

ROZDZIAŁ II.

WODA JAKO CZYNNIK ZABAGNIENIA I GLEBA BAGIEN.

Opady atmosferyczne. Atmosfera, okalająca ziemię, zawiera zawsze w pewnej mierze niewidzialną dla oka parę wodną. Jest to źródło t. zw. opadów atmosferycznych.

Para, znajdująca się w powietrzu, powstaje przez ulatnianie się wody z wszelkich wodozbiorów, mieszczących się na powierzchni ziemi, a wielkość tego ulatniania zależna jest od chwilowej temperatury powietrza, stopnia jego wilgotności, szybkości ruchu i t. d.

Ilość pary wodnej, zawartej w powietrzu, jak powszechnie wiadomo, zwiększa się w miarę podwyższania jego temperatury, zmniejsza zaś w miarę obniżania jej. Z powyższego wynika, że każdej temperaturze otaczającego nas powietrza odpowiada pewne maximum zawartości w niem pary, którą określić można w gramach na 1 m^3 powietrza. Odwrotnie, powietrze nienasycone, przez obniżenie temperatury może być doprowadzone do punktu nasycenia.

Ilość pary, zawartej w powietrzu przy danej temperaturze, nazywamy jego wilgotnością bezwzględną. Łatwym rachunkiem możemy znaleźć stosunek % pomiędzy ilością pary, jaką powietrze w danej chwili zawiera i ilością pary, jakaby pomieścić mogło, co nazywamy wilgotnością względną.

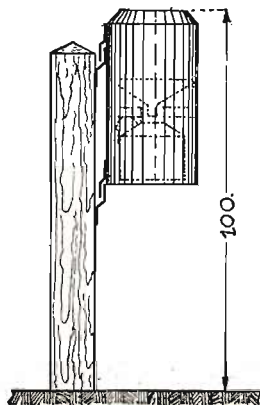
Na ziemiach polskich niższej temperaturze odpowiada zazwyczaj większa procentowo zawartość pary. Najmniejsza wilgotność względna przypada w maju i czerwcu, największa w jesieni.

Pewne warunki są nieodzowne, aby para wodna, zawarta w powietrzu, skroplić się mogła, wytworzyć chmury, resp. spaść na ziemię w postaci deszczu lub śniegu, ogólnie jednak da się powiedzieć, że chmury wytworzą się i opad będzie strącony, o ile powietrze tak dalece chwilowo się oziębi, że nie będzie w możności utrzymać zawartej w niem pary wodnej.

W naszych szerokościach geograficznych najważniejszą przyczyną oziębienia się powietrza jest jego wznoszenie się ku górze i rozszerzanie się wskutek raptownie zmniejszonego ciśnienia atmosferycznego.

Skroplona para staje się wtedy dostrzegalną dla oka, tworząc chmury, złożone z mikroskopijnych kropeł, w wyższych zaś i chłodniejszych warstwach atmosfery, z drobnych igieł lodowych. Tak unoszące się w powietrzu, drobne krople łączą się w większe, w sposób bliżej niezbadany, prawdopodobnie nie bez udziału elektryczności atmosferycznej, i opadają w postaci deszczu albo śniegu.

Opady atmosferyczne, pod nazwą których rozumiemy wodę, otrzymaną na powierzchni ziemi z powietrza drogą naturalną w postaci ciekłej lub stałej, mierzy się wysokością tej warstwy, którą pozioma powierzchnia gruntu została pokryta, gdyby nie miał miejsca ani odpływ powierzchniowy, ani też wysychanie lub wsiąkanie.



Rys. 15.

Pomiar wysokości opadów odbywa się za pomocą ombrometrów, składających się w najprostszej swej postaci z naczynia cylindrycznego z otworem około 20 cm^2 , którego krawędź górną stanowi stożkowato otoczony pierścień mosiężny. Wewnątrz (Rys. 15) znajduje się zbiornik, stojący na podstawkach korkowych, lub drucianych, i w ten sposób otoczony warstwą powietrza izolującą, która zabezpiecza go od bezpośredniego wpływu promieni

słonecznych, a zarazem zmniejsza ulatnianie, zbierającej się wewnątrz wody.

Zebrana w ten sposób w czasie określonym woda deszczowa mierzy się w naczyniu szklanem z odpowiednio naciętą podziałką, tak, że każdej podziałce odpowiada 1 mm rzeczywistej wysokości opadów. Pomiar dokonywa się zazwyczaj codziennie o godzinie 7 rano, a wyniki wnoszą się do odpowiedniego wykazu.

Z dodania dziennych wysokości opadów w ciągu roku, otrzymujemy opad roczny. Dodając rezultaty za szereg lat i podzieliwszy sumę przez liczbę lat, otrzymamy średnie opady roczne dla danej miejscowości. W podobny sposób znaleźć możemy średni opad miesięczny lub dzienny.

Na wielkość opadów pewnej miejscowości wpływa odległość jej od morza, wzniesienie nad jego poziom i położenie względem pobliskich pasm wzgórz, znajdujących się na drodze panujących wiatrów.

Podajemy niżej wysokości opadów atmosferycznych poszczególnych miejscowości kraju, ugrupowanych według dorzeczy najważniejszych rzek naszych: Odry, Wisły, Niemna, Prypeci, Dniepru i Dniestru. Obok nazwy miejscowości podane jest jej wzniesienie nad poziom morza w metrach i suma rocznych opadów w milimetrach.

Dorzecze Odry.

Miejscowość	Wzniesienie w m.	Opad roczny w mm.
Raciborz	195	690
Opole	175	667
Brzeg	143	561
Wrocław	118	585
Kalisz	116	496
Lignica	128	572
Poznań	66	494
Gniezno	115	520

Dorzecze Wisły.

Miejscowość	Wzniesienie w m.	Opad roczny w mm.
Wisła	433	1159
Bielsko	344	861
Poronin	742	957
Białka	694	674
Maniów	527	1011
Kieżmark	631	591
Krynica	575	845
Szczawnica	481	1078
Kraków	220	637
Bochnia	213	730
Pilzno	234	600

Dorzecze Wisły.

Miejscowość	Wzniesienie w m.	Opad roczny w mm.
Jarosław	204	627
Lwów	298	680
Katowice	264	663
Ząbkowice	301	663
Częstochowa	244	679
Piotrków	207	586
Chełm	184	478
Lublin	193	564
Puławy	144	544
Silniczka	193	656
Radom	170	511
Skierniewice	121	540
Sobieszyn	150	540
Brześć Litewski	135	595
Warszawa	119	545
Łowicz	72	542
Płońsk	103	426
Włocławek	65	486
Mława	160	555
Białystok	130	507
Toruń	66	514
Bydgoszcz	42	491
Klasy	130	567
Gdańsk	5	534

Dorzecze Niemna.

Miejscowość	Wzniesienie w m.	Opad roczny w mm.
Kłajpeda	10	648
Tylża	5	687
Kowno	32	618
Wilno	106	590
Telechany	160	614
Suwałki	178	691

Dorzecze Prypeci i Dniestru.

Miejscowość	Wzniesienie w m.	Opad roczny w mm.
Górki	207	504
Mińsk	210	502
Wasilewicz	137	468
Pińsk	140	600
Kijów	183	535
Zytomierz	228	573
Humń	219	546
Uładów	250	500
Kamieniec Podolski	230	514
Tarnopol	318	575
Krzyworównica	545	776
Stryj	296	937
Stanisławów	267	667

Na zasadzie odnotowanych na mapie średnich opadów rocznych w poszczególnych miejscowościach, można wykreślić krzywe jednakowych opadów, czyli izohiety, otrzymując w ten sposób mapę hydrograficzną, obrazującą opady całego kraju^{*)}.

W hydrotechnice potrzebna jest często znajomość zwykłego maximum opadów rocznych. Toepfer określa je dla Niemiec jako 1,3 do 1,5 opadów średnich. Z dotychczasowych notowań dla Warszawy wynika, że wysokość opadów zamyka się w granicach 370 do 1200 mm.

Znajomość opadów miesięcznych i rozkładu ich jest dla różnych robót hydrotechnicznych, a głównie osuszeń, rzeczą ważniejszą niż rocznych, jak to tablica niżej zamieszczona pokazuje:

^{*)} Dla krajów polskich stosunkowo najlepszą jest mapa opadów prof. Romera. Tom I. Encykl. Pol. Akad. Umiejętn. w Krakowie. W tablicy dane dotyczące się terytorjum b. Królestwa, według R. Danyszówny. Również polecenia godną jest „Mapa opadów w Polsce” Stanisławy Kosińskiej - Bartnickiej, 1927.

Opady średnie miesięczne w % opadów rocznych.

	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
b. Królestwo. .	7,2	4,6	3,9	6,4	6,1	9,8	14,4	13,0	13,1	9,7	5,3	6,5
z. Wileńska . .	6,0	4,3	4,9	5,6	5,0	9,2	12,0	14,5	14,3	9,0	6,7	7,8
Małop. Zach. .	6,0	4,6	5,0	5,9	7,8	10,5	12,7	14,0	12,6	8,8	6,3	5,8
Małop. Wsch. .	6,0	5,4	5,2	6,8	7,0	10,8	14,0	13,8	11,0	7,8	6,2	6,0
Polesie. . . .	7,5	4,5	3,5	5,0	5,5	9,8	11,0	13,8	10,8	10,9	6,8	7,7
Niz. Pr. Wsch. .	6,9	5,8	6,0	6,8	7,0	8,5	12,5	12,3	12,6	7,5	6,8	6,6

W całej Polsce najsuchszymi miesiącami są styczeń i luty. Różnica wilgotności najsuchszego i najwilgotniejszego miesiąca, wynosi na północnym stoku Karpat 8 — 10% opadu rocznego, zaś na północy Polski zmniejsza się do 6%. Okolice nadbałtyckie mają opady jednostajniej rozłożone, niż dalej od morza położone Ziemie Polskie. Toż samo odnosi się do klimatu wielkich bagien. Maximum prawdopodobne dla opadów miesięcznych można obrać, dodając średnią zmienność opadów miesięcznych, wyrażoną w %-tach opadów.

Średnia zmienność miesięczna.

	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Warszawa, . .	49	53	59	48	43	37	35	43	44	47	53	48
Lwów,	36	34	47	29	43	40	31	32	32	41	47	41
Kraków, . . .	44	48	45	51	50	40	40	35	43	40	49	37

I tu, podobnie jak w rocznych opadach, jednak dają się zauważyć znaczne nieprawidłowości. Notowano np. dla Warszawy opad lipcowy = 230 mm (w r. 1844), jak również listopad i luty, pozbawione zupełnie opadów.

Ważną jest niekiedy dla techników znajomość *maximum* opadów w ciągu doby oraz podczas nawalnych deszczów letnich. Powszechnie przyjmują, że 50 mm jest zwykłym *maximum* deszczu na dobę w środkowej Europie, a wyjątkowe *maximum* wynosi 80 do 100 mm.

Woda, pochodząca z opadów, częściowo zbiera się na powierzchni ziemi w naturalnych lub sztucznych wodozbiorach, jak rzeki, jeziora i stawy, częściowo zaś ulatnia się znów w powietrze, lub przesącza przez pory i szczeliny gruntu, zbierając się w warstwach głębszych, odbywając w ten sposób swój obieg kołowy.

Ustosunkowanie tych trzech części jest bardzo różne i zależne, jak to niżej zobaczymy, od wielkości opadów, powierzchni terenu, pochyłości jego i pory roku. Dawniej przyjmowano, że $\frac{1}{3}$ część opadów odpływa powierzchnie, reszta zaś wsiąka i paruje. Istotnie jednak reguła ta, jako niezgodna z rzeczywistością, nie posiada większej wartości dla ściślejszych obliczeń hydrotechnicznych.

Parowanie wody odbywa się pod wpływem tak różnorodnych czynników, że ustanowienie jakichkolwiek praw, pozwalających na określenie wielkości jego, jest rzeczą bardzo trudną; faktem jest jednak, że odbywa się ono zarówno latem, jak i zimą. Średnie ulatnianie się wody, zaobserwowane w ciągu dość długiego okresu czasu, wynosi:

w Krakowie w ciągu roku	546 mm.
„ Pińsku „ „ „	460 „

Na parowanie wpływ mają: temperatura wody i powietrza, siła wiatru, rodzaj gruntu i jego powierzchni, rodzaj pokrycia roślinnego.

Doświadczalnie określa się parowanie powierzchni wody za pomocą tak zw. *atmometrów*. O wiele trudniej daje ono się określić z powierzchni ziemi, niż wody, wiadomem jest jednak, że próchnica paruje najsilniej, zaś piasek najmniej. Z tego powodu gleby torfowe zabezpiecza się od przesuszenia pokryciem piaskowem.

Ogólnie da się powiedzieć, że parowanie powierzchni wodnej jest większe, niż powierzchni nagiej ziemi, lecz mniejsze, niż powierzchni pokrytej roślinnością.

Według Rieslera, średnie dzienne parowanie wynosi:

na łąkach	3,1 — 7,3 mm.
„ lucernie	3,4 — 7,0 „

„ pszenicy	2,7 — 2,8	„
„ życie	2,26	„
„ kartofliskach	0,8 — 1,4	„
w lesie dębowym	0,5 — 1,1	„
„ „ jodłowym	0,5 — 1,0	„

Zwłaszcza niektóre drzewa liściaste, rosnące na bagnach, posiadają właściwość silnego parowania wody za pomocą liści, co pozwala stosować je z niejakim powodzeniem do osuszenia zabagnionych obszarów. Wybitnie współdziała parowaniu jesion i brzoza, następnie buk, brzoza, klon i dąb. Znacznie jeszcze większymi pod tym względem zaletami odznacza się eucaliptus; niestety, należy on do drzew strefy gorącej, i niektóre tylko jego odmiany znoszą chłód poniżej 9°C., co pozwoliło zastosować je w tym celu we Włoszech i Algierze. Do roślin, które mogą być również w podobnym celu stosowane, zaliczają słonecznik (*Helianthus annuus*), który w Holandji i Francji bywa zasadzany na zabagnionych miejscach dla osuszenia i polepszenia klimatu.

Przy projektowaniu kanałów spławnych w Prusach przyjmowano parowanie dzienne w okresie sześciu letnich miesięcy = 4 mm, zaś dla kanałów Ren-Elba parowanie dzienne = 11 mm, poglądy więc na tę sprawę hydrologów nie są ustalone.

Największe, zaobserwowane parowanie dzienne, wynosi 10 mm, przyczem podczas nocy ustaje ono prawie zupełnie. Parowanie powierzchni wodnej, dostępnej dla działania wiatrów, ocenić można co najmniej na 60 cm w ciągu roku, zaś w okresie letnim na 25 cm.

Wsiąkanie. Część wody opadowej zostaje pochłonięta przez warstwy powierzchniowe gruntu i następnie przesiąka do jego warstw głębszych. Zjawisko to zależy od właściwości fizycznych gruntu, głębokości osuszenia, a przede wszystkim pokrycia roślinnego. Piasek łatwo przepuszcza wodę, zaś glinę piaszczystą, lub ił zaliczyć można do prawie nieprzepuszczalnych. Szybkość, z jaką woda deszczowa przesiąka, jest bardzo różna i wynosi w gruncie piaszczystym około 1 m na godzinę, w torfiastym zaledwie 40—60 mm, zaś w gliniastym 10 — 20 mm.

Przez powierzchnię zadarnioną przecieka wiele mniej wody, niż ogołoconą z roślinności. Pokrycie warstwą piasku wzmacnia przesiąkanie, tak np. warstwa piasku zaledwie 1 cm gruba, jest w stanie powiększyć znacznie roczny odpływ podziemny.

Doświadczenia wykazały, że absorbcja różnych rodzajów gruntów wynosi:

gruntu piaszczyste	ca 50%	torf 63%
„ gliniaste	58%	ziemia uprawna	. . 74%

Pod absorbcją tą rozumiemy objętość wody, która potrzebna jest do zupełnego nasycenia ziemi w stosunku do objętości jej w stanie luźnym.

Z powyższego widać, że nawet znaczne opady mogą być zaabsorbowane przez wierzchnie warstwy gruntu, nie przesiakając do warstw głębokich. To też w gruntach przepuszczalnych woda przesiąka zazwyczaj do głębokości około 1 m, zaś w mniej przepuszczalnych zaledwie kilka, lub kilkanaście cm. Część wody przesiakającej

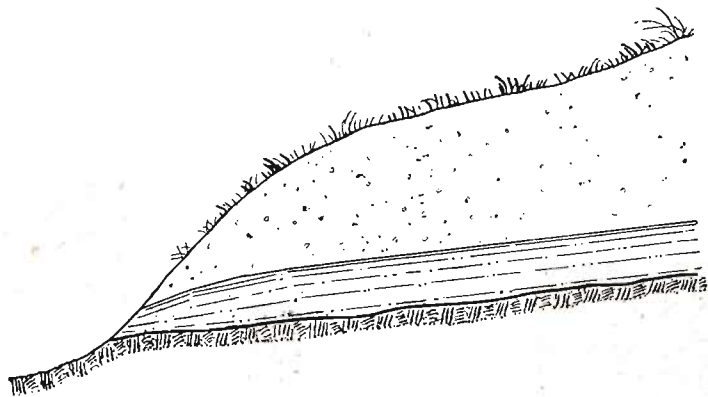


Rys. 16.

zatrzymuje grunt siłą włoskowatości, gdy reszta może swobodnie głębiej przesiąknąć. Im struktura gruntu jest więcej drobnoziarnista, tem większa jest ilość wody włoskowatej, która przy odwodnieniu nie może być brana pod uwagę.

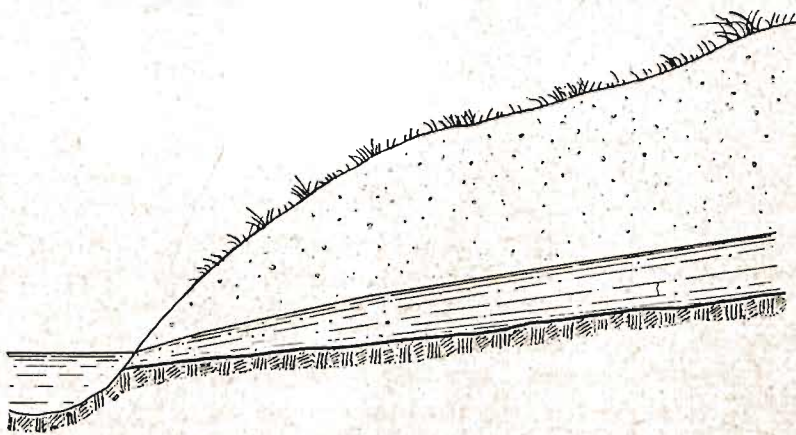
Reszta wody pod wpływem ciężkości, przesiąka kanalikami i szczelinami, dopóki nie natrafi na warstwę gruntu nieprzepuszczalną, gdzie, gromadząc się, tworzy t. zw. wodę gruntową, lub wgłębną. Jeśli taka warstwa trudniej przepuszczalna znajduje się płytko pod powierzchnią, to następuje zabagnienie miejscowości, lub nawet, wraz z niedostatecznego odpływu wskutek miejscowego zakłębnięcia powierzchni, woda gromadzi się na powierzchni i powstaje jezioro. Zwykle jednak warstwa nieprzepuszczalna posiada pewne nachylenie i wtedy woda gruntowa ścieka w kierunku największego spadku, tworząc podziemne strumienie i całe rzeki (Rys. 16). Zaznaczyć na-

leży, iż prędkość ruchu wody gruntowej, zależna od porowatości gruntu, jest bardzo nieznaczna i rzadko przekracza 1 m na godzinę



Rys. 17.

Jeśli w jakimkolwiek miejscu, warstwa nieprzepuszczalna, stanowiąca dno podziemnego strumienia, wychodzi na wierzch (Rys. 17) tworzy się źródło.



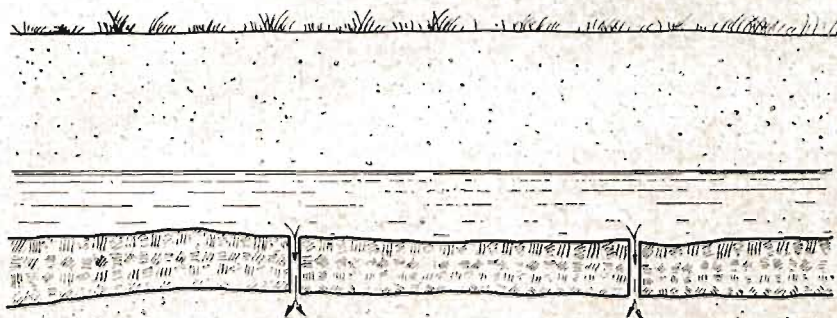
Rys. 18.

Najczęściej źródła takie zaobserwować można na zboczach wyniosłości, lub brzegach, głęboko wrzynających się w grunt rzek i strumieni (Rys. 18). W ten sposób ciekі naturalne zasilane są wodą gruntową, a poziom ich wody jest w pewnej wzajemnej zależności z poziomem wód powierzchniowych, w miarę bowiem raptownego

przyboru wód w korytach cieków naziemnych, obserwujemy podnoszenie się poziomu zasilających je cieków wgłębnych i odwrotnie.

Nierzadko zdarza się, że pod płytko leżącą cienką warstwą nieprzepuszczalną, znajduje się w niewielkiej głębokości pokład przepuszczalnego piasku (Rys. 19). Przebijając ją, można gromadzącą się wodę gruntową puścić do warstw głębszych, umożliwiając w ten sposób obniżenie poziomu wód gruntowych i osuszenie miejscowości.

Jakkolwiek tylko pewna część wód opadowych przesiąkając na miejscu, zasila bezpośrednio wody gruntowe, to jednak wahanie poziomu tych ostatnich jest w pewnej, i to dość wyraźnej zależności od ilości opadów, najwyższy ich jednak stan nie zawsze przypada na czas największych opadów. Zwrócić należy uwagę, że z deszczów let-



Rys. 19.

nich, część wody wsiąkającej jest bardzo nieznaczna, większa bowiem ich część zostaje odparowana, lub przyswojona przez rośliny. To też w tym okresie, pomimo zwiększonych opadów, poziom wód gruntowych obniża się, osiągając swe minimum na jesieni. Od tego czasu rozpoczyna się odwrotny proces: dopływ z zewnątrz przewyższa straty, i zwłaszcza wiosną, wody powierzchniowe, mając czas przesiąkać do warstw głębszych, pozwalają na osiągnięcie wodom gruntowym swego maximum poziomu, co zazwyczaj ma miejsce w połowie maja.

Znajomość normalnego poziomu wód gruntowych, kierunku ich ruchu, większości warstw wodonośnych i wogóle dokładnego obrazu tych wgłębnych ustosunkowań wodnych, jest rzeczą doniosłą przy rozwiązaniu wielu zagadnień technicznych, i dlatego okazuje się po-

trzeba badania terenu w tym kierunku co uskutecznia się za pomocą w tym celu wykonanych studzienek lub wierceń.

Znalezione poziomy wód, po ustaleniu się ich, co następuje w kilka, lub nawet kilkanaście godzin po wykonaniu otworu, mogą być dokładnie zaniwelowane i ustalone w ten sposób rzędne posłużyć mogą do wykreślenia warstwic zwierciadła wody gruntowej, z którego to planu łatwo wnioskować o interesujących w tym razie szczegółach.

Spływ powierzchniowy. Część wody opadowej, która nie wyparowuje i nie wsiąka w grunt lub nie zostaje pochłonięta przez rośliny, spływa po powierzchni jego w kierunku największego spadku, a tworząc ciekі wodne, sztuczne lub naturalne, jak: strumienie, rzeki, rzeczki i kanały, gromadzi się w morzach. Ilość w ten sposób spływającej wody zależy od wielu czynników, jak: wysokości opadów, wielkości i kształtu powierzchni spływu, jej nachylenia względem poziomu, przepuszczalność gruntu, porostu i t. p. Jakkolwiek wielu hydrotechników usiłowało zestawić wzory rozumowe, dające możliwość obliczania wielkości spływu w zależności od wysokości opadów i parowania, to jednak cyfry i wzory, użytkowane dotychczas w tym celu, przeważnie opierają się na notowaniach, wyciągniętych z obserwacji.

Obszar, z którego spływy gromadzą się w pewnej rzece, nazywamy jej dorzeczem. Pomiedzy dwiema rzekami znajdują się zawsze mniej więcej widoczne wyniosłości, które ograniczają dorzecza i stanowią t. zw. w o d o d z i a ł (Rys. 20). Na mapie zaopatrzonej w warstwie, lub przynajmniej sieć rozgałęzienia dopływów rzecznych, nie trudno wykreślić wododział i obliczyć dorzecze w jednostkach powierzchni. W ten sposób określone dorzecze stanowi podstawę do obliczenia ilości spływów, gromadzących się w ciekach, bądź średnio w ciągu roku, bądź też w różnych jego okresach.

Ponieważ ilość wody, gromadzącej się ze spływów, nie jest zawsze równomierna, lecz zależy i od warunków atmosferycznych jak chwilowe opady, temperatura i t. p., to z punktu widzenia techniki odwodnienia gruntów, nie tyle interesujące jest uświadomienie sobie ilości wody, stąd pochodzącej sumarycznie w ciągu całego okresu rocznego, ile w różnych jego porach, jak wiosną, lub latem, a więc t. zw. wód niskich, średnich, wysokich, lub wreszcie pochodzących z krótkotrwałych ulew, lub roztopów — t. zw. katastrofalnych.

Wody wysokie i katastrofalne są doniosłej wagi dla obliczenia przelotów mostowych, przepustów, wreszcie przekroju koryt scieków wodnych, zwłaszcza tych miejscowości, które powinny być zabezpieczone od zalewu wodami powodziowymi. Wody letnie powodziowe mają szczególne znaczenie w wypadkach, gdy roboty połączone są z regulacją cieków, przecinających łąki. Tu przekroje muszą być dobrane, aby wody powodziowe nie występowały z brzegów w czasie nieodpowiednim, zamulając trawy, lub unosząc zbiory.



Rys. 20.

Woda średnia określa nam najkorzystniejszy przekrój koryta, gdy czasowy wylew nie jest groźny, przytem znajomość poziomu jej, ze względu na unormowanie stanu wilgotności nadbrzeżnych gruntów, jest nader ważna. Wreszcie wody niskie dają nam podstawę do obliczenia szerokości dna łóżyska, które, jak wiadomo, powinno być zawsze pod wodą, ze względu na ew. uszkodzenia nie-regularne i zarastanie.

Dla rzek środkowej Europy przyjmuje Tollkmit następujące cyfry, jako średni spływ w litrach na sekundę i km^2 :

1. Dla wód niskich:

- a) dla okolic płaskich, albo pagórkowatych z mało przepuszczalnym gruntem 0,5 — 1,2
- b) dla okolic płaskich i lesistych 1,2 — 2,0
- c) dla okolic górzystych, lesistych i pagórkowatych przepuszczalnych 1,6 — 2,4

2. Dla normalnych wód letnich 3 — 5

3. Dla wód wysokich i dorzeczy większych ponad 500 km²:

- a) dla okolic płaskich z jeziorami 15 — 40
- b) dla okolic płaskich i pagórkowatych z gruntem przepuszczalnym 30 — 80
- c) jak wyżej z gruntem mało przepuszczalnym . . . 60 — 150
- d) dla okolic górzystych bez obnażonych skał . . . 80 — 200

Liczby powyższe, będąc oparte tylko na statystyce spływów, bez ścisłego uwzględnienia wszystkich czynników, mających wpływ na przebieg zjawiska, dać mogą tylko przybliżony obraz rzeczywistości.

Jak jednak wyżej powiedzieliśmy, istnieje wiele metod, usiłujących ująć zjawisko odpływu wód w rachunek. Do więcej rozpowszechnionych u nas zaliczyć można metodę inż. Iszkowskiego, która bierze w rachubę opady, do ostatecznego jednak rezultatu dochodzi, opierając się na danych statystycznych, bez poprzedniego uwzględnienia wsiąkania i parowania.

Według metody tej:

$Q_m = 0,03171 C_m h F$ absolutna średnia woda z normalnego roku,

$Q_o = 0,2 \vee Q_m$ absolutna najniższa woda,

$Q_l = 0,4 \vee Q_m$ najmniejsza normalna woda,

$Q_2 = 0,7 \vee Q_m$ średnia normalna woda (zakłady wodne),

$Q_4 = C_h m h F$ najwyższa wielka woda i

$Q_n = m (C_h h F - C''_h h'' F'' - \dots)$, jeżeli dorzecze składa się z działów, które mają różne C_h i h .

We wzorach tych oznacza:

F dorzecze w kilom. kw.,

h średni opad roczny w metrach,

Q ilość przepływu w metrach sześć.,

C_m, C_h i m współczynniki, podane w tabl. I, II i III.

Tablica I. (Wzory Iszkowskiego).

R o d z a j g r u n t u	C_m	C_h			
		I.	II.	III.	IV.
Bagna i niziny	0,20	0,017	0,030	—	—
Niziny płaskie	0,25	0,025	0,040	—	—
Częścią płaszczyzna, częścią pagórki	0,30	0,030	0,055	—	—
Pagórkowaty niespadzisty	0,35	0,035	0,070	0,125	—
Częścią górzisty, częścią pagórkowaty albo spadzisto - pagórkowaty	0,40	0,040	0,082	0,155	0,400
Grunť jak w Ardenach, odnogi większych gór	0,45	0,045	0,100	0,190	0,450
Grunť jak Harz, Las Turyński, Czeski Las, Las Wiedeński i t. d.	0,50	0,050	0,120	0,225	0,500
Grunť jak Czarny Las, Wogezy, Góry Ol- brzymie, Sudety	0,55	0,055	0,140	0,290	0,550
Wysokie góry mniej spadziste	0,60	0,060	0,160	0,360	0,600
Wysokie góry więcej spadziste	0,70	0,080	0,185	0,460	0,700 do 0,800

Tablica II.

F	m	F	m	F	m	F	m	U w a g a
≤ 1	10	200	6,87	1400	4,320	8,000	3,060	Współczyn- nik m nale- ży zastoso- wywać do całego dorzecza F , które się oblicza.
10	9,5	260	6,70	1600	4,145	9,000	3,038	
20	9,0	300	6,55	1800	3,960	10,000	3,017	
30	8,5	350	6,37	2000	3,775	20,000	2,909	
40	8,23	400	6,22	2500	3,613	30,000	2,801	
50	7,95	500	5,90	3000	3,450	40,000	2,693	
60	7,75	600	5,60	3500	3,350	50,000	2,575	
70	7,60	700	5,35	4000	3,250	100, 00	2,050	
80	7,50	800	5,12	4500	3,200	150,000	1,725	
90	7,43	900	4,90	5000	3,125	200,000	1,350	
100	7,40	1000	4,70	6000	3,103	250,000	1,000	
150	7,10	1200	4,515	7000	3,082			

Tablica III. (Wzór Iszkowskiego).
współczynnik ν

1. dla dorzecza $F = 2.000$ do 20.000 km^2	
średnie warunki, normalna roślinność, odpływ regularny przez jeziora i stawy	$\nu = 1,0$
grunt przepuszczalny $\nu = 0,4$ do $0,8$. . .	średnio $0,8$
grunty nieprzepuszczalne: w płaszczyźnie	$\nu = 1,0$
grunty nieprzepuszczalne pagórki: według roślinności	od $0,8$ do $0,5$
grunty nieprzepuszczalne: góry według roślinności	od $0,6$ do $0,3$
grunty nieprzepuszczalne dla małych potoków	$\nu = 0$
2. Do $F = 200 \text{ km}^2$ t. j. dla małych dorzeczy i dla dobrej roślinności należy do wartości ν jak wyżej, dodać	$+ 0,25$ czyli 25%
przy małej roślinności — odjąć	$- 0,25$ czyli 25%

1. Dla gruntu kateg. I. (ziemia uprawna, przepuszczalna, zarosła) przyjmuje się w tabl. I.:
 przy $F > 4000 \text{ km}^2$ C_h podane pod I.,
 przy $F = 1000$ do 4000 km^2 . . . C_h średnie z wartości podanych pod I i II.
 przy $F \leq 1000 \text{ km}^2$ C_h podane pod II.
- II. Dla gruntu kategorii II. (warunki średnie):
 przy $F < 1000 \text{ km}^2$ C_h podane pod II.,
 przy $F = 150$ do 1000 km^2 C_h średnie z wartości podanych pod II i pod III.,
 przy $F < 150 \text{ km}^2$ C_h podane pod III.
- III. Dla gruntu kategorii III. (ziemia mało przepuszczalna, mała roślinność):
 przy $F = 300$ do 5000 km^2 C_h podane pod III.,
 przy $F < 50 \text{ km}^2$. . . C_h podane pod IV.,
 przy $F = 50$ do 300 km^2 C_h średnie wartości podanych pod IV i pod III.
 przy $F = 5000$ do 12000 km^2 C_h podane pod II lub średnie z wartości podanych pod II i pod I.

IV. Dla gruntów kategorii IV. (ziemia zmarzła, nieprzepuszczalna):
do $F = 300 \text{ km}^2 \dots C_h$ podana pod IV.,
dalej kategoria IV nieużywa się.

Przykład obliczenia: Całe dorzecze 350 km^2 składa się:
a) z 200 km^2 gruntu kategorii II (średnie warunki) pagórkowatego,
niespadzistego; b) z 70 km^2 gruntu II kategorii, częścią górzystego,
częścią pagórkowatego i c) z 80 km^2 gruntu III kategorii, częścią gó-
rzystego, częścią pagórkowatego.

Pod a) $F > 150$, a mniejsze od 1000, więc C_h należy wziąć
średnie z wartości pod II i pod III t. j., $\frac{0,070 + 0,124}{2} = 0,0975$;

pod b) $F < 150$, zatem C_h jak pod III, dla gruntu częściowo
górzystego, częściowo pagórkowatego $= 0,155$;

pod c) $F > 50$, a mniejsze od 300, zatem:

$$C_h = \frac{0,155 + 0,400}{2} = 0,278. \text{ — zatem:}$$

najwyższa wielka woda $Q_4 = 6,37 (0,0975 \times 200 + 0,155 \times 70 + 0,278 \times 80) h$,
przypuszczając, że h jest te same dla całego dorzecza, a $m = 6,37$
dla całego dorzecza 350 km^2 .

Rzeki niemieckie prowadzą z 1 km^3 na sek. w okolicach płaskich,
wedł. Franciusa, przy najniższej wodzie $0,0016$, zaś przy najwyż-
szej — $0,06$ do $0,12 \text{ m}^3$. W okolicach górzystych $0,002$ resp. $0,18$
do $0,23 \text{ m}^3$ na sek.

Według długoletnich obserwacji, czynionych na terenie zachod-
nich ziem Rzeczypospolitej, wynika ilość wód wielkich zimowych
 35 do 80 l/sek. , wielkich wód letnich $10-35 \text{ l/sek.}$, średnich wód
rocznych $2-7 \text{ l/sek.}$ i małych wód $0,5-1 \text{ l/sek. z km}^2$ zlewni*).

Z wzorów służących do wypośrodkowania spływów z niewielkich
zlewni okazał się dla tychże warunków najodpowiedniejszym wzór
Loewego **)

$$O = K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \cdot K_4 \cdot F \cdot h$$

gdzie h — opady zimowe z lutego i marca — $0,06 - 0,07 \text{ m.}$, względnie
największy opad miesięczny w lecie dla określenia wód letnich. Współ-
czynnik K_1, K_2, K_3 i K_4 określa się z załączonej tablicy.

*) Inżynierja Rolna r. 1929 str. 38.

**) Inżynierja Rolna r. 1929, str. 40.

SKALA WSPÓŁCZYNNIKÓW

K_1			K_2		K_3		$K_4 = 1 - \mu \frac{F_1}{F}$		
Właściwości powierzchni zlewni	w. woda zimowa	w. woda letnia	spadek terenu %	K_2	F km ²	K_3	f $\frac{f}{F_1}$	μ	
								równina	góry
1	a	b	2		3		4		
Skala naga ze skłonem południowym	5,5	3,50	0,2	0,20	1	1,0	0,005	0,05	0,09
Skala naga ze skłonem północnym	5,0	3,05	0,50	0,27	2	0,97	0,01	0,10	0,17
Skala zalesiona	4,5	2,50	1,00	0,32	3	0,95	0,02	0,17	0,34
Gлина uprawiana w zagony	4,5	2,75	2,00	0,36	4	0,93	0,03	0,25	0,47
Gлина płasko uprawiana	4,25	2,50	3,00	0,40	5	0,91	0,04	0,34	0,57
Piasek, łąki na równinie	3,75	2,30	4,00	0,44	10	0,90	0,05	0,40	0,64
Piasek, łąki (równina) zalesione	3,00	2,00	5,00	0,47	20	0,86	0,06	0,47	0,72
			10,00	0,56	30	0,82	0,07	0,51	0,78
			20,00	0,67	40	0,80	0,08	0,65	0,81
			30,00	0,72	125	0,70	0,09	0,60	0,85
			40,00	0,77	300	0,65	0,10	0,64	0,87
			50,00	0,82					
			100,00	0,92					

Przy projektowaniu odwodnienia obszarów torfiasto-bagnistych przyjmuje się zwykle, na mocy porobionych doświadczeń, rozmiary głównego kanału odwadniającego takie, aby mógł on odprowadzić w ciągu 2-ch miesięcy maksymalne opady z jednego miesiąca, t. j. sumę opadów jednego miesiąca letniego, która z obserwacji szeregu lat okazała się najwyższą. Przejściowe bowiem podniesienie się wodostanu w torfowiskach na wiosnę jest jak zwykle nieszkodliwe, a w porze letniej wchłaniają torfowiska nadzwyczajne ilości wody, którą tylko bardzo powoli wydzielają.

Przy takim założeniu wylicza się ilość wody do odprowadzenia w sekundzie z 1 km² zlewni według wzoru:

$$Q = 0,21 \cdot h_{\max} m^3 \text{ sek},$$

przyczem należy uwzględnić, że opady na większych obszarach bagnistych są wyższe aniżeli na sąsiednich gruntach mineralnych. Dlatego

zaleca się obserwować ombrometry, ustawione tak na obszarach bagnistych, jak i na sąsiednich nietorfowych, aby ustalić różnicę opadów.

Dla małych dorzeczy, jak to ma miejsce przy obliczaniu przelotów małych mostów i przepustów, przyjmuje Laissle następujące spływy w litr. z 1 km^2 na sek.:

	Dorzecze 1 — 5 km^2	Dorzecze 5 — 10 km^2
Okolica płaska	0,5 m^3	1,0 „
„ pagórkowata.	1,5 „	1,5 „
„ górzysta	2,0 „	0,3 m^3

Cyfry powyższe są rozmyślnie przyjęte bardzo wysoko dla osiągnięcia pewności, że w wypadkach katastrofalnych, zabezpieczony zostanie wodzie przepływ swobodny. Odnoszą się one do stosunków Europy środkowej.

Według Ministerstwa Robót Publicznych należy obliczać odpływ małych potoków w celu oznaczenia przekroju przepustów drogowych ze wzoru. $Q = F \cdot \alpha \cdot \beta \cdot m^3 / sek.$, w którym F oznacza powierzchnię zlewni w km^2 , zaś α , β współczynniki, które obierać należy według załączonej tablicy;

Tablica

Wartość współczynnika				Wartość współczyn. β	
Długość dorzecza $km.$	Terren zlewni			Stopień zalesienia	β
	górzysty	pagórk.	płaski		
1	7.0	5.6	3.5	0	1.0
3	5.8	4.6	2.9	$\frac{1}{3}$	0.9
5	4.8	3.8	2.4	$\frac{1}{2}$	0.8
7	4.0	3.2	2.0	$\frac{3}{4}$	0.7
10	3.0	2.4	1.5	1	0.6
15	2.0	1.6	1.0		
20	1.4	1.1	0.7		
25	1.0	0.8	0.5		

Przez Ministerjum komunikacji rosyjskie do obliczenia przelotów mostowych przyjęty był wzór Köstlina

$$Q = 16 F \lambda$$

w którym Q oznacza spływ w m^3 na sek., F obszar dorzecza w km^2 , zaś λ współczynnik spływu, zależny od długości doliny i jej spadku:

Przy długości do 3,5 km	= 0,5 do 0,25
3,5 — 7	0,26 — 0,13
7 — 10,5	0,19 — 0,10
10,5 — 14	0,12 — 0,06
14 — 17,5	0,06 — 0,03

Wartości mniejsze λ stosować przy spadzie $i < 0,005$. Współczynnik 16 obliczony został z obserwacji największych deszczów, wynoszących 0,016 mm na sek. przy 2-godzinnej trwaniu opadu.

Skład gleb i ich struktura. Pod glebą rozumiemy wierzchnią warstwę skorupy ziemskiej, będącą ośrodkiem rozwoju korzeni, a która, jeśli jest przesycona wodą szkodliwą dla celów rolniczych, przemysłowych, bądź innych, stanowi medjum, podlegające odwodnieniu.

Skład mechaniczny gleby nigdy prawie nie bywa zupełnie jednaki, lecz daje się rozsegregować na 3 zasadnicze grupy: 1) piasek, 2) glinę, 3) próchnicę, które w bardzo zmiennych ilościach obok siebie mogą się znajdować. Każda z tych grup obejmuje przytem ciała różne chemicznie i różnego pochodzenia geologicznego.

W rzadkich wypadkach grunt składa się z warstwy jednorodnej, co do swego składu, któraby sięgała znacznej głębokości. Z rolniczego punktu widzenia rozróżniamy dwie zasadnicze warstwy: glebę i podglebie, z których pierwsza jest wierzchnią warstwą luźniejszą, o strukturze gruzelkowej, mniej lub więcej obfitującą w próchnicę i stanowi ośrodek rozwoju korzeni roślin uprawnych. Podglebie jest ściślej, ponieważ nie podlega spulchnianiu przez rolnika, stanowi jednak rezerwuar zasobów żywnościowych i wilgoci dla roślin. To też udostępnienie tych warstw przez obniżanie poziomu wód gruntowych, oraz pogłębianie uprawy jest dążeniem rolnika współczesnego.

Ziemia tworząca glebę, jak to wyżej powiedzieliśmy, składa się z wielkiej liczby ziarn różnej wielkości i kształtu, o bardzo różnym składzie mineralogicznym.

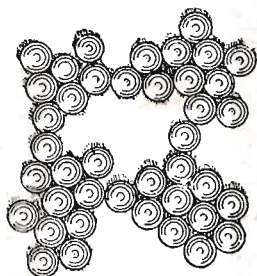
Im ziarna te są mniejsze, tem ściślej mogą do siebie przylegać, co, przy zwiększonej w ten sposób adhezji, tworzy grunt spoisty, ścisły, w uprawie ciężki, odróżniający się swemi właściwościami znacznie od gruntów luźnych, gruboziarnistych. Jako typy tego rodzaju gruntów posiadamy z jednej strony ścisłe gliny i ily, oraz z drugiej luźne piaski.

Gdyby warstwy gleby składały się z ziarn jednakowej wielkości, to stosunek objętości ziarn do pozostających między niemi miejsc

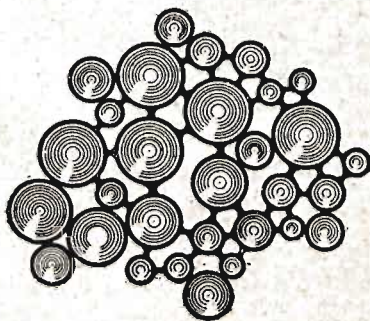
próżnych byłby stały i niezależny od wielkości tych ziarn. W naturze jednak zawsze prawie drobniejsze ziarnka układają się pomiędzy większemi, zmniejszając porowatość gruntu.

Pod wpływem czynników mechanicznych oraz chemicznych poszczególne ziarnka mogą łączyć się, tworząc skupienia zwane gruzełkami, a grunt osiąga strukturę gruzełkową (Rys. 21), tak pożądaną w rolnictwie. Ponieważ gruzełki leżą obok siebie luźno, gleba taka odznacza się znaczną porowatością, lub jak rolnicy określają — przewiewnością.

Porowatość gleby określa się cyfrowo sumą przestworków próżnych, znajdujących się pomiędzy ziarnami gruntu, w stosunku do całkowitej jego objętości.



Rys. 21.



Rys. 22.

Gleby piaszczyste wykazują porowatość 50 — 60%, gliniaste 47 — 50%, zaś torfiaste 84% w stanie suchym.

Stosunek gleby do wody. Gleba posiada właściwości chłonięcia w siebie pewnej ilości wody i utrzymywania jej przez krótszy lub dłuższy czas, pod wpływem dwóch sił: adhezji i włoskowatości, poza tem właściwości niektórych składników nasiąkania wodą (Rys. 22).

Suma w ten sposób wchłoniętej i przytrzymanej wody przez glebę przedstawia jej pojemność względem wody.

Pojemność gleby względem wody jest więc zależna zarówno od wielkości ziarn, ścisłości ich układu, jak od zawartości łatwiej nasiąkających składników gleby, do których należą koloidy. Są to przeważnie ciała próchnicowe i gliniaste, znajdujące się w stanie wielkiego rozdrobnienia, a właściwością ich jest zgruzlanie się i skupianie w galaretowatą masę pod wpływem chemicznych i elektrycznych oddziaływań. Charakterystyczną właściwością koloidów jest chłonięcie

wody, polegające na absorbowaniu jej pomiędzy swe cząsteczki, czemu towarzyszy pęcznienie. — Odwrotnie, przy wysychaniu — kurczą się, jednocześnie twardniejąc i stając się kruchemi.

Pewne koloidy po silnem wyschnięciu tracą właściwość nasiąkania. Zmianie objętości koloidów przy nasiąkaniu wilgocią przypisać należy pęcznienie gleb gliniastych, jak również kurczenie się ich i pęcznienie podczas wysychania.

Pod względem fizycznym ciała próchnicowe, według Ramanna, są to kompleksy koloidalne, złożone z niezmienionych koloidów pierwotnej substancji organicznej, zmieszanej z bogatymi w węgiel produktami rozkładowymi. One też, w połączeniu z mineralnymi cząsteczkami, tworząc grunt, wpływają na jego fizyczne właściwości. W gruncie piaszczystym działają lepiąco na ziarenka piasku, ułatwiając zgruzłanie się jego i powiększając pojemność względem wody. Również w gruntach gliniastych ułatwiają zgruzłanie się ich, lecz w przeciwieństwie do piasków, działają zmniejszająco na kohezję cząstek gliny. Ogólnie więc wzięwszy, próchnica działa dodatnio na gleby mineralne. Jedyne w pierwotnych glebach piaszczystych, leśnych, może się właściwość jej lepiąca ziarenka okazać szkodliwą, gdy wypłukane deszczami kwasy próchniczne z wierzchniej warstwy surowej próchnicy, niezupełnie rozłożonych resztek roślinnych, przesiakając do podglebia, łącząc ziarenka piasku w warstwę twardą, nieprzepuszczalną, zalegającą niekiedy obszary, t. zw. *ortsztyn*.

Im więcej w glebie przeważają części próchniczne, jak to ma miejsce w glebach bagiennych, tem ujemniej daje się odczuwać wielka pojemność względem wody, a zarazem podatność do tworzenia wolnych kwasów próchnicznych. Gleby takie, zazwyczaj bez sztucznego odwodnienia, nie nadają się do produkcji rolnej.

Poza wyżej wymienionemi najgłówniejszemi składnikami gleby, wpływ pewien na jego własności fizyczne wywierają i inne składniki drugorzędne, jak wapno i żelazo.

Wapno współdziała zgruzłaniu się roli, zapobiega tworzeniu się wolnych kwasów próchnicznych i związków żelaza, szkodliwych dla roślin.

Żelazo, które bywa w glebie w dwóch postaciach: jako szkodliwy, lub nieszkodliwy wodorotlenek żelaza, może działać na gliniaste składniki gruntu silnie lepiąco i zatem, przy zawartości większej nad 1%, podnosi silnie zwięzłość gruntu. Jeśli znajduje się wodorotlenek żelaza w dużej ilości, to może podglebie zmienić się na twardą

masę, t. zw. rudę łąkową. Ze składu gleby wynikają różne jego dalsze fizyczne właściwości nas interesujące.

Przepuszczalność gleby jest jedną z najważniejszych cech jej, a stoi ona w ścisłym związku z porowatością. Im więcej gleba posiada próżnych przestworków i kanalików i im są one większe, tem woda przy ruchu swym wewnątrz gruntu mniej napotyka oporu i tem prędzej może pod wpływem ciężenia obniżyć się do warstw głębszych.

Gleba w całej swej masie rzadko bywa jednorodna, lecz składa się z warstw o różnej przepuszczalności. Ruch wody jednak stosuje się do najmniej przepuszczalnych warstw. Nawet cienka warstwa nieprzepuszczalna może zniweczyć przepuszczalność gruntu nad nią leżącego, choćby był on porowaty.

Niejako odwrotną cechą do przepuszczalności, jest włoskowatość gleby, która powoduje zatrzymywanie się w porach wody, oraz podnoszenie się jej w górę, w kanalikach gruntów o dość drobnych ziarnkach i ścisłym ich układzie. Im mniejsze są ziarnka gleby, tem większą jest jego włoskowatość, t. j. woda może się wyżej podnosić i czas tego podnoszenia jest dłuższy.

Jasnym jest, że podnoszenie się wody siłą włoskowatości zauważyć możemy tylko w glebach, posiadających w bliskości wodę gruntową.

Optimum włoskowatości z punktu widzenia rolniczego posiadają gleby o równomiernym składzie ziarn średnicy 0,02 — 0,05 mm. W nich wynosi podnios włoskowaty 1158 mm w przeciągu 24-ch godzin, gdy przy wielkości ziarn 2 — 5 mm — tylko 22 mm, zaś przy średnicy ziarn 0,001 — 0,002 dochodzi do 55 mm.

Z powyższego wynika, że włoskowatość nie ma praktycznego znaczenia ani dla gruntów luźnych, ani też bardzo ścisłych, wynosi zaś ona w najlepszych razach 1,0 do 1,5 m na dobę.

Gleby bagienne. Każda gleba przy sprzyjających warunkach może być zabagniona, pod glebami jednak bagicznymi rozumiemy takie, które powstały pod wpływem nadmiernej ilości wilgoci, lub w tych warunkach przybrały swoiste tego rodzaju glebom właściwości. Należą tu więc przedewszystkiem wszelkiego rodzaju szlamy i muły, oraz ziemie torfiaste, lub murszowe.

Muły lub szlamy tworzą się w stojących, lub wolno płynących wodach, jak również przy ujściach niektórych rzek do morza przez osad-

dzanie zawieszin, spłókiwanych wodą z powierzchni ziemi. Z wielu rodzajów szlamów może nas zająć:

Szlam stawowy, tworzący się w wodach stojących, a składający się, według Ramanna, w przybliżeniu z 5% resztek świata zwierzęcego, 5% roślinnego, 15% gliny i piasku, wreszcie 75% cz. resztek przetrwionych i przerobionych przez żyjątka wodne.

Szlam rzeczny, bogaty w części mineralne. Pokłady takie spotykają się zwłaszcza na zalewnych pobrzeżnych łąkach, odznaczają się zwykle urodzajnością, oraz łatwą przepuszczalnością. Po usunięciu nadmiaru wilgoci, mogą być z korzyścią użytkowane rolniczo, a pewne szlamy są tak zasobne w związki odżywcze, że użytkowane bywają jako nawóz na grunta uboższe. Grunty te zajmują zwykle niewielkie obszary.

Do właściwych ziem bagiennych zaliczyć należy grunty torfiste, zalegające u nas ogromne przestrzenie, a powstałe z wietrzenia rozmaitych skał mineralnych i gromadzenia próchnicy w warunkach przesycenia gleby wilgocią.

W gruntach tych jako skały macierzyste występują przeważnie gliny, albo piaski gliniaste. Gleba całkowicie składa się ze szczątków roślinnych. Zależnie od roślinności, która złożyła się na utworzenie pokładów torfowych, rozróżniamy dwa zasadnicze rodzaje ziem torfiastych: 1) torfowiska mchowe, albo wyżynne; 2) torfowiska trawiaste, zwane inaczej nizinnymi. Oprócz powyższych znajdują się typy przejściowe, czyli mieszane.

Bagna mchowe, jak to już na str. 8 było wspomniane, tworzą się na gruntach najuboższych, podmokłych wodą bezwapienną, na których pojawiają się rośliny swoiste, jak wrzosa, sity, wełnianka, a zwłaszcza mchy z rodzaju *Sphagnum*, charakterystyczną właściwością których jest nasiąkliwość.

Skoro mech się pojawi i umocni, wtedy już sam gromadzi i przechowuje wilgoć, zabagniając rozległe przestrzenie i niszcząc inną roślinność. Mech rośnie wierzchołkami, a dolna jego część — obumiera i torfienie, tworząc często pokłady o znacznej głębokości. Substancja torfowa przedstawia bardzo dobry, o małej zawartości popiołu opał, lecz wytworzona gleba jest niezmiernie uboga.

Bagna nizinne tworzą się w zagłębieniach, zasilanych wodą zawierającą w roztworze węglan wapniowy. W takich warunkach pojawiają się rośliny łądługowe, jak trzciny, turzycy, skrzypy, a z mchów — *Hypnum*.

W wodozbiorach takich żyją też mięczaki, budując swe wapienne muszle. Łodygi roślin tych corocznie obumierają, podlegają perjodycznie procesowi torfienia, tworząc warstwy masy torfowej, często dosięgające 2 do 3 m., niekiedy i więcej. Próchniczna warstwa gleby ma zwykle barwę ciemno-brunatną, jest wilgotna, ilasta, z rdzawymi żyłkami, a czasami nakrapiana niebieskawymi centkami wiwianitu.

Ponieważ łodygi roślin, tworzących tego rodzaju torfowiska, zawierają znaczne ilości substancji mineralnych, a doliny, w których się tworzą, zasilane bywają wodą, obfitującą często w namuły, grunt tego rodzaju bagien jest zawsze mniej lub więcej zasobny w części mineralne, często całe warstwy piasku i gliny namulonej, nadaje się też zwykle do korzystnej meljoracji rolnej. Pod względem składników chemicznych obfitują te gleby w azot, zaś cierpią na brak potasu, do pewnego stopnia i kwasu fosforowego. Wapna posiadają niekiedy znaczne ilości.

Do gruntów bagiennych przejściowych zaliczają się takie, na utworzenie których złożyli się przedstawiciele obu poprzednich grup, a więc zarówno mchowych, jak i trawiastych. Występują one tam, gdzie mursze trawiaste przechodzą w mchowe. Strefa ta przejściowa bywa niekiedy porośła lasem, a także spotykamy na niej rozległe porosty bagnicy (Scheuchzeria).

Wszystkie te grunty odznaczają się wielką hygroskopijnością i małą przepuszczalnością. Trudno obsiakać, lecz raz przesuszone, tracą możność powtórnego nasycenia się wodą.

W stanie mokrym są bezużyteczne, tworząc w najlepszym razie kwaśne łąki. Po odpowiednim odwodnieniu masa torfowa może być użytkowana na opał, lub przy zastosowaniu specjalnych zabiegów meljoracyjnych, zamieniona na dobre łąki, a nawet rolę uprawną.

Oznaki zbytniego zawilgocenia gruntów. Jeśli zabagnienie jest znaczne, to staje się ono widoczne na oko. Woda zazwyczaj cały rok, lub przynajmniej większą jego część stoi na powierzchni, a roślinność zjawia się wyłącznie bagienna, jak wrzos (*Calluna vulgaris*), świńskie bagno (*Ledum palustre*), cybora (*Cyperus*), wełnianka (*Eriophorum polystachium*), trzcina (*Calamagrostis*), sit (*Juncus*), mech i t. p., glebę stanowi w tych warunkach zazwyczaj torf w różnych jego postaciach.

Rolniczo grunty takie są bezużyteczne, nie dają się bowiem uprawiać, a rośliny kulturalne na nich nie udają się. Tylko pewne gatunki drzew mogą na takich trzęsawiskach rosnąć i to w stanie

karłowatym. Wskutek utrudnionej komunikacji, zgubnych dla zdrowia ludzkiego warunków higienicznych (febry, kołtun, reumatyzmy), miejscowości zabagnione stanowią niezaludnione puszcze, jak rozległe błota Pińskie, lub Szeroka-Biel i inne w Polsce, nie dające się wyzyskać ekonomicznie.

Nie zawsze jednak zabagnienie jest tak znaczne, aby na pierwszy rzut oka było łatwo widoczne. Wtedy stwierdzić je można z oznak zewnętrznych, jako to:

- 1) Opóźnianie się w rozwoju swoim roślin na wiosnę,
- 2) Częste wymarzanie roślin gospodarczych,
- 3) Ciemne plamy miejsc wilgotnych na polach ornych, widoczne zwłaszcza przy uprawie wiosennej,
- 4) Trudne obsychanie gruntów takich na wiosnę, co powoduje późną ich uprawę,
- 5) Ciemniejsza barwa roślinności łąkowej na wiosnę,
- 6) Charakterystyczne chwasty, właściwe zbyt wilgotnym polom i łąkom.

Najniezawodniejszą jednak i bezpośrednią oznaką zabagnienia gruntu jest wysoki stan wód gruntowych, który stwierdzić łatwo przez obserwację poziomu wód w pobliskich rowach, studniach, jeziorach, lub w studzienkach obserwacyjnych, w tym celu wykopanych.

Rzeczą jest zrozumieć, iż pragnąc wywnioskować w ten lub inny sposób o potrzebie osuszania, należy obserwacje czynić w czasie po temu odpowiednim, a zatem nie anormalnych susz, lub pory deszczowej, jak również roztopów wiosennych.

Co się tyczy najkorzystniejszego stanu wody gruntowej z punktu widzenia rolniczego, to przedewszystkiem zauważyć należy, że normy ścisłe w tym względzie trudno określić; zależne jest to bowiem od wielu czynników, a przedewszystkiem, jakości gruntu, oraz roślin na gruncie tym uprawianych.

Ogólnie przyjąć można, że na gruntach średnio zwięzłych i dla uprawy zwykłych roślin zbożowych, oraz okopowych, poziom wód gruntowych w klimacie naszym nie powinien przekraczać głębokości 0,75 — 1,25 m; na łąkach 0,5 do 0,75 m, zaś dla ogrodów owocowych 1 — 1,7 m. Grunta zwięzłe, które odznaczają się większą włoskowatością, zarówno jak położone w okolicach, obfitujących w częste opady podczas okresu wegetacyjnego, mogą być głębiej osuszane niż

grunta luźne. Stosuje się to również do gruntów, posiadających mniejsze lub większe spadki naturalne.

Szczególniejszą trudność przedstawia unormowanie osuszenia właściwych ziem bagiennych, jakimi są torfy i mursze. Tu głębokość odwodnienia i stopień osuszenia musi być zastosowany zarówno do rodzaju gruntu, stopnia jego rozłożenia, głębokości warstwy torfowej, jak i zamierzonego rodzaju użytkowania następnego, na łąki, pola i t. p.