

Krzywe konsumcyjne.

Krzywe, wyrażające związek między stanem wody, a zmierzoną objętością nazywamy krzywami konsumcyjnymi. Przy pomocy tych krzywych dla każdego stanu wody można znaleźć odpowiadającą mu objętość. Wiadomo, że $Q = Fv$, ale i prędkość v i powierzchnia przekroju F jest funkcją głębokości. A zatem można powiedzieć że objętość Q jest funkcją głębokości czyli stanu wody. Najogólniej można nadać taki kształt tej funkcji:

$$Q = a + bh + ch^2 + \dots + kh^n.$$

Zwykle współczynniki przy dalszych wyrazach tego wielomianu są tak małe, że można poprzestać na trzech pierwszych i funkcja przybiera postać:

$$Q = a + bh + ch^2;$$

Robiąc szereg pomiarów objętościowych przy różnych stanach wody, możemy następnie obliczyć współczynniki przy pomocy teorii najmniejszych kwadratów. W ten sposób ustalono wzór dla Renu w Düsseldorfie:

$$Q = 301,8 + 568,8h + 18,562 h^2$$

$$\text{dla Garonny } Q = 86,5 + 120,18h + 41,698 h^2$$

Wzór taki ma rację bytu wtedy tylko, gdy przekrój koryta zmienia się w sposób ciągły wraz z głębokością, gdy jednak koryto nagle od pewnego poziomu rozszerza się lub rozwidla, wtedy o ile zwierciadło wody jest



RYŚ. 40.

poniżej tego poziomu objętość będzie zależała od stanu wody według jednego wzoru, w przeciwnym zaś wypad-

ku według innego. O ile przekrój koryta ma regularny kształt geometryczny, np. trapezowy, trójkątny lub paraboliczny, to krzywą, uzależniającą objętość od stanu wody, łatwo określić przy pomocy wzoru matematycznego np. dla paraboli o parametrze p :

$$F = \frac{2}{3} \cdot B \cdot h_{max}; B = p \sqrt{h_{max}}; F = \frac{2}{3} p \cdot h^{\frac{3}{2}}$$

$$Q = u \cdot F = u \cdot \frac{2}{3} p \cdot h^{\frac{3}{2}}; u = c \sqrt{\frac{2}{3} h \cdot J}$$

O ile założymy, że spadek jest stały, wtedy:

$$Q = C \cdot h^{\frac{3}{2}}; \text{gdzie } C = p \cdot c \cdot \sqrt{\frac{2}{3} J};$$

Wzór ten wprowadzony został w założeniu, że punkt zerowy wodowskazu umieszczony został na poziomie dna, a więc wskazania wodowskazu podawały nam od razu głębokość wody. Gdyby punkt zerowy znajdował się wyżej poziomu dna o odcinek a , wtedy głębokość wody wynosiłaby $(h + a)$ i tę wartość należałoby wstawić do otrzymanego wzoru na miejsce h . W podobny sposób można wyprowadzić wzór dla prostokąta:

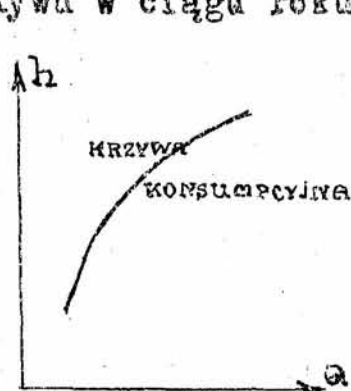
$$Q = C_1 \cdot h^{\frac{3}{2}} \text{ gdzie } C_1 = c \cdot B \cdot \sqrt{J};$$

przytem B jest podstawą prostokąta, oraz dla trójkąta:

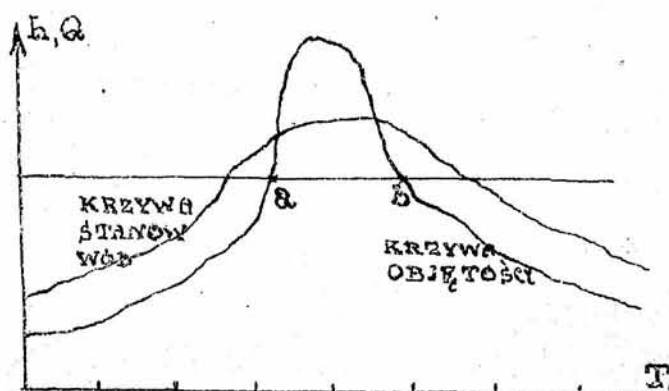
$$Q = C_2 \cdot h^{\frac{3}{2}}$$

Jeśli weźmiemy prostokątny układ współrzędnych i na osi poziomej będziemy odkładać czas w dniach, a na osi pionowej odpowiadające im stany wody, to otrzyma-

my krzywą wahań stanów wody. Jeżeli zrobimy to samo, ale na osi pionowej zamiast stanów wody, będziemy od-
kładać odpowiadające im objętości, wzięte z krzywej konsumpcyjnej, to otrzymamy krzywą wahań objętości wody, która ilustruje przebieg zmienności objętości przy-
pływu w ciągu roku.



RYS. 41.

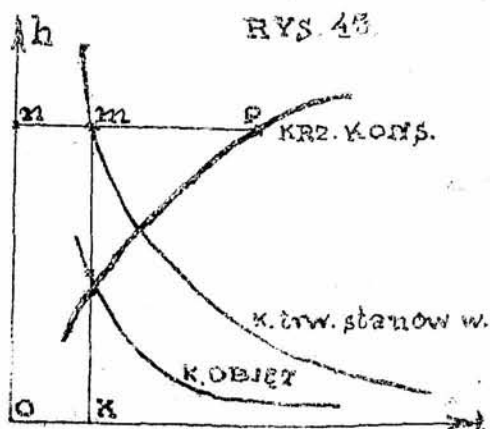


RYS. 42.

Jeżeli teraz przeprowadzimy prostą w odległości h_1 , to przetnie ona krzywą objętości w dwóch punktach a i b , odcinek ab wskaże nam przez ile dni w ciągu roku możemy liczyć na objętość wody co najmniej równą h_1 , czyli czas trwania tej objętości.

Zrobimy nowy wykres: na osi poziomej będziemy odmie-
rzać czasy trwania, a na osi pionowej - odpowiadające
im stany wód, będzie to krzywa czasów trwania stanów
wód. Na tym samym wykresie, w umówionej skali wykreś-
lamy krzywą konsumpcyjną. Jeżeli na krzywej czasów
trwania stanów wód obierzemy dowolny punkt, to odpowie
on pewnemu stanowi wody oraz pewnemu czasowi jego tr-
wania.

wania. Z tego punktu prowadzimy prostą poziomą: mn

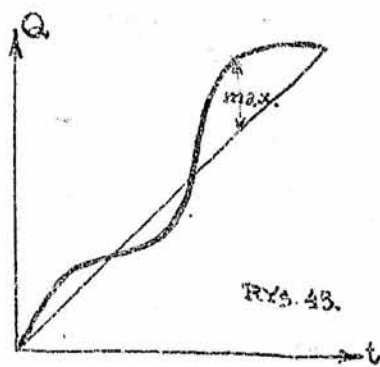


RYS. 43.

i pionową: mk ; prostą mn przedłużamy aż do przecięcia się z krzywą konsumpcyjną w punkcie p ; odcinek np . Wyznaczamy w odpowiedniej skali objętość odpowiadającą stanowi wody on i czasowi określono

nemu przez odcinek ok , i odkładamy ją na prostej mk .

Robiąc to samo dla szeregu punktów, otrzymamy nową krzywą czasów trwania objętości przepływu. Jeżeli splinetrujemy krzywą wahań objętości przepływu, to otrzymamy całkowitą objętość przepływu w ciągu roku, a ile zaś tę krzywą zamienimy na prostokąt, to wysokość jego określi nam średnią roczną objętość przepływu. Nadto wykreślić możemy jeszcze krzywą całkowania. Uskuteczniamy to w następujący sposób: na osi poziomej odkładamy czas /-dnie/, a na osi pionowej objętość przepływu w ciągu dnia równą polu zawartemu między krzywą wahań objętości dla każdego dnia przepływu w pewnej skali (d Q) i osią poziomą. Współczynnik kierunkowy stycznej w dowolnym punkcie tej krzywej $\frac{dQ}{dt}$, daje przepływ dzienny dla pewnego dnia, od którego łatwo przejść do przepływu sekundowego dzieląc go przez 86,400.



Łącząc skrajne punkty tej krzywej A i B otrzymamy prostą jednostajnego przepływu; Odchylenie krzywej całkowane ponad tę prostą wskazuje nadmiar wody, odchylenie jej

w dół wskazuje brak, niedobór, który należałoby magazynować, chcąc mieć przepływ jednostajny. Krzywa konsumpcyjna znaleziona dla pewnego miejsca, ma wartość tylko dotąd, dopóki przekrój koryta nie ulegnie zmianie. W razie pogłębienia się koryta, temu samemu stanowi wody odpowiadać będzie objętość większa i odwrotnie. A więc jeżeli posiadamy szereg pomiarów z różnych czasów, to chcąc z nich korzystać, musimy zdać sobie sprawę, czy między jednym i drugim pomiarem przekrój nie uległ zmianie. Nie tylko jednak zmienność przekroju wpływa na zmianę objętości, duże znaczenie ma tutaj zmiana spadku

Fale powodziowe i prognoza wielkiej wody.

Zmiana stanu wody powoduje zmianę w powierzchni przepływu, pod wpływem nadpłynięcia lub odpłynięcia pewnej nadwyżki przepływu dQ , posuwającą się z prędkością v ; $dQ = v dF$ stąd $v = \frac{dQ}{dF}$;

Jest to wzór na prędkość przenoszenia się tej nadwyżki czyli fali powodziowej.

Gdy mamy do czynienia z przekrojem regularnym, dla których krzywą konsumpcyjną można określić matematycznie, to łatwo możemy ustalić zależność między średnią prędkością przepływu u i prędkością przenoszenia się fali powodziowej v .

Zazwyczaj związek ten ma następującą postać:

$$v = ku ; \quad k > 1;$$

Przyczem dla trójkąta $k = 1,25$

dla prostokąta $k = 1,5$

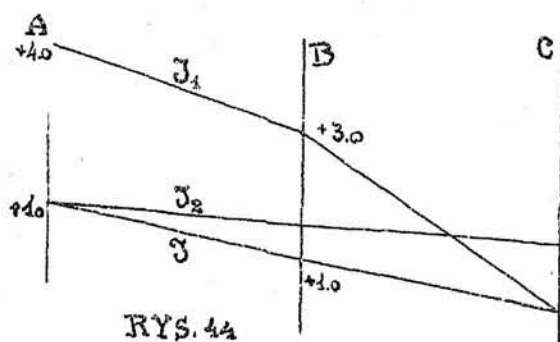
dla paraboli $k = 1,33$

W rzeczywistości nigdy nie mamy do czynienia z przekrojami regularnymi, a zatem i związki te nie są tak proste. Najczęściej z bardzo wielkim przybliżeniem przyjąć można $v = u$. Jeżeli woda rozleje się na brzegi koryta, to występuje zjawisko zwane retencją, większe ilości wody zostają zatrzymane na brzegach i powracają do koryta dopiero po upływie pewnego czasu, wtedy więc zdarzyć się może, że $v < u$.

Znając krzywe konsumpcyjne dla poszczególnych wodowskazów i prędkości przenoszenia się fal, można z pewnym prawdopodobieństwem przepowiadać stan wody na dole, na podstawie obserwacji w górnym dorzeczu tej samej rzeki. Należy zaznaczyć, że prędkość przenoszenia się fal jest zwykle inna dla każdej objętości, a więc zależność między nią, a objętością lub też

stanem można znaleźć przy pomocy obserwacji limni-
graficznych między dwiema stacjami. Związek ten moż-
na ująć wykreślnie. Mając tę krzywą i krzywą konsump-
cyjną górnej stacji możemy zupełnie dokładnie prze-
powiedzieć stan wody na stacji dolnej. Właściwie na-
leżałoby tu jeszcze wprowadzić małą poprawkę z tego
względu, że przy fali wzrastającej, temu samemu stano-
wi wody odpowiada większa objętość przepływu niż
przy fali opadowej. Jest to wynikiem zmiany spadku:
mianowicie w chwili wzrastania stanu wody spadek
miejscowy jest większy, ponieważ wyżej wodowskazu ma-
my bardziej wzniesiony stan wody, niż niżej, odwrot-
nie jest przy opadaniu; oczywiście równocześnie ze
spadkiem zwierciadła wody zmienia się prędkość śred-
nia, a więc i objętość przepływu. Z tego też powodu
czas przepływu maksymalnej wody może nieco wyprzedzić
kulminację stanu. Prognoza tylko wtedy przedstawia
się tak prosto, gdy między górnym i dolnym wodowska-
zem nie ma żadnego dopływu. Jeżeli dopływy istnieją,
wówczas stan i ilość wody przy dolnym wodowskazie
zależy od stanu i ilości wody w poszczególnych do-
pływach. Najprościej rzecz przedstawia się wtedy
gdy stacje sygnalizujące z góry, tak są rozłożone,
względem stacji dolnej, że fala z nich wszystkich
schodzi się jednocześnie.

W przeciwnym wypadku musimy kombinować wpływ stanu i ilości wody w dolnej stacji. Największa jednak trudność przy ustalaniu prognozy, sprawia wspomniana już retencja. Ona to sprawia, że ilości wielkiej wody, na stacji dolnej nie można obliczać sumując wprost ilości w poszczególnych dopływach, ilość tak obliczoną należy zmniejszyć o ilość zatrzymaną przez retencję; skutkiem tej ostatniej woda ilościowo wzrasta tylko do pewnego punktu w rzece, poniżej retencja wyrównywa się z prądem a nawet czasem go przerasta. Z tego powodu współczynnik spływu wielkiej wody maleje gwałtownie w dół rzeki. Współczynnik ten np. dla Wisły u jej źródeł wynosi kilka tysięcy litrów z $\text{km.}^2/\text{sek.}$ Pod Krakowem już tylko $400^{1}/\text{km.}^2 \text{ sek.}$ Pod Warszawą 100 a u ujścia tylko $50^{1}/\text{sek i km.}^2$. Retencja powoduje fakt spłaszczania się fali powodziowej w dół rzeki. Spłaszczanie to jest zresztą również wynikiem właściwości ruchu wody. Wyobraźmy sobie trzy stacje wodowskazowe A, B i C i wodę normalną, płynącą jednostajnym spadkiem I. Jeżeli kulminacja wezbrania jest w punkcie A, to w tym samym czasie w B będzie wtedy stan niższy, a w C mogło jeszcze nie zacząć przybywać wody; a zatem w tym wypadku $I_1 > I$, jak wyżej wspomnieliśmy, ruch wody w przedniej części fali będzie pręższy niż w tylnej, cząstki wody będą więc



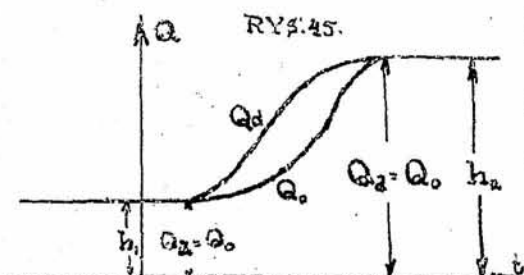
RYS. 44

jakgdyby wyprzedzać fa-
lę i wydłużać ją ku prze-
dowi. Po końcu wezbrania
gdy w A nastanie już stan
normalny, w B będą reszt-

ki fali, a w C stan będzie jeszcze dość znacznie wznie-
siony ponad stan normalny; skutkiem tego $J_2 < J$, woda w
górnej części fali płynąć będzie wolniej i znów ją prze-
dłużać wstecz. Widzimy zatem, iż bez retencji musi pow-
stać znaczne wydłużenie się fali, a zarazem i spłasz-
czenie w miarę jej posuwania się w dół. Z przebiegu
retencji wzdłuż rzeki można sobie zdać sprawę porówny-
wując objętość przepływów w chwilach kulminacji na sze-
regu stacji.

Liczbowe ujęcie tego zjawiska jest niemożliwe, muszą
tu wystarczyć jaknajliczniejsze obserwacje różnych po-
wodzi i z nich możemy wnioskować o następnych. Znac-
nie łatwiejsze jest określenie przebiegu retencji, gdy
mamy do czynienia ze zbiornikiem, jeziorem lub stawem.
Można uzależnić stan wody w jeziorze od czasu w pos-
taci wzoru $h = f(t)$; pochodna $\frac{dh}{dt}$ da nam minimum lub
też maximum stanu wody. Jeżeli oznaczamy dopływ do je-
ziora $Q_d = \varphi(t)$ a odpływ: $Q_o = \gamma(t)$ to stan wody w jezio-
rze zależy od jednego i drugiego. Jeżeli $Q_o = Q_d$, to

stan wody w jeziorze oczywiście nie ulega zmianie.



Na podstawie powyższych oznaczeń, można obliczyć objętość retencji:

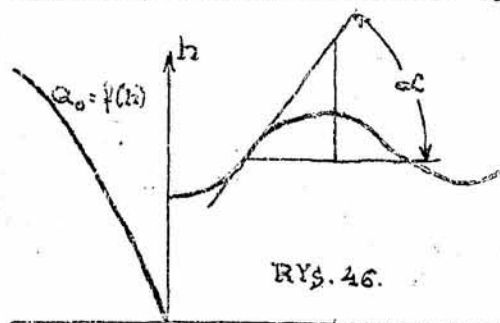
$$V = \int_{t_1}^{t_2} Q_d \cdot dt - \int_{t_1}^{t_2} Q_0 \cdot dt = A(h_2 - h_1)$$

gdzie A oznacza powierzchnię jeziora a h_1 i h_2 - stany przed falą i po kulminacji. W pewnej chwili:

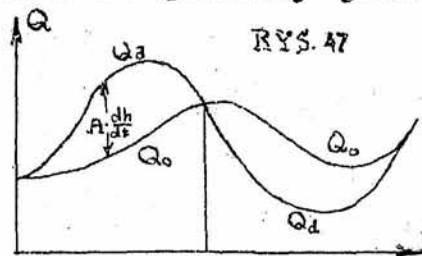
$$Q_d \cdot dt = Q_0 \cdot dt + A \cdot dh;$$

t stąd

$$Q_0 = Q_d - A \cdot \frac{dh}{dt};$$



A zatem, znając objętość dopływu i powierzchnię jeziora, potrafimy obliczyć objętość odpływu i odwrotnie, o ile znajdziemy jeszcze wartość wyrazu: $A \cdot \frac{dh}{dt}$; otóż



z krzywej $h = f(t)$ przebiegu fali wezbrania możemy w każdej chwili określić jej współczynnik kątowy: $\text{tg} \alpha = \frac{dh}{dt}$; Budujemy

trójkąt jak na rysunku, którego przyprostokątna pozioma jest odcinek wyrażający powierzchnię A w pewnej skali, wtedy druga przyprostokątna określa nam $A \cdot \frac{dh}{dt}$ w tej samej skali. Chcąc więc np. wykreślić krzywą objętości Q_0 , rysujemy krzywą Q_d i od otrzymanych rzędnych odejmujemy odpowiednie wartości $A \cdot \frac{dh}{dt}$. Odkładając wreszcie na osi poziomej czas t , a na pio-

rowej wartości $A \frac{dh}{dt}$ otrzymamy krzywą retencji. Mając na względzie wyprowadzone zależności możemy np. regulować odpływ z jezior i zbiorników celem uzyskania stałego odpływu, albo zmiany przebiegu retencji, lub wreszcie chcąc obniżyć poziom wody w jeziorach.

Inne pomiary wodne.

Zdjęcia sytuacyjne. Pomiary te na ogół nie różnią się od innych terenowych zdjęć, muszą się tylko liczyć ze zmiennym stanem wody. Konieczna jest więc ciągła obserwacja wodowskazu a następnie odniesienia całego zdjęcia do jakiegoś jednego określonego stanu wody. Nadto ważne jest odgraniczenie przy zdjęciu wysp i namulisk należących do koryta od kultur naturalnych lub sztucznych. Należy również uwzględniać te wszystkie punkty, w których dokonano pomiaru przekroju, stałe znaki wysokościowe, wodowskazy i t.p.

Pomiary wysokościowe. obejmują pomiary profilu podłużnego i poprzecznego. Rozdzielają się one na pomiary punktów terenu, nie różniące się niczem od innych pomiarów dla celów technicznych, na pomiary zwierciadła wody i głębokości. Przy pomiarach profilów uwzględnić należy wszelkie punkty, mogące mieć znaczenie dla budownictwa wodnego, a więc: wysokość brzegów, tam, mostów, szluz, jazów i t.p.

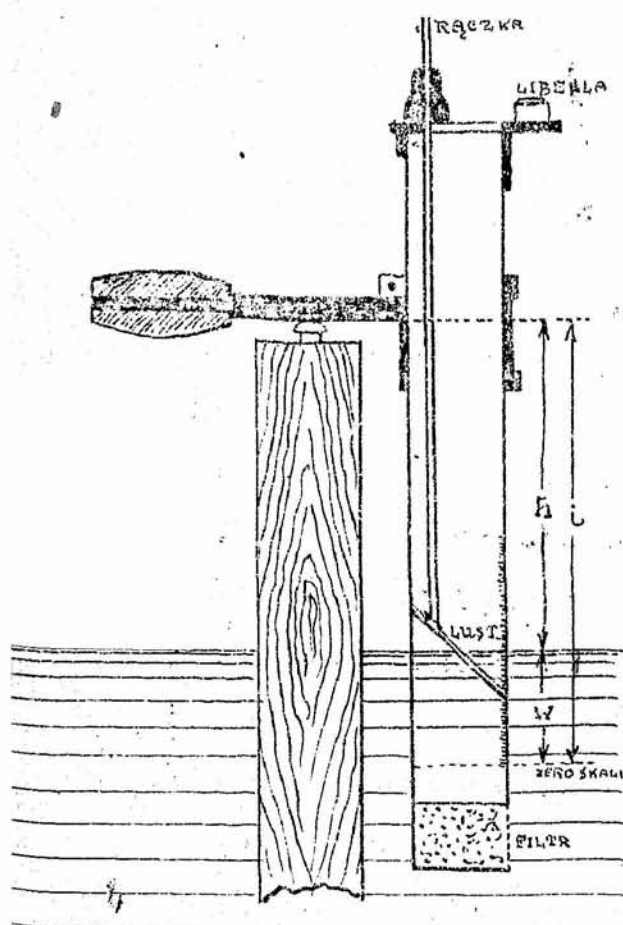
Te pomiary odnosi się do punktów stałych, zakładanych po obu brzegach przy wielkich rzekach. Przekroje poprzeczne zdejmuje się zawsze idąc z biegiem wody i

zaczynając od punktu stałego na lewym brzegu.

Wszystkich pomiarów na brzegu dokonywa się przy pomocy niwelatora, aż do punktu brzegowego, który się specjalnie ustala.

Pomiar zwierciadła wody.

Celem dokładnego pomierzenia zwierciadła wody, wbija się na brzegu pal, zaopatrzony w gwóźdź z okrągłą główką, która ma służyć jako stanowisko. Łaty mierzonej. Cała trudność polega na dokładnym zmierzeniu różnicy wysokości między



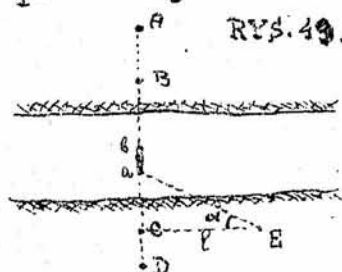
RYŚ. 48.

główką gwóźdźa i zwierciadłem wody, zwłaszcza gdy mamy do czynienia z falami. Do tego celu często bywa używany przyrząd, polegający na tem, że stan wody mierzy w rurze, gdzie dochodzi ona przechodząc przez sito i filtr, odczytując go na kalibrowanej podziałce,

przy pomocy zwierciadła ustawionego pod 45° . Punkt zerowy podziałki założony jest o znaczną wysokość h_0 poniżej główki gwoźdźcia.

Pomiary głębokości (sondowanie). Tych pomiarów najczęściej dokonywa się przy pomocy drąga z podziałką, zakończonego talerzem aby nie wbijał się w dno. Przy dużych głębokościach używa się ciężaru na lince. Oznaczenia punktów pomiaru dokonywa się przy pomocy linki rozciągniętej w przekroju poprzecznym od jednego brzegu do drugiego, a zaopatrzonej w znaczki w odstępach metrowych. Wzdłuż tej linki przepływa się łódką i w odpowiednich punktach mierzy głębokość.

O ile przekrój jest bardzo szeroki, łódkę ustawia się w przekroju oznaczonym, jak na rysunku, tyczkami



RYŚ. 49. ABCD, a połączenie jej na tej prostej mierzy się kątem z punktu E, leżącego na brzegu, a którego odległość od przekroju jest znana.

Pomiary wody gruntowej. Odbywa się przy pomocy specjalnego przyrządu, składającego się z pręta zaopatrzonego w szereg małych talerszyków znajdujących się od siebie w odległości 1 cm. Z ilości napełnionych talerszyków, możemy sądzić o głębokości i położeniu zwierciadła wody.

Rys. 50.



Ruch wody mierzy się za pomocą roztworu chemicznego i pomiaru czasu, jakiego potrzeba, aby roztwór znalazł się w drugim otworze próbnym. Można też użyć barwnika np. fluorescency, której $1/1000000000$ część już barwi wodę. Najnowszy i najdoskonalszy sposób polega na sygnalizacji elektrycznej. Chlorek amonowy, wlany do jednego otworu, z chwilą, gdy dojdzie do drugiego, powoduje zamknięcie prądu elektrycznego i w tej chwili daje się słyszeć dzwonek. Sposób ten po raz pierwszy zastosowany został w Ameryce przez King'a i Szlichter'a.

Pomiary morskie. Szybkość przenoszenia się fali mierzymy notując czas, w ciągu którego grzbiet fali przesunął się od jednego do drugiego punktu na burcie statku; Jeżeli statek płynie z prędkością c to:
$$v = \frac{1}{t} \pm c$$
 gdzie l jest to odległość między punktami na burcie. Przy ukośnym ruchu fal : $v = (\frac{1}{t} \pm c) \cdot \cos \alpha$.
Długość fali mierzymy notując czas między dwiema kulminacyjnemi: $L = v \cdot T$; $L = (v \pm c)T$ lub $L = (v \pm c)T \cdot \cos \alpha$; Wysokość fal ocenia się na oko; mniejsze wysokości mierzy się sondówką, płynącą tak głęboko, że na nią fala nie oddziałuje i zaopatrzoną w podziałkę na której można odczytać najwyższe i najniższe punkty fali.

Wreszcie kierunek prądów oznaczyć można obserwując zmianę kierunku jazdy pod ich wpływem.

HYDRODYNAMIKA STOSOWANA

t.j. zagadnienie o ruchu wody.

Nawiązując do wykładów hydrauliki, omówić musimy te rodzaje ruchu wody, z których najczęściej w praktyce inżynierskiej się spotykamy. Pod względem praktycznym rozróżniać będziemy, następujące rodzaje ruchów:

- 1) Ruch wody wstępnej
- 2) Ruch wody w przewodach otwartych
 - a) w kanałach sztucznych
 - b) w korytach naturalnych
- 3) Ruch wody w przewodach zamkniętych
- 4) Specjalne wypadki ruchu (wypływ cieczy, przelewy, śluzy)
- 5) Ruchy miejscowe wód stojących (morza, jeziora)

Natomiast pod względem teoretycznym skutecznym podział na:

- 1) Ruch regularny
- 2) Ruch burzliwy
- 3) Ruch wirowy
- 4) Ruch falowy