

MODELOWANIE TERMO I HYDROFIZYCZNYCH ZMIAN W GLEBIE OGRZEWANEJ POWIETRZEM

¹*S. Kurpaska*, ²*B. Bożek*

¹Katedra Mechanizacji Rolnictwa AR w Krakowie, ²Wydział Matematyki Stosowanej AGH

S t r e s z c z e n i e. W pracy przedstawiono porównanie zmian temperatury i zawartości wody w glebie ogrzewanej ciepłym powietrzem. Do opisu ruchu ciepła i masy wykorzystano dwa modele: uproszczony model Łykowa i model Philipa i de Vriesa. Analizę przepływu ciepła i wody glebowej przeprowadzono w elemencie powtarzalnym instalacji z przyjętymi warunkami symetrii oraz izolacyjności na obydwu brzegach elementu. Obliczenia symulacyjne przeprowadzono dla piasku. Na podstawie analizy stwierdzono, że tendencje zmian analizowanych wartości opisujących stan fizyczny piasku są porównywalne ze sobą, zgodność między obliczonymi wartościami temperatury i zawartości wody uzyskanymi z rozwiązania analizowanych modeli waha się od 61% do 92%. W zbudowanych algorytmach numerycznych (zarówno w uproszczonym modelu Łykowa jak i modelu Philipa i de Vriesa) istnieje możliwość zmian parametrów wejściowych modelu, w wyniku czego można przeprowadzić eksperymenty symulacyjne, jednakże algorytm uproszczonego modelu Łykowa z racji występowania sprzężenia jednostronnego jest prostszy do rozwiązania.

Słowa kluczowe: powietrze, ogrzewanie, podłoże, matematyczne modele

WSTĘP

W praktyce ogrodniczej jednym ze sposobów ogrzewania podłoża ogrodniczego jest ogrzewanie przy pomocy podgrzanego powietrza. W tym systemie technicznym, powietrze wypływa przez otwory wykonane w pobocznicy przewodu grzewczego do otaczającej gleby. W wyniku istnienia różnicy temperatury między przepływającym powietrzem a cząsteczkami gleby występuje przepływ ciepła, a w konsekwencji powstaje niejednorodne pole temperatur w przestrzeni glebowej. Drugim niezależnym procesem (w przypadku ogrzewania powietrzem nienasyconym) powstałym w wyniku istnienia gradientu stężenia pary wodnej

zawartej w podgrzanym powietrzu oraz powietrzu glebowym jest transport masy w glebie. W konsekwencji w wyniku opisanych mechanizmów następuje wymiana ciepła i masy (wody glebowej) w glebie, a w ostateczności zwiększanie jej temperatury oraz zmniejszenie zawartości wody. Badania laboratoryjne dowiodły, iż przepływ gazu przez ośrodek porowaty jest przepływem bardzo złożonym, stąd też rozwinęło się wiele teorii na temat prawdziwego przebiegu tych zjawisk [15]. Ponieważ matematyczny opis zagadnień przepływu ciepła i masy w glebie dany jest układem równań różniczkowych o pochodnych cząstkowych, często nieliniowych, uzyskanie analitycznych rozwiązań analizowanych problemów było na ogół niemożliwe nawet dla prostych geometrii przepływu. Od strony matematycznej problem sprowadza się do rozwiązania równań parabolicznych z mniej lub bardziej skomplikowanymi warunkami początkowymi i brzegowymi. Wraz z rozwojem techniki komputerowej do rozwiązywania przepływu ciepła i masy w glebie, wprowadzono wiele metod przybliżonego (numerycznego) uzyskiwania rozwiązań równań opisujących analizowane procesy. Dotyczy to zarówno zagadnień opisujących transfer ciepła jak i masy (traktowanych oddzielnie) jak również i łącznie [16].

W procesie ogrzewania gleby podgrzanym powietrzem występują wzajemne interakcje między polem temperatury a dyfuzją masy. Wróbel [21] analizował wzajemne sprzężenia termodyfuzyjne i wpływ tych sprzężeń na pole naprężeń w ciałach stałych. Autor uzyskał dużą zbieżność otrzymanych wyników numerycznych z pomiarami eksperymentalnymi. Obszerną monografię omawiającą termodyfuzję w ciałach stałych odkształcalnych i nieodkształcalnych opracowali Nowacki i Olesiak [9]. Szeroką dyskusję modeli opisujących przepływ gazu w ośrodkach porowatych przeprowadził Siemek [18]. Autor metodą szeregów wymuszających opracował hipotetyczny model w którym uwzględnił parametry fizyczne przepływającego gazu wraz z efektami termodynamicznymi podczas interakcji gaz – ciało porowate (przejścia fazowe, efekty Joule’a-Thompsona, adiabatycznego rozprężania przepływającego gazu).

Przesmycki i Strumiłło [12] zebrali i uporządkowali poglądy dotyczące mechanizmu ruchu masy w materiałach kapilarno- porowatych w procesie ich suszenia. Autorzy na podstawie kryterium zjawiskowego wyodrębnili różne hipotezy (teorie) omawiające wpływ ruchu ciepła na ruch masy w ciałach o strukturze kapilarno- porowatej.

Istnieją również liczne teoretyczne prace w których przeprowadzono szeroką dyskusję mechanizmu równoczesnego ruchu ciepła i masy w glebach na podsta-

wie których autorzy zaproponowali własne modele matematyczne procesu Philip i de Vries [11], Cary i Taylor [4], Dakshnamurthy i Fredlung [5], Slegel i Davis [19], Walczak i wsp. [20], Kurpaska [7].

W modelu Philipa i de Vriesa założono, że transfer masy następuje w wyniku kolejnych serii parowania i kondensacji wraz z równoczesnym powstawaniem nieciągłości warstwy wody glebowej w miejscach przewężeń kapilar glebowych. Powstały pod wpływem gradientu temperatur transfer masy w glebie odbywa się więc w postaci pary i cieczy. Autorzy nie uwzględnili wpływu strumienia wody na przenoszenie ciepła i spowodowanej tym przepływem zmianę pola temperatury w glebie.

W modelu Cary'ego i Taylor'a [4] wzajemne interakcje między ruchem wody w glebie i ruchem ciepła w glebie uwzględniono w oparciu o stosowane w termodynamice procesów nieodwracalnych relacje przemienności Onsagera (przebiennosc fenemonologicznych współczynników przenoszenia, a tym samym symetryczność macierzy zbudowanej z tych współczynników). Powstały pod wpływem gradientów temperatury w glebie (założonych na stałym poziomie) ruch masy, opisano jako zależność między powstałymi procesami przenoszenia ciepła i masy.

Wraz z rozwojem metod numerycznych autorzy dokonywali również komplikacji modelu Philipa i de Vriesa. I tak, model opracowany przez Baladi'ego i wsp. [3] uwzględnia kompleksowe procesy zachodzące w glebie powstałe pod wpływem punktowego źródła ciepła w glebie. Opisano w nim zarówno procesy parowania- kondensacji jak i zjawisko histerezy występującej w relacji między wilgotnością a potencjałem wody glebowej podczas przepływu wody glebowej.

Model Dakshnamurthy'ego i Fredlund'a [5] opisujący ruch wody glebowej pod wpływem gradientu temperatury uwzględnia łączny efekt oddziaływania niejednorodności pola temperatury w glebie i gradientów hydraulicznych wody glebowej w warstwach o głębokości do 1m. Równania różniczkowe cząstkowe w analizowanej warstwie opisują przebieg: temperatury gleby, ciśnienia powietrza glebowego oraz potencjału wody glebowej.

Puri [13] w oparciu o model Philipa i de Vriesa, analizował przepływ ciepła i masy w glebie ogrzewanej punktowym źródłem ciepła umieszczonym na pewnej głębokości.

Slegel i Davis [19] opracowali model w którym rozszerzyli hipotezę Philipa i de Vriesa o gradienty gęstości pary wodnej i napięcia powierzchniowego wody glebowej.

Walczak i wsp. [20] opracowali model w którym analizowano równoczesny ruch ciepła i masy w glebie (ze wzajemnym wpływem na siebie obydwu strumieni). Model ten jest jednak hipotezą i nie jest możliwy do rozwiązania z powodu niepodania przez autorów metod umożliwiających znalezienie współczynników przenoszenia.

W modelu Nassara i Hortona [8] autorzy w oparciu o równanie energii oraz dyfundujących strumieni masy opracowali zależności opisujące równoczesne przenoszenia ciepła, masy i soli w glebie w warunkach polowych. W transporcie wody glebowej (podobnie jak w modelu Philipa i de Vriesa) uwzględniono ruch fazy ciekłej jak i gazowej, zaś równanie opisujące zmiany temperatury w glebie rozbudowano o człon opisujący konwersję fazy ciekłej w gazową.

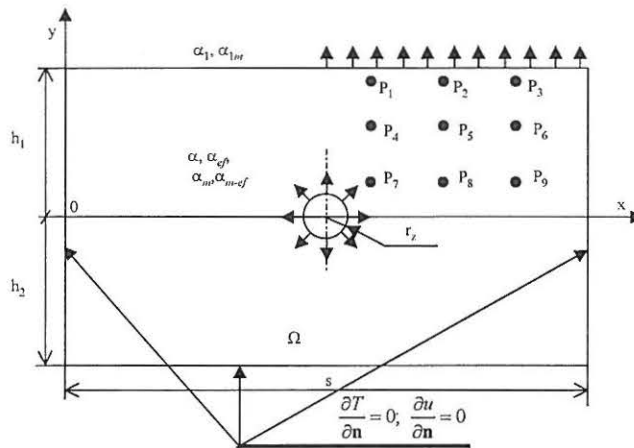
Wyprowadzone przez Philipa i de Vriesa zależności były przedmiotem eksperymentalnej weryfikacji: Abdel- Hadi i Mitchel [1], Ahmed i wsp.[2], Radhakrishna i wsp. [14], Seki i Komori [17]. Porównanie między obliczonymi teoretycznie i zmierzonymi wartościami temperatury i wilgotności cechuje duża zgodność.

W modelu przedstawionym w pracy doktorskiej [7] w oparciu o hipotezę Łykowa - szeroko wykorzystywaną w teorii suszarnictwa [11] analizowano ruch ciepła i masy w glebie ogrzewanej ciepłym powietrzem. Założono sprzężenie jednostronne między ruchem masy i ciepła (w kierunku ruchu ciepła). W warunkach brzegowych uwzględniono efektywne współczynniki wnikania ciepła i masy. Uzyskane w wyniku rozwiązania tego modelu czasoprzestrzenne zmiany temperatury i zawartości wody w podłożu (w szerokim zakresie zmian parametrów modelu) cechowała wysoka zbieżność z pomiarami.

Celem pracy jest porównanie zmian temperatury i zawartości wody obliczonych z uproszczonego modelu Łykowa oraz z modelu Philipa i de Vriesa. Wybór tych modeli został podyktowany znajomością występujących w modelach współczynników przenoszenia (parametrów modeli).

MATERIAŁ I METODA

Analizę przepływu ciepła i wody glebowej przeprowadzono w elemencie powtarzalnym instalacji (tzn. takim, że całą analizowaną przestrzeń można wypełnić podobszarami do niego przystającymi) z przyjętymi warunkami symetrii oraz izolacyjności na obu brzegach elementu. Na rys. 1 przedstawiono schematycznie rozważany problem.



Rys. 1. Obszar rozwiązania Ω

Fig. 1. Range of Ω solution

Do opisu ruchu ciepła i masy zastosowano następujące równania:

a) uproszczony model Łyczkova:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) - \frac{L}{C} \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1a)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (2a)$$

b) model Philipa i de Vriesa:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) - \frac{L}{C} \nabla (D_{\theta_r} \nabla \theta) \quad (1b)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla (D_T \nabla T) + \nabla (D \nabla \theta) + \frac{\partial K}{\partial y} \quad (2b)$$

Do wymienionych równań dołączono warunki brzegowe w postaci (oznaczania jak na rys. 1):

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0; \quad \frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \quad \text{dla: } x=0 \text{ oraz } x=s \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} = 0; \quad \frac{\partial \theta}{\partial y} = 0 \quad \text{dla: } y=h_2 \quad (4)$$

dla: $y=h_1$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial y} = \alpha_1 (T - T_{ot}) \quad (5)$$

$$K \frac{\partial \theta}{\partial y} = \alpha_{1m} (c_1 - c_{ot}) \quad (6)$$

dla: $O((\frac{s}{2}; 0), r_z)$

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} = \alpha, \alpha_{ef} (T_a - T) \quad (7)$$

$$-K \frac{\partial \theta}{\partial \mathbf{n}} = \alpha_m, \alpha_{m-ef} (c_{gl} - c_a) \quad (8)$$

oraz warunki początkowe w postaci:

$$T(x, y) = T_0 \quad \text{oraz} \quad \theta(x, y) = \theta_0 \quad (9)$$

Oznaczenia:

T - temperatura gleby, °C,

L - ciepła parowania wody, J/kg,

θ - zawartość wody w glebie, cm^3/cm^3 ,

t - czas, s,

$a(\theta)$ - współczynnik dyfuzja ciepła w glebie, m^2/s ,

$C(\theta)$ - pojemność cieplna gleby, $\text{J}/\text{m}^3\text{K}$,

c_1, c_{ot}, c_{gl}, c_a - koncentracja pary wodnej w powietrzu, (odpowiednio w: wierzchniej warstwie gleby- c_1 , otaczającym powietrzu- c_{ot} , w glebie w sąsiedztwie perforowanego przewodu- c_{gl} oraz w ogrzonym powietrzu- c_a), kg/m^3 ,

$D(\theta)$ - współczynnik dyfuzji wody glebowej (w postaci pary wodnej- D_{θ_v} , jak i cieczy- D_{θ_l}), m^2/s ,

D_T - termiczna dyfuzja wody glebowej (zarówno w postaci pary wodnej D_{T_v} , jak i cieczy- D_{T_l}), m^2/sK ,

$K(\theta)$ - współczynnik przewodnictwa wody glebowej w strefie nienasyconej, m/s ,

x, y - współrzędne kartezjańskie, m.

Koncentrację pary wodnej (c_{ot}, c_a) obliczono korzystając ze standardowych zależności psychrometrycznych, zaś wartości (c_1, c_{gl}) z zależności Kelvina.

Współczynniki wnikania ciepła w konwekcji naturalnej (α_1), konwekcji wymuszonej (α), efektywny współczynnik wnikania ciepła w konwekcji wymuszonej (α_{ef}) oraz współczynniki wnikania masy w konwekcji naturalnej (α_{1m}), wymuszonej (α_m), efektywny współczynnik wnikania ciepła w konwekcji wymuszonej (α_{m-ef}) obliczono z równań korelacyjnych stosowanych w teorii ruchu ciepła i masy.

Przy rozwiązywaniu analizowanego zagadnienia przyjęto założenia: o homogeniczności i izotropowości gleby, że charakterystyki termo i hydrofizyczne nie zależą od temperatury ośrodka, że strumień powietrza przepływający przez przestrzeń kapilarno-porowatą gleby jest w takim nadmiarze (w stosunku do wydzielanej z gleby pary wodnej) iż wchłania każdą jej masę wydzielaną w trakcie trwania procesu oraz że przekazywanie ciepła w glebie odbywa się wyłącznie drogą przewodzenia.

Analizując zależności struktury wewnętrznej prezentowanych modeli można stwierdzić, że w modelu Philipa i de Vriesa (równ. 1b, 2b) poprzez izotermiczne i termiczne współczynniki przenoszenia wody w postaci cieczy i gazu uwzględniono wzajemne sprzężenia zwrotne między gradientami temperatury oraz przeniesieniem wody. Implikuje to jednakże konieczność pełnej znajomości wartości tych współczynników przenoszenia, których teoretyczne obliczenie nie jest możliwe, a na drodze doświadczalnej uciążliwe. W uproszczonym modelu (równ. 1a, 1b) wykorzystywane są standardowe charakterystyki hydro i termofizyczne. Dodatkowo w modelu Philipa i de Vriesa w równaniu opisującym zmianę zawartości wody uwzględniono człon grawitacyjny. W obydwu analizowanych modelach w miejscach wymuszających ruch ciepła i masy w elemencie, z racji najlepszego przybliżenia rzeczywistych warunków wymiany ciepła i masy, przyjęto warunki brzegowe trzeciego rodzaju.

Ogólnie można stwierdzić, że zarówno w uproszczonym modelu Łykowa jak i w modelu Philipa i de Vriesa brak jest członu wyrażającego konwekcyjne nagrzewanie ośrodka glebowego od przepływającego powietrza. Konwekcyjny ruch ciepła w ogrzewanej glebie uwzględniony został w efektywnym współczynniku wnikania ciepła do gleby na brzegu przewodu perforowanego.

Rozważane zagadnienie początkowo-brzegowe rozwiązano stosując stabilną metodę różnicową, która z racji ekonomiczności uzyskania rozwiązania a także z możliwości względnie prostego wprowadzenia do rozwiązania warunków brzegowych jest powszechnie stosowana przy rozwiązywaniu równań przepływu.

Porównanie między wynikami uzyskanymi z rozwiązania obydwu modeli wykonano stosując standardowe metody statystyczne.

WYNIKI I DYSKUSJA

Obliczenia symulacyjne przeprowadzono dla piasku. Wynikało to z faktu posiadania informacji o współczynnikach przenoszenia oraz charakterystykach termo i hydrofizycznych ośrodka glebowego. Wartości parametrów modelu przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Współczynniki przenoszenia, charakterystyki termo i hydrofizyczne piasku Jury i Miller [6] oraz równania korelacyjne wykorzystane w obliczeniach symulacyjnych

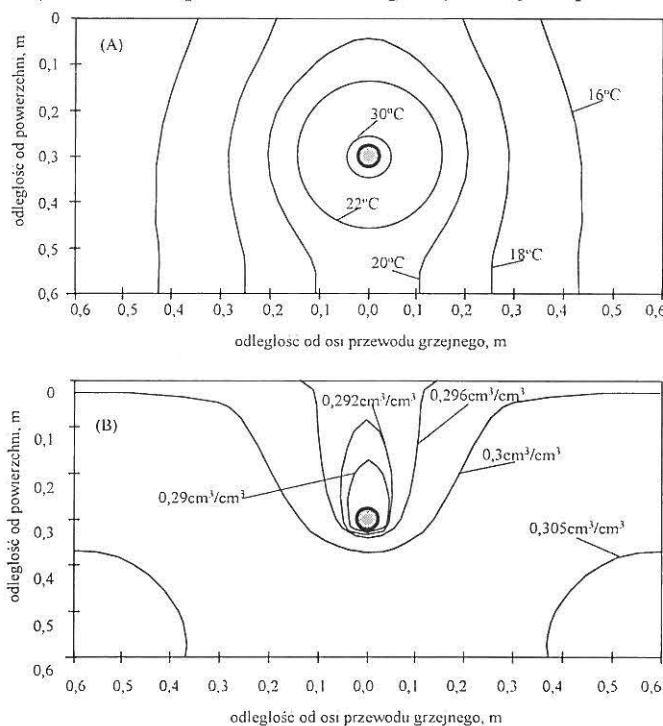
Table 1. Coefficients of conductivity, thermo- and hydrophysical characteristics of the sand Jury i Miller [6] and equations of correlation used in simulation

θ , cm ³ /cm ³	0	0,1	0,15	0,2	0,3	0,4
λ , W/mK	0,8	2,3	2,5	2,7	3,0	3,3
α , m ² /s	1 10 ⁻⁷	5 10 ⁻⁷	11 10 ⁻⁷	12,5 10 ⁻⁷	12 10 ⁻⁷	10,5 10 ⁻⁷
D_{θ_v} , m ² /s	0	1,2 10 ⁻¹¹	3,3 10 ⁻¹⁴	1,1 10 ⁻¹⁵	2,3 10 ⁻¹⁶	1,6 10 ⁻¹⁷
D_{θ_l} , m ² /s	0	1,1 10 ⁻⁷	2,3 10 ⁻⁷	8,1 10 ⁻⁷	2,3 10 ⁻⁶	5,6 10 ⁻⁵
D , m ² /s	0	1,1 10 ⁻⁷	2,3 10 ⁻⁷	8,1 10 ⁻⁷	2,3 10 ⁻⁶	5,6 10 ⁻⁵
D_{T_v} , m ² /sK	1,1 10 ⁻¹¹	5,7 10 ⁻¹¹	5 10 ⁻¹¹	4 10 ⁻¹¹	1,5 10 ⁻¹¹	0
D_{T_l} , m ² /sK	0	6,9 10 ⁻¹⁰	1,4 10 ⁻⁹	5,8 10 ⁻⁹	1,8 10 ⁻⁸	1,1 10 ⁻⁷
D_T , m ² /sK	1,1 10 ⁻¹¹	7,5 10 ⁻¹⁰	1,9 10 ⁻⁹	5,8 10 ⁻⁸	1,8 10 ⁻⁸	1,1 10 ⁻⁷
K , m/s	1,1 10 ⁻¹⁰	9,2 10 ⁻⁸	6,9 10 ⁻⁷	1,1 10 ⁻⁶	6,9 10 ⁻⁶	7,1 10 ⁻⁵
α_1 , W/m ² K	$Nu = 0,19 \cdot Ra^{0,31}$					
α_{1m} , m/s	$Sh = 0,21 \cdot (Gr \cdot Pr)^{0,32}$					
α , W/m ² K	$Nu = 0,664 \cdot Sc^{0,33} \cdot Re^{0,4}$					
α_m , W/m ² K	$Sh = 0,664 \cdot Sc^{0,33} \cdot Re^{0,4}$					
α_{vfs} , W/m ² K	$Nu = 0,23 \cdot Re^{0,86}$					
α_{nl-ef} , m/s	$Sh = 0,69 \cdot Re^{0,86} \cdot Sc^0$					

Wartości pośrednie wykorzystywanych w procesie numerycznej iteracji parametrów modelu, obliczono wykorzystując metodę interpolacji liniowej.

Obliczenia symulacyjne przeprowadzono dla następujących parametrów decyzyjnych systemu oraz parametrów fizycznych (gleby i otoczenia): czas uzyskania przez analizowany system empiryczny pseudo-ustalonego stanu wymiany ciepła (t); $t=120$ godz, ilość ogrzanego powietrza (Q); $Q=20 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/m_b$ przewodu, temperatura ogrzanego powietrza (T_a); $T_a=35^\circ\text{C}$, temperatura otoczenia (T_{ot}) $T_{ot}=13^\circ\text{C}$, głębokość umieszczenia przewodu grzejnego (h_1); $h_1=0,3$, szerokość elementu (s); $s=1,2$ m, temperatura otoczenia (T_{ot}); $T_{ot}=14^\circ\text{C}$, temperatura początkowa gleby (T_0); $T_0=14,1^\circ\text{C}$, wilgotność początkowa gleby (θ_0); $\theta_0=0,34 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, wilgotność ogrzanego powietrza równą 40% oraz wilgotność otaczającego powietrza- 70%.

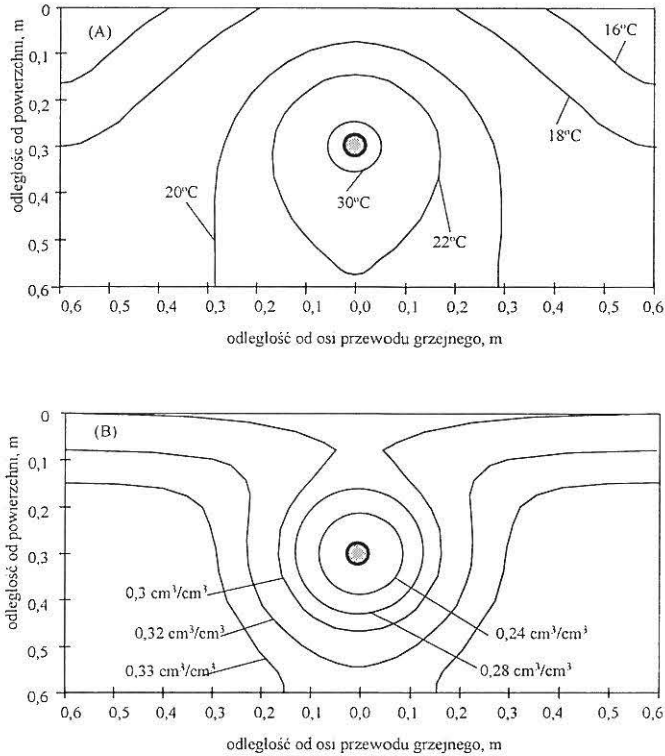
Na rys. 2 i 3 przedstawiono izolinie temperatury i zawartości wody uzyskane z rozwiązania analizowanych modeli. Izolinie te obrazują stan fizyczny piasku po uzyskaniu przez system stanu pseudo-ustalonego wymiany ciepła.



Rys. 2. Izolinie temperatury (A) oraz zawartości wody (B) w piasku uzyskane z modelu Philipa i de Vriesa po upływie 120 godz. czasu symulacji

Fig. 2. Isolines of temperatures (A) and water content (B) in the sand, obtained from the model of Phillip and de Vries after 120 hrs after of simulation time

Można zauważyć, że o ile izoliny temperatury w glebie przebiegają w porównywalny sposób, o tyle zawartość wody w przypadku obliczania jej z równania (2b) przyjmuje w analizowanym elemencie bardziej jednorodne wartości w porównaniu z wartościami obliczonymi z modelu suszarniczego (równ. 2a).

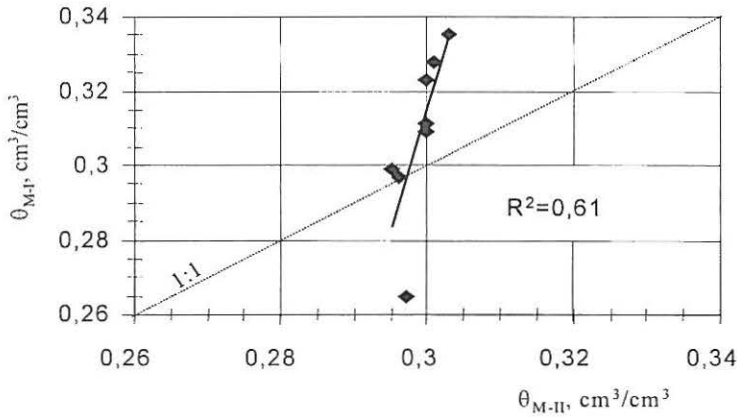


Rys. 3. Izolinie temperatury (A) oraz zawartości wody (B) w piasku uzyskane z uproszczonego modelu Łykowa po upływie 120 godz. czasu symulacji

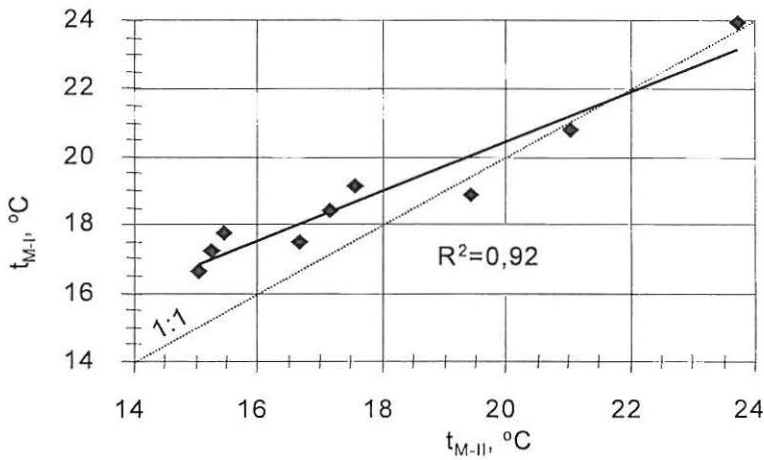
Fig. 3. Isolines of temperatures (A) and water content (B) in the sand, obtained from the simplified model of Luikov after 120 hrs of simulation time

Na rys. 4 i 5 przedstawiono całościowe porównanie między wartościami temperatury i zawartości wody w glebie obliczone z uproszczonego modelu - oznaczenia θ_{M-I} , t_{M-I} oraz z modelu Philipa i de Vriesa (θ_{M-II} , t_{M-II}). Porównanie wykonano dla warstwy gleby o głębokości 0,3 m i szerokości elementu powtarzalnego na poziomie 1,2m. W elemencie wyodrębniono punkty o zmiennej głębokości i odległości od osi symetrii przewodu grzejnego, odpowiednio dla głębokości: 0,05 cm, 0,15 cm i 0,25 cm oraz odległości: 0,1m, 0,3m i 0,5m. Wyszczególnione

punkty zaznaczono na rys. 1. Analizę przeprowadzono po osiągnięciu przez proces quasi-ustalonego stanu wymiany ciepła w glebie. Porównanie to cechuje zgodność w przypadku wody glebowej na poziomie $R^2=0,61$, zaś dla pola temperatur $R^2=0,92$.

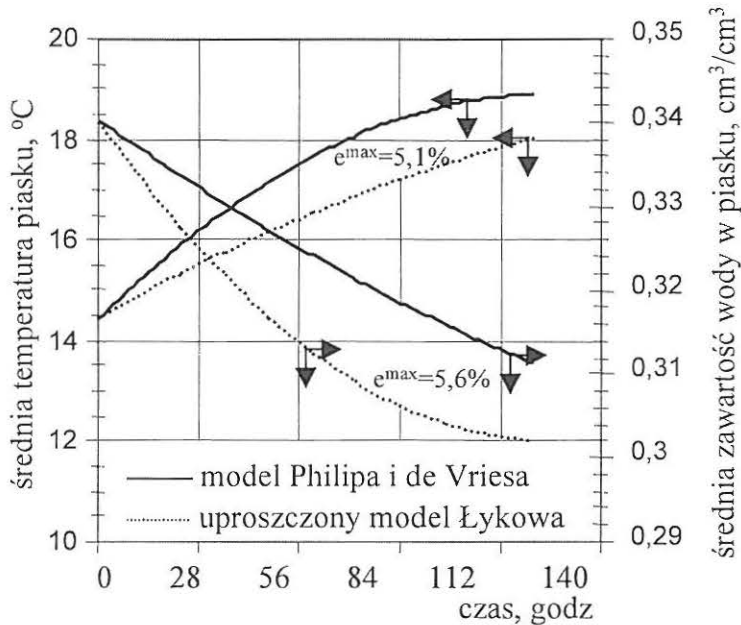


Rys.4. Porównanie między średnią zawartością wody w piasku obliczoną z analizowanych modeli
 Fig. 4. Comparison between average water content in the sand calculated according to the analysed models



Rys.5. Porównanie między średnią temperaturą piasku obliczoną z analizowanych modeli
 Fig. 5. Comparison between average temperature of the sand calculated according to the analysed models

Wprowadzony, jako miara podobieństwa, współczynnik determinacji (R^2) informuje o sile związku pomiędzy analizowanymi wielkościami obliczonymi z modeli jednakże nic nie mówi o tendencji tych różnic. Stąd w celu ukazania tych tendencji, na rys. 6 przedstawiono krzywe nagrzewania i zmian zawartości wody w analizowanej warstwie obliczone z analizowanych modeli w trakcie trwania procesu ogrzewania.



Rys.6. Krzywe nagrzewania i zmian zawartości wody w piasku obliczone z rozwiązania analizowanych modeli w funkcji czasu trwania procesu ogrzewania

Fig. 6. Curves of heating and water content changes in the sand calculated from solutions of the analysed models in dependence on the time of heating process duration

Maksymalne względne różnice między analizowanymi wartościami (liczone względem modelu Philipa i de Vriesa) wynoszą od 5,1% do 5,6%. Bezwzględne różnice wartości wilgotności i temperatury w wyodrębnionych punktach (podczas całego procesu ogrzewania) dla zmian zawartości wody wahają się od 0,013 cm³/cm³ do 0,037 cm³/cm³, w przypadku pola temperatur od 0,93 K do 2,16K.

Zaobserwowane różnice można wytłumaczyć m.in. faktem, iż w modelu suszarniczym przyjęto efektywne współczynniki wnikania ciepła i masy, nie rozdzielono współczynników przenoszenia masy oddzielnie w postaci pary wodnej i

cieczy, pominięto termodyfuzyjny ruch masy oraz dodatkowo w opisie ruchu wody glebowej uwzględniono człon grawitacyjny który dodatkowo wymusza zmiany zawartości wody w powtarzalnym elemencie instalacji. Należy jednak podkreślić, że wykorzystując w obliczeniach zmian parametrów fizycznych gleby ogrzewanej ciepłym powietrzem model suszarniczy, wykorzystano standardowe charakterystyki hydro i termofizyczne ośrodka kapilarno- porowatego oraz efektywne współczynniki wnikania ciepła i masy. Takie formalne podejście polegające na zastępowaniu w opisie wewnętrznego ruchu ciepła i masy w ciele kapilarno- porowatym wszystkich krzyżujących się elementarnych strumieni ciepła i masy efektywnymi współczynnikami jest często stosowane w teorii suszarnictwa. Potwierdzeniem słuszności przyjętych w modelu suszarniczym standardowych charakterystyk termo i hydrofizycznych są nie tylko wyniki Jurry i Millera (Tab. 1) ale również i badania Zaradnego i Sutora [22]. W obydwu pracach można zauważyć, że w analizowanych glebach izotermiczna dyfuzyjność wody jest średnio dwa rzędy wielkości większa od dyfuzyjności termicznej.

WNIOSKI

W pracy przedstawiono porównanie zmian temperatury i zawartości wody w piasku ogrzewanym nienasyconym podgrzanym powietrzem obliczonych z dwóch modeli (uproszczony model Łykowa oraz model Philipa i de Vriesa). Obliczenia symulacyjne przeprowadzono dla jednakowych parametrów modelu. Na podstawie analizy można stwierdzić:

1. Tendencje zmian analizowanych wartości opisujących stan fizyczny piasku są porównywalne ze sobą. Zgodność między obliczonymi wartościami temperatury i zawartości wody uzyskanymi z obydwu analizowanych modeli waha się od 61% do 92%.
2. Maksymalne względne różnice liczone dla procesu quasi-ustalonego dla całej warstwy piasku nie przekraczają 5,6%, zaś bezwzględne w wyszczególnionych punktach nie przekraczają $0,037 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (zawartość wody) i 2,16 K dla temperatury.
3. Algorytm do rozwiązania uproszczonego modelu Łykowa z racji występowania sprzężenia jednostronnego jest prostszy do rozwiązania od algorytmu wykorzystanego w modelu Philipa i de Vriesa.

LITERATURA

1. **Abdel-Hadi O., Mitchel J.K.:** Coupled heat and water flows around buried cables. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 107, 1461-1487, 1981.
2. **Ahmed E., Ahmed M.Y., Roller W.L., Elwell D.L.:** Technical feasibility of utilizing reject heat from power stations in greenhouses. *Transactions of the ASEA*, 26, 200-206, 1983.
3. **Baladi R.J., Ayers D.L., Schoenhals R.J.:** Transient heat and mass transfer in soils. *Int. Journal Heat Mass Transfer*, 24, 449- 458, 1981.
4. **Cary J.W., Taylor S.A.:** Thermally driven liquid and vapour phase transfer of water and energy in soil. *Soil Science Society Proceedings*, 417-420, 1962.
5. **Dakshanamurthy V., Fredlund D.G.:** A mathematical model for predicting moisture flow in a an unsaturated soil under hydraulic and temperature gradients. *Water Resources Research*, 17(3), 714- 722, 1981.
6. **Jury W.A., Miller E.E.:** Measurement of the transport coefficients for coupled flow of heat and moisture in medium sand. *Soil Sci. Soc. Am.* 38, 551- 557, 1974.
7. **Kurpaska S.:** Model and simulation of the process of heat and mass exchange during heating of greenhouse substrate with warm air. *Annual review of Agricultural Engineering*, 1(1), 61-77, 1996.
8. **Nasar I.N., Horton R.:** Simultaneous transfer heat, water and solute in porous media: I. Theoretical development. *Soil Sci. Soc. Am.* 56, 1350-1356, 1992.
9. **Nowacki W., Olesiak Z.S.:** *Termodyfuzja w ciałach stałych*. PWN, Warszawa, 1991.
10. **Pabis S.:** *Teoria konwekcyjnego suszenia produktów rolniczych*. PWRiL, Warszawa, 1982.
11. **Philip J.R., de Vries D.A.:** Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union*, 38(2), 222-232, 1957.
12. **Przesmycki Z., Strumillo Cz.:** Mechanizm ruchu wilgoci w procesie suszenia materiałów kapilarno- porowatych. *Inżynieria Chemiczna i Procesowa*, 4(2), 365-378, 1983.
13. **Puri V.M.:** Heat and mass transfer analysis and modeling in unsaturated ground soils for buried tube systems. *Energy in Agriculture*, 6, 179- 193, 1987.
14. **Radhakrishna H.S., Lau K.Ch., Crawford A.M.:** Coupled heat and moisture flow through soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 110(12), 1766-1784, 1984.
15. **Rajtar J.:** Analiza zjawisk dyfuzji i dyspersji gazów w ośrodkach porowatych w oparciu o modele teoretyczne. *Pr. Doktorska*, AGH, 1985.
16. **Schaefer R.:** *Rozwiązanie nieliniowych przypadków filtracji metodą elementów skończonych*. Polit. Krakowska, 1987.
17. **Seki H., Komori T.:** Heat and moisture transfer in soil warming by circulating warm water in a buried pipe line. *J. Agr. Met.*, 45(4), 217-226, 1990.
18. **Siemek J.:** Przepływ gazu w ośrodku porowatym z uwzględnieniem efektów termodynamicznych. *Zeszyty Problemowe Górnictwa*, 7(2), 3-44, 1969.
19. **Slegel D.L., Davis L.R.:** Transient heat and mass transfer in soils in vicinity heated porous pipes. *Journal Heat Transfer*, 99, 541- 546, 1977.
20. **Walczak R., Reszeta O., Czachor H.:** Przenoszenie wody i ciepła w glebie. *Problemy Agrofizyki*, 10, 66-67, 1973.
21. **Wróbel M.:** Analiza sprzeżeń termodyfuzyjnych na przykładzie rozwiązania pewnego zadania początkowo- brzegowego w warstwie. *Mechanika teoretyczna i stosowana*, 3-4, 635- 659, 1991.
22. **Zaradny H., Sutor J.:** Wpływ gradientu temperatury na przepływ wody w nienasyconych gruntach i glebach. *Archiwum Hydrotechniki*, XX (1), 35-43, 1973.

MODELLING OF THE THERMO- AND HYDROPHYSICAL CHANGES IN A SOIL HEATED BY AIR

¹Department of Agricultural Mechanization Agric. Univ. Kraków,

²Faculty of Applied Mathematics AGH Kraków

Summary. The paper presents quantitative comparison of results concerning temperature and water content changes in a soil heated by air. In description of the heat and soil water movement two models have been used: simplified model of Luikov and model of Philip and de Vries. An analysis of the heat and soil water flow has been made in a reproducible element of the installation, assuming symmetry and isolation of both edges of the element. Calculations by means of simulation have been made for the sand. On the basis of achieved results has been stated that trends of changes of the analysed values describing the physical state of the sand are comparable. Compatibility between values of temperature and water content calculated by means of the analysed models amounts from 61% to 92%. The developed numerical algorithms (both for drying model and de Vries model) make possible to introduce changes of the model input parameters and to carry out experiments by means of simulation. Nevertheless, solution of the algorithm for drying model is more simple because a unilateral feedback takes place.

Keywords: air, soil, heating, mathematical models.