

KRZYSZTOF KSIAŻYŃSKI, ELŻBIETA NACHLIK*

Dyskretny model infiltracji i odpływu podziemnego dla zlewni górskiej

1. Wstęp

Warunki hydrogeologiczne charakteryzujące zlewnie górskie obszaru Karpat i Sude-
tów w znacznym stopniu odbiegają od tych, które spotyka się w zlewniach nizinnych.
Dotyczy to nie tylko spadków terenu, które w górach sięgają od kilku do kilkadzie-
sięciu procent. Ze spadkiem terenu wiąże się zwykle i spadek zwierciadła wód grun-
towych, który na niżu jest znacznie mniejszy (rzędu procenta). Najważniejsze jednak
różnice dotyczą samej warstwy wodonosnej. W górach, poza wąskim obszarem aluwiów
w dnie doliny, na przeważającej części powierzchni zalega cienka warstwa zwietrzliny
podścielona skałą o niskiej przepuszczalności (choć często szczelinowatą). Miąższość
warstwy wodonosnej sięgająca na nizinach dziesiątków metrów, tutaj często schodzi
poniżej jednego metra. Zwietrzelina zawiera zwykle dużą ilość frakcji gliniastych, py-
lowych i ilastych, które znacznie obniżają przepuszczalność podnosząc równocześnie
wysokość kapilarnego podciągania.

Warunki te powodują, że zastosowanie klasycznego równania Boussinesqa napotyka
na trudności. Staje się ono bowiem silnie nieliniowe, co stwarza kłopoty ze zbieżnością
jego numerycznego rozwiązania. Ponadto występujący w tym równaniu wzór na re-
tencję nie jest odpowiedni dla ruchu, w którym prawie cała miąższość niezawodniona
objęta jest strefą kapilarną. W ramach tematu 1.06 „Integralny model odpływu ze
zlewni” – wchodzącego w zakres CPBP 03.09 - realizowany jest hydrodynamiczny mo-
del odpływu ze zlewni górskiej, obejmujący modele cząstkowe czterech podstawowych
procesów hydrologicznych: opadu netto, spływu powierzchniowego, infiltracji i odpływu
podziemnego oraz odpływu systemem recipientów (Kowalik, Książyński, Maczuga, Na-
chlik 1983; Kowalik, Książyński, Maczuga, Nachlik 1984). Wynikła zatem potrzeba
opracowania modelu infiltracji i odpływu podziemnego dostosowanego do przedstawi-
onych wyżej warunków hydrogeologicznych zlewni górskiej i podgórskiej. Model ten jest
tematem niniejszej publikacji.

*Mgr inż. K. KSIAŻYŃSKI, doc. dr hab. inż. E. NACHLIK, Instytut Inżynierii i Gospodarki
Wodnej Politechniki Krakowskiej, Kraków

Podstawowe oznaczenia

A_p	- powierzchnia bloku gruntu reprezentowanego przez węzeł bilansowy [m ²],
B_{pp}	- lokalna szerokość pasa zlewni [m],
h	- miąższość strefy saturacji i kapilarnej łącznie [m],
h_k	- wysokość kapilarnego podciągania [m],
h_p	- głębokość strumienia splywu na powierzchni [m],
h_s	- wysokość ssania (potencjał macierzysty) [m],
H_s	- rzędna swobodnego zwierciadła wód gruntowych [m n.p.p.],
k_f	- współczynnik przewodności dla strefy aeracji i kapilarnej łącznie (zastępczy) określony na podstawie rozkładu wilgotności w gruncie [m/s],
k_o	- współczynnik filtracji [m/s],
l_p	- ilość węzłów bilansowych pasa zlewni,
m	- parametr krzywej regresji,
m_a	- miąższość strefy aeracji [m],
m_{a0}	- miąższość strefy aeracji w chwili t_j [m],
m_{a1}	- miąższość strefy aeracji w chwili t_{j+1} [m],
n_p	- współczynnik porowatości odpowiadający (w przybliżeniu) wilgotności nasycenia,
Q	- zadany odpływ gruntowy z pasa zlewni [m ³ /s],
$Q_a = rA_p$	- dopływ retencyjny [m ³ /s],
Q_o	- początkowy odpływ gruntowy z pasa zlewni [m ³ /s],
Q_s	- odpływ gruntowy (przepływ poziomy) dla węzła bilansowego [m ³ /s],
r	- retencja gruntowa [m/s],
t	- czas [s],
t_i	- czas regresji wymagany dla uzyskania zadanego odpływu gruntowego Q [s],
y	- współrzędna pozioma [m],
z	- współrzędna pionowa [m n.p.p.],
Z_{pp}	- rzędna terenu [m n.p.p.],
Z_{sp}	- rzędna stropu skał nieprzepuszczalnych [m n.p.p.],
α	- parametr krzywej regresji,
Δy	- poziomy krok dyskretyzacji pasa zlewni [m],
μ	- współczynnik odsączalności,
θ	- wilgotność bezwzględna [m ³ /m ³],

2. Schematyzacja obszaru filtracji

W modelu filtracji wykorzystano schematyzację zlewni powierzchniowej opracowaną dla współpracującego z nim modelu splywu powierzchniowego (Kowalik, Książyński, Maczuga, Nachlik 1983; Kowalik, Książyński, Maczuga, Nachlik 1984). Zlewnia została podzielona na pasy alimentujące jednostronnie nie zawierający dopływów skupionych odcinek ciekłu (rys. 1). Pas winien mieć charakter jednopłatowy to znaczy, że jest on utworzony przez wiązkę linii splywu wychodzących z jednego, najwyższego

punktu zlewni. Powierzchnia pasów została sprowadzona do hipsograficznie równoważnej powierzchni walcowej o tworzącej poziomej rozpiętej na wyprostowanej osiowej linii spływu. Linię tę zdyskretyzowano na odcinki Δy o zróżnicowanej długości oraz stałym spadku utworzone przez l_p punktów stanowiących węzły bilansowe modelu (rys. 3). W każdym węźle wyznaczono rzędną terenu Z_{pp} i szerokość pasa B_{pp} zakładając liniową zmienność wszystkich wielkości między węzłami. Z danych hydrogeologicznych na podstawie miąższości warstwy zwietrzliny wyznaczono rzędną stropu skał nieprzepuszczalnych Z_{sp} . Parametry gruntu założono stałe w obrębie pasa. W praktyce węzły ustalone są na warstwicach, a odcinki Δy stanowią odległości między kolejnymi izohi-
psami. Na rys. 1 przedstawiono przykładową schematyzację pasa lewostronnej części zlewni rzeki Paleczki (prawostronny dopływ Raby w dorzeczu Górnej Wisły) pomiędzy kilometrami 8.250 i 8.900.

3. Założenie Dupuita

Ponieważ przepływ podziemny stanowi sumę odpływów infiltrujących przez powierzchnię zlewni położoną powyżej, zatem w żadnym z węzłów dopływ z powierzchni nie może przekraczać odpływu podziemnego. Z kolei miąższość warstwy wodonośnej jest setki razy mniejsza od długości Δy , stąd również pionowe prędkości filtracji będą przybierały wartości poniżej 1% wartości prędkości poziomej. W tej sytuacji prawdziwe jest założenie Dupuita o jednowymiarowym (poziomym) charakterze ruchu, a pionowy rozkład wysokości hydraulicznych będzie bliski hydrostatycznemu.

4. Retencja w profilu gruntowym w pobliżu strefy kapilarnej

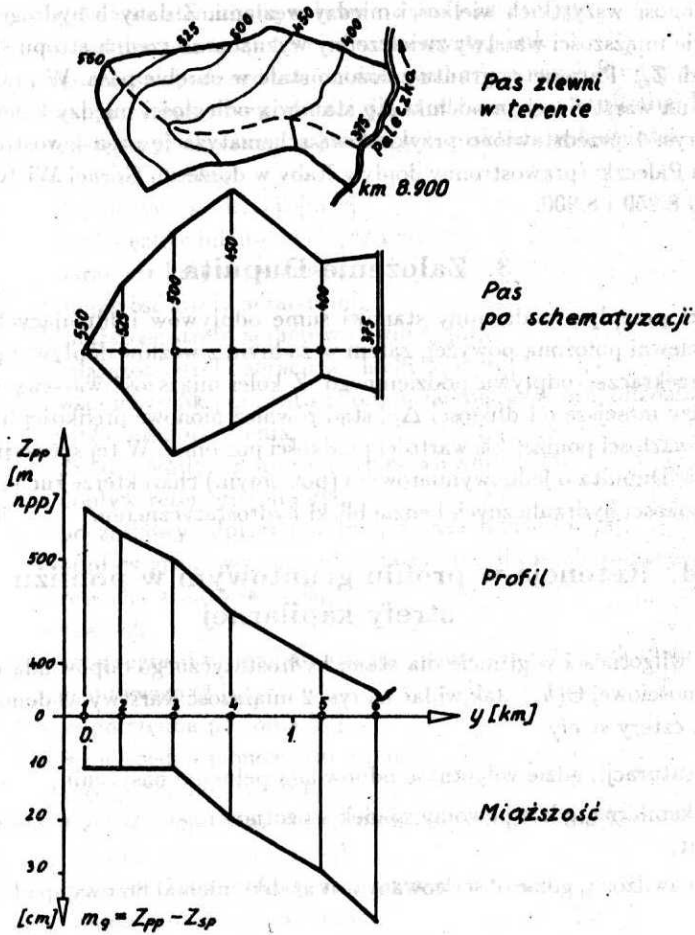
Rozkład wilgotności w gruncie dla stanu hydrostatycznego odpowiada charakterystyce wilgotnościowej $\Theta(h_s)$. Jak widać na rys. 2 miąższość warstwy wodonośnej można podzielić na cztery strefy:

- strefę saturacji, gdzie wilgotność odpowiada pełnemu nasyceniu,
- strefę kapilarną, gdzie powolny spadek wilgotności zamyka się w granicach kilku procent,
- strefę nawilżoną, gdzie obserwowany jest szybki, niemal liniowy spadek wilgotności,
- strefę suchą, gdzie wilgotność jest bliska Θ_{\min} i odpowiada stanowi „powietrzno-suchemu”.

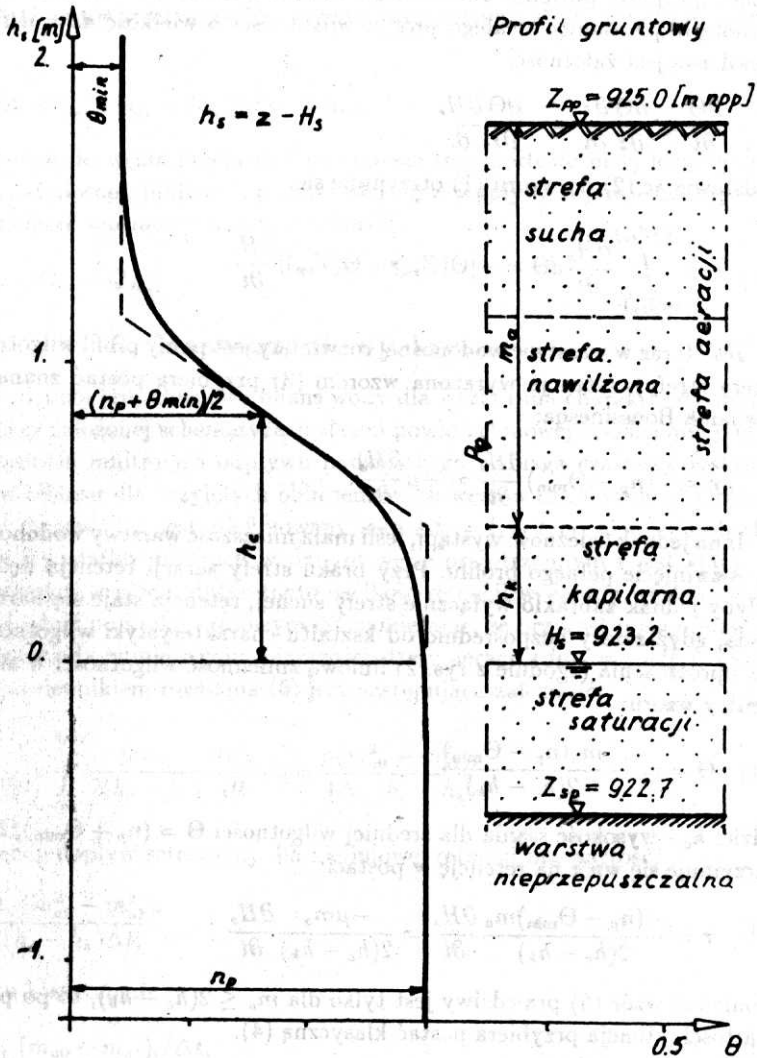
Przy małych miąższościach i dużych wysokościach podciągania kapilarnego h_k strefa sucha może w ogóle nie wystąpić w badanej warstwie gruntu.

Retencja gruntowa jest to prędkość zmian ilości wody w profilu gruntowym i może być opisana wzorem:

$$r = - \int_{Z_{sp}}^{Z_{pp}} \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz. \quad (1)$$



Rys. 1. Schematyzacja obszaru filtracji



Rys. 2. Profil wilgotności w gruncie przy hydrostatycznym rozkładzie ciśnień

Przy założeniu w profilu gruntowym hydrostatycznego rozkładu wysokości hydraulicznej, przyrost poziomu swobodnego zwierciadła wody o wielkość dH_s spowoduje równoległe przesunięcie całego profilu wilgotności o wielkość $dz = dH_s$. Wobec tego prawdziwa jest zależność:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{\partial H_s}{\partial t} \quad (2)$$

Podstawiając (2) do wzoru (1) otrzymuje się:

$$r = \int_{\Theta(Z_{pp})}^{\Theta(Z_{sp})} \frac{\partial H_s}{\partial t} d\Theta = -[\Theta(Z_{sp}) - \Theta(Z_{pp})] \frac{\partial H_s}{\partial t} \quad (3)$$

Jeśli teraz w warstwie wodonośnej rozwinięty jest pełny profil wilgotności (wszystkie cztery strefy), retencja wyrażona wzorem (3) przybiera postać znaną z klasycznego równania Boussinesqa:

$$r = -(n_p - \Theta_{\min}) \frac{\partial H_s}{\partial t} = -\mu \frac{\partial H_s}{\partial t} \quad (4)$$

Inna jednak zależność wystąpi, jeśli mała miąższość warstwy wodonośnej nie pozwoli na rozwinięcie pełnego profilu. Przy braku strefy aeracji retencja będzie bliska zeru. Gdyby jednak zabrakło wyłącznie strefy suchej, retencja staje się bardziej skomplikowana, gdyż zależy bezpośrednio od kształtu charakterystyki wilgotności. Przyjmując dla uproszczenia (zgodnie z rys. 2) liniową zmienność wilgotności w strefie nawilżonej według wzoru:

$$\Theta = n_p - \frac{m_a(n_p - \Theta_{\min})}{2(h_c - h_k)} \quad (5)$$

gdzie: h_c - wysokość ssania dla średniej wilgotności $\Theta = (n_p + \Theta_{\min})/2$,
otrzymuje się wzór na retencję w postaci:

$$r = \frac{-(n_p - \Theta_{\min})m_a}{2(h_c - h_k)} \frac{\partial H_s}{\partial t} = \frac{-\mu m_a}{2(h_c - h_k)} \frac{\partial H_s}{\partial t} \quad (6)$$

Ponieważ wzór (5) prawdziwy jest tylko dla $m_a \leq 2(h_c - h_k)$, to po przekroczeniu tej wartości retencja przybiera postać klasyczną (4).

5. Infiltracja wody z powierzchni zlewni

Potencjalna wielkość wydatku infiltracji w dowolnym węźle bilansowym i pasa zlewni jest określona wartością opadu netto r_n oraz wartością splywu wody Q_p z powierzchni położonej powyżej badanego węzła bilansowego, a jej wielkość wyrażana jest wzorem (zgodnie z oznaczeniami na rys. 2):

$$Q_{fi} = r_n A_{pi} + Q_{pi} \quad (7)$$

gdzie:

$$A_{p_i} = [(B_{pp_{i-1}} + B_{pp_i})\Delta y_{i-1} + (B_{pp_i} + B_{pp_{i+1}})\Delta y_i]/4 \quad (8)$$

Jej wartość jednak może przekraczać możliwości transportowe strefy aeracji wyrażone wzorem:

$$= k_f A_{p_i} (Z_{pp_i} + h_{p_i} - H_{s_i}) / (m_{a_i} + h_k) \quad (9)$$

Jeśli jednak dopływ do węzła przekroczy możliwości transportowe niżej leżącego odcinka warstwy wodonośnej, infiltracja przekształci się w wypływ na powierzchnię (źródło), którego wielkość można wyznaczyć z bilansu:

$$Q_{f_i} = Q_{s_i} - Q_{a_i} - Q_{s_{i-1}} \quad (10)$$

6. Rozwiązanie dyskretne

Opisany równaniem (10) chwilowy bilans wody dla węzła i ma charakter dyskretny w przestrzeni, przy założonej schematyzacji zlewni powierzchniowej i podziemnej. Opis niustalonego procesu infiltracji i odpływu podziemnego wymaga czasowej dyskretyzacji składników bilansu dla przyjętych obliczeniowych węzłów czasowych t_j . Obliczeniowy przedział czasowy Δt jest zdefiniowany jako $\Delta t_j = t_j - t_{j-1}$, a w jego obrębie wartość retencji i wydatku infiltracji w danym węźle przestrzennym i jest stała. W związku z powyższym w ujęciu dyskretnym wielkość retencji w danym węźle bilansowym i należy uśrednić po kroku czasowym Δt pamiętając, że przyrost poziomu zwierciadła wody odpowiada zmniejszeniu miąższości strefy aeracji ($dm_a = -dH_s$). Zatem różnicowym odpowiednikiem równania (6) jest następująca zależność:

$$r_i(\Delta t) = \frac{1}{\Delta t_j} \int_{t_j}^{t_{j+1}} \frac{\mu m_{a_i}}{2(h_c - h_k)} \frac{\partial H_{s_i}}{\partial t} dt = \frac{\mu(m_{a0}^2 - m_{a1}^2)_i}{4\Delta t_j(h_c - h_k)} \quad (11)$$

W konsekwencji dopływ retencyjny dla nieliniowej retencji ma wartość:

$$Q_{a_i} = \frac{\mu A_{p_i}(m_{a0}^2 - m_{a1}^2)_i}{4(h_c - h_k)\Delta t_j} \quad (12)$$

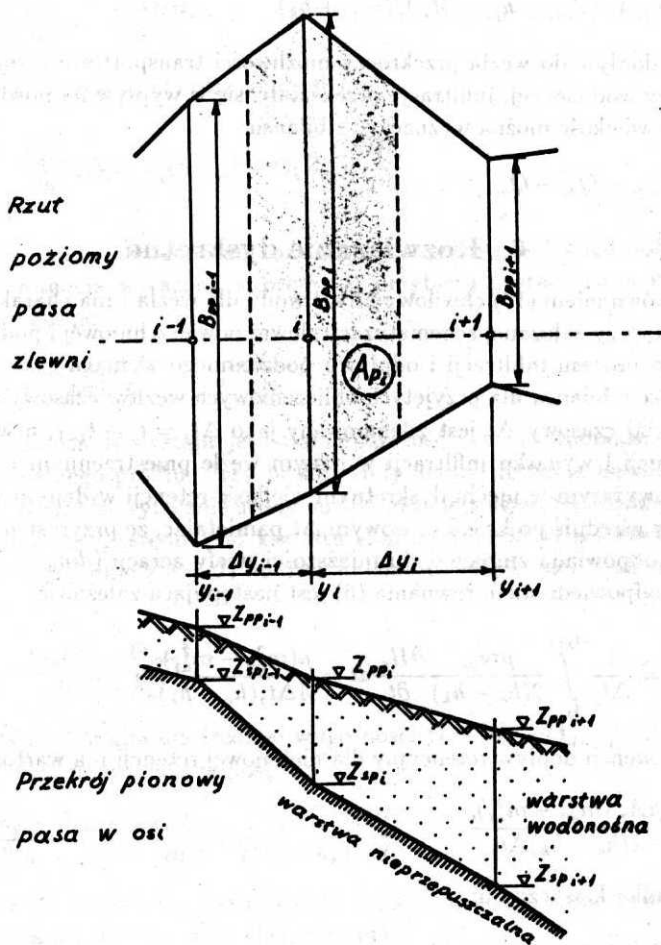
zaś w przypadku klasycznym:

$$Q_{a_i} = \mu A_{p_i}(m_{a0} - m_{a1})_i / \Delta t_j \quad (13)$$

Wielkość infiltracji w głąb gruntu opisana jest równaniem (9) przy założeniu, że k_f , h_{p_i} , H_{s_i} oraz m_{a_i} odpowiadają poziomowi czasowemu t_{j-1} początkującemu aktualnie liczony krok czasowy Δt_j .

Przy wyznaczaniu przepływu poziomego należy zauważyć, że dla małych miąższości i dużych spadków warstwy wodonośnej spadek zwierciadła wody gruntowej zmienia się nieznacznie nawet przy skrajnych zmianach miąższości strumienia podziemnego. Przepływ będzie więc głównie funkcją miąższości:

$$Q_{s_i} = k_o I_i B_{pp_i} h_i \cos(\arctan I_i) \quad (14)$$



Rys. 3. Schemat dyskretyzacji przestrzennej pasa zlewni powierzchniowej i podziemnej

gdzie: $\cos(\arctan I_i)$ - poprawka na niepoziomą długość drogi filtracji.

W równaniach (12-14) występują dwie niewiadome - m_{a1} i h , są one jednak zależne według związku:

$$h = Z_{pp} - Z_{sp} - m_a \quad (15)$$

Jeśli przyjąć niejawną schemat numeryczny, równanie ruchu przybierze postać:

$$A_{oi} m_{a1}^2 + (B_{oi} + D_{oi}) m_{a1} - G_{oi} = 0 \quad (16)$$

dla parametrów:

$$A_{oi} = \begin{cases} \mu A_{pi} / (4[h_c - h_k] \Delta t_j) & m_{a1} \leq 2(h_c - h_k) \\ 0 & m_{a1} > 2(h_c - h_k) \end{cases} \quad (17)$$

$$B_{oi} = \begin{cases} \mu A_{pi} / \Delta t_j & m_{a1} > 2(h_c - h_k) \\ 0 & m_{a1} \leq 2(h_c - h_k) \end{cases} \quad (18)$$

$$D_{oi} = k_o I_i B_{ppi} \cos(\arctan I_i) \quad (19)$$

$$G_{oi} = C_{oi} + Q_{si}^m - Q_{si-1} - Q_{fi} \quad (20)$$

$$C_{oi} = \begin{cases} \mu A_{pi} m_{aoi}^2 / (4[h_c - h_k] \Delta t_j) & m_{a1} \leq 2(h_c - h_k) \\ \mu A_{pi} m_{aoi} / \Delta t_j & m_{a1} > 2(h_c - h_k) \end{cases} \quad (21)$$

$$Q_{si}^m = D_{oi} (Z_{ppi} - Z_{spi}) \quad (22)$$

(Uwaga: jeśli m_{a1} i m_{ao} należą do różnych zakresów, wzory na C_o są nieco inne). W zależności od reżimu retencji równanie (16) ma dwa rodzaje rozwiązań:

$$m_{a1} = \begin{cases} (\sqrt{D_{oi}^2 + 4A_{oi}G_{oi}} - D_{oi}) / (2A_{oi}) & m_{a1} \leq 2(h_c - h_k) \\ G_{oi} / (D_{oi} + B_{oi}) & m_{a1} > 2(h_c - h_k) \end{cases} \quad (23)$$

Rzędną zwierciadła wody gruntowej można wyliczyć ze wzoru:

$$H_s = Z_{pp} - h_k - m_{a1} \quad (24)$$

7. Warunki graniczne

Dla jednoznaczności rozwiązania równania (16) konieczna jest znajomość warunku początkowego i warunków brzegowych na końcach pasa. Wyznaczenie warunku początkowego stanowi odrębny problem i będzie omawiane w następnym punkcie.

Przy założonych spadkach oraz miąższościach wymiana przez wododział jest minimalna i można ją pominąć. W pierwszym węźle zatem przyjęto: $Q_{s1} = 0$. Na przeciwnym krańcu pasa znajduje się koryto cieku drenującego, w którym stan wody jest znany. Będzie to zatem warunek typu Dirichleta. Jedyną trudność może polegać na tym, że końcowy odcinek pasa przebiega przez stosunkowo płaskie dno doliny. Nie jest wtedy spełniony warunek niezależności przepływu od spadku zwierciadła. Jeśli sytuacja taka ma miejsce tylko na ostatnim odcinku Δy_{lp} (wąskie dno doliny), rozwiązanie można uzyskać iterując wartość spadku I zgodnie ze spadkiem zwierciadła wód gruntowych. Gdyby jednak terasy objęły większy fragment modelu, przedstawiony tu algorytm zawodzi i konieczne jest zastosowanie algorytmu pośredniego, uwzględniającego paraboliczną zależność przepływu poziomego od miąższości strefy aeracji m_{a1} .

8. Warunek początkowy

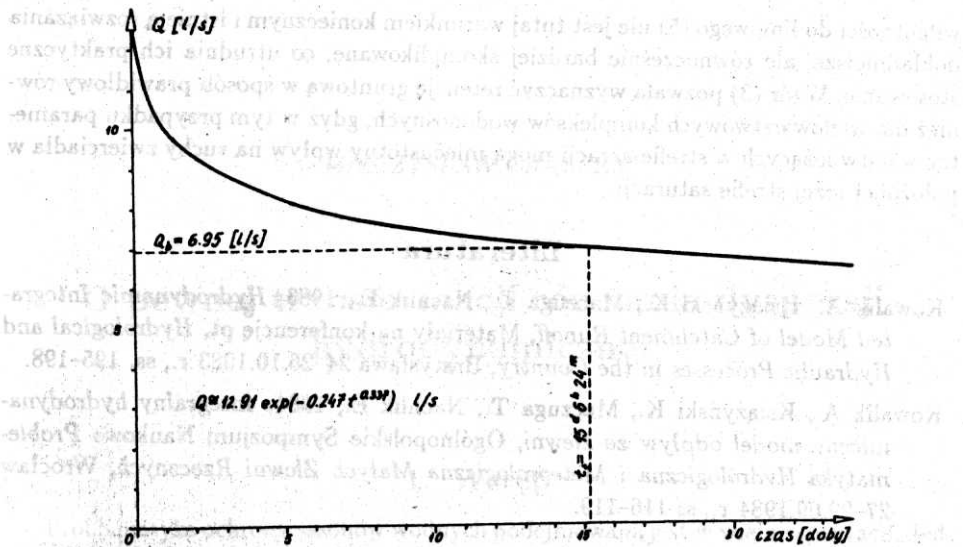
Trudność określenia stanu początkowego zlewni polega na tym, że już teraz konieczna jest ilościowa zgodność wszystkich uczestniczących w odpływie procesów hydrologicznych. Efektem tej zgodności jest otrzymanie w wyniku symulacji zadanych wartości przepływów początkowych we wszystkich przekrojach wodowskazowych cieków głównego. Nie jest to zadanie proste, gdyż wymaga ono zgodności zarówno przepływów na poszczególnych odcinkach cieków, jak i odpływów podziemnych, te zaś są funkcją stanów. Możliwość bezpośredniego wyznaczenia stanów wód gruntowych w terenie należy dla zlewni górskiej z góry odrzucić. Przy małych miąższościach i przewodnościach oraz silnej niejednorodności warstwy wodonośnej błędy pomiarów punktowych są tak duże, że uzyskane wyniki nie mają żadnej wartości. Pozostaje zatem identyfikacja tych stanów na podstawie przepływów. W momencie początkowym zakłada się z reguły brak opadów (często w dłuższym okresie) i w efekcie takie obniżenie stanów wód gruntowych, że spływ powierzchniowy nie występuje, a odpływ podziemny bezpośrednio zasila istniejące ciek. Przed rozpoczęciem symulacji muszą być znane stany początkowe pomierzone w kilku przekrojach wodowskazowych cieków oraz charakterystyki geometryczne, hydrogeologiczne i pokrycie zlewni.

Znajomość krzywych wydatku w przekrojach wodowskazowych pozwala na określenie na podstawie stanów również przepływów w przekrojach pomiarowych. Bilans przepływów na międzywodowskazowym odcinku cieków pozwala na wyznaczenie odpływu podziemnego z przyległej części zlewni. Zwykle jednak część ta jest zeschematyzowana na kilka pasów obliczeniowych. Jeśli pasy różnią się tylko szerokością można z pewnym przybliżeniem dokonać równomiernego podziału wyznaczonego odpływu proporcjonalnie do niej. Zabieg ten pozwala na przeprowadzenie identyfikacji w obrębie pojedynczego pasa. W przeciwnym wypadku identyfikacja winna być prowadzona dla całego odcinka bilansowego łącznie.

W okresie bezopadowym odpływ podziemny odbywa się w całości kosztem retencji gruntowej, powodując stałe opadanie wód podziemnych. To z kolei jest przyczyną stopniowego obniżania się wydatku zgodnie z krzywą regresji opisywaną wzorem (rys. 4):

$$Q = Q_0 \exp(-\alpha \sqrt{t}) \quad (25)$$

Odpływ osiąga maksymalną wartość w przypadku, gdy w ostatnim węźle zwierciadło wody wystąpi na powierzchnię gruntu - przepływy w wyższej części zlewni muszą zapewnić ten warunek. Przepływ zanika do zera po czasie nieskończenie długim. Jeśli zatem wyznaczony z bilansu dla fragmentu zlewni odpływ podziemny jest niższy od maksymalnego, zawsze możliwe jest znalezienie takiej wartości czasu t_j , dla której uzyska się odpływ zadany. Podtopienie ostatniego węzła przy braku splywu i opadów na całej zlewni wystąpi z pewnością w momencie zaniku splywu w tym węźle po ustaniu poprzedniego deszczu. Zwierciadło wody gruntowej będzie wtedy w pozostałych węzłach bliskie powierzchni. Dokładne jego położenie nie ma większego znaczenia ze względu na malejący z czasem wpływ stanu początkowego i długie na ogół (rzędu



Rys. 4. Regresja odpływu gruntowego

tygodni) czasy regresji. Wystarczy przyjąć dla całego fragmentu zlewni stan wód gruntowych na powierzchni terenu. Identyfikacja warunku początkowego polegać będzie teraz na wyznaczeniu metodą prób i błędów wymaganego czasu regresji i określeniu przy użyciu modelu odpowiadających mu stanów. Można tego dokonać w jednym kroku czasowym $\Delta t = t_i$, gdyż model jest odporny na stosowanie długich przyrostów, a nie jest wymagana wysoka dokładność tego typu obliczenia. Przy poszukiwaniu rozwiązania wygodnie jest korzystać z metody podziału, przy czym górną granicę czasu regresji można wyznaczyć powiększając ten czas w ciągu geometrycznym lub z krzywej (25), której parametry poprawia się w kolejnych krokach (metoda szybsza).

Gdyby jednak okazało się, że odpływ rzeczywisty jest wyższy od maksymalnego oznacza to, że błędnie określone zostały parametry hydrogeologiczne. Największym błędem obarczony bywa średni współczynnik filtracji, korektę można więc zacząć od niego nie przekraczając jednak przedziału ufnosci.

9. Realizacja i zastosowanie modelu

Przedstawiony tu model infiltracji i odpływu podziemnego, stanowiący jeden z elementów składowych hydrodynamicznego modelu odpływu ze zlewni, został zrealizowany numerycznie w języku FORTRAN 77 na mikrokomputerze IBM PC-XT. Symulacja przeprowadzona dla danych dotyczących zlewni Kamiennej Górnej (Sudety), Ochońnicy i Kamienicy Nawojowskiej (Beskidy) wykazała sprawność modelu i poprawność uzyskiwanych wyników.

Ponadto opisany w punkcie 4 wzór na retencję gruntową (3) może znaleźć szersze zastosowanie. Pozwala on bowiem na użycie równania Boussinesqa również w przypadkach wilgotnych gruntów słabo przepuszczalnych. Oczywiście uproszczenie rozkładu

wilgotności do liniowego (5) nie jest tutaj warunkiem koniecznym i istnieją rozwiązania dokładniejsze, ale równocześnie bardziej skomplikowane, co utrudnia ich praktyczne stosowanie. Wzór (3) pozwala wyznaczyć retencję gruntową w sposób prawidłowy również dla wielowarstwowych kompleksów wodonośnych, gdyż w tym przypadku parametry warstw leżących w strefie aeracji mogą mieć istotny wpływ na ruchy zwierciadła w położonej niżej strefie saturacji.

Literatura

- Kowalik A., Książyński K., Maczuga T., Nachlik E., 1983, *Hydrodynamic Integrated Model of Catchment Runoff*, Materiały na konferencję pt. *Hydrological and Hydraulic Processes in the Country*, Bratysława 24–26.10.1983 r., ss. 195–198.
- Kowalik A., Książyński K., Maczuga T., Nachlik E., 1984, *Integralny hydrodynamiczny model odpływ ze zlewni*, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe *Problematyka Hydrologiczna i Meteorologiczna Małych Zlewni Rzecznych*, Wrocław 27–29.09.1984 r., ss 116–119.

Summary

In this paper a discrete mathematical model of infiltration and underground outflow for mountain and piedmont catchments has been presented. In particular big slopes as well as small thickness and weak conductivity of water bearing layer have been taken into account. In the model a retention formula especially derived for a soil profile with small (in comparison with the size of capillary zone) thickness of the unsaturated zone, has been used. This formula is a generalization of a standard retention expression widely applied in the Boussinesq equation. The equation of ground water flow, appropriately modified for constant slopes of the water level has been used. In addition a method of initial condition identification is showed. The method is basing on the outflow from a considered river supplied by the underground outflow.