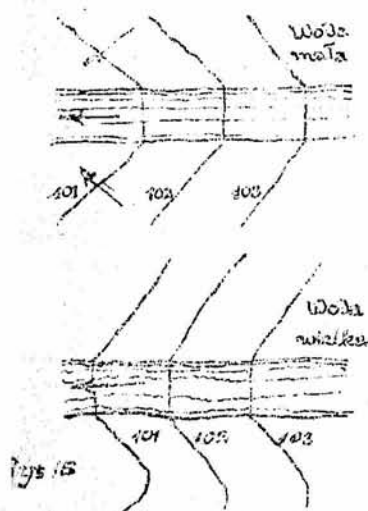


Jednak woda podziemna nie tylko w postaci źródeł występuje na powierzchni, często styka się ona bezpośrednio z wodą powierzchniową płynącą lub stojącą. Rzeki i jeziora w terenach przepuszczalnych stanowią jedną całość z otaczającą je wodą gruntową i wzajemnie na siebie oddziałują. Przy wyższym stanie wody powierzchniowej, część jej przesiąka w głąb ziemi. Przeciwnie przy niskich stanach wód powierzchniowych, są one zasilane przez wody głębsze. Jeżeli mamy pomiar wysokości zwierciadła wody głębszej, to łącząc punkty o jednakowej wysokości otrzymamy warstwice wody gruntowej. Z kształtu otrzymanych linii możemy poznać, czy woda gruntowa zasila rzekę, czy też jest odwrotnie.



z tego wszystkiego widzimy, że woda, która przesiąka w głąb ziemi, nie jest całkowicie stracona. Nie podobna jednak ściśle określić tej ilości wody, która pozostaje w głębi ziemi. W rezultacie, zmierzyć możemy tylko dwie ilości: opad i odpływ, a wszystko to, co wpływa na zmniejszenie odpływu, nazywamy stratą.

Odpływ.

z różnorodności czynników, które wpływają na straty, wynika bardzo wielka zmienność stosunku odpływu do opadu.

Rzecz prosta, że działają one na odpływ w kierunku odwrotnym niż na straty. Badania stosunku tego dają dla rzek większych, wziętych jako całość, następujące rezultaty, gdzie odpływ wyrażony jest w % opadu.

w Europie		Poza Europa			
Lewa	70%	Dunaj	32%	Indus	43%
Pad	66%	Wołga	32%	Ganges	39%
Maronna	55%	Sekwana	28%	Kongo	37%
Wyber	54%	Dniepr	26%	La Plata	36%
Ren	44%	Wisła	25%	Amazonka	28%
Rodan	36%	Odra	24%	Missisipi	23,5%
Dniestr	35%	Dźwina	13%	RioGrande	18%
Siemen	34%	Ebro	6,6%	Pei-Ho	7%
Moara	34%			Nil	4%

Jeżeli weźniemy ogólną średnią ze wszystkich zbadanych rzek, to otrzymamy w rzeczywistości około 30%.

Badając odpływ na rzecze w poszczególnych jej punktach, spotrzeżemy, że znajduje się on w ścisłym stosunku do powierzchni i dorzecza, jaką bierzemy pod uwagę. Jest to łatwe zrozumiałe już z tych względów, które omawialiśmy przy opadach gdzie natężenie średnie malało w stosunku do wzrostu powierzchni zaleszenia. Przyczynia się do tego wpływ parowania, przesiąkanie, sumujące się w miarę powiększania powierzchni, zwłaszcza że nigdy prawie całe dorzecze nie znaj-

duższą jednocześnie pod wpływem deszczu

Tak np. dla Wisły procent odpływu wynosi:

Wisła u źródła	dorzecze 55 km ²	83%
" pod Krakowem	" 7800 "	59%
" przy ujściu	" 193000 "	25,5%

Ważną też rzeczą jest i ilość opadów gdyż grunta już przez siłknięte opadami zatrzymują ich mniej, niż grunta suche. Tak więc w latach mokrych % odpływu wzrasta, a maleje w suchych.

A więc:

Wisła w Krakowie odpłynęła w roku normalnym 52% opadu, zaś w roku 1910, bardziej suchym, tylko 45%.

Niemieccy autorowie określili dla średniej Europy stosunki te wzorami, oznaczając przez " H " wysokość opadu rocznego w mm., a przez " h " wysokość odpływu w mm., otrzymują:

dla średniego roku $h = 0,942 H - 405$ / mm.

" mokrego $h = H - 350$ / mm.

" suchego $h = 0,884 H - 460$ / mm
a ile jednak H>62

Heller podaje h w %

H	625	750	875	1000	1250	1500	1750
h	44	53	60	65	72	77	80
h	15	27	36	42	52	58	62

Wysokość h podzielona przez ilość sekund w roku, daje ilość odpływającej wody w litrach na sekundę i kilometr kwadratowy.

Mówiliśmy dotąd o odpływie rocznym, jako całości. Podobnie jednak jak opady, tak i odpływ jest nierównomierny w ciągu całego roku, a zmienia się z miesiąca na miesiąc, dzięki zmienionym warunkom parowania i przesiekania, a przede wszystkim ze względu na topnienie lodów i śniegu.

Dla Dniestru naprzykład mamy następujący procentowy rozkład odpływów w roku 1910, gdy procent średni wynosił 27%

mies.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
odpływ	37	169	65	28	45	10	16	13	39	22	20	78

Na małe dorzecza mają również wielki wpływ opady burzowe, które przy wielkich nie wchodzi w rachubę.

Również i konfiguracja terenu, kształt dorzecza, stromość stoków, gleba, roślinność i zalesie mają wielki wpływ na wysokość rocznego odpływu i jego stosunku do opadu i jeszcze bardziej oddziałują na rozkład odpływu w ciągu roku na jego zmienność, różnice między dużymi i małymi wodami, wielkość fali powodziowej i t.d.

Tak naprzykład, w ostatnich czasach dokładne badania odpływu w Szwajcarii, na dwóch potokach w zupełnie jednakowych warunkach, a tylko różnie zalesionych - jeden 35%

zalesienia, a drugi 37% - wykazały następujące skutki wzrostu zalesienia:

- 1/ Zmniejszenie $1\frac{1}{2}$ razy średniego dziennego odpływu wiosenne
- 2/ " dziennych wahań
- 3/ " do połowy maximum odpływu z topnienia śniegu
- 4/ " wpływu opadów burzowych
- 5/ Utrzymanie odpływu w czasie posuchy długotrwałej
- 6/ Zmniejszenie ruchu rumowiska, ale tylko po opadach burzowych.

Podobnie badane są i inne czynniki, jak gleba i t.d.

Wszystkie one utrudniają oznaczenie odpływu na podstawie tylko opadu. Mimo to, często posługujemy się tą metodą dla pierwszej orientacji

Oznaczanie odpływu na podstawie opadów.

Aby oznaczyć odpływ roczny, lub jakiś inny charakterystyczny, na podstawie opadów, musimy znać przede wszystkim powierzchnię, z której opad spływa do danego miejsca. Powierzchnię tą nazywamy zlewnią albo dorzeczem. Oznaczamy ją na podstawie map warstwicowych, na których możemy łatwo oznaczyć granice między zlewiskami i splanimetrować powierzchnię.

Jeśli mamy do czynienia z większym dorzeczem, w którego różnych okolicach panują różne stosunki wpływające na od-

pływ, wówczas dzielimy dorzecze na tyle charakterystycznych części, ile nam się ich namuwa ze względu na różnorodność terenu.

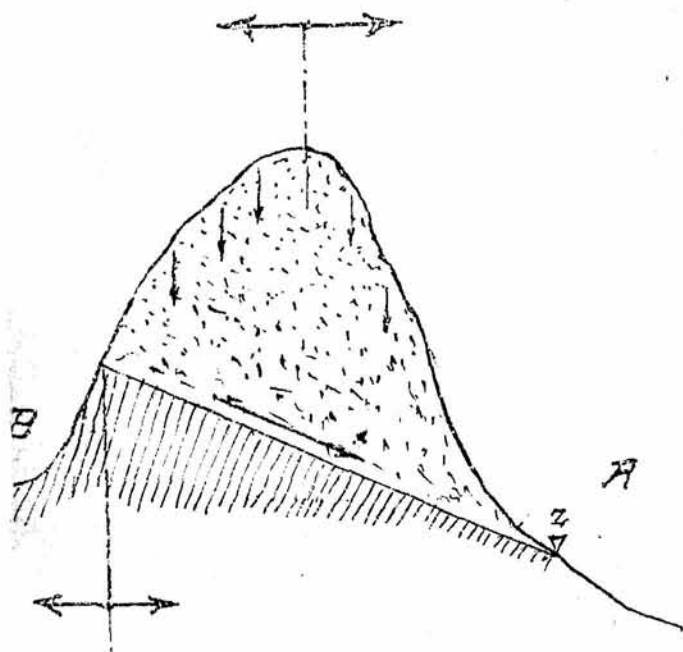
Oznaczanie granic dorzecza z map, bez znajomości terenu,

może dać powód do błędu,

jeśli zlewnia podziemna jest inna niż powierzchnia,

W wypadku jak na rysunku źródło Z sprowadza wodę ze stoku, należącego do powierzchniowej zlewni B, do zlewni A.

Wypadki takie zachodzą więc wtedy, gdy warstwa nieprzepuszczalna przecina grzbiety. Przykłady tego mamy np. w Karpatach przy Dunajcu Białym i Czarnym.



Rys 16.

Jeżeli tak otrzymaną powierzchnię dorzecza pomnożymy przez wysokość rocznego opadu, to otrzymamy całą objętość spadłej wody w ciągu roku. Mnożąc ją przez współczynnik odpływu (np. wzór Kallera), dostajemy ilość wody, która odpłynęła. Ilość ta podzielona przez ilość sekund w roku, daje nam

Średni roczny odpływ na sekundę.

Oznaczenie jednak współczynnika tylko zależnie od wysokości opadu jest zbyt niedokładne.

Białego uziłowano, na podstawie danych o faktycznych stosunkach odpływu, ułożyć te współczynniki w pewne grupy, w zależności od terenu, by otrzymać w ten sposób rezultaty bliższe prawdy.

Najlepszym i dość powszechnie używanym jest wzór Izzkowski. Oznacza on jak poprzednio, odpływ średni roczny, przez powierzchnię opadu, pomnożoną przez pewien współczynnik ω_s . Jeżeli więc powierzchnia dorzecza = $A \text{ km}^2$, zaś opad średni roczny H metrów, to

$$q_{sr} = \frac{\omega_s \cdot H \cdot A \cdot 1000000}{365 \cdot 86400} \text{ m}^3/\text{sek} = 0,03171 \omega_s \cdot H \cdot A \text{ m}^3/\text{sek};$$

Następnie przyjmuje on, że odpływy charakterystyczne są w pewnym stosunku do odpływu średniego.

Jako taki stosunek przyjmuje on:

Dla odpływu najniższego $q_0 = 0,2 \sqrt{q_{sr}}$

" średniego nisk. $q_m = 0,4 \sqrt{q_{sr}}$

" normalnego $q_n = 0,7 \sqrt{q_{sr}}$

Przytem $\sqrt{}$ oznacza współczynnik chwiejności, wobec stałego stosunku $q_0 : q_m : q_n = 0,2 : 0,4 : 0,7$, dla jednakowych warunków dorzecza.

Również i ilość wielkiej wody uzależnia Izzkowski od opadu

rozciągniętego, przyjmuje jednak naturalnie inny współczynnik ω , oraz dodaje współczynnik wielkości dorzecza μ . Ilość wielkiej wody, Q_w , wynosi tedy:

$$Q_w = \omega \mu H.A. \text{ m}^3/\text{sek.}$$

A jeśli dorzecze trzeba podzielić na kilka części, to

$$Q_w = \mu \sum (\omega H.A.) \text{ m}^3/\text{sek.}$$

Współczynniki podał Iszkowski w szeregu tablic, przy czym współczynnik ω , zmienia się tylko zależnie od orograficznego ukształtowania terenu, natomiast ω dzieli według gatunków gleby i roślinności.

Kategoria I. Obejmuje najkorzystniejsze warunki odpływu a więc ziemię uprawną, grunt silnie przepuszczalny, gęste.

Kategoria II. Obejmuje warunki średnie.

Kategoria III. Tereny słabo przepuszczalne, roślinność mała

Kategoria IV. Nagie tereny, nieprzepuszczalne.

Przy dobieraniu jednak współczynników, należy je kombinować uwzględniając wielkości dorzecza i warunki orograficzne. Dlatego te 4 kolumny współczynników nie odpowiadają ściśle 4 kategoriom powyższym. Iszkowski daje tu wyjaśnienie, jak następuje:

przy kategorii I a/ dla dorzeczy $A < 1000 \text{ km}^2$ - kolumna II

b/ " $1000 < A < 4000$ " " II i III

c/ " $A > 4000$ " " I

przy kategorii IIa/ teren płaski " II

b/ teren górzysty $A < 150$ " " III

c/ " $150 < A < 1000$ " " II i III

d/ " $A > 1000$ " " II

przy kategor. III a/ wogóle " III

b/ przy wyższych dorzeczach $A > 5000$ II

{ a) $A < 50 \text{ km}^2$ " IV

przy kategorii IV. { b) $50 < A < 300$ " " III i IV

{ c) $A > 300$ " " III

Tablica współczynników.

naczenie terenu	ω_s	ω_w			
		I	II	III	IV
gna i niziny	0,20	0,017	0,03	-	-
szczyzny i płaskowzgorza	0,25	0,025	0,04	-	-
szczytów w połąc. z pagórk.	0,30	0,030	0,055	-	-
ten pagórkowaty	0,35	0,035	0,07	0,125	-
masz pagórki i przedgórze	0,40	0,040	0,082	0,155	0,4
kości większ. pasów górsk.	0,45	0,045	0,1	0,19	0,45
górza średnie jak Harz, Czeski Łaz	0,50	0,050	0,12	0,225	0,5
górza stromejsze, jak Beskidy	0,55	0,055	0,14	0,29	0,55

	- 31 -					
óry wysokie	0,60	0,060	0,10	0,30	0,6	
óry wysokie i strome	0,65	0,070	0,135	0,46	0,7	
najwyższe i najstrome góry	0,70	0,080	0,21	0,6	0,8	

ozdział na kategorie przy wielkiej wodzie zastępuje przy
ozostałych odpływach charakterystycznych zmienność współ-
czynnika V

zasady jego stosowania są następujące:

rednie warunki przepuszczalności i zalesiania	$V = 1,0$
oż samo i liczne stawy i jeziora	$V = 1,5$
ilna przepuszczalność terenu lub słaba roślinność	$V = 0,4+0,3$
oż samo i liczne stawy i jeziora	$V = 0,6+1,2$
ieprzepuszczalne pokłady na płaszczynie	$V = 1,0$
" " " pagórkach	$V = 0,8+0,4$
" " " górach	$V = 0,6+0,3$
kaliste szczyty	$V = 0,3+0,4$

ale deszczowe poniżej 200 km², przy silnej roślinności zwięk-
zają V o 25%.

Średnie dorzecza ponad 20000 km.², zwiększają V o 15%, a po-
nad 50000 km.² o 3%.

Nieostatejny klimat / morski/ zwiększa rezultat do 50%, a ste-
do 20%.

Wartość współczynnika μ podaje następująca tablica:

A	1	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
μ	10,0	9,5	9,0	8,5	8,23	7,95	7,75	7,60	7,5	7,43	7,40
A	150	170	200	250	300	400	470	500	600		
μ	7,10	7,00	6,87	6,7	6,55	6,32	6,0	5,9	5,6		
A	700	800	850	900	1000	1200	1400	1600	1750	1800	2000
μ	5,35	5,12	5,0	4,9	4,7	4,51	4,32	4,15	4,0	3,95	3,92
A	2200	3000	3500	4000	4500	5000	6000				
μ	3,61	3,45	3,35	3,25	3,20	3,125	3,1				
A	7000	8000	9000	10000	11000	20000	30000	40000	50000		
μ	3,98	3,05	3,04	3,02	3,0	2,91	2,80	2,68	2,57		
A	100000	108000	150000	200000	250000						
	3,05	2,9	1,72	1,35	1,0						

Wzory Iszkowskiego mają kilka wad. Przede wszystkim, pochodzące z przed około 30 lat, opierają się na niewielkim materiale obserwacyjnym, a z tego współczynniki nie odpowiadają temu co moglibyśmy osiągnąć dziś posilkując się znacznie bogatszym materiałem doświadczalnym. Stąd też pochodzi i dalsza ich wada, że stosunki charakterystycznych odplywów są za bardzo zgeneralizowane. Skoro V dla wszystkich charakterystycznych odplywów jest jednakowe, zawsze pozostanie stały ich stosunek $q_1 : q_2 : q_3 = 0,2 : 0,4 : 0,7$.

W rzeczywistości zaś stosunek ten ulega poważnym zmianom

przy różnorodnych terenach, choćby przytoczyć tu sprawę jezior i t.d.

Wzory te usiłował poprawić inż. Becker, wprowadzając zmienność współczynnika Wodpływy okresowe.

Zamiast współczynników 0,2v i t.d. dochodzi Becker do wzorów:

$$q_o = a_o \cdot q_{sr}; a_o = 0,2v \quad (\text{jak u Iszkowskiego})$$

$$q_m = a_m \cdot q_{sr}; a_m = \frac{\alpha_m}{100} + 0,275; \operatorname{tg} \alpha_m = 0,74(V - 0,7)$$

$$q_n = a_n \cdot q_{sr}; a_n = \frac{\alpha_n}{162} + 0,48; \operatorname{tg} \alpha_n = 2,38(V - 0,7)$$

$$q_r = a_r \cdot q_{sr}; a_r = \frac{\alpha_r}{69} + 0,15; \operatorname{tg} \alpha_r = \frac{V - 0,5}{2,71}$$

$$q_9 = a_9 \cdot q_{sr}; a_9 = \frac{\alpha_9}{110} + 0,34; \operatorname{tg} \alpha_9 = \frac{V - 0,5}{1,41}$$

$$q_6 = a_6 \cdot q_{sr}; a_6 = \frac{\alpha_6}{160} + 0,47; \operatorname{tg} \alpha_6 = \frac{V - 0,3}{0,425}$$

Gdzie: q_r - woda okresowa roczna

q_9 - " " dziewięćmiesięczna

q_6 - " " półroczna

Wzory dość zawikłane, lecz użycie ich ułatwiają tablice graficzne, pozwalające wprost odczytać żądane wartości współczynnika dla pewnej wartości V.

Wzorom tym zarzucićby należało niepotrzebne niewolnicze trzymanie się współczynnika zasadniczego V, którego wielkość, zależna od różnych okoliczności, jest trudną do należytego obrania. To też sam Bec-

ker słucznie zauważył, że przy porównaniu opad z odpływem, o wiele bardziej stałą wielkością jest strata i łatwiej ją sformułować. Odpływ wówczas jest różnicą między opadem a stratą. Już poprzednio podawaliśmy formułę Kellera na straty. Becker jednak preferuje bardziej obliczenie tych strat i oznaczając współczynnik rocznej straty przez ω_{str} , otrzymuje

$$h_{str} = H \cdot \omega_{str}$$

Wartości na ω_{str} są następujące:

- | | | |
|--|---|--|
| 1.a) $\omega_s = 1,216 - 0,75 H$; | $500 < H < 750 \text{ m/m}$ | rzeki górskie i warunki średnie |
| 1.b) $\omega_s = 1 - \sqrt[3]{0,3 (H - 0,612)}$; | $750 < H < 3000 "$ | |
| 2. $\omega_s = 0,25 + 0,05 \sqrt{S}$; | $S = \frac{A \text{ km}^2}{L \text{ km}}$ | rzeki długie i rzeki krótkie < 40 km. } śred.z li2
rzeki nizinne } śred.z li3 |
| 3. $\omega_s = \frac{0,1 \sqrt{S} - H + 3,1}{0,1 \sqrt{S} + 10}$; | | |
| 4. $\omega_s = \frac{0,1 \sqrt{S} - H + 1,76}{0,1 \sqrt{S} + 4}$ | | rzeki alpejskie } śred.z li4 |

Przyczem dla rzek pod 2,3 i 4 należy brać nie same wzory 2,3 i 4, a tylko ich średnią arytmetyczną z odpowiednim wzorem /1/ A więc dla rzek krótkich nizinnych średnią wzoru /3/ i /1a/ lub /1b/.

Obliczenia wielkiej wody.

O ile ilości wody odpowiadające różnym charakterystycznym stanom, otrzymujemy najczęściej z bezpośrednich pomiarów, o tyle dla oznaczenia ilości wielkiej

wody musimy uciekać się najczęściej do wzorów opartych na powierzchni zlewni i wielkości opadów. Dlatego w tym kierunku mamy wielką ilość wzorów, z których kilka najbardziej używanych podaję:

Poza wyżej omawianym wzorem Iszkowskiego, znany jest wzór Lattenburga, oparty na stosunkach opadowych szwajcarskich. Rozróżnia on zupełnie słusznie wodę skutkiem długotrwałego, kilkodniowego deszczu /Langregen/ o dziennym opadzie około 50 m/m i nazywa ją q_3 ;

wodę z deszczu jednodniowego o wysokości opadu 250 m/m - q_4 , wodę z deszczu nawałnego o natężeniu 0,035 m/m/sek. trwającego nie dłużej godziny - q_5 ; Nadto podaje wzór na wielką wodę corocznie się powtarzającą - q_6 ;

Ponieważ wzory oparte są na stosunkach opadowych szwajcarskich, przeto przy stosowaniu wzoru u nas, trzeba wyniki pomnożyć przez $\frac{H}{H'}$, gdzie H' są te podane opady /50 m/m, 250 m/m/ zaś H - analogiczne opady w naszych stosunkach.

Wartość na q_3 można u nas wprost stosować, inne będą przeważnie za wielkie. Wzory te są następujące:

$$q_3 = q_p + c.f.A. \frac{1 + 0.5A}{1 + 1 + 0.1A/A'}$$

$$q_4 = q_p + 2,9 \omega \cdot A / \frac{114}{115 + 0,05A} + 0,007/$$

$$q_5 = q_p + \omega \cdot A \frac{32}{31 + A} \cdot 35$$

$$q_6 = \frac{14,4}{3,6 + A'} + 1/0,03964 \omega \cdot H \cdot A$$

We wzorach tych q_p oznacza objętość wody na początku wezbrania, a $A' = 0,0001 \cdot A$; Współczynnik ω zależy od górzystości, przepuszczalności, terenu oraz wegetacji, podaje go następująca tablica:

Roślin.	T e r e n								
	b. nieprzepuszcz.			średni			b. przepuszcz.		
	str. śred. płas.			str. śred. płas.			str. śred. płas.		
Lasy, płaski bez roślin.	0,65	0,55	0,55	0,55	0,45	0,35	0,45	0,35	0,25
Rola, części lasy	0,75	0,65	0,55	0,65	0,55	0,45	0,55	0,45	0,35
Łąki i pastwiska	0,85	0,75	0,65	0,75	0,65	0,55	0,65	0,60	0,45
Nagie skały	0,90	0,80	0,70	0,80	0,70	0,60	0,70	0,60	0,50

W Bawarii używają, dla zlewni 1 km.², wzoru:

$$q_{max} = m \cdot \frac{A_z}{\sqrt{1+A}} / 1 - 0,4 \frac{A_z}{A} /$$

Gdzie: A_z - powierzchnia zalesienia

$m = 4,5$ przy spadku doliny $> 20 \text{ ‰}$
 $m = 3,75$ " " " $5 - 20 \text{ ‰}$
 $m = 3,0$ " " " $< 5 \text{ ‰}$

Natomiast przy małych potokach

$$q_{\max} = 4,2 \cdot n_1 \cdot n_2 \cdot n_3 \cdot n_4$$

n_1 zależy od długości L doliny

$L =$	2	3	4	5	6	7	8	9	10	km
$n_1 =$	1,0	0,9	0,83	0,75	0,68	0,63	0,58	0,53	0,50	

n_2 zależy od % zalesienia A_f : 0,25A; 0,50A; 0,75A; A;
 $n_2 =$ 1; 0,9; 0,8; 0,7; 0,6

n_3 zależy od stromości

wysok. góry	góry	pagórki	część. pag.	płaski
1,00	0,95	0,90	0,85	0,80

n_4 zależy od przepuszczalności

teren	nieprzep.	słabo przep.	śred. przep.	przepuszcz.
$n_4 =$	1,0	0,9	0,8	0,7

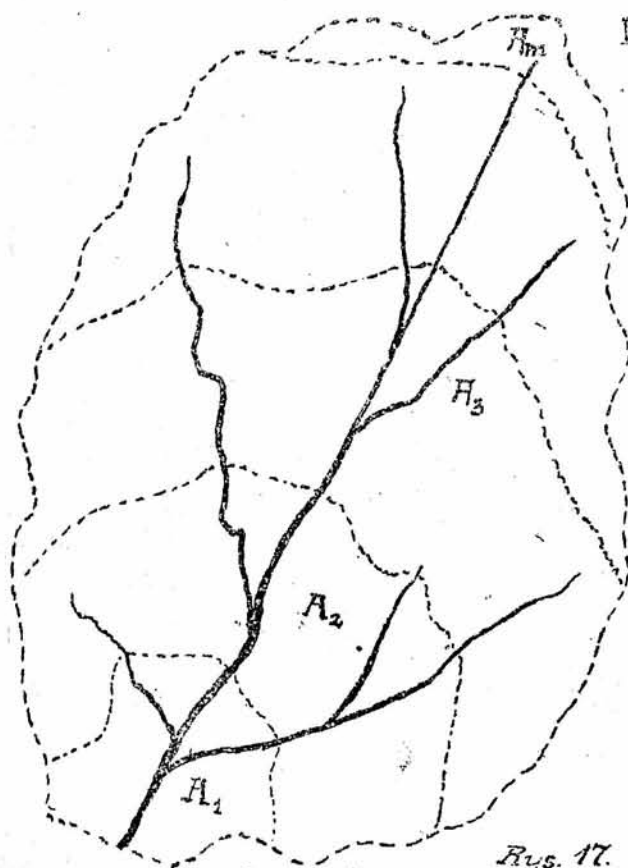
Ponadto używają w Szwajcarii wzoru przybliżonego

$$q_{\max} = \frac{9}{\sqrt{A}} \text{ do } \frac{12}{\sqrt{A}} \text{ w zależności od zalesienia}$$

Wszystkie te wzory dają wyniki dobre, o ile zna się dokładnie teren i zastosuje się odpowiednie współczynniki. Jeżeli jednak chodzi nam o dokładniejsze zbadanie, należy zanalizować dorzecze i na podstawie znanych danych opadowych deszczów nawalnych lub długotrwałych, obliczyć jaki rodzaj opadu da najwięk.

czy odpływ.

Znając nachylenie stoków, roślinności etc. możemy z się zorientować w jakim czasie poszczególne cząstki wody dostaną się do miejsca, w którym potrzebna nam jest znajomość odpływu maksymalnego.



Rys. 17.

Dla punktu „A” dorzecza rozumiemy tak: po upływie czasu t_1 , od początku opadu, znajdą się tam wszystkie te cząstki wody, które potrzebują tego, lub mniejszego czasu do spłynięcia z miejsca opadnięcia do punktu A. Jeżeli te miejsca połączymy krzywą, to powierzchnia A_1 da całą obję-

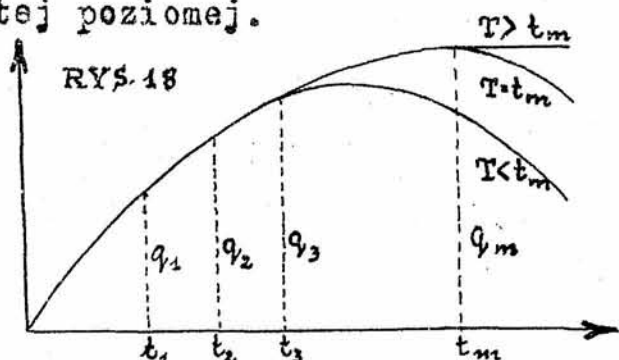
tość wody q_1 , która po upływie czasu t_1 , spłynie do A. Po czasie t_2 spłynie jeszcze woda z powierzchni A_2 ... wreszcie po czasie $t_m - A_m$.

Jeżeli na osi odciętych odłożymy wartości czasów t_1, t_2, \dots, t_m a na osi rzędnych odnośnie q , to otrzy-

mamy krzywą wzrostu odpływu w stosunku do czasu.

Jeżeli przez T oznaczymy czas trwania deszczu, to możemy rozróżnić następujące trzy wypadki:

1/ $T > t_m$ Jeżeli natężenie deszczu jednostajne, to po upływie czasu t_m , q nie będzie już wzrastać, gdyż woda spływa wciąż z całej powierzchni dorzecza. Na wykresie dostaniemy tedy odpowiedni odcinek prostej poziomej.



$$\underline{2/ T = t_m}$$

W chwili t_m woda spływa już z całego dorzecza i q osiąga maksimum. Następnie jednak

deszcz zwalnia już część dorzecza, q maleje, a wykres opada.

$$\underline{3/ T < t_m}$$

Odpływ q zaczyna się zmniejszać zanim jeszcze dostaną się do punktu a cząstki wody z punktów najbardziej oddalonych. Ponieważ z drugiej strony natężenie opadu zmniejsza się w miarę dłuższego trwania opadu, zatem jest jasne, że maximum odpływu nastąpi przy $T = t_m$. Mając ten czas, wystarczy obliczyć naszymi wzorami odpowiednie mu natężenie deszczu, a mnożąc je przez T , przez powierzchnię zlewni A i przez pewien współ-

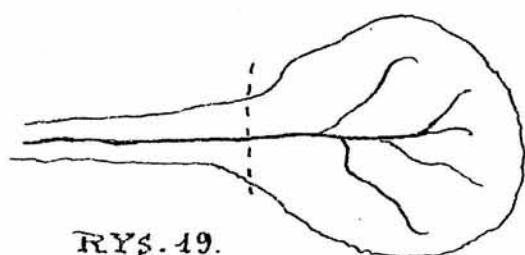
czynnik odpływu / 0,5 - 0,8 w naszych warunkach/,
otrzymamy pożądaną objętość maksymalnego odpływu.

W tem na pozór prostem obliczeniu są jednak trudności. Najpierw oznaczenie współczynnika odpływu jest zawodne, należy bowiem nie tylko od konfiguracji terenu, gleby i roślinności, ale, co najważniejsza od stopnia przesycenia gruntu przed danym opadem. Dla obliczeń wód wielkich, t zw. katastrofalnych, należy zawsze przyjmować pełne nasycenie gruntu przed miarodajnym opadem. Równie trudne jest oznaczenie czasu, jakiego potrzebuje woda do przedostania się z najdalej położonego punktu dorzecza do danego przekroju, czyli czasu t_m ; Trzeba mieć sporo pomiarów przy bardzo gęstej sieci ombrometrów, ażeby te wartości otrzymać. Nadto nie jest ona jednolitą, a zależną od stanu wody. W miarę podwyższenia się stanów wody, wypełnia się koryto całe, boczne odnogi, a z chwilą wystąpienia wody z brzegów, również i okoliczne grunta. W niektórych warunkach bardzo wielkie ilości wody są na ten cel zużyte, a nadto opóźnia się czas przenoszenia się t. zw. fali powodziowej.

Zjawisko to nazywamy retencją.

Nie mniejszy wpływ ma także kształt dorzecza. Dla dorzecza jednostajnego będzie rzeczywiście miarodajny deszcz obejmujący całe dorzecze kształtem np. jak na

rysunku - deszcz obejmujący tylko górną jego część



RYŚ. 19.

Deszcz ten o większem natężeniu powoduje większy odpływ, niż zadeszczenie całego obszaru o mniejszem natężeniu:

W rezultacie postępujemy w następujący sposób: Wynajdując z obserwacji bezpośrednich, opadowych, deszcze burzowe, całodzienne i kilkudniowe, o maksymalnym natężeniu, oraz przyjmując pewien czas ścieku t_m , obliczamy odpowiednie odpływy, przy możliwie wielkim procencie odpływu.

Wyniki te jednak będą tylko przybliżone i nigdy nie zastąpią danych otrzymanych z bezpośrednich obserwacji. Dla orientacji przytoczyć można faktycznie obserwowane ilości wielkiej wody w rzekach Karpackich:

Dorzecze do 1 km. ²		- do 12m ³ /sek i km. ²	
"	" 300	"	" 2,4 "
"	" 1000	"	" 1,2 "
"	" 2000	"	" 1,0 "
"	" 8000	"	" 0,3 "

Pomiar odpływu.

Zmienne ilości opadu powodują ustawiczne zmiany ilości

ci wody w ściekach. Zmiany te odzwierciedlają się przede wszystkim w zmianach poziomu zwierciadła wody, który wznosi się przy wzrastającej ilości wody, a maleje przy zmniejszającej się. Ponieważ pomiar ilości wody, bez oznaczenia do jakiego stanu wody się odnosi, nie ma praktycznego znaczenia, przeto podstawową czynnością przy pomiarze odpływu, jest pomiar stanu wody, za pomocą pomiaru wysokości zwierciadła wody.

Pomiar stanu wody.

Chcąc porównać różne stany wody ze sobą i zorientować się co do ich zmian, wystarczy mieć w danym miejscu jakiś punkt stały, w pobliżu wody i od niego odmierzyć za każdym razem poziom zwierciadła wody. Chcąc uniknąć tej żmudnej czynności ustawiamy w wodzie pionową łatę, z podziałką i na niej wprost odczytujemy stan wody. Oczywiście łata musi być złączona niwelacyjnie z punktem stałym.

Podziałkę rozpoczynamy od punktu zerowego, umieszczonego zwykle pod poziomem najniższego stanu wody, dla uniknięcia odczytów ujemnych. Dawne wodowskazy miały podziałkę tak umieszczoną, że zero odpowiadało pewnemu stanowi charakterystycznemu, np. średniemu, niskiemu, używanemu do żeglugi. Raz umieszczona podziałka nie może być co do swego położenia zmieniona, jeśli ma być utrzymana ciągłość obserwacji.