1957
Suma roczna w g/l wody	12,7000	20,3660	11,9630
Średnia roczna	0,0348	0,0558	0,0725
Minimum	0,0010	0,0010	0,0040
Maksimum	0,6650	0,2220	0,0700

1946 — 1953 $40,1 \text{ g/m}^3$, największa zaś 684 g/m^3 , najmniejsza $0,2 \text{ g/m}^3$. Całkowita ilość zawiesin w Tczewie dochodzi do 1 530 640 ton rocznie. Są to wartości średnie z nieporównywalnych okresów. Bardziej jednak charakterystyczne, zarazem dominujące są wartości z okresu wielkiej wody na Wiśle. Na przykład w dniu 22. IV. 1958 r. w ujściu Wisły przy stanie wody 605 cm, czyli 105 cm ponad średni poziom, płynęła zawiesina w ilości 226 g/m^3 . W ciągu doby spłynęło do morza 146 688 ton, obrazowo mówiąc ponad 146 pociągów towarowych, każdy po 50 wagonów 20-tonowych. W ogóle największa ilość materiału unoszonego, jaką obserwowano dotychczas w Świbnie, wynosiła 665 g/m^3 .

W ujściu Wisły zachodzą zmienne warunki ruchu rumowiska ze względu na sąsiedztwo z morzem, wybitne spłaszczenie spadku w czasie niskich stanów wód rzecznych w porównaniu ze stanem morza lub odwrotnie wzięwszy, silne pochylenie krzywej spadku w czasie wielkiej wody przy równoczesnym niskim stanie wód morskich, jak to miało miejsce w czasie wielkiej wody na wiosnę 1958 r. Ponadto mamy różne przepływy przy tym samym stanie wody na łacie wodowskazowej nie tylko ze względu na okresowe spływanie czy zerodowanie koryta, lecz również ze względu na oddziaływanie wiatru i morza, co w obliczeniach ilości rumowiska w danym przepływie musi być uwzględnione (tabela 2).

Pomiary ruchu rumowiska w ujściu Wisły dokonuje się w trudnych nieraz warunkach, zwłaszcza przy szybkim prądzie rzeczonym lub wzburzonym morzu, którego fale wkraczają w głąb rzeki. W ostatnim wypadku zmieniają się zupełnie warunki ruchu rumowiska, gdyż hamowany jest spływ materiału unoszonego, przyspieszone jest natomiast jego strącanie, i to w samym korycie rzeki.

Samoczynne wypłukiwanie koryta odbywa się w zależności od stanów wód rzecznych i morskich, zależy więc od szybkości prądów w rzece, które na odcinku ujściowym wynoszą średnio $0,5 \text{ m/sek}$. ($1,8 \text{ km/godz.}$), w rzadkich zaś wypadkach jak np. w czasie powodzi wiosennej 1958 r. dochodzą do $3,8 \text{ m/sek}$ ($13,7 \text{ km/godz.}$). Przy takiej szybkości prądu nie można było utrzymać kutra badawczego nawet na ciężkiej kotwicy. Dno piaszczyste spływało w dół. W łapaczce systemu Borna znalazło się w dniu 14. IV. 1958 r. w ciągu 100 sek. 3959 g osadu, a w dniu następnym aż 7120 g/100 sek .

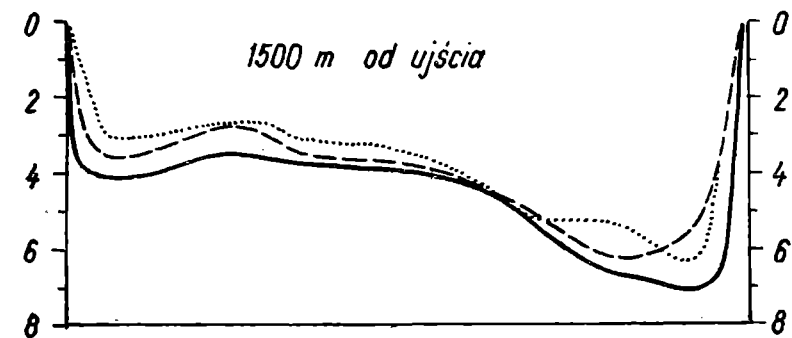
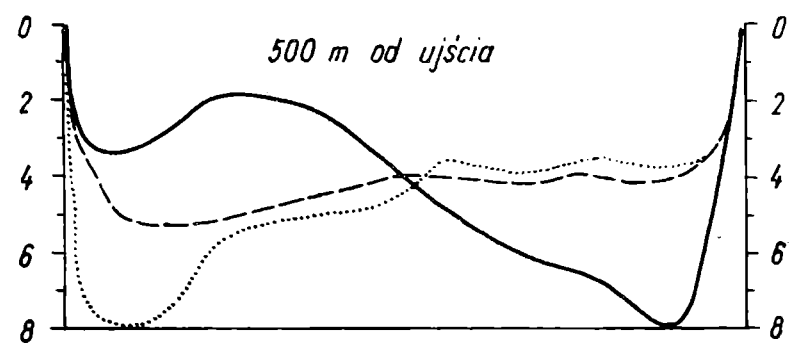
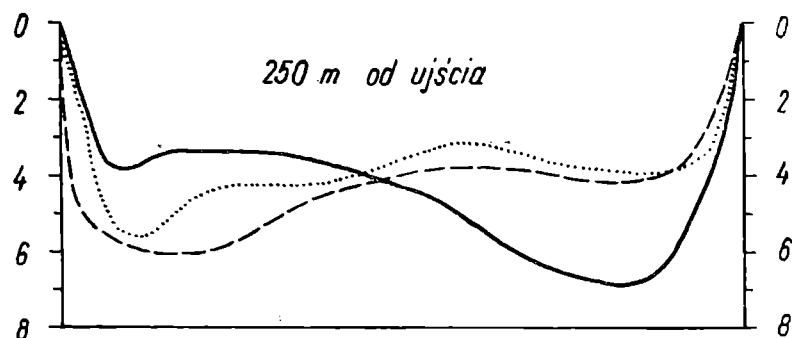
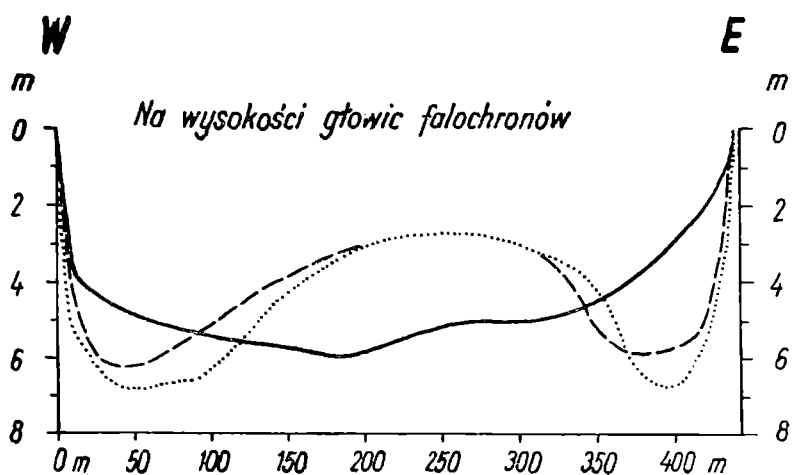
W jakim nasileniu przebiegają te zjawiska, wystarczy rozpatrzeć zmiany dna Wisły na odcinku ujściowym (fig. 7). W profilu poprzecznym na wysokości głowic falochronu widoczna jest pośrodku rzeki

Pomiarzy zawiesiny w ujściu Wisły w 1957 r.
 (Stacja ujściowa PIHM w Świbnie)

Data	Stan wody wg wodo-wskazu skarpo-wego	Przepływ Q w m ³ /sek	Zawiesina			Wiatr	
			kg/m ³	w prze-pływie kg/sek	ton/doba	kierunek	prędkość m/sek
1. VI	507	828,00	0,061	50,508	4363,9	—	—
7. VI	496	547,00	0,047	25,779	2227,3	—	—
15. VII	494	275,91	0,026	7,174	619,8	NNE	2
23. VII	498	414,36	0,042	17,403	1503,6	NW	5
30. VII	507	656,44	0,034	22,319	1928,4	S	6
6. VIII	505	612,04	0,032	19,585	1692,2	W	2
20. VIII	497	387,70	0,029	11,301	976,4	SW	10
28. VIII	508	592,40	0,031	18,364	1586,7	S	4
5. IX	511	555,52	0,039	17,765	1534,9	S	4
9. IX	503	602,92	0,029	17,485	1510,6	S	7
16. IX	518	827,14	0,019	15,716	1357,8	SW	5
3. X	504	1030,95	0,019	19,588	1692,4	SW	2
8. X	529	884,57	0,022	24,768	2139,9	SE	2
14. X	513	947,41	0,031	29,370	2537,5	SW	5
29. X	511	722,76	0,020	14,455	1248,9	SSW	5
4. XI	521	809,72	0,037	29,960	2588,5	SSE	10
13- XI	507	791,42	0,063	49,860	4307,9	S	3

mielizna (głębokość 2,6 m), przy brzegach zaś ułożyły się rynny zw. rękawami o głębokościach 6—7 m. Dwie rynny wschodnia i zachodnia powstały po 1950 r. i na planie sondażowym z 1953 r. wystąpiły już wyraźnie. Mielizna pośrodku rzeki korkowała ujście Wisły do morza i hamowała wdzieranie się wody morskiej w głąb rzeki. Pomiarzy w ujściu Wisły z 1950 r. (K. Łomniewski 1954) wykazały jeszcze pod Świbnem na profilu położonym 2,5 km od ujścia rzeki wodę bałtycką o zasoleniu 6,85‰ przy dnie rzeki. To zjawisko „cofki” właściwie nie istniało w latach 1953—1958. Dopiero wielka woda 1958 r. wyrwała z ostatnich 250 m biegu rzeki około 112,000 m³ osadu mielizny aż do głębokości 6 m, stwarzając przychylne warunki dla normalnego spływu wód i żeglugi środkiem rzeki oraz wolną drogę dla wkraczania wody morskiej w ujście Wisły. Rynny zostały wówczas zapiaszczone, wyspa na przedpolu ujścia została w części zachodniej rozmyta i odrzucona ku wschodowi. Piaszczysta mierzeja, narastająca na zewnątrz wschodniego falochronu zamknęła zatokę przeobrażając ją w jezioro typu przybrzeżnego (fig. 5).

W nieco wyższych partiach ujścia Wisły (fig. 7) wschodnia rynna utrzymuje się nadal, nurt Wisły trzyma się prawego brzegu, co już wyraźnie widać na profilu wykonanym w odległości 250 m od ujścia. Przegłębienie przy lewym falochronie do 8 m na profilu 500 m od



Sondaż z 1958 r. —————
1956 r.
1954 r. - - - - -

Fig. 7. Poprzeczne profile batymetryczne w odcinku ujściowym Wisły

Fig. 7. Profils batimétriques transversaux dans le secteur d'embouchure de la Vistule. Na wysokości głowic falochronów — sur la hauteur des pommeaux des digues. 250 m od ujścia = 250 m de distance de l'embouchure 500 m od ujścia = 500 m de distance de l'embouchure 1500 m od ujścia = 1500 m de distance de l'embouchure sondaż — sondage

ujścia spowodowane zostało zatorem lodowym w marcu 1956 r., kiedy to spiętrzona woda rozerwała w dniu 17 marca lewy falochron w odległości 330 m od ujścia do morza i znalazła sobie w ten sposób nowe ujście Wisły o szerokości 110 — 120 m, z maksymalną głębokością 15 m. Zamknięcie przerwy w falochronie i zasypanie wyrwy wykonano zaraz w tymże roku, a nurt Wisły ustalił się na tym profilu również przy wschodnim falochronie. Nastąpiło tutaj zupełne zapiaszczenie lewej części koryta rzeki.

Nieduże zmiany obserwujemy na profilu oddalonym od ujścia 1500 m, niemniej jednak i tutaj widać wyczyszczenie dna wielką wodą wiosny 1958 r. i pogłębienie całego profilu przeciętnie o 1,3 m.

Nie analizowano w dotychczasowych publikacjach zmian zachodzących w profilu poprzecznym dna ujścia Wisły. Na omawianych przykładach można stwierdzić, jak dalece różnicowanie poziomu wód rzecznych i morskich, zmniejszenie lub zwiększenie spadku wpływa na kształtowanie koryta.

V. UKŁAD STOSUNKÓW HYDROLOGICZNYCH W UJŚCIU WISŁY

W ujściu Wisły i na akwenach przyujściowych zachodzą warunki wzajemnego oddziaływania wód o ustroju rzeczonym i morskim. Czynniki anemobaryczne dominują w rejonie ujścia w czasie sytuacji sztormowej na morzu, a fale i prądy morskie opłukują stożek ujściowy, podcinają go i przesuwają materiał (fig. 8). Wody wiślane spiętrzają się wówczas, natrafiają bowiem przy ujściu na wyższy poziom morza. Odwrotna sytuacja zachodzi, gdy poziom morza jest niski a równocześnie Wisła prowadzi wielką wodę. Skutki dla ruchu rumowiska w obu wypadkach są wręcz odwrotne.

W tym rozdziale rozpatrzymy tylko te elementy hydrologiczne, które mają wpływ na zmiany w profilu koryta Wisły oraz kształtu i objętości stożka ujściowego.

A. Wahania poziomu wód w ujściu Wisły i na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej

Pomiędzy wahaniami poziomu wód morza i rzeki nie ma żadnego związku przyczynowego (K. Łomniewski 1959), gdyż inne czynniki decydują o nich w danym reżimie wodnym. Wprawdzie wysoki stan morza spiętrza wody w ujściu Wisły i wywołuje przez to szereg zmian w spływie wody rzecznej, jednak sama Wisła nie zmienia poziomu wód morskich w wymiarach dających się zauważyć. Okres sztormowy na morzu przypada na jesień i zimę, wówczas występuje w zatoce wysoki stan wód, gdy na rzece w tym samym czasie spotykamy niski stan, tak znamieny dla okresu zlodzenia rzeki. Najwyższy stan w ujściu Wisły 2 m ponad średni poziom morza nie jest bynajmniej spowodowany wielką wodą rzeki, lecz silnymi wiatrami, zazwyczaj ponad 7 stopni w skali Beauforta z kierunku NW-N-NE.

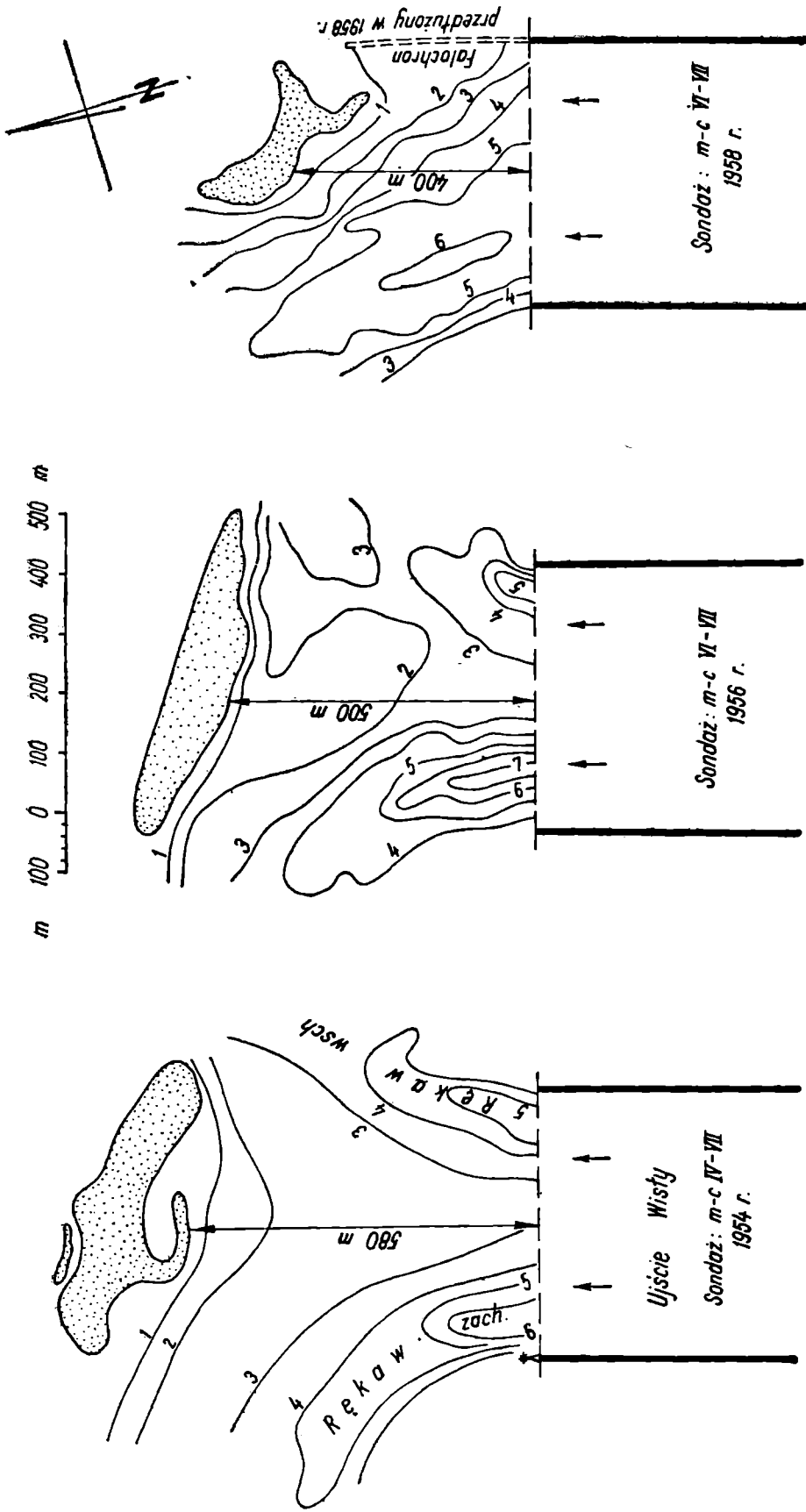


Fig. 8. Usytuowanie wyspy naprzeciw ujścia Wisły
Fig. 8. Position de l'île vis-à-vis de l'embouchure de la Vistule: ujęcie Wisły --
embouchure de la Vistule,
Sondaż: IV — VII 1954 = sondage: les mois IV — VII 1954
sondaż: VI — VII 1956 = sondage: les mois VI — VII 1956
Sondaż: VI — VII 1958 = sondage: les mois VI — VII 1958
falochron przedłużony — digue prolongée

Najbardziej oczywistym dowodem spiętrzenia idącego od strony morza jest niższy stan wody maksimum na wodowskazie w Świbnie o 40 — 45 cm (2,8 km od ujścia) od stanu w samym ujściu na wodowskazie skarpowym (0,48 km od ujścia). Godny uwagi jest również fakt, iż w powyższych sytuacjach sztormowych stany wód morskich na stacjach z dala od Wisły są o wiele niższe.

Minima w ujściu Wisły również wiążą się z minimalnym stanem wód morskich.

Przy niskim stanie wody wiślanej koryto rzeki staje się jakby za szerokie, linia spadku układa się stroną wklęsłą do góry. Wody Wisły płyną do morza spadkiem zaledwie około 0,025‰, przeważa więc akumulacja, ujście rzeki staje się krótsze. Słabe są prądy rzeczne, które wychodzą na akwen przyujściowy. Z nich to prędko strąca się unoszony materiał i przyrasta osad na stożku ujściowym.

Jeszcze bardziej przychylne warunki akumulacji zachodzą przy spiętrzeniach wód w ujściu Wisły, o czym już mówiliśmy. Są to zjawiska niekorzystne, spływające ujście Wisły. Odkładanie rumowiska w ujściu Wisły i na stożku ujściowym trwa zazwyczaj przez szereg lat, natomiast erozja zaznacza się słabo.

Wielkie wody rzeczne w okresie tajania śniegów czy latem na skutek opadów atmosferycznych schodzą do morza przy różnych stacjach jego wód. Najprzychylniejsza sytuacja samoczyszczenia odcinka ujściowego Wisły oraz rozmycia mielizn zalegających na przedpolu powstaje przy stanie powodziowym na Wiśle i równocześnie niskim stanie morza. Praca erozyjna rzeki zastępuje pracę pogłębiarską o wartości kilku milionów złotych.

Spośród ostatnio korzystnych sytuacji wystarczy przytoczyć długotrwałą wielką wodę Wisły w okresie 11. IV.—6. V. 1958 r. W ujściu Wisły musiało wówczas nastąpić zwiększenie spadku, gdyż od średniego poziomu morza (NN = 500 cm) stan wód morskich obniżał się w ciągu kilku dni aż do 469 cm w Gdańsku-Nowym Porcie w dniu 15. IV. 1958 r. i 458 cm w Helu. Na stacji w Świbnie stan wody kulminował w dniu 22. IV (605 cm) i w dniu 2. V (609 cm). Wodowskaz skarpowy wykazywał stan maksymalny zaledwie do 540 cm (3. V.) i niebывałą wprost rzeczą było nieprzykrycie korony falochronów, której rzędna wzniesiona jest zaledwie 1 m ponad średni poziom morza. Na tak małej długości, zaledwie 2,36 km, różnica poziomu wody w Wiśle dochodziła okresami do 80 cm, chwilami nawet przekraczała 100 cm. Stan wody w rzece musiał dostosowywać się do poziomu morza, który przez kilka dni wykazywał nadal tendencje zniżkowe. Spadek przy samym ujściu Wisły wynosił chwilami 0,55 — 65‰, a pomierzona szybkość nurtu wzrastała do 3,8 m/sek, jak już poprzednio podawaliśmy. Przyczyną obniżenia poziomu morza był przemieszczający się układ niskiego ciśnienia barometrycznego i wiatry z S i SE 5 m/sek (obserwacje ze Świbna w dniu 15. IV).

Podkreślano już kilkakrotnie skutki wzmożonej erozji w ujściu Wisły i w strefie mielizn przyujściowych w sytuacji wielkiej wody wyżej opisanej.

Wahania poziomu wód są jednak głównym czynnikiem wyrzucenia z Wisły nadmiaru rumowiska, falochrony zaś spełniają rolę przewodnicy dla nurtu.

B. Falowanie i prądy morskie

Fale i prądy morskie donoszą w rejon ujścia Wisły rumowisko morskie. Nie wykonywano dotychczas za pomocą odpowiedniej aparatury, pomiarów falowania w czasie sztormu, kiedy to elementy fali są największe. Przez porównanie z działaniem fali na stożkach ujściowych innych rzek oraz w oparciu o teoretyczne opracowanie (Kowalskiego 1956) możemy stwierdzić pewną migrację rumowiska na skutek działania fali oraz narzucanie wzruszonego przez prądy falowe osadu do środka stożka ujściowego. Zmiana w usytuowaniu mielizn i ławic (fig. 8) uwarunkowana jest oddziaływaniem falowania i rozmywaniem przez nurt rzeczny. Po sztormach zmienia się zarys stożka, często widać silniejsze podcięcie stożka (na fig. 6 po zachodniej stronie), szczególnie na krytycznej głębokości fali. Zdjęcia batymetryczne wykazują zmienne nachylenie płaszczyzn stożka ujściowego, nieraz ich krawędziowe urwanie w zależności od prędkości i kierunku ruchu falowego. Dokładne profile przez stożek są bardzo pomocne do określenia działalności fali.

Współdziałają tu prądy morskie jak i rzeczne, zwłaszcza podczas ekstremalnych stanów. Fala nadchodzi na stożek przeważnie z NW, ale silniejsze i lepiej rozwinięte są fale z otwartego morza od NE. Widać to na profilach batymetrycznych stożka, zwłaszcza po jego zewnętrznej stronie pomiędzy izobatą 3 — 6 m.

Falowanie przeczyszcza stożek z osadu o frakcjach ilasto-pylastych, a prądy roznoszą zawieszinę na dalsze akweny. Pomiarzy prądów, dokonane przez Stację Ujściową PIHM, a opracowane roboczo przez B. Nowakę potwierdzają, iż prądy powierzchniowe przebiegają prawie zgodnie z kierunkiem wiatru, przydenne zaś zbliżają się do przebiegu izobat. Głównym transporterem osadów są prądy, których ponad tysiąc pomiarów dokonano na stożku, natomiast nadanie kształtu morfologicznego stożkowi należy do falowania (tabela 3).

Tabela 3

Prędkość prądów w ujściu Wisły i na stożku ujściowym w m/sek
(wg stacji ujściowej PIHM zestawione przez B. Nowakę)

Określenie położenia punktu pomiaru	Maksimum		Minimum	
	powierzchnia	dno	powierzchnia	dno
Środek Wisły w przekroju wodowsk. skarp.	1,158	0,496	0,300	0,234
Rękaw zachodni — początek	0,485	0,100	0,159	0,108
Rękaw zachodni — koniec	0,139	0,085	0,089	0,059
Rękaw wschodni — początek	0,574	0,490	0,236	0,176
Rękaw wschodni — koniec	0,250	0,111	0,223	0,089

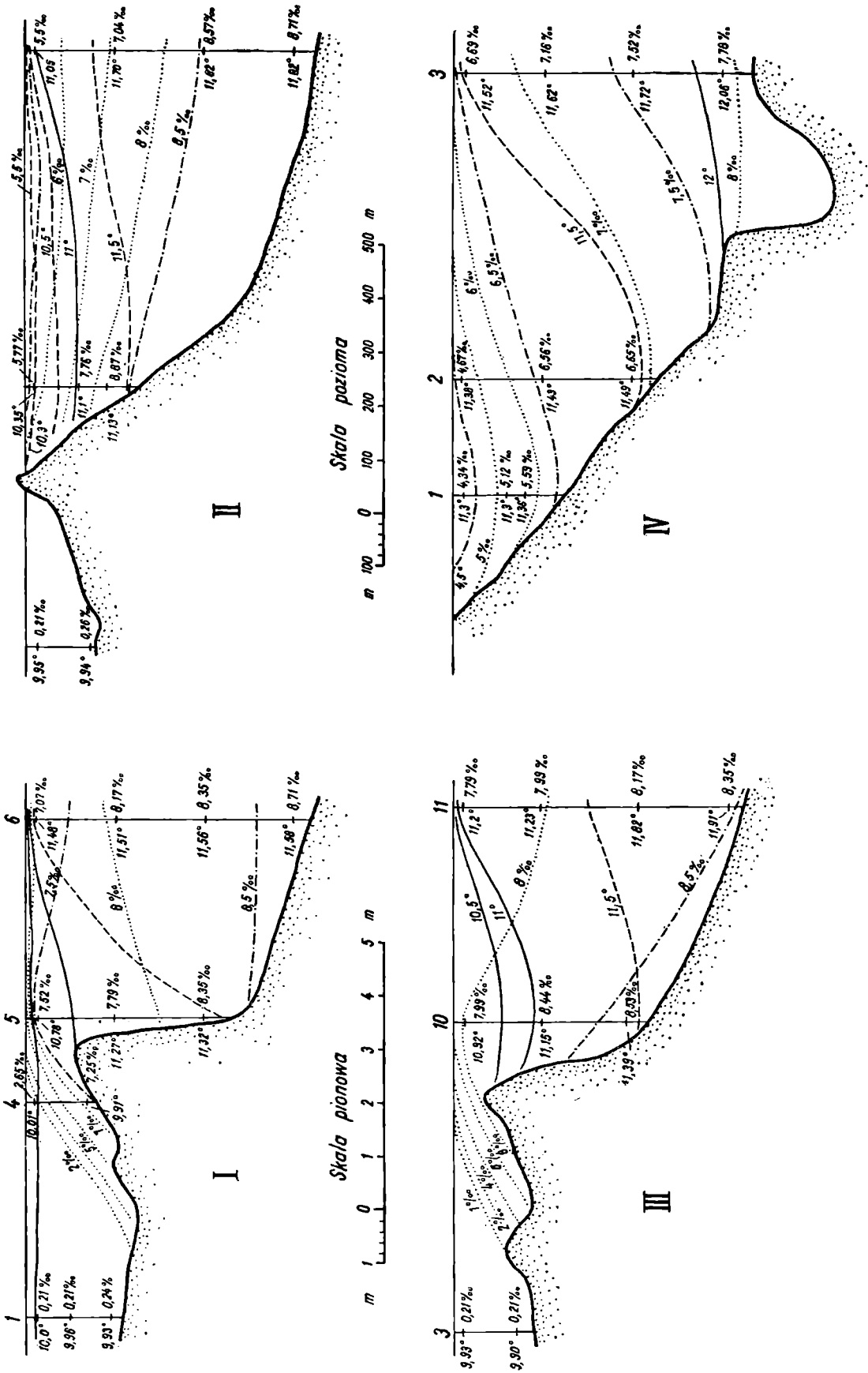


Fig. 9. Profile termiczne wody w O°C i zasolenia w ‰ w ujściu Wisły (I—III) i w zatoce na południku Stegny (IV) w dniu 24. X. 1956
 Fig. 9. Profils thermiques de l'eau en degrés de Celsius, et du contenu du sel en ‰ dans l'embouchure de la Vistule et dans le Golfe sur le méridien de Stegna (IV) d'après l'état du 24. X. 1956. Skala pionowa — échelle verticale, skala pozioma — échelle horizontale

Pomiary nie podają absolutnych maksimów i minimów, gdyż nie wykonywano ich w czasie wielkiej wody wiślanej czy sztormowego stanu morza. Wystarczy jednak porównać maksymalną prędkość prądu powierzchniowego 1,158 m/sek. (4,2 km/godz.) w ujściu Wisły z maksymalną prędkością, wyjątkowo pomierzoną, wielkiej wody z wiosny 1958 r. 3,8 m/sek. (13,7 km/godz.), ażeby zdać sobie sprawę z rzędu wielkości.

W zatoce istnieje szybkie wytrącanie prędkości prądu wiślanego, a przez to słabnie zdolność do unoszenia materiału rumowiskowego.

Profile termiczne wody i jej zasolenia (fig. 9) ukazują, jaką rolę spełnia stożek w kontakcie wód wiślanych z wodami morskimi. Wdzieranie się wody słonawej niegłęboko w ujście Wisły mogło odbywać się w dniu 24. X. 1956 r. rękawem zachodnim (fig. 9, I), zupełnie uniemożliwione było poprzez stożek z wystającą ławicą (II), utrudnione zaś w spłyconym rękawie wschodnim (III).

Wody Wisły są chłodniejsze od wód morskich przez jesień i zimę, cieplejsze na wiosnę i w lecie, kiedy to w lipcu temperatura wody w rzece dochodzi do 25°C.

Wody wiślane wysładzają warstwy powierzchniowe akwenów morskich, dokąd wiodą je prądy uzależnione od kierunku i prędkości wiatru. Na południku Stegny (fig. 9, IV) woda wysłodzona jest do 4,34‰. Podobne sytuacje obserwujemy nieraz wzdłuż wybrzeży Zatoki Puckiej, a pod Helem woda wiślana wysładza warstwę powierzchniową wody morskiej do 5‰ (K. Łomniewski 1959).

C. Zlodzenie ujścia Wisły

Zlodzenie akwenu przyujściowego Wisły jak i samego ujścia stanowi ważny element hydrologiczny ze względu na utrudniony spływ kry lodowej do morza poprzez mielizny ujścia i stożka. W warunkach nie sprzyjających, przy trwającym jeszcze zlodzeniu Zatoki Gdańskiej, pochód lodu z Wisły może natrafić w morzu na pokrywą lodową. Utrzymanie w ujściu Wisły jak i na stożku odpowiedniej głębokości dla działania flotyli lodołamaczy, które muszą zaczynać łamanie lodu od akwenu przyujściowego, jest zasadniczym warunkiem zapewnienia bezpieczeństwa w dolinie Wisły. Ostatecznie wzięwszy niegroźne są zatory nawet w odcinku ujściowym na wysokości falochronów, gdyż kończy się to najwyżej przerwaniem falochronu jak np. w marcu 1956 r. Chodzi tu o niedopuszczenie zatłoczenia krą lodową koryta Wisły w profilu wałów ochronnych i uformowania się zatoru.

Pokrywa lodowa na Wiśle w Tczewie osiąga maksymalną grubość 85 cm, średnio 28 cm (J. Gołek 1957). Niebezpieczne jest podbicie lodu kaszowatym namulem lodowym, gdyż to właśnie ogranicza przepływ wody i sprzyja stawaniu kry w poprzek koryta.

Zlodzenie Zatoki Gdańskiej przebiega w zupełnie innej formie (K. Łomniewski 1959) aniżeli zlodzenie basenów portowych czy płyczn regionu przyujściowego Wisły ze względu na odmienne stosunki termiczne wody morskiej oraz głęboko sięgającą konwekcję termiczną, która prawie uniemożliwia zlodzenie głębszych akwenów.

Podczas surowych zim pojawia się w zatoce kra dryfująca, natomiast akweny płytsze zajęte są pokrywą lodową, która zaczyna narastać zazwyczaj o 2 — 3 tygodnie później aniżeli w ujściu Wisły (w Tczewie średnio od XII) (tabela 4).

Tabela 4

Ilość dni z lodem u wybrzeży Zatoki Gdańskiej
(okres 1903/04 — 1956/57)

Stacja-akweny	Ilość dni z lodem w zimie		
	b. surowej	umiarkowanej	łagodnej
Gdańsk-port	123	26	12
Gdańsk-reda	48	1	0
Gdynia-port	93	7	3
Puck	108	24	11
Hel	80	3	0

Złodzenie akwenu przyujściowego Wisły podobne jest do złodzenia redy portu gdańskiego z tym, że ławica stożka często obrzeża się lodem i wokół niej tworzą się płyty pokrywy lodowej, jeśli tylko fale morskie nie zniszczą jej. Akweny przyujściowe Wisły należą do strefy przybrzeżnej, w której złodzenie w czasie umiarkowanej zimy objęte jest wąskim pasem lodu brzegowego. Im dalej od Gdańska ku E, tym pas ten coraz bardziej zanika, gdyż jest wystawiony na oddziaływanie otwartych wód Zatoki Gdańskiej.

W odcinku ujściowym Wisły (stacja Tczew) czas trwania zjawisk lodowych wynosi średnio 76 dni (przeciętnie do 6. III), natomiast pokrywy lodowej 15 dni (J. G o ł e k 1957). Wisła płynie z S na N, przeto lody ruszają wcześniej w górnej Wiśle (II dekada lutego) aniżeli w dolnej. W celu uzyskania wolnej rynny dla zejścia lodów wyłamuje się pokrywę na dolnej Wiśle na długości 140 km (do Chełmna). Początek tej akcji lodołamania sięga 1881 r., dawniej kruszono pokrywę na długości 221 km.

Na wiosnę przeważają wiatry o składowej S, ułatwiają one odejście lodu z ujścia Wisły i spływ lodu odbywa się zazwyczaj pomyślnie. Niemniej jednak występują zatorowe spiętrzenia wód w odcinku ujściowym Wisły, które grożą podtapianiem wałów ochronnych, przeciekami w stopie wałów, a mniej już rozerwaniem ich korony.

Złodzenie regionu ujściowego Wisły jest uzależnione w pewnym stopniu od złodzenia Zatoki Gdańskiej.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Otwarcie ujścia Wisły w Przekopie pod Świbnem w 1895 r., odcięcie Nogatu w 1915 r. oraz zamknięcie śluzami kilku ramion Wisły spowodowało spływ wód wiślanych jednym korytem na najkrótszej drodze do Zatoki Gdańskiej. Wody Wisły nie biorą udziału w ruchu wód powierzchniowych w delcie, a w ogóle sieć hydrograficzna delty nie jest aktywna hydrologicznie.

Odkład rumowiska rzeczno-morskiego na stożku ujściowym obejmuje współcześnie masę około 135 mln m³, przy czym Wisła donosi rocznie do morza przeciętnie około 1,9 mln m³ osadu. W budowie stożka ujściowego współdziała również rumowisko morskie.

Specjalne zainteresowanie budzi oddziaływanie czynników morskich w strefie kontaktu wód lądowych i morskich, gdzie zdolność transportu rzeczno-morskiego zmniejsza się na skutek spłaszczenia linii spadku rzeki i działania sił morskich, nie pozostających w swej genezie w żadnym związku z reżimem wodnym rzeki.

Przeprowadzenie wód wiślanych przez wielki południowej części stożka ujściowego odbywa się za pomocą falochronów — prowadnic, stąd też troska o odpowiednie ich wydłużenie. Samoczynne wypłukiwanie rynien odbywa się z nasileniem w czasie wielkiej wody na Wiśle przy jednocześnie niskim stanie wód morskich. Wydłużenie etapami falochronów do głębokości 5—6 m po zewnętrznej stronie stożka zapobiegnie zdziczeniu ujścia Wisły i wprowadzi wody wiślane na nieco większą pochyłość stożka (11,8 ‰).

Klimatyczne warunki powodują dłuższy okres zlodzenia na dolnej Wiśle, stąd konieczność lodolamania od ujścia w górę rzeki.

Propozycje odprowadzenia Nogatem części wielkich wód wiślanych wobec samoistnego ustroju tej bądź co bądź sztucznej odnogi nie mogą być brane pod uwagę ze względu na brak sposobu regulowania spływu kry lodowej pomiędzy Wisłą i Nogat, ze względu na groźbę powodzi zatorowej przy małym rozstawie obwałowań Nogatu oraz kosztownej jego przebudowie dokonanej do 1930 r. Stosowanie tzw. kanałów ulgi, choćby przez Szkarpawę, wydaje się z tych samych względów nierealne.

Kształt ujścia Wisły ulegnie zapewne dalszej zmianie, wydłuży się „półwysep ujściowy” w miarę przedłużania falochronów, również przebieg linii brzegowej ulegnie dalszej zmianie. Trwa bowiem nieodwracalny proces geologiczny akumulacji rumowiska rzeczno-morskiego. Zmniejszenie наносów rzecznych na stożek ujściowy może nastąpić w okresie długofalowym w miarę opanowywania erozji i denudacji w dorzeczu Wisły oraz zabudowy jej biegu stopniami.

Pomiary sondażowe powinny objąć co jakiś czas cały stożek ujściowy do miejsca zaniku smug akumulacyjnych, które wachlarzowo poszerzają się w miarę oddalania się od ujścia Wisły.

Prace badawcze należy skierować nie tylko na przebieg zjawisk i procesów w okresach względnego spokoju wód, lecz przede wszystkim w okresach nasilenia ich skrajnych stanów, a więc w czasie sztormów i wielkich wód rzecznych, wprowadzając odpowiednio zakotwiczone samopisy na akweny przyujściowe.

Ujście Wisły wykazuje skomplikowany układ stosunków hydrograficznych, dlatego też współczesne procesy geologiczne, a zwłaszcza poszczególne stadia rozwoju stożka ujściowego nie są łatwe do zinterpretowania. Współpraca różnych gałęzi nauk geofizycznych, nauk o ziemi oraz techniki jest tu konieczna.

WYKAZ LITERATURY

BIBLIOGRAPHIE

1. Bączyk J. (1959), Zjawiska zlodzenia w Zatoce Gdańskiej. Zeszyty Naukowe WSP w Gdańsku. Zeszyt Geograficzny nr 1 Gdańsk.
2. Bertram H. (1924), Das Weichsel-Nogat-Delta. Danzig.
3. Bielański Z. (1957), Próba ustalenia zależności między zjawiskami hydrologicznymi i meteorologicznymi a stanami wody w ujściu Wisły. *Biuletyn PIHM* nr 7 Warszawa.
4. Bolesta S. (1957), Jeszcze o ujściu Wisły. *Gospodarka Wodna*. Zeszyt 9.
5. Born A. (1928), Pomiar wielkości wleczenia materiału na dolnej Wiśle. *Czasopismo Techniczne* Warszawa.
6. Borowik J. (1931), Kilka przyczynków stwierdzających działanie Wisły na stosunki w Zatoce Gdańskiej. *Kosmos*, tom 55 Lwów.
7. Brogmus W. (1952), Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. *Kieler Meeresforschungen*. Band 9 Heft 1, Kiel.
8. Brückmann R. (1919), Strömungen an der Süd- und Ostküste des Baltischen Meeres. *Forschungen zur deutschen Landes- u. Volkskunde* Band XXII, Heft I Stuttgart.
9. Cieciora F. (1956), Program zabudowy Wisły w świetle potrzeb terenów przymorskich. *Gospodarka Wodna* Zesz. 6.
10. Cieciora F. (1957), Jeszcze o znaczeniu techniczno-ekonomicznym proponowanego stopnia przymorskiego na Wiśle. *Gospodarka Wodna* zesz. 7.
11. Czekalska M. (1935), Zlodzenie Bałtyku. *Bad. Geogr. Inst. Geogr. Uniw.* Poznań.
12. Czernik S. (1954), Kilka uwag w sprawie regulacji ujścia Wisły. *Gospodarka Wodna* zesz. 8.
13. Czernik S. (1955), Zagadnienie regulacji Wisły dolnej. *Gospodarka Wodna* zesz. 3.
14. Filarski J. (1956), Stosunki hydrograficzne południowego Bałtyku. *Prace MIR* nr 8 Gdynia.
15. Dębski K. (1954), Zagadnienie bezpieczeństwa m. Gdańska i delty Wisły. *Gospodarka Wodna* zesz. 10 i 1955 zesz. 3.
16. Dębski K. (1956), Gdzie leży bezpieczeństwo m. Gdańska i delty Wisły. *Gospodarka Wodna* zesz. 6.
17. Demel K. (1933), Kilka uwag o wpływie Wisły na stosunki w Zatoce Gdańskiej. *Kosmos*.
18. Dietrich G. (1950), Die natürlichen Regionen von Nord-u. Ostsee auf Hydrographischer Grundlage. *Kieler Meeresforschungen* Band VII Heft 2 Kiel.
19. Głowińska A. (1951), Stosunki hydrologiczne na Bałtyku południowym. *Prace MIR* w Gdyni nr 6, Gdynia.
20. Gołek J. (1957), Zjawiska lodowe na rzekach polskich. *Prace PIHM* zeszyt 48 Warszawa.
21. Jarocki W. (1957), Ruch rumowiska w ciekach. *Wydawnictwo Morskie* Gdynia.
22. Keller H. (1899), Memel-, Pregel- und Weiselstrom, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. Berlin.
23. Kończak S. (1936), Zarys hydrografii Bałtyku. Zarys klimatologii obszaru bałtyckiego. *Przegląd Geograficzny*, Tom XVI. Warszawa.

24. Kowalczyk A. (1954), Zagadnienie ujścia Wisły w świetle bezpieczeństwa doliny. *Gospodarka Wodna*, zeszyt 4.
25. Kowalski T. (1956), Wpływ falowania morskiego na kształtowanie się stożka ujściowego Wisły. *Prace Instytutu Morskiego* nr 7, Gdańsk.
26. Łomniewski K. (1954), Przegląd stosunków hydrologicznych u polskich wybrzeży. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*. Tom IV, zeszyt 5 a. Warszawa.
27. Łomniewski K. (1958), Zalew Wiślany. *Prace Instytutu Geografii PAN* nr 15 Warszawa.
28. Łomniewski K. (1959), Zatoka Gdańska. *Zeszyty Naukowe WSP w Gdańsku*. Zeszyt Geograficzny nr 1 Gdańsk.
29. Meissner O. (1941), Einfluss der Zirkulationsänderung des Luftdruckes auf den Wasserstand der Ostsee. *Ann. d. Hydr.*
30. Mysłowski N. (1954), Obserwacje lodowe Stacji Morskiej PAN w Sopocie. *Archiwum Hydrot.* Tom I zesz. 2.
31. Neumann G. (1944), Freie Schwingungen (Seisches) der Putziger Wick. *Ann. d. Hydr.*
32. Pawłowski S. (1922), O utworach na dnie Zatoki Gdańskiej. *Prace Poznańskiego Tow. Przyjaciół Nauki*. Poznań.
33. Rosa B. (1958), O postglacjalnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu. *Czasopismo Geograficzne*. Tom XXIX zesz. 3. Warszawa-Wrocław.
34. Rożankowski A. (1929), Vorentwurf für den Ausbau der Weichselmündung bei Schiewenhorst. Danzig.
35. Sawicki R. (1948), Rozbudowa ujścia Wisły. *Gospodarka Wodna* zesz. 1.
36. Schrödter E. (1931), Die salzhaltigen Grundwässer an der Weichselmündung. *Geologische u. chemische Untersuchungen*, Danzig. *Danziger Statist. Mitteilungen* Jg. 11/12 Nr. 4.
37. Słomianko P. (1956), Zator lodowy w ujściu Wisły. *Technika i Gospodarka Morska*.
38. Słomianko P. (1958), Studium zapiaszczania ujścia Wisły pod Świbnem. *Prace Instytutu Morskiego* nr 10 Gdańsk.
39. Szychliński F. (1922), Zjawiska zamarzania u polskich wybrzeży Bałtyku. *Prace Komisji Mat.* — Przyr. T. P. N. Poznań.
40. Szymborski S. (1955), Sejsze Zatoki Gdańskiej. *Archiwum Hydrotechniki*. Tom II zesz. 2.
41. Winkel R. (1939), Die Weichsel, ihre Bedeutung als Strom und Schifffahrtstrasse und ihre Kulturaufgaben. Band 13 Leipzig. Szczególnie cz. IV opracowana przez T. Rehdera — Der Weichselstrom und seine Bewirtschaftung.

RÉSUMÉ

La mer reçoit à peu près 1030 mètres cubes à seconde, en conséquent 32 kilomètres cubes par an, des eaux de la Vistule à son embouchure, c'est à dire 6,7% d'alimentation fluviale totale de la Baltique. La pente de la rivière diminue au cours de son rapprochement de la mer.

La Vistule accumule sur le cône de déjection — soit dans son embouchure, soit dans l'avant-pays de son embouchure — ca 2 millions de mètres cubes des matériaux charriés, provenant du bassin de la surface de 194.112 kilomètres².

À présent le débit des eaux de la Vistule dans la mer s'effectue par un seul bras dit Przekop qui a été artificiellement excavé en 1895 près de Świbno. Autrefois, il y avait plusieurs bras d'embouchure, dont Nogat et Szkarpawa s'écoulant dans la lagune (Haff) de la Vistule, étaient les plus actifs. 87% des eaux de la Vistule vers l'année 1550 — 75% vers 1660 et 60% vers 1800 débouchaient dans la lagune de la Vistule.

Avant l'oblitération de Nogat près de Biała Góra, en 1915, la côte de la lagune de la Vistule se déplaçait de 25 — 30 mètres par an.

C'est à Gdańsk que se trouvait, jusqu'à 1840, la première embouchure du bras de la Vistule, dirigé directement vers la mer; 31. I. de cette année la ligne des dunes longeant la côte fût coupée près de Górkki par la crue des eaux de la Vistule de Gdańsk, causée par un embâcle. En conséquent ce bras fût abrégé en laissant 14 kilomètres du lit abandonné. Sur l'avant-pays de cette brèche, active de 1840 — 1895, s'était formé un cône de déjection, dont le volume de la masse d'accumulation pourrait être plus grand que 100 millions des mètres cubes. Le bras Szkarpawa fut ensablé, après que la Vistule avait capturé la majorité de ses eaux dans la tranchée artificielle de Przekop.

Puisque la Vistule n'avait pas pu éconduire les crues de ses eaux, à cause de son cours sinueux ainsi qu'à cause des embâcles qui se formaient très souvent, il fallut faire une tranchée artificielle près de Świbno (31. III. 1895); le cours de la rivière fut alors abrégé encore des 9 kilomètres.

Comme ses bras latéraux: la Vistule de Gdańsk et Szkarpawa, et à son tour Nogat, furent retranchés par des écluses, Vistule finissait par diriger toutes ses eaux vers le Golfe de Gdańsk (Zatoka Gdańska) par la tranchée de Przekop, du 1895.

C'est de ce temps-là que date la dernière période (de 63 années de durée) d'écoulement des eaux de la Vistule.

Dans l'avant-pays d'embouchure de la Vistule dans la tranchée de Przekop commençait à se former un cône de déjection, une région des bancs Sous-marins et des eaux basses, infavorable pour l'écoulement normal des eaux et des glaces de la Vistule.

On évalue la masse du cône de déjection à 135 millions de mètres cubes, dont la Vistule seule a déposé jusqu'à l'année 1953 113 millions; l'accumulation marine avait aussi contribué à la construction du cône. Ca 60% de matériaux solides apportés par la Vistule sont transportés sur des aquènes plus éloignées de la mer, au contraire le dépôt aux fractions de plus que 0,05 mm reste sur le cône de déjection. Le cycle d'alluvionnement des dépôts argileux et des limons dans le delta de la Vistule

fut donc terminé après plusieurs siècles de sa durée. La côte subit des modifications de sa ligne, causées par des prolongements de l'embouchure de la Vistule vers le Nord à l'aide des digues de protection, dont la longueur atteint actuellement 1680 — 1780 mètres.

Le dernier prolongement de la digue orientale de 300 mètres, c'est à dire jusqu'à 2080 mètres de longueur, effectué en 1958 préserve pour le moment l'embouchure de la Vistule d'entrer dans un état d'une eau divagante.

Le lavage autonome des rigoles facilite l'écoulement des eaux de la rivière dans des périodes de la crue des eaux de la Vistule, simultanée à un bas niveau de la mer, comme c'était le cas pendant les inondations printanières en 1924 et en 1958.

Pour obtenir une plus remarquable dénivellation (jusqu'à 12%) et une plus grande surface pour entassement des débits solides de la Vistule, on devrait éconduire son embouchure à l'isobathe de 5 — 6 m à la pente septentrionale du cône de déjection. La masse des dépôts fluviaux dans l'emplacement de cône de déjection, pourrait diminuer à mesure que l'érosion et la dénudation dans le bassin de la Vistule soient mises à un régime déterminé, et que les ouvrages constructifs des barrages soient entreprises dans son bassin, ce qu'exige une longue période du temps.

La science polonaise a déjà entrepris une suite de recherches ayant pour but d'obtenir des résultats secourables à une solution rationnelle du problème d'embouchure de la Vistule.

traduit par M. Langie