

**Artur Łopatka**

**Jan Jadczyzyn**

Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa

Państwowy Instytut Badawczy Puławy

e-mail: artur@iung.pulawy.pl

e-mail: janj@iung.pulawy.pl

## **MODELOWANIE WILGOTNOŚCI GLEBY W MIKROZLEWNI LESSOWEJ UŻYTKOWANEJ ROLNICZO**

### **Soil moisture modeling in agricultural micro catchment**

**Abstract:** The aim of work was comparison of two water balance models with different degree of complexity to predict soil moisture in small hilly loess catchment and to compare results of the modeling with field measurement done with TDR probes. In the first “bucket” model soil is treated as a tank for water with definite capacity, in the second more sophisticated model elaborated in the FEFLOW software, soil properties are described by retention curve and soil moisture pattern is obtained as a solution of Richards equation. In both models actual evapotranspiration is modeled by FAO56 method.

The results obtained from both models were acceptable with similar determination coefficient of about 0,8. However, simulation of soil moisture with the FEFLOW model is more accurate although it requires more parameters and seeking for stable numerical solution. On the other hand it is also more suitable to use in hilly terrain where horizontal soil water fluxes must be taken into account.

**Słowa kluczowe:** zlewnia, FAO56, model “bucket”, FEFLOW, wilgotność gleby, ewapotranspiracja

**Key words:** catchment, FAO56, model “bucket”, FEFLOW, soil moisture, evapotranspiration

### **WSTĘP**

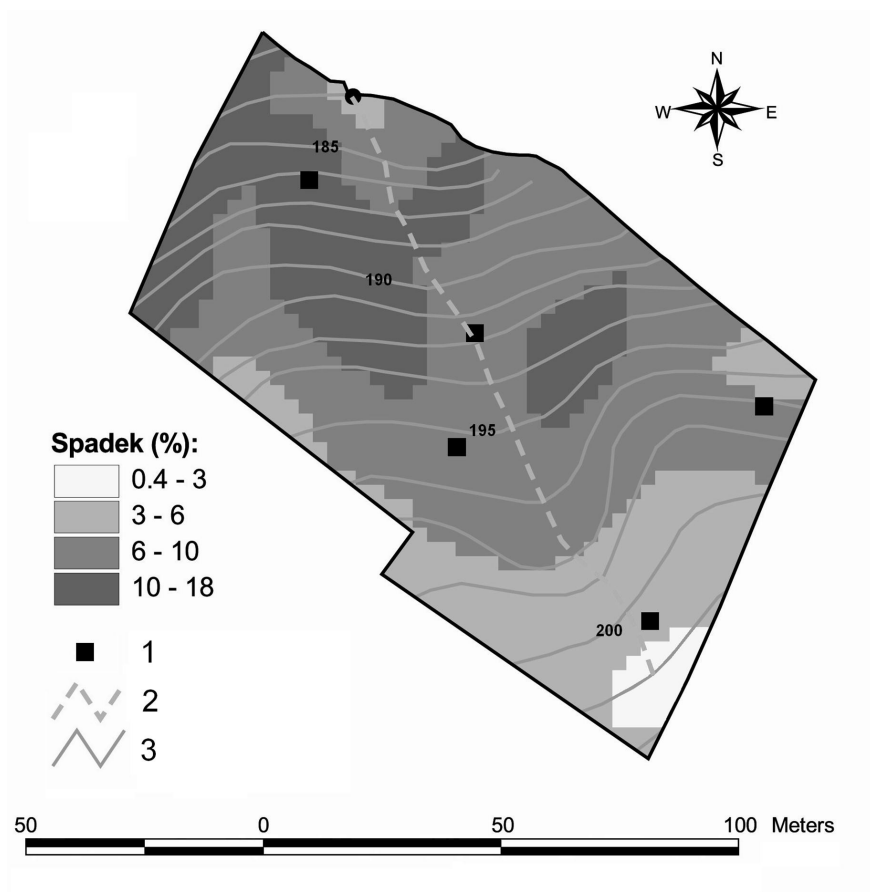
Uwilgotnienie gleby jest jej cechą zmienną, zależną od przebiegu warunków pogodowych oraz właściwości retencyjnych gleby i szaty roślinnej. Szczególnie duże zróżnicowanie uwilgotnienia (w warunkach klimatycznych Polski) wyka-

zują gleby w szczytowym okresie wegetacji, od maja do sierpnia. Wynika to z potrzeb wodnych roślin w fazie intensywnego przyrostu biomasy, wysokich temperatur oraz nierównomiernego rozkładu opadów atmosferycznych. Wysoki stan uwilgotnienia gleby, zwłaszcza w terenach o urozmaiconej rzeźbie, może być czynnikiem krytycznym tworzenia się spływu powierzchniowego i erozji oraz zagrożenia powodziowego. Niski stan uwilgotnienia gleby może natomiast objawiać się zahamowaniem tempa wzrostu roślin, a w przypadkach krytycznych (przekroczenie punktu trwałego wędnięcia) prowadzić nawet do całkowitego uschnięcia roślin. Rozpoznanie stanu uwilgotnienia gleby ma więc duże znaczenie gospodarcze i może być wykorzystane w praktyce do oceny zagrożenia erozją, zagrożenia powodziowego i zagrożenia suszą.

Celem badań było określenie przydatności dwóch, różniących się stopniem skomplikowania, modeli bilansu wodnego gleb, dla potrzeb modelowania stosunków wilgotnościowych w mikrozewni wyżynnej, położonej na stoku o znacznym stopniu nachylenia. Zasadnicza różnica pomiędzy modelami polega na tym, że w pierwszym modelu gleba traktowana jest jako zwykły zbiornik o określonej pojemności (stąd nazwa modelu „bucket”), gdzie wilgotność określona jest poprzez stopień jego wypełnienia, podczas gdy w modelu opracowanym w programie FEFLOW, właściwości gleby opisane są pełną krzywą retencji, a wynikowa wilgotność uzyskiwana jest jako rozwiązanie równania Richarda, opisującego ruch cieczy w ośrodkach porowatych. W obu modelach pobór wody w wyniku ewapotranspiracji zachodzi z wierzchniej warstwy gleby o miąższości 50 cm, co uzasadnione jest rozkładem masy korzeniowej większości roślin uprawnych.

## **METODYKA POMIARÓW I CHARAKTERYSTYKA OBIEKTU BADAŃ**

Wyniki modelowania uwilgotnienia gleby w mikrozewni lessowej, użytkowanej rolniczo, porównano ze stanem rzeczywistym, rozpoznany w oparciu o bezpośrednie pomiary polowe. Mikrozewnia w obrębie jednego pola uprawnego, o powierzchni 1,05 ha, położona jest na Płaskowyżu Nałęczowskim w dorzeczu Bystrej. Rzeźba terenu jest urozmaicona, a nachylenie stoków na większości powierzchni zawiera się w przedziale 6-10 i 10-18% (rys. 1). Współrzędne geograficzne środka mikrozewni wynoszą: 51°19'06"N i 22°08'30"E. Punkty pomiaru wilgotności gleby rozmieszczono w charakterystycznych elementach rzeźby terenu, w osi niecki oraz na jej zboczach (rys. 1). Pomiary wilgotności wierzchniej warstwy gleby, na głębokości 10 cm, prowadzono przy użyciu sondy TDR w sposób cykliczny, dwa razy w tygodniu przez cały okres wegetacyjny od kwietnia do października.



**Rys. 1.** Spadki terenu (w %) i lokalizacja punktów pomiaru wilgotności gleby (1) w mikrozelewni; (2) linia ciekowa, (3) warstwyce

**Fig. 1.** Slope (in %) and location of soil moisture measurement points (1) in micro catchment; (2) overland flow-line, (3) contour line

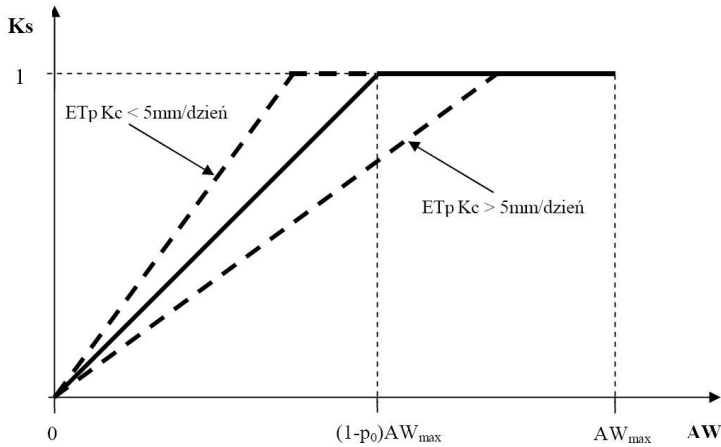
### *Algorytm wyznaczania ewapotranspiracji rzeczynistej*

W obu porównywanych modelach ewapotranspiracja obliczana była w analogiczny sposób z wykorzystaniem wzoru Penmana-Monteitha, w wersji znanej w literaturze jako model FAO56 (Allen i in. 2000). Jest to model używany do określania ilości wody niezbędnej dla nawodnień. Ze względu na prostotę i dostępność obszernych zbiorów współczynników, charakteryzujących różne uprawy, model ten zyskuje popularność, pomimo istnienia wielu bardziej zaawansowanych algorytmów. Kluczowym elementem modelu jest równanie, pozwalające oszacować ilość wody, jaka podlega stratom z gleby w wyniku transpiracji i ewaporacji ETa:

$$ETa = Ks Kc ETp$$

gdzie:  $ETp$  – ewapotranspiracja potencjalna, a  $Ks$  – funkcja stresu wodnego.

$Ks$  ma tę właściwość, że tym silniej ogranicza wielkość ewapotranspiracji, im niższa jest zawartość wody w glebie. Istnieje przy tym pewien zakres wilgotności (w równaniu na  $Ks$  – określony poprzez współczynnik  $p$ ), inny dla każdej z roślin, w którym spadek wilgotności nie powoduje zmiany ewapotranspiracji. Kształt funkcji  $Ks$  przedstawiono na rysunku 2.



**Rys. 2.** Zależność funkcji  $Ks$  od ilości wody dostępnej  $AW$  w glebie

**Fig. 2.** Relationship between  $Ks$  and the amount of available water in the soil

Do obliczenia wartości funkcji  $Ks$  używa się zawartości wody ogólnie dostępnej  $AW$ :

$$Ks = \text{Min} \left( 1; \frac{AW}{(1-p)AW_{\max}} \right)$$

Na wartości współczynnika  $p$ , oprócz indywidualnych cech rośliny (określonych w równaniu przez współczynnik  $p_0$ ), wpływ ma także tempo pobierania wody z gleby przez roślinę. Kiedy ewapotranspiracja jest duża, roślina zwiększa pobór wody przez korzenie tak, aby uzupełnić ubytki wody utracone w wyniku transpiracji przez aparaty szparkowe. Istnieje jednak pewne opóźnienie z jakim woda może przenikać poprzez pory w glebie w okolice włóśników, w związku z czym stres jest tym większy im szybszy jest pobór wody. W modelu FAO56 wartość współczynnika  $p_0$  wyznaczono w warunkach, gdy ewapotranspiracja jest równa 5 mm na dobę, a zakres zmienności współczynnika  $p$  ograniczono do przedziału od 0,1 do 0,8:

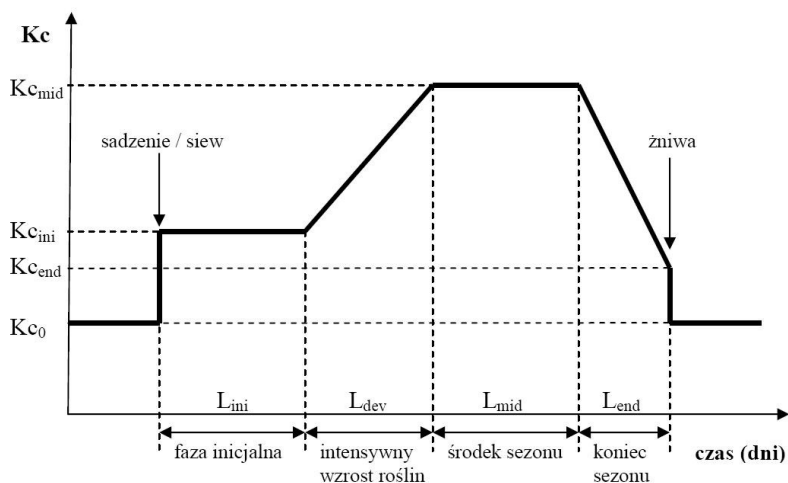
$$p = \text{Min}(0,8; \text{Max}(0,1; p_0 + 0,04(5 - \text{ETp Kc})))$$

Wpływ tempa ewapotranspiracji na wartość Ks pokazano na wykresie za pomocą linii przerywanej (rys. 2).

Wilgotności odpowiadające połowej pojemności wodnej  $\theta_{FC}$  i punktowi trwałego wędnięcia roślin  $\theta_{WP}$  wyznaczają maksymalną ilość wody dostępnej dla roślin w mm w warstwie gleby o grubości d:

$$AW_{\max} = 1000 d (\theta_{FC} - \theta_{WP})$$

Drugą funkcją wpływającą na wielkość ewapotranspiracji jest funkcją Kc (crop coefficient). Funkcja ta jest ściśle związana ze stopniem rozwoju rośliny w sezonie wegetacyjnym. Jej typowe wartości mieszczą się w przedziale od 0,3 (co odpowiada okresowi poza sezonem) do ok. 1,2 (w szczycie sezonu) - oczywiście wartości te różnią się w zależności od gatunku rośliny. Schematyczny kształt funkcji Kc pokazano na rysunku 3.



**Rys. 3.** Typowy kształt funkcji Kc w zależności od pory roku

**Fig. 3.** Typical shape of Kc function for different periods during the year

### **Model typu „bucket”**

Pierwszy z zastosowanych modeli to bardzo prosty, jednowymiarowy model bilansu wodnego typu „bucket,” w którym glebę potraktowano jako zbiornik na wodę (Robock i in. 1995, Guswa i in. 2002). Zbiornik ten reprezentowany jest przez powierzchniową warstwę gleby do głębokości 50 cm. Opady dostarczają wodę do zbiornika, a ewapotranspiracja ją odbiera. W przypadku, gdy ilość wody przekroczy pojemność zbiornika, następuje odciek polegający na przesącza-

niu się wody do głębszych warstw w profilu glebowym. Symulacja obejmowała okres 4 kolejnych sezonów wegetacyjnych z krokiem czasowym 1 dnia. Założono, że wilgotność gleby na początku sezonu wegetacyjnego odpowiada połowej pojemności wodnej. Ma to uzasadnienie w warunkach klimatycznych naszego kraju, jako że niska ewapotranspiracja w okresie zimowym zazwyczaj pozwala na całkowite uzupełnienie ubytków wody z poprzedniego roku.

### ***Model FEFLOW***

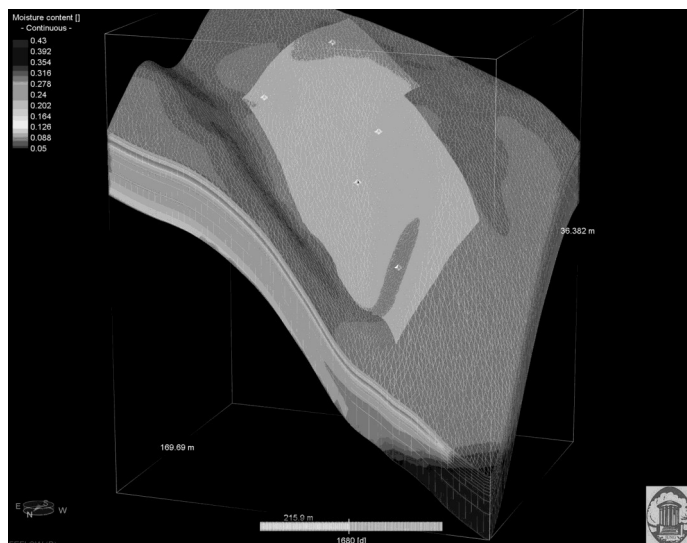
Drugi wykorzystany model zbudowano za pomocą oprogramowania służącego do konstruowania modeli procesów hydrologicznych FEFLOW 5.4 firmy WASY (Diersch 1997, 2008). Program FEFLOW nie jest pojedynczym modelem, który mógłby być przedstawiony jako alternatywa dla modelu „bucket” lecz raczej oprogramowaniem, pozwalającym na wybór jednego z wielu modeli, których wspólną cechą jest to, że symulacje bilansu wodnego przeprowadzane są w oparciu o równanie Richardsa ruchu wody w ośrodkach porowatych oraz schemat numeryczny elementów skończonych. Konstrukcja modeli w programie FEFLOW polega na określeniu granic obszaru symulacji, podziale tego obszaru na elementy skończone, wyborze układu warstw i ich parametrów hydraulicznych, warunków brzegowych, wyborze metody określenia retencji ośrodka porowatego oraz numerycznych metod rozwiązania równania Richardsa (określenie kroku czasowego i metody całkowania równania).

Właściwości hydrauliczne gleby określone przez krzywą retencji oraz zależność przewodności od wilgotności, modelowano za pomocą równania van Genuchtena (1978). Powierzchnię obszaru symulacji podzielono na 10000 trójkątnych elementów (mesh) i 10 warstw reprezentujących profil glebowy (rys. 4) do głębokości 5 metrów (warstwy od powierzchni o miąższości: 0,1; 0,2; 0,2; 0,25; 0,25; 0,25; 0,25; 0,5; 1; 2 m).

Symulacja obejmowała okres 10 lat, z czego pierwsze pięć lat służyło do uzyskania rozkładu wilgotności w glebie, zbliżonego do rozkładu rzeczywistego. Rozkład wilgotności w pierwszym dniu symulacji był grawitacyjnym rozkładem równowagowym, wygenerowanym przy założeniu, że lustro wody gruntowej na obszarze mikrozelewni znajduje się na poziomie 173 metrów, co w terenie odpowiada poziomowi, na którym płynie pobliski strumień.

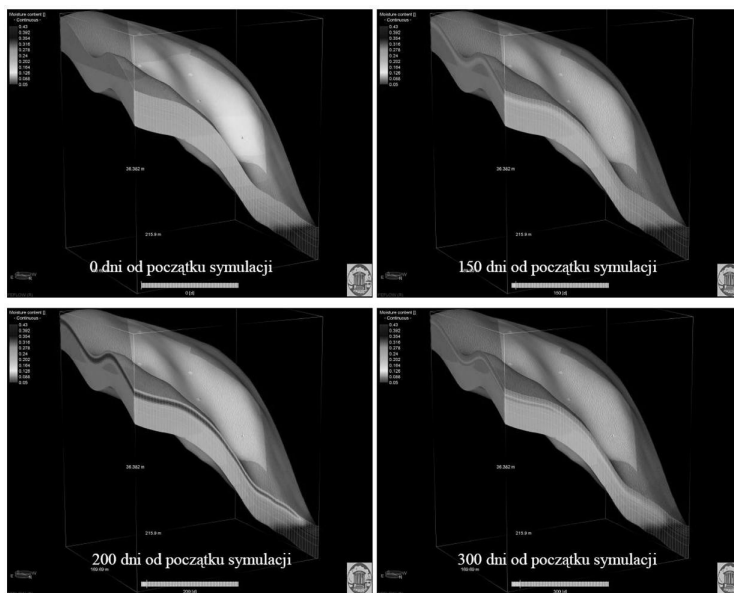
Obliczenia wykonywano z krokiem czasowym dostosowywanym automatycznie (schemat forward Euler/ backward Euler) do zakładanej dokładności obliczeń. Przykładowe rozkłady wilgotności dla początkowych dni symulacji (dzień „0” – 1 stycznia, dzień „150” – 30 maja, dzień „200” – 19 lipca, dzień „300” – 27 października) pokazano na rysunku 5.

W obliczeniach stosowano standardową postać równania Richardsa (head based), całkowaną metodą Picarda. Wybór numerycznego schematu obliczeń (określenie kroku czasowego i metody całkowania równania) został dokonany metodą prób i błędów spośród kilku schematów, jakie daje do wyboru program



**Rys. 4.** Wizualizacja wilgotności dla obszaru mikrozewni w programie FEFLOW (wymiary pionowe powiększono pięciokrotnie; na obszarze poletka doświadczalnego, wyróżnionego jaśniejszym kolorem, zaznaczono punkty pomiaru wilgotności)

**Fig. 4.** Visualization of soil moisture for micro catchment in FEFLOW program (vertical dimensions are exaggerated 5 times; soil moisture measurement points are indicated in test field signed by bright color)



**Rys. 5.** Symulowana modelem FEFLOW wilgotność gleby na stoku w Rogalowie

**Fig. 5.** Soil moisture on hillside in Rogalów simulated by FEFLOW model

FEFLOW. Przy wyborze kierowano się potrzebą uzyskania stabilności numerycznej rozwiązań oraz rozsądnie krótkiego czasu obliczeń (dla podanych ustawięń symulacja 10 lat na komputerze z procesorem *AMD Athlon(tm) 64 X2 Dual Core 5200 + 2,61 GHz; 2 GB RAM* trwała około 19 godzin).

Na dolnej płaszczyźnie ograniczającej obszar symulacji odległej od powierzchni o 10 m oraz w najniżej położonym rogu na krawędzi pionowej, zastosowano warunek brzegowy pierwszego rodzaju (Dirichleta), przyjmując potencjał hydrauliczny równy 173 m. Na płaszczyźnie górnej warunek brzegowy drugiego rodzaju (Neumanna) wyznaczały opady atmosferyczne.

## WYNIKI

### *Dane wejściowe*

Wymagane, przez model ewapotranspiracji rzeczywistej FAO56, wartości współczynników charakteryzujących poszczególne uprawy w latach 2005-2008 podano w tabeli 1.

**Tabela 1.** Współczynniki modelu FAO56 dla roślin uprawianych  
**Table 1.** FAO56 model coefficients for crops

Współczynnik <i>Coefficients</i>	Żyto (2005) <i>Rye</i>	Jęczmień j. (2006) <i>Barley</i>	Owies (2007) <i>Oats</i>	Pszenżyto (2008) <i>Triticale</i>
$p_0$	0,55	0,55	0,55	0,55
$Kc_0$	0,3	0,3	0,3	0,3
$Kc_{ini}$	0,3	0,3	0,3	0,35
$Kc_{mid}$	1,15	1,15	1,15	1,15
$Kc_{end}$	0,25	0,25	0,25	0,275
data siewu	17.09.2004	25.04. 2006	4.04.2007	17.09.2007
$L_{ini}$ [dni]	190	25	25	195
$L_{dev}$ [dni]	75	30	30	75
$L_{mid}$ [dni]	35	40	40	35
$L_{end}$ [dni]	20	25	30	20

Glebie lessowej o składzie pyłu zwykłego, występującej na niemal całym obszarze mikrozelewni, przypisano typową wartość przewodności hydraulicznej  $K_s=25$  [cm/doba] oraz, określone na podstawie przebiegów uwilgotnienia w ciągu roku, wartości: porowatości ogólnej ( $\epsilon=0,43$ ), połowej pojemności wodnej ( $\theta_{FC} = 0,33$ ) i punktu trwałego wędnięcia ( $\theta_{wp}= 0,05$ ). Zastosowana krzywa retencji, dana równaniem van Genuchtena, została wykreślona tak, aby wielkości połowej pojemności wodnej oraz punktu trwałego wędnięcia były takie, jak podano powyżej, dzięki czemu miała ona następujące parametry:  $\theta_r=0$ ;  $\theta_s=0,42$ ;

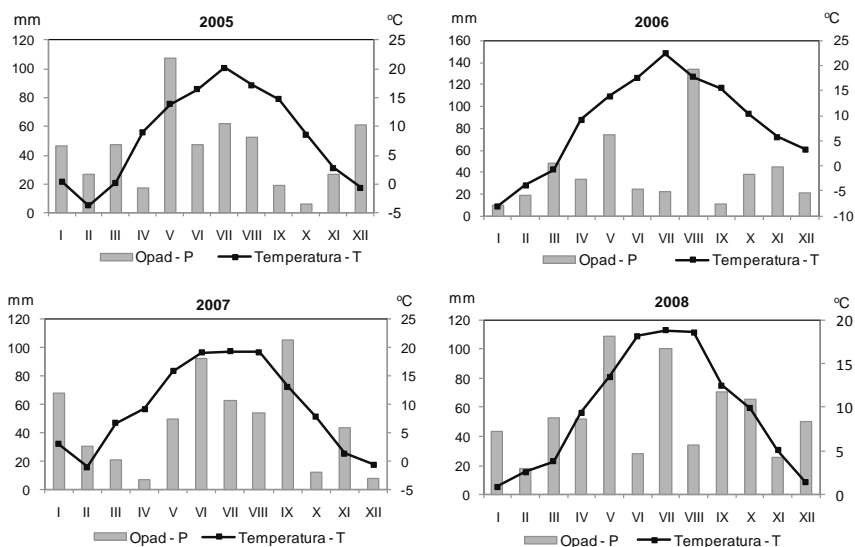


$\alpha=1,21$  [1/m] i  $n=1,405$ . Do celów symulacji wilgotności przyjęto upraszczające założenie, że pył zwykły jest jedynym rodzajem gleby występującym na obszarze mikrozelewni.

Źródłem danych opadowych była stacja automatyczna w Rogalowie, oddalona od mikrozelewni lessowej o kilkanaście metrów. Dane dotyczące temperatury i wilgotności względnej powietrza, za okres 2005-2007, pozyskano ze stacji meteorologicznej w Puławach, oddalonej o około 15 km, a dla roku 2008 – ze stacji w Rogalowie. W obliczeniach wykorzystywane były wartości dobowe dla temperatury średniej ( $T$ ), opadu ( $P$ ) i wilgotności względnej powietrza ( $RH$ ). Temperatura średnia i wilgotność względna, użyte zostały do obliczenia ewapotranspiracji potencjalnej (mm/dobę), według wzoru Iwanowa (1954):

$$ETp = \frac{0,0018}{31} (100 - RH)(25 + T)^2$$

Rozkład opadów atmosferycznych i temperatury powietrza w poszczególnych latach badań przedstawiono na rysunku 6.

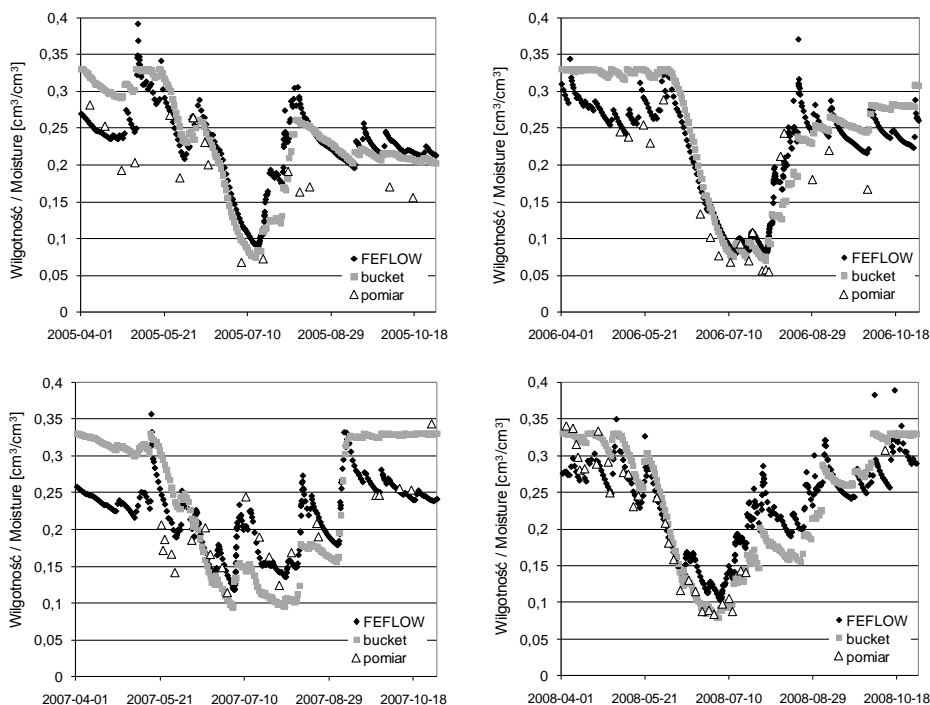


Rys. 6. Opady atmosferyczne (P) i temperatura (T)

Fig. 6. Total precipitation (P) and temperature (T)

### Walidacja i porównanie modeli

Ze względu na to, że model typu „bucket” jest jednowymiarowy i nie uwzględnia ukształtowania terenu, porównywane były wartości uzyskane z modelu ze średnimi wartościami wilgotności, uzyskanymi z pomiaru w pięciu punktach zlewni (rys. 7).

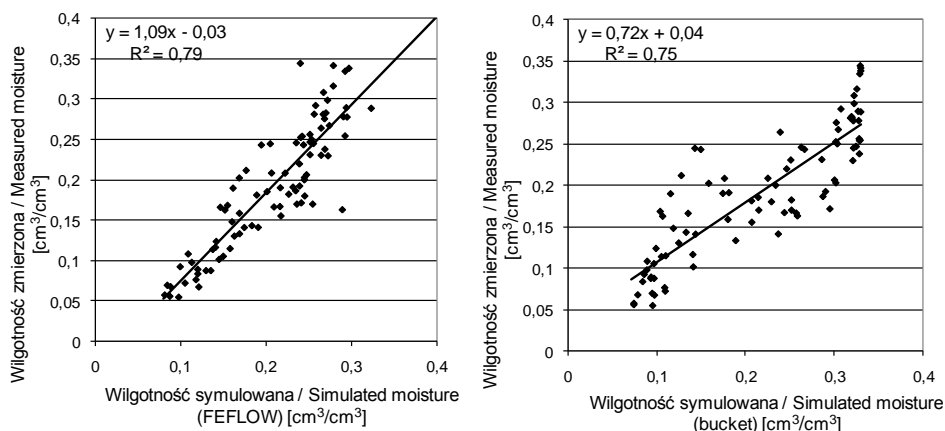


**Rys. 7.** Porównanie średnich wilgotności gleby z pięciu punktów pomiarowych z wartościami wilgotności symulowanymi przez modele

**Fig. 7.** Comparison of measured and predicted by models average soil moisture values in five measurement points

Oba modele poprawnie przewidują kierunki zmian wilgotności gleby. Model typu „bucket” wykazuje tendencję do zawyżania wilgotności gleby na początku i pod koniec sezonu wegetacyjnego, podczas gdy model FEFLOW zawyża wilgotność gleby w szczycie sezonu. Zawyżanie wilgotności przez model typu „bucket” związane jest z tym, że model nie pozwala na odciek, dopóki nie zostanie przekroczona pojemność retencyjna gleby, podczas gdy w rzeczywistości odciek, przy dużym uwilgotnieniu warstwy wierzchniej, jest wymuszany poprzez potencjał ssący suchszych, głębszych partii profilu glebowego. Zawyżanie wilgotności w szczycie sezonu przez model FEFLOW jest prawdopodobnie związane z niedoszacowaniem wartości przewodności hydraulicznej, co prowadzi w okresach stresu wodnego do niedostatecznego napływu wody do strefy korzeniowej, z warstw położonych głębiej.

W wyniku walidacji obu modeli (dla całego okresu symulacji, obejmującego cztery sezony wegetacyjne) stwierdzono, że dają one poprawne przewidywania wilgotności gleby w stosunku do wartości, mierzonych ze współczynnikiem dopasowania  $R^2$  w zakresie 75-79% (rys. 8).



**Rys. 8.** Porównanie przewidywań modeli odnośnie wilgotności z wartościami mierzonymi  
**Fig. 8.** Comparison of soil moisture models prediction with measured values

## WNIOSKI

Pierwszy model typu „bucket” jest prostszy i wymaga mniejszej liczby danych wejściowych, przy czym przewidywania wartości, uśrednionych dla wszystkich punktów w zlewni, są porównywalne z tymi, jakie daje model FEFLOW.

Wyniki symulacji modelu (FEFLOW) nieznacznie poprawiają przewidywania wilgotności w charakterystycznych punktach w zlewni. Obliczenia są jednak bardziej czasochłonne, a wybór właściwej metody numerycznej rozwiązania problemu wymaga testowania, metodą prób i błędów, ze względu na tendencje do niestabilności numerycznej. Zastosowanie modelu FEFLOW daje jednak oszacowanie wilgotności gleby w trzech wymiarach, a ponadto informuje, co dzieje się w momentach, gdy w trakcie intensywnych opadów, na stoku o dużym nachyleniu pojawiają się przepływy poziome w glebie. Model tego typu jest więc niezbędny do symulacji bilansu wodnego gleb w terenach silnie urzeźbionych. W szczególności obiecujące wydaje się wykorzystanie tego typu modeli do symulacji gwałtownego spływu powierzchniowego, a więc zjawiska będącego bezpośrednią przyczyną procesów erozyjnych.

## Literatura

- Allen R., Pereira G., Raes D., Smith M., 2000, *Crop evapotranspiration*. FAO Irrig. and Drain. Paper No. 56, FAO, Rome.
- Diersch H.-J.G., 1997, FEFLOW - *Physical basis of modeling*, WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd., Berlin.

- 
- Diersch H.-J.G., 2009, *WASY Software FEFLOW 5.4 Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System. Reference Manual*, WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd., Berlin.
- Guswa A.J., Celia M.A., Rodriguez I.I., 2002, Models of soil moisture dynamics in ecohydrology – comparative study, *Water Resources Research* 38, 9.
- Iwanow N. N., 1954, *Estimation of the amount of evaporation ability*, *Izv. Vsesojuzn. Obshch.-va*, T. 86.
- Robock, A., K. Ya. Vinnikov, C. A. Schlosser, N. A. Speranskaya, and Y. Xue, 1995, Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models, *J. Clim.* 8, 15–35.
- van Genuchten M.Th., 1980, A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.