Jaśnie Wielmożny Pan
Prof. Dr. J. Łopuszański
przyjąć raczy
od autora

PRZEPŁYW WODY

PRZY NAWODNIENIACH.

(Praca nagrodzona na konkursie
„Związku słuchaczów Inżynieryi lądowej i wodnej“ we Lwowie).

PODAŁ

NORBERT HAPONOWICZ.

Odbitka z Przeglądu Technicznego; – rok 1914.

WARSZAWA.
Druk Rubieszewskiego i Wrotnowskiego, Włodzimierska 3/5.

1914.

Przepływ i rozdział wody w nawodnieniach były dotychczas tylko z praktycznego punktu widzenia traktowane. Rozprawa prof. d-ra J. Łopuszańskiego [1]) wyświetla wyczerpująco sprawę praktycznego obioru ilości potrzebnej wody, a więc dawki, i podaje wzory do obliczenia objętości wody potrzebnej na sekundę i t. p. Z teoretycznego punktu widzenia jednak pozostaje jeszcze kilka ważnych kwestyi nierozstrzygniętych. Należy tu przedewszystkiem zbadanie kształtu powierzchni wody po ustaleniu się zwierciadła, dalej zbadanie postępu fali i w związku z tem czasu, w ciągu którego grunt w różnych punktach jest nawadniany. Szczególnie ostatnie badanie może ułatwić obranie stosunków przy nawadnianiu w ten sposób, by czas nawadniania różnych punktów był jednakowy a tem samem rozkład wody jednostajny.

Zanim przystąpię do właściwego przedmiotu, zatrzymam się nieco nad związkiem między spadkiem zwierciadła i grubością warstwy płynącej a prędkością przepływu. Związek ten przyjmują włoscy autorowie w postaci:

$$v = kh\sqrt{I} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1),$$

gdzie h oznacza grubość spływającej warstwy, I—spadek zwierciadła wody, wreszcie k—stały współczynnik. Do tej samej postaci dochodzimy, wychodząc ze wzorów hydraulicznych Bazina, Ganguillet-Kuttera i in. Wzory te można napisać w postaci:

$$v = \frac{C}{1 + \frac{\alpha}{\sqrt{r}}} \cdot \sqrt{ri}\,.$$

[1]) Dr. J. Łopuszański: Zasady rozdziału wody w nawodnieniach stokowych. Lwów 1911.

Ponieważ tu $h = r$

$$v = \frac{C}{1 + \frac{\alpha}{\sqrt{h}}} . \sqrt{hi} = \frac{C . h}{\sqrt{h} + \alpha} \sqrt{i} .$$

W mianowniku można $\sqrt{h}$, jako wielkość bardzo małą wobec α, opuścić, zatem

$$v = \frac{C}{\alpha} h \sqrt{i} .$$

Dalej zauważymy, że według doświadczeń Bazina, ogłoszonych w pracy „Recherches hydrauliques" [1]), a tyczących się przepływu wody przez rynny o małej głębokości, wyłożone grubym piaskiem, średnią prędkość przepływu przedstawić można wzorem:

$$v = \alpha h I^{1/3} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2),$$

który również wykazuje proporcyonalność prędkości do głębokości. Co do wykładnika spadku powiedzieć można, że różnica między (1) i (2) nie jest wielka, że jednak wartość $\frac{1}{2}$ jest prawdopodobniejsza. Z tego też powodu zatrzymuję wzór (1).

Wielkość stałej k, według kilku doświadczeń d-ra Łopuszańskiego, wynosi dla świeżo skoszonych łąk około 20. Wartość tę należy jednak jeszcze uważać za bardzo niepewną. Według doświadczeń Bazina (robionych z grubym piaskiem na dnie rynny), wartość stałej k wypadałaby znacznie większa (> 100). Podobnież we wzorach Bazina i Ganguillet-Kuttera należałoby przyjąć występujące tam spółczynniki $\gamma \cong 4$ lub $n \cong 0{,}07$, aby uzyskać tak małą wartość k. Powiedzieć więc możemy, że wzór (1) do dalszych badań może być dobrze użyty, lecz z uwagą, że wartość $k \doteq 20$ na razie jeszcze nie jest zapewniona.

Opuszczając tę kwestyę, która tylko przez osobne doświadczenia może być rozstrzygnięta, przystąpmy do rzeczy właściwej, tem bardziej, że z późniejszych badań okaże się, iż wielkość stałej k na główne wnioski teoryi nie ma wpływu.

W chwili rozpoczęcia nawodnienia ilość wody na sekundę q, którą wpuszczamy na 1 m szerokości pola, poczyna po niem spływać, zapełniając kolejno nierówności terenu i wsiąkając w ziemię na przestrzeniach już zalanych. Fala

---

[1]) Pracy tej nie znam, nie była mi bowiem dostępna. Przytaczam wyniki według Flamanta: Hydraulique. Paris 1909.

wpuszczonej wody, postępująca z początku prędko, zalewa coraz większe płaty; na coraz większej przestrzeni zatem woda wsiąka w grunt. Według doświadczeń francuskich (Poiseuille) ilość wody, która wsiąka na 1 m^2 powierzchni w ciągu 1 sekundy, jest w przybliżeniu stała i niezależna od wysokości słupa wody nad powierzchnią ziemi. Tę ilość wyrażoną w m^3, nazwano *spółczynnikiem wsiąkania* δ. Jasną rzeczą jest teraz, że im większą powierzchnię zalewa woda, tem większa część dopływającej wody wsiąka w teren, tem powolniej zatem fala postępuje. Po pewnym czasie zalana powierzchnia będzie tak duża, że ilość wody wsiąkającej równać się będzie ilości dopływającej q; wówczas dalszy postęp fali jest niemożliwy, zwierciadło wody ustala się w swem granicznem położeniu. Jest to druga faza nawodnienia. Z chwilą zamknięcia dopływu zaczyna się faza trzecia: woda pozostała na powierzchni terenu wsiąka w ziemię, cofając się od górnych części zalanej powierzchni ku dolnym.

Wyobraźmy sobie strugę wody płynącej o szerokości 1 m, przeciętą dwiema nieskończenie blizkiemi płaszczyznami AD i BC w odstępie dx (rys. 1). Przez płaszczyznę AD wpływa w ciągu czasu dt ilość wody

$$q\,dt,$$

przez płaszczyznę BC odpływa podobnie

$$q'\,dt.$$

Nadwyżka wody dopływającej względem odpływającej częściowo wsiąka w ziemię, częściowo nagromadza się, powiększając w ten sposób grubość strugi wodnej.

Ilość wody, która w czasie dt wsiąka na powierzchni $dx\,.\,1 = dx$, wynosi

$$\delta\,dx\,dt,$$

zaś przez powiększenie wysokości o dh objętość warstwy wody odciętej płaszczyznami AD i BC, przyrasta o

$$dx\,.\,dh.$$

Mamy więc związek

$$q\,dt - q'\,dt = \delta\,dx\,dt + dx\,dh,$$

albo, dzieląc przez $dx\,dt$:

$$\frac{q'-q}{dx} + \frac{\partial h}{\partial t} + \delta = 0.$$

Różnica $q' - q$ oznacza przyrost objętości, zatem

$$q' - q = dq,$$

a więc

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} + \delta = 0 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (3).$$

Jest to równanie różniczkowe cząstkowe, określające *wszelki ruch wody w strugach* i to *zupełnie ściśle*. Jednak w tej postaci równanie to nie może być wogóle całkowane; wielkość bowiem q jest zależna od h.

Przyjmijmy dla uproszczenia, że stok posiada spadek jednostajny i. Ponieważ powierzchnia przekroju strugi

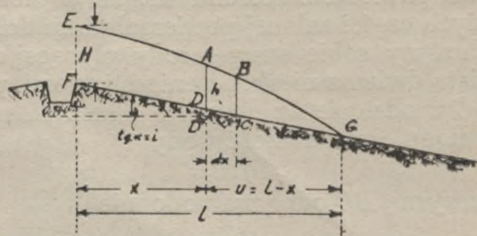
$$f = h \,.\, 1 = h,$$

a według (1) [1])

$$v = kh \sqrt{I}\ ,$$

więc

$$q = hv = kh^2 \sqrt{I} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4).$$



Rys. 1.

Spadek zwierciadła I tu występujący można łatwo wyrazić przez spadek terenu i. Ze szkicu (rys. 1) widzimy bowiem, że

$$DD' = i\,dx,$$

zatem

$$AD' = DD' + AD = i\,dx + h, \qquad BC = h',$$

zaś spadek zwierciadła

$$I = \frac{AD' - BC}{dx} = \frac{h + i dx - h'}{dx} = i - \frac{h' - h}{dx},$$

czyli

$$I = i - \frac{\partial h}{\partial x} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5).$$

[1]) Wzór na prędkość (1) odnosi się do ruchu jednostajnego, może być jednak z wystarczającą dokładnością stosowany, jak w tym wypadku, i do ruchu nieznacznie niejednostajnego.

Wprowadzając tę wartość do wzoru (4), mamy:

$$q = kh^2 \sqrt{i - \frac{\partial h}{\partial x}} \quad . \; . \; . \; . \; . \quad (6).$$

W zwykłych przypadkach wyraz $\frac{\partial h}{\partial x}$ możemy pominąć wobec i jako wielkość drobną. Gdy to praktycznie zupełnie dopuszczalne przyjęcie uczynimy, otrzymamy:

$$q = kh^2 \sqrt{i}\,, \qquad \text{dalej } \frac{\partial q}{\partial x} = 2kh\sqrt{i} \;.\; \frac{\partial h}{\partial x}\,,$$

co wstawione we wzór (3) daje:

$$2kh\sqrt{i} \;.\; \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} + \delta = 0,$$

jako *uproszczone równanie ruchu wody w strugach na płaskim stoku.*

Ostatnie równanie, wyprowadzone bez jakichkolwiek założeń co do fazy nawodnienia, może być oczywiście stosowane do wszystkich trzech faz. Zależnie od fazy musimy jednak rozwiązanie dostosować do warunków krańcowych. Ogólną całkę ostatniego równania można podać. Ma ona postać:

$$x\delta + kh^2\sqrt{i} = \varphi\,(h + t\delta) \quad . \; . \; . \quad (7),$$

gdzie φ oznacza dowolną funkcyę, którą należy tak obrać, by warunkom krańcowym stało się zadość. Otóż, jak to się dzieje w wielu zagadnieniach matematyczno-fizycznych, dobranie tej funkcyi przedstawia trudności niepokonalne. Pochodzą one stąd, że warunki, którym tę funkcyę poddajemy, nie są analityczne. Uciecbyśmy się zatem musieli do rozwinięć w szeregi Fouriera, co jednak, zdaniem mojem, nie przedstawiałoby korzyści dostatecznych w stosunku do włożonej pracy. Dlatego korzystam z równania różniczkowego (3) tylko dla fazy drugiej, dla ruchu ustalonego wody, fazę pierwszą i trzecią natomiast badam w sposób przybliżony, którego wyniki jednak będą praktycznie zupełnie wystarczające. Ponieważ w tem badaniu potrzebna jest znajomość przybliżona kształtu zwierciadła, więc zacznę od rozpatrywania od fazy drugiej

I. Ruch wody ustalony.

Ustalenie się ruchu wody można matematycznie określić niezmiennością w czasie, a więc równaniami:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} = 0.$$

Równanie (3) przechodzi więc w następujące:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \delta = 0,$$

skąd przez całkowanie

$$q = -\delta x + C.$$

Gdy początek układu obierzemy w punkcie wypływu wody z rowu rozdzielczego, zaś całą długość stoku oznaczymy przez l, to stałą C oznaczymy z warunku, że dla $x = l$, $q = 0$:

$$0 = -\delta l + C,$$

zatem

$$q = (l - x)\,\delta,$$

a oznaczając, jak na rys. 1, $l - x$ przez u

$$q = u\delta.$$

(Równanie to można zresztą bezpośrednio odczytać z rysunku).

Wstawiając tu wartość (6) z uwagą, że $dx = -du$, otrzymujemy:

$$kh^2\sqrt{i + \frac{dh}{du}} = u\delta \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (8).$$

Jest to zwyczajne równanie różniczkowe rzędu pierwszego, które jednak w formie zamkniętej nie daje się całkować. Rozpatrzmy najpierw przypadek terenu poziomego. Wtedy

$$i = 0$$

$$kh^2\sqrt{\frac{dh}{du}} = u\delta,$$

czyli

$$\frac{dh}{du} = \frac{u^2\delta^2}{k^2h^4},$$

albo

$$k^2h^4\,dh = u^2\delta^2\,du.$$

Przez całkowanie mamy więc:

$$\frac{k^2h^5}{5} = \frac{u^3\delta^2}{3} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (9),$$

jako równanie zwierciadła wody, gdy zważymy, że stała dowolna równa się zeru.

Inaczej przedstawia się sprawa, gdy teren nie jest poziomy. W tym przypadku musimy sobie radzić przybliżeniami. Opuśćmy więc na razie wyraz $\frac{dh}{du}$ jako mały wobec i. Wówczas:

$$kh^2 \sqrt{i} = u\delta\,, \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (10).$$

czyli

$$h = \sqrt{\frac{\delta}{k\sqrt{i}}}\,.\,\sqrt{u}\,.$$

Jest to parabola rzędu drugiego. Dokładniejszy związek otrzymamy, całkując równanie metodą kolejnych przybliżeń Picarda. W tym celu obliczmy z ostatniego równania pochodną

$$\frac{dh}{du} = \frac{1}{2}\sqrt{\frac{\delta}{k\sqrt{i}}}\,u^{-\frac{1}{2}} = \frac{h}{2u}\,,$$

i wstawmy ją w równanie (8)

$$kh^2\sqrt{i + \frac{h}{2u}} = u\delta \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (11).$$

Jest to nowy związek między h i u, który już bardzo dokładnie określa postać zwierciadła wody. Przyjmując tę dokładność, napiszemy to równanie w postaci:

$$kh^2\sqrt{I} = u\delta,$$

kładąc

$$I = i + \frac{h}{2u} = i + 0.5\,\frac{h}{u} \quad . \quad . \quad . \quad (12a).$$

Do tej samej postaci sprowadzić możemy równanie (9), kładąc

$$I = \frac{3}{5}\,\frac{h}{u} = i/_{i=0} + 0{,}6\,\frac{h}{u} \quad . \quad . \quad . \quad (12b).$$

Zważając, że pierwszy wzór dotyczy wielkich spadków, drugi zaś spadków $i = 0$, dalej, że przy większych spadkach wyraz $\frac{h}{u}$ jest wprost bez znaczenia, dla mniejszych zaś wzór według wszelkiego prawdopodobieństwa wskutek ciągłości zbliża się do (12b), powiedzieć możemy, że wzór

$$kh^2\sqrt{I} = u\delta \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (12),$$

przedstawia kształt powierzchni wody, gdy w nim podstawimy

$$I = i + 0{,}6 \frac{h}{u} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (12).$$

Krzywa w ten sposób otrzymana tylko nieznacznie różnić się będzie od paraboli rzędu drugiego. Stąd też jako przybliżony kształt zwierciadła będę w dalszem badaniu stale przyjmował parabolę; uproszczenie to jest zresztą już samą niedokładnością podstaw, na których teorya się opiera, zupełnie uzasadnione.

II. Postęp fali wodnej w fazie pierwszej.

Nazwijmy objętość całkowitą wody znajdującej się nad terenem w dowolnej chwili fazy pierwszej Q; wielkość ta równa się powierzchni przekroju podłużnego przez strugę EFG. Ilość wody wpływająca na teren w ciągu czasu dt jest

$$q\,dt.$$

W tym samym czasie wsiąka w teren ilość $l\,.\,\delta\,.\,\partial t$, zaś powierzchnia przekroju Q powiększa się o dQ. Dalej przy przesunięciu się fali o dl zapełnić musi nierówności terenu. Oznaczmy ilość wody potrzebnej do zapełnienia nierówności na 1 m^2 terenu przez Δ[1]), to

$$q\,dt = dQ + l\delta\,dt + \Delta\,dl,$$

czyli:

$$q = \frac{dQ}{dt} + l\delta + \Delta \frac{dl}{dt} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (13).$$

Wprowadzimy tu na Q wyrażenie przybliżone, przyjmując dla zwierciadła, na podstawie analogii, kształt paraboli, a grubość strugi EF za stałą $= H$. Ostatnie przyjęcie odpowiada uproszczeniu

$$i = I.$$

Z wzoru bowiem

$$q = kh^2 \sqrt{I}$$

wynika, że dla stałych q i I wielkość h jest również stała.

Z tych przyjęć wynika

$$Q = \tfrac{2}{3}\,Hl,$$

co wstawione w (13) daje:

$$\left(\tfrac{2}{3}\,H + \Delta\right) \frac{dl}{dt} + l\delta = q.$$

[1]) Według doświadczeń $\Delta = 0{,}01$ do $0{,}04$ m.

To równanie liniowe daje się łatwo całkować. Gdy przyjmiemy $H + \frac{3}{2}\Delta = H'$, otrzymamy:

$$l = e^{-\frac{3}{2}\frac{\delta}{H'}t}\left[\frac{q}{\delta}.e^{\frac{3}{2}\frac{\delta}{H'}t} + C\right].$$

Stałą C oznaczymy z warunku, by dla $t = 0$, $l = 0$.

$$0 = \frac{q}{\delta} + C,$$

zatem

$$l = \frac{q}{\delta}\left[1 - e^{-\frac{3\delta}{2H'}t}\right] \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (14).$$

Wzór ostatni wskazuje, że fala wodna postępuje w pierwszej chwili bardzo prędko, po krótkim czasie silnie zwalnia, a dopiero po nieskończenie długim czasie osiąga graniczną dalekość zalewu $\frac{q}{\delta}$.

By uzyskać pewną ocenę dokładności wyprowadzonego wzoru, przyjmiemy zwierciadło wody prostokątne, a więc przypadek skrajny. Wówczas

$$Q = Hl,$$

co wstawione w (13) daje po całkowaniu i przyjęciu

$$H + \Delta = H',$$

$$l = \frac{q}{\delta}\left[1 - e^{-\frac{\delta}{H'}t}\right].$$

Kilka próbnych obliczeń przekona nas, że ten, już skrajny przypadek, niewiele różni się od przyjętego, że zatem wzór (14) za praktycznie zupełnie dokładny uważać należy.

III. Faza trzecia.

Po zamknięciu dopływu woda zaczyna ustępować z górnych części stoku, spływając ku dolnym, które jeszcze przez pewien czas będą zalane, dopóki cała objętość wody nie wsiąknie w teren. Dla określenia przebiegu tego ruchu przyjmę, że kształt zwierciadła wody po zamknięciu dopływu nie zmienia się, co zresztą w przybliżeniu zachodzi rzeczywiście (rys. 2).

Jeżeli więc woda z długości l cofnęła się do długości u, ilość wsiąkającej wody musi być równa ubytkowi wody na-

gromadzonej nad terenem (bez uwzględnienia warstwy Δ!).
Zatem

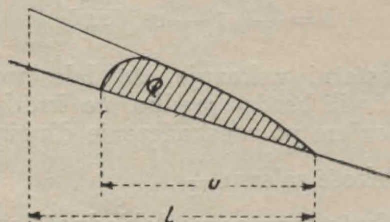
$$-dQ = u\delta\, dt,$$

czyli

$$\frac{dQ}{dt} = -u\delta.$$

Lecz Q jako powierzchnię paraboli łatwo obliczyć:

$$Q = \frac{2}{3} \frac{H}{\sqrt{l}} u^{3/2}.$$



Rys. 2.

Wstawiając tę wartość w poprzednie równanie, otrzymujemy:

$$\frac{H}{\sqrt{l}} u^{1/2} \frac{du}{dt} = -u\delta,$$

czyli

$$H \frac{du}{\sqrt{u}} = -\delta \sqrt{l}\, dt,$$

a przez całkowanie

$$2H\sqrt{u} = -\delta\sqrt{l}\, t + C.$$

Ponieważ dla $t = 0$, $u = l$, więc

$$2H\sqrt{l} = C,$$

czyli ostatecznie:

$$t = \frac{2H}{\delta}\left(1 - \sqrt{\frac{u}{l}}\right) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (15)$$

jako związek między długością stoku jeszcze zwilżoną u a czasem t liczonym od początku fazy trzeciej. Wynika stąd, że czas, po którym woda zupełnie z terenu ocieknie (dla $u = 0$)

$$\tau = \frac{2H}{\delta} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (15a).$$

W ten więc sposób określiliśmy ruch wody we wszystkich fazach nawodnienia. Opierając się na wyprowadzonych wzorach, potrafimy teraz obrać stosunki od nas zależne w ten sposób, by rozkład wody był jednostajny. Rozważyć mianowicie musimy warunek, by ilość wody wsiąknięta w każdym punkcie terenu była dostateczna i, o ile możności, wszędzie jednakowa.

Z badań terenu, kultury i innych czynników określoną zwykle mamy ilość wody, która na 1 m^2 powinna wsiąknąć w grunt, ilość zwaną *dawką* d. Ponieważ ilość wody wsiąkającej w ciągu 1 sekundy na 1 m^2 wynosi δ, dalej ponieważ po ocieknięciu wody z terenu pozostaje jeszcze woda nagromadzona w nierównościach terenu w ilości Δ, która dopiero po ocieknięciu wsiąka, więc jeżeli oznaczymy czas, przez który każdy punkt powinien być zalany, przez T, mamy:

$$d = T\delta + \Delta,$$

czyli

$$T = \frac{d - \Delta}{\delta} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (16).$$

Najwyższe punkty terenu są zalane tylko tak długo, jak woda wpływa na teren. Czas, przez który woda wpływa na teren, a więc wprost *czas nawadniania*, musi więc ze względu na najwyższe punkty terenu *równać się* T. Punkty najniższe terenu zwilżane są tylko od początku fazy trzeciej do ocieknięcia wody, t. j. przez czas (według 15a).

$$\tau = \frac{2H}{\delta}.$$

Skoro czasy zalewu mają być równe, otrzymujemy przez porównanie tej wielkości z (16):

$$H = \frac{d - \Delta}{2} \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad (17),$$

jako *warunek jednostajnego rozkładu wody.*

Zwrócić tu należy uwagę, że z przyjęciem grubości strugi H określona jest zarazem objętość wody

$$q = kH^2 \sqrt{I},$$

a w związku z nią długość zalewana l. Z wzoru (14) otrzymujemy bowiem, gdy tam przyjmiemy $t = T$

$$l = \frac{q}{\delta}\left[1 - e^{-\frac{3}{2}\frac{d-\Delta}{H'}}\right].$$

Ponieważ zaś $H = \frac{d-\Delta}{2}$, $H' = H + \frac{3}{2}\Delta = \frac{d}{2} + \Delta$,

więc
$$l = \frac{q}{\delta}\left[1 - e^{-3\frac{d-\Delta}{d+2\Delta}}\right] = \alpha \, . \, \frac{q}{\delta} \quad . \quad . \quad . \quad (18),$$
(α według poniżej zestawionej tabliczki). Taką długość należy zatem obrać dla stoków, czyli w tych odstępach umieszczać należy rowki rozdzielcze.

Ekonomię w dostarczeniu wody zbadać możemy, obliczając ilość wody dostarczonej i potrzebnej. Pierwsza wyraża się iloczynem
$$T \, . \, q = \frac{d - \Delta}{\delta} \, . \, q = \frac{q}{\delta} d \, . \left(1 - \frac{\Delta}{d}\right) \quad . \quad . \quad . \quad (19),$$
druga iloczynem
$$l \, . \, d = \frac{q}{\delta} d \, . \left[1 - e^{-3\frac{d-\Delta}{d+2\Delta}}\right] = \frac{q}{\delta} d \, . \, \alpha \, .$$

W następującem zestawieniu wyliczono czynniki stojące przy $\frac{q}{\delta} d$ w obu wzorach

$\frac{\Delta}{d}$	Ilość dostarcz. α	Ilość potrzebna α
0,0	1,00	0,95
0,1	0,90	0,90
0,2	0,80	0,82
0,3	0,70	0,73
0,4	0,60	0,63
0,5	0,50	0,53

Z zestawienia tego widać, że dla nieco większych $\frac{\Delta}{d}$ ilość dostarczonej wody jest *mniejsza* od potrzebnej, że zatem pewne płaty zostałyby za mało nawodnione. W tych wypadkach musielibyśmy — teoretycznie — nieco dłużej (do 5%) nawadniać, aby rzeczywiście tyle wody dostarczyć, ile potrzeba. Wskutek tego punkty stoku położone najwyżej nawodniłyby się w czasie zbyt długim. Jednem słowem *zupełnie* jednostajne nawodnienie przestrzeni jest rzeczą niemożliwą. Lecz te drobne różnice praktycznie nie mają znaczenia, tem bardziej, że już dla samej pewności uzyskania ozalewu na całej powierzchni gruntu wodą będziemy niec dłużej nawadniać, niż wymaga teorya.

Zestawię jeszcze te wzory, z których korzystać należy przy obieraniu odpowiedniej długości stoku i czasu nawadniania. Przyjąwszy dawkę d i oceniwszy nierówności terenu Δ, obliczamy z wzoru (16) czas nawadniania

$$T = \frac{d - \Delta}{\delta},$$

a z (17) grubość strugi $H = \dfrac{d - \Delta}{2}$.

Dalej mamy $$q = k H^2 \sqrt{I},$$
gdzie za I podstawiamy spadek terenu i, lub dokładniej

$$I = i + 0{,}6 \frac{H}{l},$$

przyczem l można wprowadzić tylko przez kolejne przybliżenia. Długość l stoku liczymy ze wzoru (18), korzystając z zestawionych wartości α.

Gdyby przeciwnie długość stoku była dana, a obrać należało czas nawodnienia i dawkę, to przyjmując ilość wody potrzebnej równą dostarczonej, mamy z (19)

$$\frac{q}{\delta} d \left(1 - \frac{\Delta}{d}\right) = l d,$$

czyli $$q = \frac{l \delta}{1 - \dfrac{\Delta}{d}}$$

Przyjmując tu próbnie stosunek $\dfrac{\Delta}{d}$, wyrachujemy q, z ostatniego H, a wreszcie

$$d = 2H + \Delta.$$

Mając to, obliczymy dokładniej $\dfrac{\Delta}{d}$ i rachunek powtórzymy. Wreszcie z wzoru

$$T = \frac{d - \Delta}{\delta} = \frac{2H}{\delta},$$

otrzymamy czas nawodnienia.

100,00