

CEZARY SŁAWIŃSKI, HENRYK SOBCZUK  
i RYSZARD T. WALCZAK

*Modelowanie preferencyjnego przepływu wody w glebie*

---

Modelling of preferential water flow in soil

ABSTRAKT

W artykule przedstawiono fizyczno-matematyczny model preferencyjnego przepływu wody w profilu glebowym oraz jego weryfikację w warunkach polowych. W opracowanym modelu dokonano opisu parametrów makroporów różnego typu, zarówno pochodzenia biologicznego, jak też powstających w wyniku pęcznienia i kurczenia gleby. Do określenia poziomej infiltracji wody z makroporu do profilu glebowego wykorzystano model Greena-Ampta jako człon źródłowy w równaniu Richardsa. Zaproponowany model preferencyjnego przepływu wody w glebie może być opcjonalnie dołączony – wówczas, gdy w profilu glebowym występują makropory – do jednowymiarowego modelu, w którym pionowy przepływ wody opisany jest równaniem Richardsa.

1. WSTĘP

Przepływ wody w glebie i możliwość jej retencjonowania mają decydujący wpływ na warunki wzrostu i rozwoju roślin a także dostęp do nich wo-

dy i składników pokarmowych. Modelowanie zjawiska przepływu wody w glebie ma na celu przewidywanie dynamiki wilgotności i potencjału wody glebowej w profilu glebowym w czasie i przestrzeni.

EURO-ACCESS (*Agroclimatic Change and European Soil Suitability*) nr EV5VCT920129 to finansowany przez Unię Europejską projekt naukowy, w którym uczestniczyły placówki naukowe z 6 krajów. W ramach tego przedsięwzięcia powstał model predykcji plonów w celu przewidywania wpływu zmian klimatu na potencjalne plony wybranych roślin przy założeniu, że warunki glebowe i potrzeby roślin są znane.

W submodelu hydrologicznym tego modelu pionowy przepływ wody w profilu glebowym modelowany jest, jak w większości opisanych w literaturze modeli, jednowymiarowym równaniem Richardsa w zbudowanym z homogenicznych warstw profilu glebowym. W profilu glebowym występują dwie grupy makroporów, powstałe w wyniku oddziaływania fauny i flory glebowej, a także makropory powstałe w wyniku procesu pęcznienia i kurczenia gleby. Wymiary pierwszej grupy makroporów nie zależą od aktualnej wilgotności gleby, natomiast wymiary drugiej grupy makroporów są ściśle powiązane z aktualną wilgotnością gleby.\*

## 2. MODEL PRZEPIYU PREFERENCYJNEGO

Przeptywem preferencyjnym nazywamy proces przepływu wody przez obszar gleby o zwiększonym przewodnictwie hydraulicznym (w tym szczególnie makropory), co powoduje, że woda dociera do głębszych warstw profilu glebowego w czasie krótszym niż okres infiltracji przez matrycę glebową. Przepływ preferencyjny może powodować:

- zmniejszenie spływu powierzchniowego, a tym samym zmniejszenie zagrożenia erozją;
- szybsze docieranie wody do głębszych warstw profilu glebowego;

---

\* W celu uwzględnienia heterogeniczności profilu glebowego zaproponowana i dołączona została do EURO-ACCESS specjalna procedura przepływu preferencyjnego, opracowana przez Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie.

- akumulację wody w głębszych warstwach profilu glebowego, co może spowodować powstanie warunków do lepszego wykorzystania wody przez system korzeniowy roślin;
- zanieczyszczenie wód gruntowych i głębinowych, spowodowane intensywnym zasilaniem tych wód przez roztwór glebowy.

#### 2.1. PODZIAŁ I KLASYFIKACJA MAKROPORÓW

Z punktu widzenia morfologicznego można wyróżnić następujące grupy makroporów [1]:

- powstałe w procesie wzrostu i obumierania systemu korzeniowego roślin oraz w wyniku aktywności fauny glebowej (biopory);
- powstałe w wyniku fizycznych procesów pęcznienia i kurczenia, zachodzących w glebie (szczeliny, spękania i inne naturalne makropory).

Makropory pochodzenia biologicznego powstają w wyniku aktywności fauny glebowej, a także wzrostu i obumierania systemu korzeniowego roślin. Szczeliny i spękania powstają w procesie pęcznienia i kurczenia gleby, związanego ze zmianą jej wilgotności.

Makropory powstają też w procesie erozji glebowej (np. w wyniku pod powierzchniowego przepływu wody) oraz w procesie wymywania oglejonych gleb torfowych [3, 7].

Zmiany w rozkładzie makroporów są wywołane czynnikami zewnętrznymi, takimi jak warunki klimatyczne, rozwój i zanik fauny oraz flory glebowej, uprawa gleby [1, 2].

Wymiary makroporów pochodzenia biologicznego (bioporów) praktycznie nie ulegają zmianie w wyniku zmian wilgotności gleby, można więc założyć, że są one stabilne w dość długim czasie (np. w okresie sezonu wegetacyjnego). Mają one w przekroju kształt zbliżony do okręgu i średnicę od 1 mm do 50 mm [6].

Szczeliny i spękania powstają w procesie pęcznienia i kurczenia gleby, związanym ze zmianami jej wilgotności. Na przebieg tego procesu mają wpływ właściwości fizyczne i chemiczne gleby. Do najważniejszych z nich należy zaliczyć: skład mineralogiczny, rozkład granulometryczny, koncentrację jonów określonego typu.

## 2.2. TEORETYCZNY OPIS MODELU PRZEPIYU PREFERENCYJNEGO

Problem przepływu preferencyjnego można rozwiązać przy zastosowaniu równania dwuwymiarowego. Ze względu na to, iż w użyciu jest wiele modeli jednowymiarowego przepływu wody w profilu glebowym uzasadnione jest opracowanie algorytmu uwzględniającego efekt przepływu preferencyjnego w taki sposób, aby istniała możliwość jego współdziałania z modelem jednowymiarowym.

Opracowany model przepływu preferencyjnego wody w glebie zawiera opis parametrów makroporów różnego typu, zarówno pochodzenia biologicznego, jak też powstających w wyniku pęcznienia i kurczenia gleby. W celu określenia ilości wody wpływającej do makroporów i infiltrującej z nich poziomo do matrycy glebowej należy obliczyć dwa parametry: względną powierzchnię makroporów  $\sigma_{CRI}$  oraz powierzchnię właściwą ich ścian bocznych  $SB_{CRI}$ , w każdej rozpatrywanej warstwie profilu glebowego. Znając względną powierzchnię makroporów możemy obliczyć ilość wody wpływającej do nich bezpośrednio z opadów i spływu powierzchniowego; powierzchnia właściwa ścian bocznych jest zaś niezbędna do obliczenia ilości wody infiltrującej poziomo z makroporów do matrycy glebowej.

Jeśli założymy, że makropory pochodzenia biologicznego (biopory) mają w przybliżeniu kształt walca, to w celu obliczenia ich względnego pola powierzchni oraz powierzchni właściwej ścian bocznych wystarczy wcześniej uzyskać dane dotyczące rozkładu ich średnic. Jeżeli założymy, że rozkład średnic bioporów można oszacować przy użyciu rozkładu lognormalnego [11, 15], a na wybranym polu powierzchni znajduje się  $n$  makroporów, to liczba makroporów o średnicy  $d_i$  jest równa:

$$m_i = f(d_i) \cdot n \cdot \Delta d \quad (1)$$

gdzie  $\Delta d$  – wybrana klasa średnic;  $f(d_i)$  – funkcja gęstości prawdopodobieństwa rozkładu lognormalnego.

Względne pole powierzchni bioporów na rozważanym polu powierzchni gleby  $S_{tot}$  może być wyliczone z równania:

$$\sigma_i = \frac{\pi \cdot d_i^2 \cdot m_i}{4 \cdot S_{tot}} \quad (2)$$

gdzie:  $S_{tot}$  – wybrane pole powierzchni gleby.

Całkowite względne pole powierzchni bioporów równa się zatem:

$$\sigma_b = \sum_{i=1}^n \sigma_i \quad (3)$$

Powierzchnia właściwa ścian bocznych bioporów o średnicy  $d_i$  jest równa [11, 15]:

$$SB_i = \pi \cdot \frac{m_i \cdot d_i \cdot \Delta z_i}{S_{tot}} \quad (4)$$

gdzie:  $\Delta z_i$  – grubość warstwy o numerze  $i$ .

Całkowita powierzchnia właściwa ścian bocznych może być wyliczona z równania:

$$SB_b = \sum_{i=1}^n SB_i \quad (5)$$

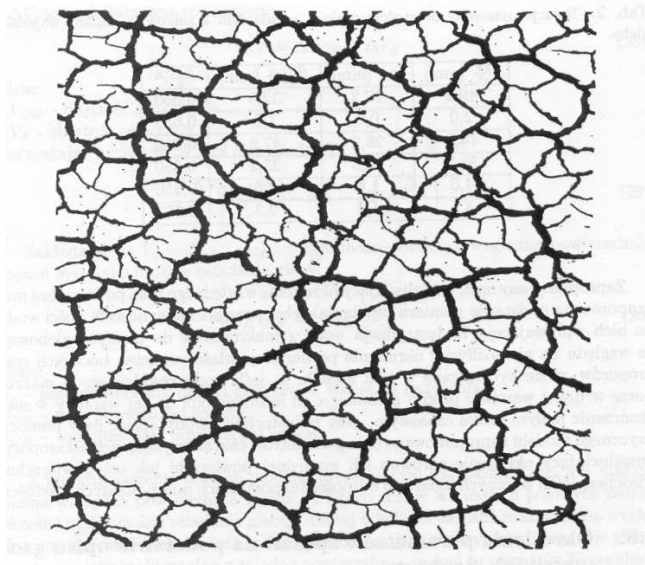
Względną powierzchnię bioporów na powierzchni gleby można określić eksperymentalnie, stosując np. metodę analizy obrazów [11, 15].

Powierzchnia ta zmienia się wraz z głębokością profilu glebowego. Do opisu zależności względnej powierzchni bioporów od głębokości zaproponowano funkcję [11, 15]:

$$\sigma(z) = \frac{\sigma_b}{e^{az}} \quad (6)$$

gdzie:  $\sigma_b$  – względna powierzchnia bioporów na powierzchni gleby;  
 $z$  – głębokość;  $\sigma(z)$  – względna powierzchnia bioporów na głębokości  $z$ ;  
 $a$  – parametr empiryczny.

Do opisu geometrii sieci makroporów (spękań) powstających w wyniku pęcznienia i kurczenia gleby przyjęto założenie, że tę sieć można przedstawić w postaci regularnej formy (trójkątów, kwadratów i sześciokątów foremnych) (Ryc. 1, 2).

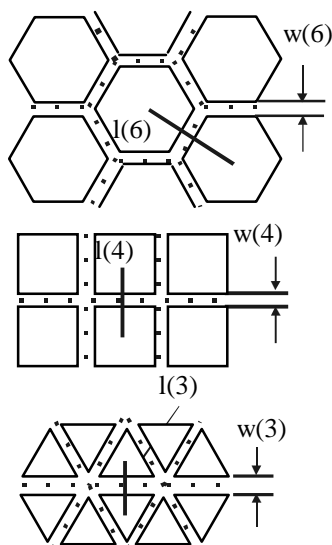


Ryc. 1. Rzeczywista sieć spękań [11, 15]

Real net of cracks [11, 15]

W przypadku każdej z rozpatrywanych struktur można z zależności geometrycznych wyprowadzić związek między względną powierzchnią spękań  $\sigma_{CRk}$ , indeksem struktury  $l_k$  oznaczającym najmniejszą odległość między dwoma jej środkami –  $k = 3$  (trójkąty),  $k = 4$  (czworokąty),  $k = 6$  (sześciokąty) – z jednej strony, a z drugiej – szerokością spękań  $w_k$ .

$$w_k^2 - 2 \cdot l_k \cdot w_k + \sigma_{CRk} \cdot l_k = 0 \quad (7)$$



Ryc. 2. Trzy typy struktury makroporów (spękań) [11, 12, 15]  
 Three types of structure of macropores (cracks) [11, 12, 15]

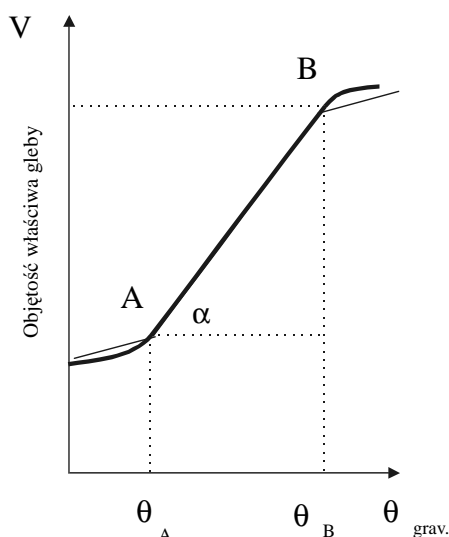
Rozwiązując powyższe równanie ze względu na  $\sigma_{CRk}$  oraz zakładając, że na powierzchni gleby suchej parametry przyjmują maksymalne wartości, otrzymamy:

$$\sigma_{CRk \max} = 1 - \left( 1 - \frac{w_k \max}{l_k} \right)^2 \quad (8)$$

Przy zmianie wilgotności zmniejszeniu lub zwiększeniu ulegają również wymiary makroporów (spękań). Posługując się krzywą pęcznienia i kurczenia gleby (*swelling-shrinking curve*) oraz modelem trzech linii prostych (Ryc. 3.) możemy wyprowadzić w przypadku każdej struktury następującą zależność między względną powierzchnią makroporów w danej warstwie i aktualną wilgotnością tej warstwy:

$$\sigma_{CRk}(\theta) = \sigma_{CRk \max} \cdot \frac{\theta_B - \theta}{\theta_A - \theta_B} \quad (9)$$

gdzie:  $\theta_A$  – taka wilgotność wagowa gleby, przy której objętość makroporów (spękań) przyjmuje maksymalną wartość;  $\theta_B$  – taka wilgotność wagowa gleby, przy której objętość makroporów (spękań) przyjmuje wartość zero.



Ryc. 3. Krzywa pęcznienia i kurczenia gleby [11, 15]

Shrinking-swelling curve of soil [11, 15]

Zależność pola powierzchni właściwej ścian bocznych spękań od wilgotności wagowej gleby w przypadku każdej z rozpatrywanych struktur można wyrazić równaniem [11, 15]:

$$SB_{CRk}(\theta) = \frac{L_k(\theta) \cdot \Delta z_j}{S_{tot}} \quad (10)$$

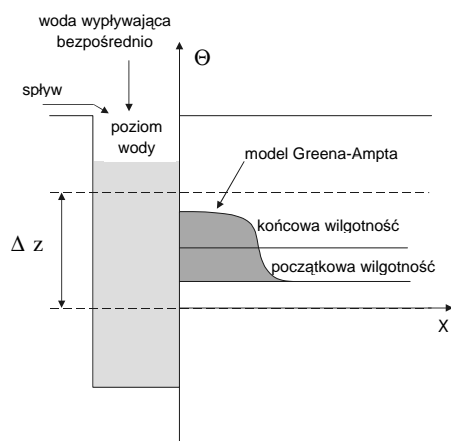
gdzie:  $L_k(\theta)$  – długość ścian bocznych w przypadku każdej struktury [11, 15];  $\Delta z_j$  – grubość  $j$ -tej warstwy;  $\theta$  – aktualna wilgotność warstwy o numerze  $k$ .



Model preferencyjnego przepływu wody w profilu glebowym powstał przy następujących założeniach:

- heterogeniczny profil glebowy powinien zostać podzielony na homogeniczne warstwy;
- pionowy przepływ wody w matrycy glebowej ma być opisany równaniem Richardsa (jednowymiarowym modelem przepływu);
- makropory, na wybranym polu powierzchni gleby, traktowane powinny być jak szczeliny o sumarycznym względnym polu powierzchni  $\sigma_{CRI}$  i powierzchni ścian bocznych odniesionej do pola powierzchni gleby (powierzchnia właściwa ścian bocznych makroporów)  $SB_{CRI}$ , w każdej warstwie profilu glebowego;
- intensywność opadu trzeba oszacować jako stałą wartość (w czasie) w symulowanym okresie;
- część wody ma wpływać bezpośrednio do makroporów, proporcjonalnie do względnej ich powierzchni na powierzchni gleby);
- ta część wody, która nie może infiltrować w głąb profilu (spływ powierzchniowy), powinna wpływać do makroporów;
- woda musi wypełniać makropor do danej wysokości, powodując rozkład ciśnienia na jego ścianie;
- poziomy przepływ wody z makroporów do matrycy glebowej powinien zostać opisany funkcją będącą członem źródłowym w równaniu Richardsa;
- warunek brzegowy w przypadku infiltracji poziomej z makroporów do gleby ma uwzględniać ciśnienie hydrostatyczne wody powyżej aktualnego poziomu infiltracji;
- woda z makroporu powinna zasilać tę warstwę, w której jest on zlokalizowany;
- średnia wilgotność w każdej warstwie profilu glebowego ma być wilgotnością początkową poziomej infiltracji wody w tej warstwie i z założenia ma być stała w każdym kroku czasowym;
- geometryczne parametry makroporów  $\sigma_{CRI}$  i  $SB_{CRI}$  są wyliczane jako zależne od wilgotności gleby w danej warstwie.

Schemat makroporu, możliwości wpływu i redystrybucji wody przedstawiono na rycinie 4.



Ryc. 4. Schemat makroporu [11, 15]  
Scheme of macropore [11, 15]

Woda w czasie opadu wpływa do makroporu, dociera do dna i wypełnia makropor do określonego poziomu, powodując rozkład ciśnienia na jego ściankach. Przepływ wody wzdłuż makroporu odbywa się tzw. ścieżkami przepływu. Oznacza to, że woda nie przemieszcza się całą powierzchnią boczną makroporu, ponieważ ta ma właściwości hydrofobowe, szczególnie w przypadku niskich uwilgotnień gleby. Tylko około 2% potencjalnego kontaktu – między wodą a ściankami – umożliwia przemieszczanie się wody wzdłuż makroporu. Można stwierdzić, że udział poziomej infiltracji wody do profilu glebowego podczas jej pionowego ruchu wzdłuż makroporów jest niewielki.

Ilość wody, która w czasie opadu może znaleźć się w makroporach, jest zależna od wielkości tego opadu, względnej powierzchni makroporów, wilgotności wierzchniej warstwy gleby i jest równa:

$$W = W_1 + W_2 + W_3 \quad (11)$$

gdzie:  $W_1$  – ilość wody, która w czasie  $dt$  wpłynie do makroporów ze spływu powierzchniowego, przy następującym warunku brzegowym na powierzchni gleby:

$$W_1 = P \cdot dt - (\theta_{sat1} - \theta_1) \cdot dz_1 \quad (12)$$

gdzie:  $P$  – wielkość opadu, [cm];  $\theta_{sat1}$  – wilgotność nasycenia pierwszej warstwy [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ];  $\theta_1$  – wilgotność aktualna pierwszej warstwy [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ];  $dz_1$  – grubość pierwszej warstwy [cm];  $dt$  – krok czasowy wyrażony jako ułamek doby;  $W_2$  – ilość wody, która w czasie  $dt$  bezpośrednio z opadu znajdzie się w makroporach, proporcjonalnie do ich względnej powierzchni:

$$W_2 = \sigma_{CR1}(\theta) \cdot P \cdot dt \quad (13)$$

gdzie:  $\sigma_{CR1}(\theta)$  – względne pole powierzchni makroporów na powierzchni gleby;  $W_3$  – ilość wody, która pozostała w makroporze nie mogąc infiltrować w poprzednim kroku czasowym, ze względu na stan nasycenia warstwy.

Pionowa infiltracja wody przez matrycę glebową opisana jest jednowymiarowym równaniem Richardsa:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + f(t) \quad (14)$$

a wilgotność w wybranej warstwie profilu glebowego modyfikowana jest poziomą infiltracją wody z makroporu do matrycy glebowej z zastosowaniem modelu Greena–Ampta [4], służącego do wyliczania członu źródłowego  $f(t)$  w równaniu Richardsa. Zgodnie z modelem Greena–Ampta równanie Darcy'ego może być zapisane w postaci:

$$\frac{dI}{dt} = K \cdot \frac{H_0 - H_f}{L_f} \quad (15)$$

gdzie:  $I$  – skumulowana infiltracja, [cm];  $K$  – współczynnik przewodnictwa hydraulicznego [cm/s];  $H_0$  – potencjał wody na powierzchni, gdzie woda infiltruje [cm]  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $H_f$  – efektywny potencjał wody na froncie zwilżania [cm]  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $L_f$  – długość strefy zwilżania [cm].

Jeżeli front zwilżania jest jednorodny i precyzyjnie określony, to infiltracja skumulowana jest równa:

$$I = L_f \cdot (\theta_t - \theta_i) \quad (16)$$

gdzie:  $\theta_t$  – wilgotność gleby na froncie zwilżania w czasie infiltracji [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ];  $\theta_f$  – początkowa wilgotność gleby przed frontem zwilżania [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ].

Eliminując z obu równań  $L_f$  otrzymamy

$$\frac{dI}{dt} = K \frac{(H_0 - H_f) \cdot (\theta_t - \theta_i)}{I} \quad (17)$$

Całkując obustronnie powyższe równanie (przy założeniu, że  $I(0) = 0$ ) otrzymamy:

$$I(t) = \sqrt{2 \cdot K \cdot (\theta_t - \theta_i)} (H_0 - H_f) \cdot t \quad (18)$$

Człon źródłowy w równaniu Richardsa przyjmie wówczas następującą postać:

$$f(t) = I(t) \quad (19)$$

gdzie:  $f(t)$  - infiltracja skumulowana [cm];  $H_0$  – ciśnienie hydrostatyczne działające na ściankę makroporu w danej warstwie, wynikające z różnicy poziomów wody między poziomem wody w makroporze a środkiem rozpatrywanej warstwy [cm]  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $H_f$  – potencjał wody glebowej w danej warstwie przed infiltracją [cm]  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\theta_i$  – wilgotność wody w rozpatrywanej warstwie profilu [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ];  $\theta_t$  – wilgotność nasycenia w każdej warstwie [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ].

Ilość wody infiltrującej z makroporu do profilu glebowego w każdej warstwie – w czasie każdego kroku czasowego  $dt$  działania modelu – wyliczana jest z równania:

$$V = (f(t + dt) - f(t)) \cdot SB_{CRk}(\theta) \quad (20)$$

### 3. WERYFIKACJA MODELU PRZEPIYU PREFERENCYJNEGO

Opisany tu submodel przepływu preferencyjnego wraz z całym modelem EURO-ACCESS II poddane zostały weryfikacji numerycznej, w warunkach laboratoryjnych oraz warunkach polowych [5, 11, 15, 16].

Przedstawiono tu weryfikację modelu hydrologicznego w warunkach polowych, przy użyciu danych dotyczących wilgotności profilu glebowego, uzyskanych podczas realizacji projektu ACCESS na polu doświadczalnym w Grabowie k. Puław, należącym do Instytutu Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach. Eksperyment prowadzony był w latach 1993–1994, a pomiaru wilgotności (błąd bezwzględny pomiaru wynosił  $\pm 2$  % wilgotności objętościowej) dokonywano polowym reflektometrycznym miernikiem wilgotności (*Time Domain Reflectometry*) [9, 10, 14] na polu, gdzie uprawiana była pszenica ozima na 6 głębokościach (5, 15, 25, 55, 85 i 135 cm).

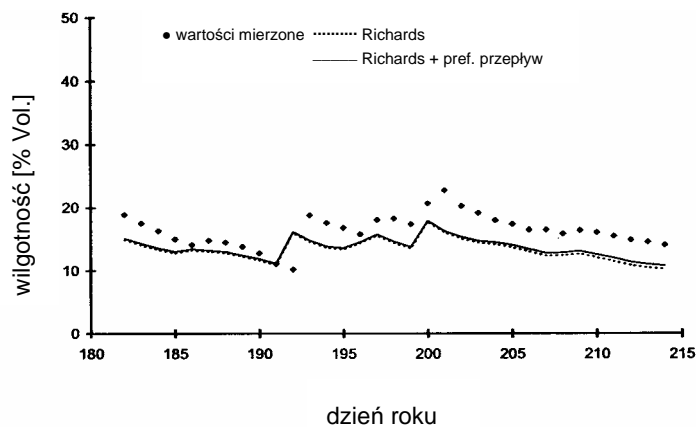
Weryfikację modelu przepływu preferencyjnego przeprowadzono przy – uzyskanej w wyniku kalibracji – 1 % wartości maksymalnego względnego pola powierzchni makroporów.

Na rycinach 5, 6 i 7 przedstawiono mierzone i wyliczone wartości wilgotności w przypadku głębokości 5, 85 i 135 cm.

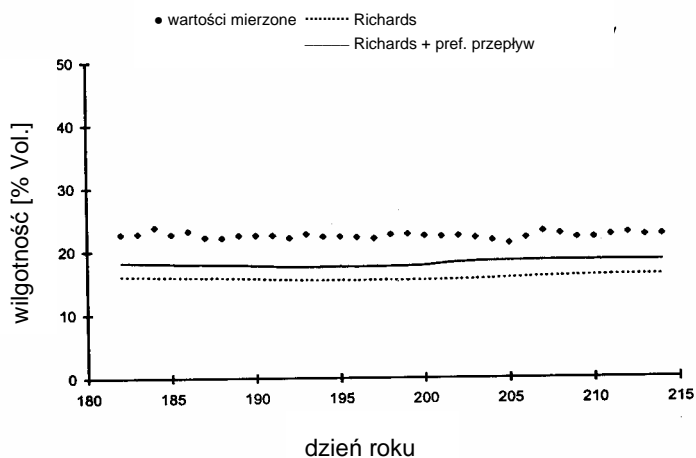
Z analizy wykresów wynika, że w górnej warstwie profilu (5 cm) przepływ preferencyjny nie odgrywa roli, a zgodność wyliczonych wartości wilgotności z wartościami zmierzonymi jest dobra.

Na głębokości 85 cm różnica pomiędzy zmierzonymi i wyliczonymi wartościami wilgotności – przy użyciu modelu, bez uwzględnienia przepływu preferencyjnego – wynosi średnio około 30%. Uwzględnienie w modelu procedury symulującej przepływ preferencyjny poprawia zgodność wyliczonych wartości wilgotności ze zmierzonymi o około 10%.

Wprowadzenie do modelu hydrologicznego procedury przepływu preferencyjnego poprawia na głębokości 135 cm zgodność między zmierzonymi i wyliczonymi wartościami wilgotności o około 15 %.



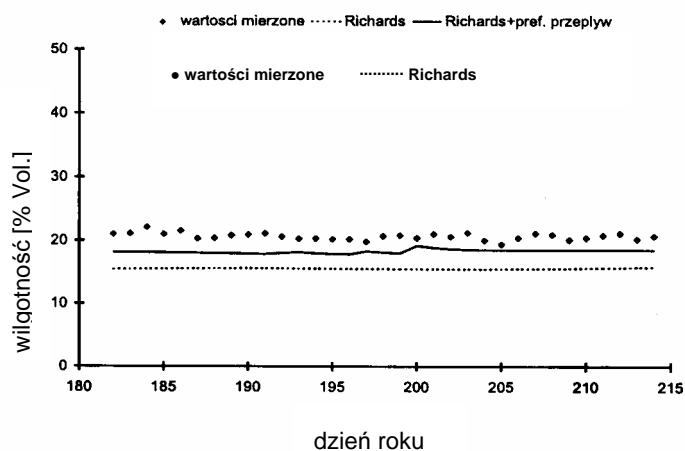
Ryc. 5. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w Grabowie na głębokości 5 cm  
Measured and calculated values of water content in Grabów in 5 cm depth



Ryc. 6. Zmierzone i wyliczone wilgotności w Grabowie na głębokości 85 cm  
Measured and calculated values of water content in Grabów in 85 cm depth

Uzyskane przy użyciu modelu uwzględniającego preferencyjny przepływ wody mniejsze niż zmierzone wartości wilgotności wynikają z tego, że założona w modelu intensywność opadu (jako średnia wartość w ciągu doby) jest mniejsza niż intensywność występująca podczas rzeczywistych opa-

dów. Założenie takie obniża wartość spływu powierzchniowego, a tym samym doprowadza do tego, że mniejsza niż w rzeczywistości ilość wody przepływa preferencyjnie w głąb profilu glebowego i akumuluje się w jego niższych warstwach. Istniejące metody pośrednie szacowania spływu powierzchniowego wymagają dodatkowej kalibracji i również są obarczone błędem. Poprawę zgodności otrzymanych wyników można uzyskać wprowadzając do modelu jako dane wejściowe wartość rzeczywistej intensywności opadu. Jednakże ta wielkość nie jest mierzona w stacjach agroklimatycznych.



Rys. 7. Zmierzone i wyliczone wilgotności w Grabowie na głębokości 135 cm  
Measured and calculated values of water content in Grabów in 135 cm depth

Uwzględnienie zjawiska przepływu preferencyjnego przy modelowaniu ruchu wody w profilu glebowym jest niezbędne, ponieważ taki opis lepiej odzwierciedla rzeczywiste procesy przepływu wody i migracji substancji chemicznych, w tym roztworów, środków ochrony roślin i zanieczyszczeń.

## LITERATURA

- [1] Beven K. and Germann P., *Water Resources Research*, (1982) 18(5), 1311-1325.
- [2] Domżał H. *Zagęszczenie fazy stałej i jego rola w kształtowaniu wodno powietrznych właściwości gleby*, Rozprawa habilitacyjna, obroniona w roku 1977. Akademia Rolnicza w Lublinie, Lublin 1977.
- [3] Gilman K. and Newson M., *Res. Monogr.1 Brit. Geomorphol. Res. Group*, Geobooks, Norwich (UK) 1987, 110.
- [4] Hillel D., *Application of Soil Physics*, Acad. Press, London 1980.
- [5] Henric J.F., Legros J.P., Sławiński C. and Walczak R.T., *Int. Agrophysics*, (1996) 10(3), 239-247.
- [6] Hole D., *Geoderma*, (1981) 25, 75-112.
- [7] Jones J., *Water Resources Research*, (1971) 7, 602-610.
- [8] Lachenbruch A. H., *Special GSA papers*, (1962) (70), 1-67.
- [9] Malicki M., Plagge R., Renger M. and Walczak R.T., *Irrig. Sci.*, (1992) 13, 65-72.
- [10] Malicki M. and Skierucha W.A., *Irrig. Sci.*, (1992) 10, 153-163.
- [11] Sławiński C., *Modelowe badania preferencyjnego przepływu wody w ośrodku glebowym*, Rozprawa doktorska, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin 1997.
- [12] Sławiński C., Sobczuk H. and Walczak R., *Int. Agrophysics*, (1996) 10(3), 185-189.
- [13] Sobczuk H. and Kabala Z., *Materials of AGU 1992 Fall meeting*, San Francisco (Cal. USA) 1992, 214.
- [14] Walczak R., *ZPPNR*, (1997) 447, 91-100.
- [15] Walczak R.T., Sławiński C., Sobczuk H. and Gliński J., *Acta Agrophysica* (Lublin), (1998) 9.
- [16] Walczak R., Sobczuk H. and Sławiński C., *Int. Agrophysics*, (1996) 10(3), Part 1. *Experimental verification*, 197-207.

## SUMMARY

In this work the model of preferential water flow in soil profile and its verification in field conditions are presented. The elaborated model includes the description of macropore parameters of different types both of biological origin and created as a result of swelling-shrinking process. For the description of horizontal infiltration from a macropore to soil matrix, the Green-Ampt approach is utilised as a sink term in Richards equation. Proposed model of preferential water flow in soil profile can be optionally included, if in the soil profile macropores occur, in one-dimensional model, in which vertical water flow is described by Richards equation.