

*Małgorzata Gutry-Korycka*

## PROCESY ZASILANIA ROZTOPOWEGO JEDNOSTKOWEJ POWIERZCHNI ZLEWNI

### WSTĘP

Celem badań było opracowanie jednowymiarowej wersji modelu matematycznego zasilania roztopowego powierzchni kolumny glebowej pokrytej fitocenozą leśną. Model matematyczno-fizyczny opisujący procesy składowe na styku atmosfery, biosfery i pedosfery w okresie zimowym jest bardzo złożony. Złożoność ta wynika także z różnych form opadów atmosferycznych, ciekłych, stałych i mieszanych, które podlegają transformacji przesuniętej w czasie.

Do procesów składowych decydujących o tej transformacji należą: przechwytywanie przez roślinność różnych form opadów, ociekanie opadów ciekłych z pokrywy roślinnej, parowanie opadów ciekłych i stałych z retencji intercepcji pokrywy śnieżnej oraz procesy topnienia śniegu na koronach drzew i glebie, przygotowujące warstwę opadu stałego do topnienia i przekształcenia jej w warstwę odpływu powierzchniowego lub do infiltracji w glebę.

Taki podsystem jest niezbędnym uzupełnieniem modeli hydrologicznych w warunkach zimowych, symulujących hietogram odpływu wody z pola jednostkowego.

Koncepcja modelu matematycznego wyływająca z właściwych podstaw fizycznych umożliwia symulację zasilania roztopowego i opadowo-roztopowego w ciągu całego okresu zimowego. Wejściem do modelu są mierzone wartości elementów meteorologicznych (stan atmosfery), natomiast zdecydowana większość parametrów wchodzących do równań opisujących poszczególne procesy składowe ma sens fizyczny. Wyjściem z modelu jest proces parowania lub sublimacji oraz warstwa wody, która wskutek topnienia przeszła ze stanu stałego w stan ciekły; stanowi ona wejście do następnych dwóch procesów: spływu roztopowego po stoku lub infiltracji w glebę.

Grubość pokrywy śnieżnej i jej gęstość, mierzone na glebie leśnej, służą w modelu zasilania roztopowego do wyznaczenia warunków początkowych procesów topnienia i odcieku wody roztopowej na koronach i glebie. Tak skonstruowany model fizyczny może znaleźć zastosowanie także w ekologii leśnej.

Intensywność wymiany masy i energii (strumień energii i wilgoci) można ograniczyć do czterech komponentów:

- procesów akumulacji i transformacji opadu stałego, mieszanego i ciekłego na koronach drzew,
- procesów wymiany energii cieplnej w pokrywie roślinnej z ośrodkami otaczającymi (atmosfera, gleba),
- przemian fazowych wody w obrębie pokrywy śnieżnej zatrzymanej przez korony drzew i glebę leśną,
- odsączania (perkolacji) wody roztopowej z warstwy śniegu zalegającej na glebie leśnej.

Schemat struktury fizycznego modelu akumulacji, transformacji i topnienia, z uwzględnieniem podsystemów opisujących procesy składowe oraz ich wzajemne interakcje przedstawia fig. 1.

Analizę procesów fizycznych przeprowadzono na modelu dwuwarstwowym /pierwszą warstwę stanowią korony drzew, zaś drugą gleba leśna/, reprezentującym quasi-jednorodną powierzchnię jednostkową.

Opis strumieni wilgoci i energii, przenikających z atmosfery do roślinności i gleby, składa się z następujących komponentów:

- akumulacji śniegu i opadu mieszanego w postaci retencji powierzchniowej okresowo zatrzymanej przez szatę roślinną i grunt,
- wymiany energetycznej z ośrodkami otaczającymi /atmosferą, roślinnością, glebą/,
- przemian fazowych wody w pokrywie śnieżnej zatrzymanej przez korony drzew i glebę leśną,
- odsączania wody roztopowej w wyniku perkolacji przez warstwę śniegu i jej odciekania grawitacyjnego.

Dotychczasowe próby opisu matematycznego transformacji opadów stałych i mieszanych, w dobowych przedziałach czasu, były bardzo uproszczone, uwzględniały wpływ tylko wybranych parametrów meteorologicznych: temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru /Bultot, Dupriez, 1976/.

Stan fizyczny, w jakim występuje opad w okresie zimowym, oraz zespół zmiennych meteorologicznych jemu towarzyszących, warunkuje wymianę w postaci strumienia wilgoci i energii.

Wejściem do modelu jest opad ciekły, mieszany lub stały w formie warstwy wody w mm, otrzymanej w wyniku stopnienia śniegu o grubości 1 cm. Zatrzymanie opadów stałych, a więc ich akumulacja na koronach drzew i na glebie, zależy od początkowych zasobów ciepła, zgromadzonych w tych ośrodkach w okresie poprzedzającym.

O właściwościach kohezyjnych /utrzymujących opad stały/ decydują czynniki meteorologiczne, zwłaszcza temperatura i wilgotność powietrza oraz prędkość wiatru, mające bezpośredni wpływ na wzrost szorstkości ulistnienia w drzewostanie. Najbardziej sprzyjające warunki do kohezji, a więc akumulacji

śniegu na koronach drzew, występują przy małej insolacji, nieznacznych prędkościach wiatru i sukcesywnie obniżającej się temperaturze powietrza poniżej temperatury zamarzania /Hoover i Leaf, 1967/.

Akumulacja śniegu, śniegu z deszczem i tempo topnienia w ekosystemach leśnych są dwoma krytycznymi zmiennymi w okresie zimowym. Aby zatem dobrze rozpoznać procesy, od których one zależą, należy opisać za pomocą równań: przewodnictwo ciepła, zmiany gęstości śniegu w rezultacie kompaktacji oraz warunki do odsączania deszczu i stopionego śniegu.

Procesy wymiany ciepła między pokrywą śnieżną a atmosferą, określające zmiany energetyczne w niej zachodzące, decydują o tempie topnienia. Z punktu widzenia bilansu energii zmiana zasobów ciepła, powstająca w wyniku przewodzenia ciepła, konwekcji i promieniowania, jest według Kupczyk /1980/, Kuusisto /1984/ oraz Waringa i Schlesingera /1985/ sumą następujących strumieni energetycznych:

- utajonego ciepła pary wodnej /597 cal/g przy temp. 0°C, czy  $2.4 \times 10^3 \text{ J/g}$ / przez kondensację wody oraz straty ciepła w procesie parowania czy sublimacji śniegu,
- przenoszenia konwekcji utajonego ciepła z powietrza,
- ciepła adwekcji opadów ciekłych,
- przenoszenia promieniowania netto /promieniowania różnicowego/,
- przewodnictwa ciepła z powierzchni gleby i roślinności,
- utajonego ciepła zamarzania cieczy w przesyconej wodą pokrywie śnieżnej,
- strat ciepła spowodowanych samym topnieniem pokrywy śnieżnej.

Przenoszenie ciepła utajonego do powierzchni pokrywy śnieżnej na koronach i glebie jest kontrolowane przez deficyt pary wodnej i turbulencję atmosfery. Natomiast procesy przenoszenia wilgoci obejmują opis przemian fazowych wody i przemieszczanie się wody w postaci ciekłej w obrębie rozpatrywanej warstwy śniegu. Opisy fizyczno-matematyczne wymienionych strumieni energetycznych i strumieni wilgoci zostały szeroko omówione przez Kupczyk /1980/ i wykorzystane w strukturze prezentowanego modelu.

Zastosowanie pełnych równań dynamicznych do symulacji odmiennych rodzajów zasilania nie było możliwe. Uproszczenia dotyczyły postaci równań i identyfikacji parametrów wykorzystujących dostępne pomiary hydrometeorologiczne i biometryczne.

Pierwsza wersja dwuwarstwowego modelu symulacyjnego zasilania jednostkowej powierzchni quasi-jednorodnej odnosi się do 4 podsystemów. Większość równań dotyczących wymiany ciepła i wilgoci wykorzystano z badań Kupczyk /1980/ i Jaworskiego /1989/, natomiast charakterystyki fizyczne wody, lodu, śniegu, powietrza, gleby i roślinności zostały zaczerpnięte z tablic fizycznych (Staniszewski, 1979) i z pomiarów dendrometrycznych.

Jako podstawowy krok czasowy przyjęto jedną dobę, w przyszłości jednak przewiduje się opracowanie modelu symulacyjnego w wersji dwunastogodzinnej /noc, dzień/.

Algorytm obliczeń i schemat numeryczny powiązań podsystemów zamieszczono na fig. 1.

Na początku schematu obliczeniowego wprowadzono sześć instrukcji warunkowych. Dwie pierwsze determinują dalszą drogę obliczeń na podstawie informacji, czy na koronach drzew lub na powierzchni gleby występuje pokrywa śnieżna / $HPSK \geq 0$ ,  $HPSG \geq 0$ /. Jeżeli z godziny 6,00 GMT otrzymamy informację o braku pokrywy śnieżnej na koronach i glebie, sprawdzamy, czy w analizowanej dobie wystąpił opad i w jakiej postaci. Zależnie od rodzaju opadu (deszcz HD, lub śniegu HS, deszczu ze śniegiem HDS) oraz temperatury gleby TG i ulistnienia drzew TR będzie on akumulowany lub nastąpi jego natychmiastowe topnienie w warstwie koron lub gleby. Możliwość wystąpienia jednego lub drugiego wariantu jest określona na podstawie bilansu cieplnego górnej (10 cm) warstwy gleby, którą uznano za reprezentatywną także dla temperatury liści i warstwy śniegu. Temperatura opadu śniegu lub deszczu ze śniegiem została przyjęta zgodnie z poglądem Kupczyk /1980/, na podstawie temperatury termometru zwilżonego TW w okresie trwania opadu stałego.

W przypadku opadu mieszanego przyjmowano podział formalny, tzn. 1/2 uznano za opad stały, a 1/2 za ciekły. Przemiana 1/2 opadów stałych w stan ciekły była badana za pomocą bilansu cieplnego na granicy liście korony — gleba — śnieg.

Przy rozpatrywaniu transformacji opadu ciekłego w koronach drzew (intercepcji deszczu) korzystamy z dynamicznego równania bilansu wodnego pokrywy roślinnej i algorytmu opracowanego przez Gutry-Korycką i Soczyńską (1986). Parowanie aktualne obliczono w funkcji parowania potencjalnego w okresie trwania zimnego deszczu i wprowadzono model fizyczny Montheitha — van Bavela adaptowany przez Jaworskiego (1985). Przyjęto ponadto założenie, że w okresie zimnego deszczu oporność dyfuzyjna gleby i oporność stomatyczna ulistnienia jest znikoma, zatem można ją pominąć.

Natępna decyzja dotyczy warunków akumulacji śniegu  $\Delta HPSK$  lub natychmiastowego jego topnienia na koronach drzew i glebie leśnej według takiego samego algorytmu warunkowego (fig. 1). Retencjonowanie pokrywy śnieżnej na koronach drzew zachodzi dotąd, aż będzie spełniony warunek maksymalnego utrzymania warstwy śniegu.

Schemat numeryczny opadu netto i zasilania roztopowego jednostkowej powierzchni quasi-jednorodnej fitocenozy leśnej (wersja dobowa)

[model dwuwarstwowy]

- wejsie lub bloki transformacji ciepła i wilgoci
- bloki akumulacji opadu statego
- zasilanie

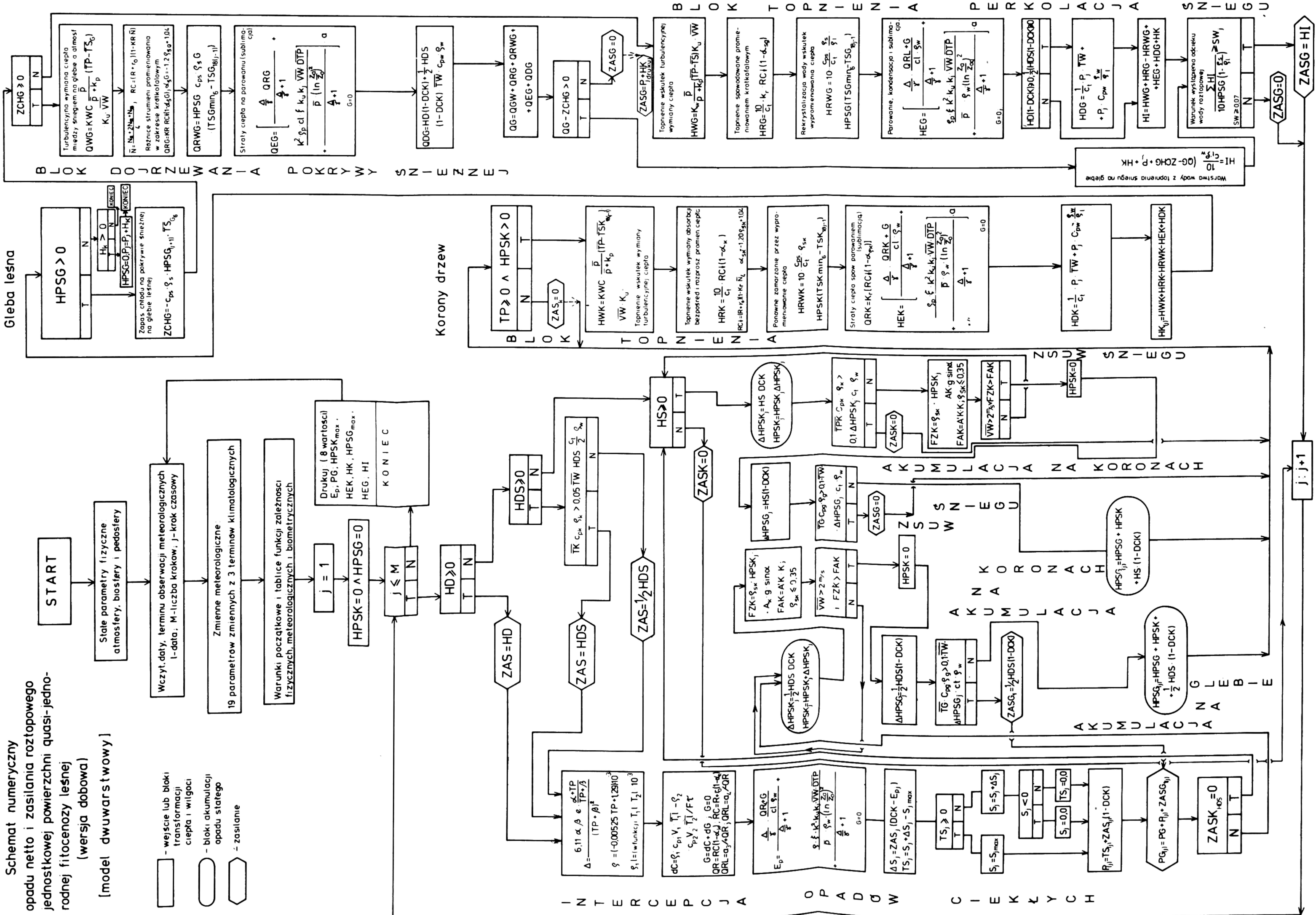


Fig. 1 Schemat numeryczny obliczeń opadu netto i zasilania roztopowego w okresie zimowym jednostkowej powierzchni leśnej  
Flow diagram of the net precipitation and snowmelt alimentation calculation in the unit homogeneous forest area

## AKUMULACJA POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA KORONACH I GLEBIE LEŚNEJ

Rozpatrywane są dwie składowe akumulacji śniegu w zależności od środowiska. Pierwszą jest retencja śniegu i śniegu z opadu mieszanego na koronach drzew, druga zaś obejmuje zatrzymywanie opadów stałych na glebie. Oba te procesy, oprócz warunków bilansu energetycznego, zależą od gęstości i zwartości pułapu leśnego DCK. Akumulacja śniegu na koronach może być zatem obliczona z równania:

$$\text{HPSK} = \text{HS} \vee 1/2 \text{ HDS} (1 - \text{DCK}) \quad (1)$$

Natomiast dalsze osadzanie śniegu na koronach określa się z równania kolejnych przyrostów retencji powierzchniowej HS i HDS:

$$\Delta \text{HPSK}_{(j+1)} = \text{HPSK}_j + \Delta \text{HPSK}_{(j+1)} \quad (2)$$

Warstwa pokrywy śnieżnej utrzymująca się na liściach stanowi wejście do podsystemu topnienia, tj. ociekania. W każdym kroku czasowym badamy warunki fizyczne potrzebne do utrzymania się śniegu na koronach. Decydują o nich dwie siły: utrzymująca-kohezyjna i zsuwająca. Są one zależne od czynników meteorologicznych i rodzaju płatków śniegu. Siła zsuwająca, działająca na jednostkową powierzchnię korony, odpowiada sile ścinającej warstwę śniegu z koron. Siła ścinająca może być obliczona z równania:

$$F_z = F A_k \sin \bar{\alpha}_k \quad (3)$$

gdzie:  $A_k$  - powierzchnia koron drzew,  $\bar{\alpha}_k$  - średni kąt nachylenia gałęzek i korony,  $F$  - siła ciężenia pokrywy śnieżnej zatrzymanej na koronach, równa  $mg$  (Newark, 1984), gdzie:  $m$  - masa śniegu,  $g$  - przyspieszenie ziemskie

Stąd:

$$F_z = \rho_k \text{HPSK} A_k g \sin \bar{\alpha}_k \quad (4)$$

gdzie:  $\rho_k$  - gęstość śniegu na koronach.

Powierzchnia koron drzew  $A_k$  może być traktowana jako pole stożka o znanym promieniu podstawy  $r$ , wartości tworzącej  $l$  i wysokości średniej korony  $\bar{h}_k$ ; parametry te są znane z pomiarów dendrometrycznych; wówczas:

$$A_k = \Pi r (r + l_i) \bar{h}_k \quad (5)$$

Siła utrzymująca śnieg  $F_k$ , a więc równoważąca ciężenie warstwy śniegu na koronie, jest równa sile wytrzymałości warstwy śniegu na ścinanie, a więc zależy od kohezji śniegu. Siła kohezji określa wzajemne przyciąganie płatków śniegowych. Siły kapilarne pojawiają się w warstwie śniegu w związku z formowaniem wklęsłych menisków w porach śniegowych, jako rezultat współdziałania siły adhezji i kohezji.

Siła wytrzymałości śniegu  $F_k$ , działająca w jednostkowym polu korony, jest zależna od kohezji:

$$F_k = A_k K \quad (6)$$

gdzie:  $K$  — wartość kohezji śniegu, określona jako funkcja liniowa trzech zmiennych: lepkości śniegu  $\eta$ , temperatury powietrza  $TP$  i gęstości śniegu na koronach  $\rho_k$ .

O równowadze sił oddziałujących na pokrywę śnieżną zatrzymaną w strefie koron decyduje ponadto prędkość wiatru, która została przyjęta za Parczewskim (1960) jako wartość krytyczna ( $v \leq 2$  m/s). Jest to wartość graniczna dla turbulencji powietrza. Ponadto lepkość śniegu, decydująca o adhezji, zależy od gęstości śniegu na koronach, przy czym w literaturze przyjmuje się gęstość śniegu  $\rho \leq 0,35$ , jako wartość krytyczną dla kohezji. Przyjmujemy, że kohezja śniegu na koronie

$$K = \lim \frac{\Delta v}{\Delta HPSK} = \rho \frac{\Delta v}{\Delta HPSK} \quad (7)$$

i może być zanedbywana przy bardzo małej prędkości początkowej zsuwu śniegu, którą przyjęto jako  $\Delta v = 0,001$  cm/s

Warunek utrzymywania śniegu na koronie występuje przy układzie sił  $F_k > F_z$ . Jeśli natomiast  $F_z > F_k$ , wówczas następuje mechaniczny zsuw i osypywanie masy śniegu z gałęzi i liści na grunt leśny.

Przenikanie śniegu i opadu mieszanego przez korony do gruntu leśnego można obliczyć z równania:

$$\Delta HPSG = HS \vee 1/2 HDS (1 - DCK) \quad (8)$$

Zmiany retencji śniegu na glebie leśnej, aż do uzyskania maksymalnego stanu akumulacji śniegu, obliczamy wg:

$$\Delta HPSG_{(j+1)} = HPSG_{(j)} + \Delta HPSG_{(j+1)} \quad (9)$$

W chwili powstania zsuwu śniegu  $HPSK = 0$

Po uzyskaniu przez grunt porcji śniegu ze zsuwu z koron zmianę retencji całkowitej na glebie obliczamy wg:

$$\begin{aligned} \Delta HPSG &= HPSK + HS \wedge 1/2 HPS (1 - DCK) \\ HPSG &= HPSG + HPSK + HS \wedge 1/2 HPS (1 - DCK) \end{aligned} \quad (10)$$

Dalsze procesy, jakie zachodzą na pokrywie śnieżnej zatrzymanej na glebie leśnej, opisywane są w podsystemie topnienia.

## TOPNIENIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ ZATRZYMANEJ NA KORONACH DRZEW

Proces topnienia pokrywy śnieżnej zatrzymanej na koronach drzew, składa się ze strumieni lub kropelek wody powstających w wyniku dopływu ciepła dochodzącego z atmosfery. Ze względu na krótki czas zalegania pokrywy śnieżnej na koronach najczęściej nie dochodzi do znaczących zmian w strukturze śniegu w związku z przemianami fazowymi, jak w przypadku dłuższego utrzymywania się pokrywy śnieżnej na gruncie leśnym. Śnieg zretencjonowany

na koronach jest najczęściej świeży, lekki (puch), o małej gęstości i zmiennej porowatości, ze względu na duże napowietrzenie ze wszystkich stron ulistnienia na skutek bezpośredniego kontaktu z atmosferą.

Z tego powodu zakłada się, że w koronach drzew nie mają znaczenia straty ciepła likwidujące zapas chłodu w zalegającej pokrywie śnieżnej.

Zgodnie z tym założeniem rozpatrujemy w poziomie pierwszym — czyli koronach drzew — wyłącznie topnienie. Składa się ono z następujących składowych.

1) HWK — topnienia spowodowanego dopływem ciepła w procesie wymiany turbulencyjnej między atmosferą a pokrywą śnieżną zatrzymaną na koronach:

$$HWK = KWC \frac{\bar{p}_s}{\bar{p}_s + k_p} (\bar{T}_P - \bar{T}_S) Ku \bar{v}_w \quad (11)$$

gdzie:

KWC — dobowy współczynnik wymiany ciepła między atmosferą a pokrywą śnieżną,  $\bar{p}_s$  — ciśnienie atmosferyczne,  $k_p$  — współczynnik bezwymiarowy wyznaczony jako stosunek ciśnienia powietrza na poziomie punktu obserwacyjnego do ciśnienia na poziomie morza,  $Ku$  — współczynnik redukujący prędkość wiatru w strefie koron ( $Ku = 0,8$ ),  $\bar{v}_w$  — prędkość wiatru.

2) HRK — topnienie na skutek radiacji słonecznej (insolacji) w zakresie krótkofalowym, które odbywa się najintensywniej w godzinach południowych

$$HRK = \frac{10}{c_t} Kr RC\downarrow (1 - \alpha_{sk}) \quad (12)$$

gdzie:

$c_t$  — ciepło topnienia śniegu w zależności od gęstości śniegu,  $RC\downarrow$  — promieniowanie przychodzące z atmosfery,  $Kr$  — współczynnik określający średnią przepuszczalność promieniowania całkowitego dochodzącego do koron zależny od gęstości pokrywy roślinnej; Wartość współczynnika  $Kr$  przyjęto za Kuusisto (1984), równą 0,8,  $\alpha_{sk}$  — albedo śniegu na koronach, w zależności od współczynnika zszarzenia śniegu, rodzaju i czasu jego zalegania.

3) HRWK — wysokość warstwy strumienia wody, który ulega ponownemu zamrażnięciu na skutek wypromieniowania ciepła z pokrywy śnieżnej:

$$HRWK = 10 \frac{CPS}{c_t} \frac{\rho_{sk}}{\rho_t} HPSK (TSK_{Min_6} - TSK_{18}) \quad (13)$$

gdzie:

TSK — temperatura minimalna śniegu na koronach o godz. 6 rano i terminowa o godz. 18.



W tym strumieniu zawiera się rekrytalizacja wody topniejącej na skutek wypromieniowania ciepła do atmosfery.

4) Kolejnym elementem jest ubytek lub dopływ wody HEK w pokrywie śnieżnej na koronach, powstający w procesie parowania, sublimacji i kondensacji.

O tym procesie wymiany decyduje człon radiacyjny.

$$\text{HEK} = \frac{10 \frac{\Delta}{\gamma} \frac{\text{QRK} + G}{c_l \rho_w} + \frac{\rho_p \varepsilon K^2 k_u k_j \bar{v}_w \bar{DTP}}{p \rho_w (\ln \frac{z_a}{z_0})^2}}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad \text{a} \quad (14)$$

gdzie: QRK - promieniowanie różnicowe w koronach drzew. Przyjmujemy założenie, że zmiany strumienia ciepła skierowanego do gleby G są równe zero, natomiast współczynnik redukujący prędkość wiatru według Jeffreya (1968) przyjęto  $k_u = 0,8$ ; zaś  $z_0$  według równania  $\log z_0 = \log \bar{h}_d - 0,98$ , gdzie  $\bar{h}_d$  — wysokość drzew,  $z_0 = 200$  cm.

5) Ostatnią składową stanowi strumień wilgoci dopływającej do korony w postaci opadów ciekłych zatrzymujących się na koronach HD (1 — DCK), określający topnienie związane z adwekcją deszczu jako efekt ocieplający:

$$\begin{aligned} \text{HDK} &= \frac{1}{c_t} \text{HD} (1 - \text{DCK}) \overline{\text{TW}} + \frac{1}{2} \text{HDS} (1 - \text{DCK}) + \text{ZAS } G_j \\ &= \frac{1}{c_t} \overline{\text{TW}} (\text{HD} + \frac{1}{2} \text{HDS}) \text{DCK} + \text{ZAS } G_j \end{aligned} \quad (15)$$

Warstwa wody powstała w ciągu doby w wyniku topnienia jest algebraiczną sumą wydajności pięciu strumieni topnienia:

$$\text{HK} = \text{HWK} + \text{HRK} + \text{HRWK} \pm \text{HEK} + \text{HDK} \quad (16)$$

Obliczoną warstwą wody w postaci kropelek lub strumieni uznano za skapywanie lub ociekanie topniejącej wody z koron na podłoże leśne.

## TOPNIENIE POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA GLEBIE LEŚNEJ

Następna informacja w modelu dotyczy stanu termicznego pokrywy śnieżnej zretencjonowanej na glebie leśnej w okresie bezpośredniego poprzedzającym topnienia. Stopień przygotowania pokrywy śnieżnej do rozpoczęcia procesu topnienia został określony przez Kupczyk (1980) za pomocą specjalnego wskaźnika termicznego, tzw. zapasu chłodu ZCH.

Jest to wielkość rozumiana jako ilość ciepła niezbędna do podniesienia temperatury śniegu na glebie w całej warstwie do  $0^\circ\text{C}$ .

Wskaźnik zapasu chłodu ZCH ma więc sens fizyczny i jest obliczany z równania:

$$\text{ZCH} = -\text{CPS} \rho_{sG} \text{HPSG} \text{TSG}_6 \quad (17)$$

gdzie: CPS — ciepło właściwe śniegu, HPSG — grubość pokrywy śnieżnej na glebie (residualna),  $\rho_{sG}$  — gęstość śniegu na glebie, TSG<sub>6</sub> — temperatura powierzchni pokrywy śnieżnej na glebie z godz. 6<sup>00</sup> GMT.

W zależności od wyniku oceny stanu termicznego pokrywy śnieżnej na glebie należy wprowadzić blok obliczeń opisujący proces dojrzewania pokrywy śnieżnej lub określający bezpośrednio proces topnienia.

Pierwszy blok obliczeniowy określa zmiany energetyczne w pokrywie śnieżnej (dojrzewanie śniegu przygotowujące do topnienia) aż do momentu uzyskania izotermii na poziomie 0°C.

Drugi blok określa właściwy proces topnienia, zaś trzeci dotyczy intensywności perkolacji, a więc odsączania topniejącej wody (fig. 1).

### BLOK DOJRZEWANIA POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA GLEBIE.

W bloku tym uwzględniono wszystkie źródła dopływu energii cieplnej do śniegu i straty ciepła ze śniegu na glebie, a mianowicie.

- turbulencyjna wymiana ciepła z atmosferą QWG.
- różnicowy strumień promieniowania w zakresie krótkofalowym QRG,
- wypromieniowanie ciepła z pokrywy śnieżnej QRW<sub>6</sub>
- dopływ lub straty ciepła w procesie parowania QEG,
- ciepło opadu ciekłego z ociekania koron drzew QHD.

Równanie turbulencyjnej wymiany ciepła zastosowano w formie uproszczonej według:

$$QWG = KWC \frac{\bar{P}\bar{S}}{\bar{P}\bar{S} + k_p} (\bar{T}\bar{P} - \bar{T}\bar{S}) k_u \bar{v}_w \quad (18)$$

gdzie: KWC — średni dobowy współczynnik wymiany ciepła między atmosferą a powierzchnią pokrywy śnieżnej, który jest funkcją parametrów fizycznych, takich jak:  $Kt$  — współczynnik wymiany turbulencyjnej ciepła,  $\rho_a$  — gęstości powietrza i  $C_p$  — ciepła właściwego powietrza. Wartość współczynnika KWC przyjęto za Kupczyk (1980) równą 2,00.

Gęstość powietrza zmienia się wraz z położeniem rozpatrywanego pola quasi — jednorodnego nad poziomem morza; dlatego parametr KWC nie może być stały. Ażeby uwzględnić wpływ położenia tego pola, Kupczyk (1980) wprowadza do równania bezwymiarowy współczynnik  $k_p = \frac{P\bar{S}}{P_0}$  (stosunek ciśnienia powietrza na poziomie punktu obserwacyjnego w rozpatrywanym polu do ciśnienia na poziomie morza).

Wpływ ciśnienia atmosferycznego na przebieg procesu wymiany ciepła przyjmuje zatem postać:  $\frac{\bar{P}\bar{S}}{\bar{P}\bar{S} + k_p}$

gdzie:  $k_p$  — współczynnik redukujący wartość ciśnienia z poziomu punktu obserwacyjnego, obliczony według stopnia barometrycznego.

Do podstawowych zmiennych meteorologicznych w równaniu tubruencyjnej wymiany ciepła należy temperatura powietrza TP i temperatura powierzchni śniegu na glebie TSG oraz zredukowana prędkość wiatru przy założeniu logarytmicznie zmieniającej się jego prędkości wewnątrz drzewostanu (Jeffrey, 1968). Współczynnik redukujący prędkość wiatru  $K_u$  przyjęto równy 0,2.

Wielkość strumienia ciepła, dochodzącego do pokrywy śnieżnej wskutek promieniowania w zakresie krótkofalowym, została obliczona z wartości albedo  $\alpha_{sG}$  w funkcji gęstości śniegu na glebie (można także traktować go jako bezwymiarowy wskaźnik dojrzałości „szarości” śniegu):

$$\alpha_{sG} = -1,20(\rho_{sG} + 1,04) \quad (19)$$

Przychód energii cieplnej, w wyniku promieniowania QRG dochodzącego do podłoża leśnego, określono z równania:

$$\begin{aligned} \text{QRG} &= \text{RC}\downarrow (1\alpha_{sG}) \text{ wówczas:} \\ \text{QRG} &= \text{RC}\downarrow 1 - [-1,20(\rho_{sG} + 1,04)] \end{aligned} \quad (20)$$

gdzie:  $\text{RC}\downarrow$  — pomierzone promieniowanie całkowite różnicowe (bezpośrednie i rozproszone).

Promieniowanie całkowite różnicowe można określić według:

$$\text{RC}\downarrow = (\text{RC} + r_o) (1 - K_R \cdot \bar{N}_4) \quad (21)$$

gdzie:  $K_R$  — współczynnik określający ekstynkcję, tzn. średnią przepuszczalność promieniowania całkowitego dochodzącego do podłoża leśnego ( $K_R = 0,6$ ),  $\bar{N}$  — średnia wartość zachmurzenia uzyskana z czterech wartości, ale trzech terminów o (6h, 12h, 18h),  $\text{RC} + r_o$  = promieniowanie przychodzące, zredukowane o wartość poprawki zależnej od położenia pola jednorodnego (z tablic słonecznych).

Wypromieniowanie efektywne QRWG wyznaczono z równania:

$$\text{QRWG} = \text{HPSG} \cdot C_{psG} \cdot \rho_{sG} (\text{TS}_{\text{MIN}} - \text{TS}_{18})_{(j-1)} \quad (22)$$

gdzie: HPSG — grubość pokrywy śnieżnej na glebie,  $C_{psG}$  — ciepło topnienia śniegu na glebie,  $\rho_{sG}$  — gęstość śniegu na glebie,  $\text{TS}_{\text{MIN}}$  — temperatura minimalna powietrza przy powierzchni śniegu na glebie o godz. 6 rano w dobie j, którą przyjmuje się jako temperaturę minimalną warstwy powierzchniowej pokrywy śnieżnej,  $\text{TS}_{18}$  — temperatura powierzchni śniegu o godz. 18 doby poprzedzającej (j-1) przy założeniu, że tem-

peratura  $TS$  reprezentuje temperaturę górnej warstwy do 20 cm pokrywy śnieżnej. Do opisu transportu pary wodnej i określenia strat ciepła na proces parowania (sublimacji) wykorzystano równanie Montheita-van Bavela (Jaworski 1989).

Dopływ ciepła z opadów ciekłych QHD przenikających między koronami wynosi:

$$QHDG = 0,1 \left[ HD(1 - DCK) + \frac{1}{2} HDS(1 - DCK) + ZASGj/TW Cpw \right] \rho_w \quad (23)$$

gdzie:  $HD(1-DCK)$  i  $\frac{1}{2} HDS(1-DCK)$  — opad ciekły przenikający do gruntu,  $ZASGj$  — część opadu mieszanego ociekającego z koron bezpośrednio po opadzie,  $TW$  — temperatura termometru wilgotnego,  $Cpw$  — ciepło właściwe wody,  $\rho_w$  — gęstość wody w danej temperaturze powietrza.

Sumując wszystkie składowe przepływy energii cieplnej (strumienie cieplne) otrzymujemy bilans energii, jaką otrzymuje jednostkowa powierzchnia śniegu w okresie doby:

$$QW = QWG + QRG + QRWG \pm QEG + QHDG \quad (24)$$

Jeśli suma energii, która dopłynęła do pokrywy śnieżnej w okresie doby, zrównoważy zapas chłodu, jaki występował na początku doby, pokrywa śnieżna będzie przygotowana do procesu topnienia .

## BLOK TOPNIENIA POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA GLEBIE LEŚNEJ

Obliczenie procesu topnienia polega na ocenie różnych strumieni wody powstałych w wyniku topnienia spowodowanego przez poszczególne procesy dopływu ciepła. W obliczeniach zostały uwzględnione takie same składowe jak w przypadku topnienia pokrywy śnieżnej na koronie (patrz rozdział poprzedni). Założono, że strumień ciepła do gleby  $G$  może być pominięty ze względu na izolację gleby przykrytej śniegiem; wymiana ciepła od dołu jest wówczas bardzo mała.

Niewielkie różnice zostały wprowadzone w przypadku uwzględnienia ocieplającego efektu adwekcji opadu ciekłego z ociekania koron:

$$HDG = \frac{1}{Ct} \left[ HD(1 - DCK) \right] + \frac{1}{2} HDS(1 - DCK) + ZASG/TW \quad (25)$$

Warstwa wody powstająca w wyniku topnienia jest algebraiczną sumą wydajności wymienionych pięciu procesów składowych topnienia:

$$H = HWG + HRD + HRWG - HEG + HDG \quad (26)$$

## WARUNKI ODSĄCZANIA WODY Z TOPNIEJĄCEJ POKRYWY ŚNIEŻNEJ

Przemieszczanie się wody z topniejącej pokrywy śnieżnej na glebie odbywa się w dwóch etapach: jako pionowy ruch strumienia wody przez warstwę nienasyconą śniegu i spływ po powierzchni gleby w obrębie utworzonej cienkiej warstewki nasyconej.

W przypadku opracowywanego modelu uwzględniono tylko pionowy gradient przemieszczania wody w warstwie nienasyconej, tworzący dobową falę odcieku z jednostkowej objętości śniegu w polu quasi-jednorodnym.

Gradient poziomy odsączania zgodny ze spadkiem stoku jest już zagadnieniem odrębnym, związanym z formowaniem się spływu powierzchniowego. Kupczyk, Bogdanowicz (1978) i Kupczyk (1980) wyrażają pogląd, że odsączanie się wody z pokrywy śnieżnej następuje dopiero po wypełnieniu pojemności kapilarnej ośrodka porowatego. Pojemność kapilarna SWI (*irreducible water saturation*) zależy głównie od porowatości i geometrii ośrodka. Przyjęto zatem uproszczenie, że wartość  $SWI = 0,07 S$  w przypadku dojrzałej pokrywy śnieżnej (homogenicznej w budowie pionowej) o rozmiarach kryształów 2 mm, w niewielkim stopniu zmetamorfizowanej ( $S$  — oznacza pełną saturację ośrodka porowatego).

Warunkiem wystąpienia odcieku pionowego jest przekroczenie wartości zadanej SWI. Odciek pionowy warstwy roztopowej z pokrywy śnieżnej HI jest zależny od nasycenia, tzn. od stosunku objętości wody do objętości porów. Warunek wystąpienia odcieku z jednostkowego słupa śniegu o wysokości HPSG został obliczony według zależności:

$$\frac{\sum_{i=1}^i HI}{10 HPSG \left(1 - \frac{\rho_{sG}}{\rho_l}\right)} \geq 0,07 \quad (27)$$

gdzie:  $\Sigma HI$  — warstwa wody utworzona w wyniku topnienia pokrywy śnieżnej wraz z opadami przenikającymi bezpośrednio na glebę i ociekaniem koron drzew, docierającymi do gleby od początku okresu roztopowego.

Wyrażenie  $\left(1 - \frac{\rho_{sG}}{\rho_l}\right)$  określa w sposób przybliżony objętość porów w jednostkowej objętości śniegu na glebie,  $\rho_l$  — gęstość lodu =  $0,92(g^{-1} \cdot cm^{-3})$ , przy temperaturze  $0^\circ C$ .

Efekt zatrzymywania kapilarnego pomijano jako mało znaczący po wypełnieniu pojemności kapilarnej.

Program numeryczny w wersji dobowej i algorytmy do symulacji zasilania roztopowego zostały opracowane przez mgr T. Desperat w Centrum Informatycznym UW.

#### LITERATURA

- Bultot F. Dupriez G. W., 1976, *Conceptual hydrological model for an average-sized catchment area I. Concepts and relationships*, Journ. Hydrol. 29
- Geomorfologia dynamiczna*, 1985, praca zbiorowa pod red. C. Embletona i J. Thornesa (tłumacz. z ang.), PWN, Warszawa.
- Gutry-Korycka M., 1984, *Mathematical-physical model of interception process in the plant canopy*, Proceedings of the fifth Northern Research, Basin Symposium X Vierumäki, Finland.
- Gutry-Korycka M., 1985, *Matematyczno-fizyczne aspekty procesu intercepcji szaty roślinnej w okresie zimowym*, Przegl. Geofiz. 4.
- Gutry-Korycka M., Soczyńska U., 1986, *Model of interception of plant canopy*, Mat. z konf. w Krakowie, Hydrological processes in the Catchment.
- Hoover M. D., Leaf Ch., 1967, *Process and significance of interception in Colorado Subalpine forest*, International Symposium on forest hydrology in Pennsylvania University, Pergamon Press, London.
- Jaworski J., 1985, *Modelowanie procesu parowania terenowego na podstawie badań teoretycznych i eksperymentalnych*, IMGW, Mat.Bad. Seria: Hydrologia i Oceanologia Nr 10, Warszawa
- Jaworski J., 1989, *Procesy hydrologiczne. Fizycznogeograficzne podstawy modelowania*, PWN, Warszawa.
- Jeffrey W. W., 1968, *Snow hydrology in the forest environment*, Snow Hydrology, Proceedings of Workshop Seminar IHD, Ottawa.
- Kupczyk E., Bogdanowicz E., 1978, *Modelowanie matematyczne procesu topnienia śniegu. Cz.II. Procesy przenoszenia wilgoci*, Wiadomości IMGW, T. IV (XXV), z. 2-3, Warszawa.
- Kupczyk E., 1980, *Matematyczny model procesu topnienia pokrywy śnieżnej w zlewni rzecznej*, Mat. Bad. IMGW, Seria Hydrologia i Oceanologia
- Kuusisto E., 1984, *Snow accumulation and snowmelt in Finland* National Board of Waters, Helsinki Rub. Nr 55.
- Parczewski W., 1960, *Klasyfikacja przedziałów prędkości wiatru w zastosowaniu do opracowań klimatycznych i bioklimatycznych*, Przegl. Geof. z. 2.
- Staniszewski B., 1979, *Wymiana ciepła*, Wyd. 2 PWN, Warszawa.
- Waring R. H., Schlesinger W. H., 1985, *Forest ecosystems, concepts and management*, Acad Press. INC, Harcourt Brace Jovanovich Publishers, Orlando, San Diego, New York, London, Montreal, Sydney, Tokyo, Toronto.
- Newark M. J., 1984, *A new method to estimate ground snow loads in Canada*, Eastern Snow Conference, Proceedings, Washington.

*Malgorzata Gutry-Korycka*

## SNOWMELT ALIMENTATION PROCESSES OF THE UNIT BASIN AREA

### Summary

The paper presents the physical background of the vertical water transformation modeling in the unit quasi-homogeneous forest area with in the winter season. The model structure includes all main processes operating in precipitation (rain and snow) and snow cover interception on forest canopy and forest ground. Special attention has been paid on the cohesion, accumulation, heat and moisture flux processes, evaporation and sublimation from snow cover, change in the water phase and water percolation through snow on the canopy and ground.

Basic processes were considered in terms of quasi-homogeneous unit forest area. Each component of the model was described by the mathematical-physics equations. Parameters of the model are the physical characteristics of the plant canopy, ground and air conditions.

The concept of the model should be used to simulation of the net precipitation and snowmelt feeding of the unit forest area.