URSZULA SOMOROWSKA
Uniwersytet Warszawski

GLEBOWE ZASOBY WODNE W POLSCE W WARUNKACH ZMIENIAJĄCEGO SIĘ KLIMATU

Abstract: Soil Water Resources in Poland in a Changing Climate Conditions. The objective of this study was to investigate the amount of the soil water resources in Poland that are subject to modifications induced by changing climate conditions. The focus was on the soil water storage evolution that has occurred in the past decades as well as on possible shifts in the soil water regime in the future. The study was facilitated by data sets from ensemble simulations from all over Europe with the Regional Climate Model CLM, available from Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany. Long term variability of soil water storage in the 20th century shows downward tendency, statistically significant in last two decades. The amount of soil water storage may decrease in the future. Considerably drier conditions may appear especially in central and western part of Poland.
Key words: soil water storage, changes, projections, Poland.

Wstęp

Dynamika glebowych zasobów wodnych istotnie wpływa na dostępność wody dla ekosystemów lądowych. Badania uwilgotnienia gleby w Polsce wykazały, że w latach suchych okres z niedostatecznym zapasem wody może sięgnąć w okresie wegetacji nawet 15 dekad (Koźmiński, Michalska 1995). Sygnalizowane ostatnio nasilanie się występowania susz prowadzi w konsekwencji do powiększania niedoborów wody. Długotrwające susze glebowe, będące efektem susz atmosferycznych, powodują coraz większe ograniczenia w zaspokajaniu potrzeb wodnych roślin (Łabędzki 2006; Ostrowski *et al.* 2008; Stuczyński, Dębicki 2007).

Z tego względu za szczególnie ważne uznaje się kształtowanie retencji wodnej krajobrazu, m.in. przez działania służące zwiększaniu retencji wodnej gleby oraz wydłużaniu czasu przebywania wody w krajobrazie (Kędziora 2006). Podstawą podejmowania działań mających na celu zwiększanie małej retencji jest szczegółowa diagnoza stanu środowiska wodnego. Dlatego zasadna jest m.in. ocena glebowych zapasów wody oraz rozpoznanie sezonowej zmienności uwilgotnienia. W warunkach

zmieniającego się klimatu, przy wzrastającej temperaturze powietrza oraz zmianach w zasilaniu opadem atmosferycznym, dynamika wód glebowych może ulegać znacznym przekształceniom. W związku z tym powstaje pytanie, w których regionach Polski należałoby spodziewać się największych zmian, a także, w jakim stopniu glebowe zasoby wodne mogłyby ulec ograniczeniu.

W najczęściej przyjmowanej hipotezie dotyczącej przyszłości klimatycznej Ziemi zakłada się narastające ocieplenie. W perspektywie najbliższych 50-100 lat możliwy jest dalszy wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza na półkuli północnej (Solomon *et al.* 2007). W Polsce, podobnie jak niemal w całej Europie, w ostatnich dekadach średnia roczna temperatura powietrza systematycznie wzrasta, a projekcje zmian klimatu wskazują na możliwy dalszy jej wzrost (Kundzewicz 2007; Starkel, Kundzewicz 2008). Przewiduje się, że roczna suma opadów atmosferycznych w Polsce może zmniejszyć się nawet o 100 mm. Zmiany klimatu mogą istotnie zmodyfikować cykl hydrologiczny oraz dostępne zasoby wodne, przez nasilanie się ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych. Wyższa temperatura powietrza może powodować przyspieszenie cyklu hydrologicznego, a proces parowania może być wówczas intensywniejszy. W konsekwencji zasoby wodne, w tym zapasy wód glebowych, w pewnych okresach mogą być mniejsze, właśnie z powodu silnego parowania. Teoretycznie możliwa jest również sytuacja odwrotna, a mianowicie spowolnienie obiegu wody, np. przez chłodzący efekt aerozolowy. Ponadto, mniejsze wartości ewapotranspiracji mogą wystąpić w wyniku tzw. wymuszenia fizjologicznego (Sellers *et al.* 1996). W konsekwencji zwiększonej ilości dwutlenku węgla w atmosferze, straty wody w procesie transpiracji mogą być ograniczone na skutek adaptacji roślin i zamykania aparatów szparkowych u niektórych gatunków roślin. Taki mechanizm ma istotne znaczenie dla cyklu hydrologicznego, gdyż potencjalnie prowadzi do wzrostu retencji i odpływu (Gedney *et al.* 2006). Powstaje pytanie, jak w przyszłych warunkach klimatycznych będą kształtować się glebowe zasoby wodne. Niepewność zachowania się systemu klimatycznego Ziemi przekłada się na niepewność oceny glebowych zasobów wodnych, zależnych m.in. od interakcji zachodzących między elementami biotycznymi i abiotycznymi.

W przeciwieństwie do innych zmiennych hydrologicznych (opadu, odpływu i parowania) uwilgotnienie gleb jest relatywnie słabo rozpoznane. Ze względu na to, że naziemne pomiary uwilgotnienia *in situ* dostarczają tylko informacji punktowej na ogół w krótkich ciągach czasowych, w badaniach coraz częściej wykorzystuje się symulowane wartości wilgotności gleby jako „wyjście" z modeli klimatycznych (Somorowska 2006). Zasadność ich stosowania jest już dokumentowana w niektórych pracach (m.in. Li *et al.* 2007; Somorowska 2008). Wyniki ostatnich prac nad modelami klimatycznymi o poprawionej parametryzacji procesów fizycznych stwarzają zatem możliwość szczegółowych analiz uwilgotnienia wierzchniej warstwy gruntu. Z tego względu projekcje mogą stanowić punkt wyjścia w wyjaśnianiu kierunku możliwych zmian uwilgotnienia. Możliwość wiarygodnej oceny uwilgotnienia zależy

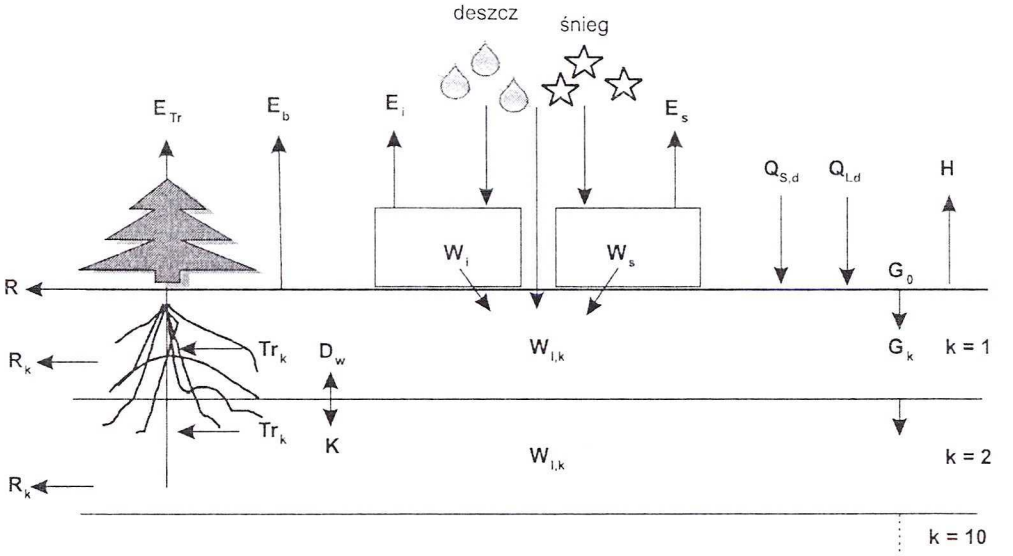
jednak od wielu czynników; m.in. od poprawności modelu oraz dokładnego oszacowania zmiennych meteorologicznych. Model ECHAM5 jest jednym z modeli szczególnie zalecanych do analiz uwilgotnienia gleby, bowiem prawidłowo odzwierciedla cyrkulację atmosferyczną w umiarkowanych szerokościach geograficznych w Europie (Seneviratne *et al.* 2006). Jest zalecany również dlatego, że w symulacjach z jego wykorzystaniem uzyskano największą zgodność symulowanych wartości uwilgotnienia z wartościami wyznaczonymi na podstawie pomiarów *in situ* w sieci punktów globalnej bazy danych wilgotności gleb (Li *et al.* 2007).

W opracowaniu podjęto próbę oceny glebowych zasobów wodnych w Polsce w warunkach zmieniającego się klimatu. Podstawą analizy były wartości uwilgotnienia, uzyskane w regionalnym modelu klimatycznym CLM (ang. *Climate Limited-area Model*). Uruchomienia tego modelu były wymuszane przez symulacje pochodzące z globalnego modelu klimatu ECHAM5/MPIOM (Hollweg *et al.* 2008). Dane zostały przygotowane przez grupę „Model and Data" w Instytucie Meteorologii Maxa Plancka (Max Planck Institute for Meteorology, MPI-M Hamburg) we współpracy z Brandenburskim Uniwersytetem Technicznym z siedzibą w Cottbus (Brandenburgische Technische Universität, BTU, Cottbus), z Centrum Badawczym GKSS w Geesthacht oraz z Instytutem Badań Klimatycznych w Poczdamie (PIK). Są one dostępne w rozdzielczości przestrzennej 0,20° szer. i dług. geogr. Wykorzystano symulacje zmiennych zapasów wody w glebie, a także wartości parowania i opadu w XX w. (1960-2000) oraz w XXI w. (2060-2100), według scenariusza klimatycznego A1B.

1. Modelowanie przepływu masy i energii w glebie w modelu CLM

Schemat blokowy przepływu masy i energii w glebie przyjęty w modelu CLM przedstawiono na ryc. 1. Model CLM jest modelem drugiej generacji, w którym transport wody w pionie opisany jest za pomocą prawa Darcy, a czasowe zmiany zawartości wody w profilu za pomocą równania Richardsa. Ponadto częściowo jest uwzględniany stan roślinności oraz jej wpływ na klimat. Przychód wody do wierzchniej warstwy gleby stanowią opady deszczu i śniegu, natomiast ubytkiem jest woda zużywana w procesach parowania oraz odpływu. W modelu uwzględniono wodę zmagazynowaną w procesie intercepcji, w pokrywie śnieżnej oraz glebową. W opisie ruchu wody uwzględniono procesy infiltracji, perkolacji, podsiąku kapilarnego oraz topnienia śniegu.

Modelowana zawartość wody w warstwie gleby zależy od uwilgotnienia warstw, z którymi ona graniczy, między którymi zachodzi wymiana wilgoci. Ponadto, zależy również od ubytków wody powstających w wyniku procesu ewapotranspiracji, transportu grawitacyjnego i kapilarnego, oraz powstawania odpływu. Transport pionowy został opisany równaniem Richardsa w postaci:



Ryc. 1 Schemat wymiany masy i energii w modelu CLM, według Blocka (2007)

Oznaczenia: E_{Tr} – transpiracja roślin, E_b – parowanie z gleby, E_i – parowanie ze zwilżonej powierzchni roślin, E_s – sublimacja, W_s – zapas wody w śniegu, W_i – pojemność zbiornika intercepcji, $W_{l,k}$ – pojemność retencyjna k-tej warstwy gleby, $Q_{S,d}$ – strumień promieniowania krótkofalowego netto, $Q_{L,d}$ – strumień promieniowania długofalowego netto, H – strumień ciepła jawnego, G_0 – strumień ciepła ogrzewającego glebę, G_k – strumień ciepła ogrzewającego glebę w k-tej warstwie, Tr_k – pobór wody przez rośliny, D_w – dyfuzyjność wody glebowej, K – współczynnik przewodności hydraulicznej gruntu, R_k – odpływ z warstwy glebowej, R – odpływ powierzchniowy.

Źródło: Opracowanie własne (ryc. 1-10).

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial F}{\partial z}$$

gdzie wartość F definiuje się jako:

$$F = \rho_w (D_w(w_l) \frac{\partial w_l}{\partial z} - K(w_l))$$

gdzie: w_l – wilgotność względna warstwy gleby, ρ_w – gęstość wody, D_w – dyfuzyjność wody glebowej, $K(w_l)$ – przewodność hydrauliczna w warunkach aktualnej wilgotności gleby. Dwie ostatnie wartości zależą od wilgotności gleby, co jest parametryzowane w następujący sposób:

$$D_w(w_l) = D_0 \exp\left(D_1 \frac{w_{pV} - \overline{w_l}}{w_{pV} - w_{ADP}}\right)$$

$$K(w_l) = K_0 \exp\left(K_1 \frac{w_{pV} - \overline{w_l}}{w_{pV} - w_{ADP}}\right)$$

gdzie: w_{ADP} – wilgotność rezydualna, $\overline{w_l}$ – wilgotność średnia warstwy gleby, w_{pV} – porowatość gleby. Stałe parametry równania D_0, D_1, K_0, K_1 oraz w_{ADP} są zależne od typu gleby. Zakłada się, że na dolnej granicy ostatniej rozpatrywanej warstwy gleby $D_w = 0$, co oznacza, że dyfuzja z niższej warstwy jest pominięta, a uwzględnia się tylko perkolację. Dopływem do górnej granicy wierzchniej warstwy jest infiltrująca woda. W przypadku wypełnienia polowej pojemności wodnej generowany jest odpływ z gleby, zgodnie z równaniem:

$$R_k = -\frac{w_{l,k} - w_{FC}}{w_{pV} - w_{FC}} \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)_k \Delta z_k$$

gdzie: Δz_k – miąższość warstwy gleby, k-ta warstwa gleby. Ilość wody pobieranej przez korzenie roślin z k-tej warstwy, biorąca udział w procesie transpiracji, określana jest według równania:

$$T_{rk} = E_{Tr} \frac{\Delta z_{root,k}}{z_{root}} \frac{w_l}{w_{l,root}}$$

gdzie: $\Delta z_{root,k}$ – warstwa cząstkowa rizosfery, z_{root} – miąższość rizosfery.

W modelu CLM obliczenia ewapotranspiracji dokonuje się według schematu BATS (ang. *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*), który został opisany przez Dickinsona *et al.* (1993). Wartość ewapotranspiracji ET jest wyznaczana jako suma składowych według następującego równania:

$$ET = E_{Tr} + E_b + E_i + E_s$$

gdzie: E_{Tr} – transpiracja, E_b – parowanie z gleby (bez roślinności), E_i – parowanie z powierzchni roślin, E_s – sublimacja. W obliczeniach składowej E_{Tr} zakłada się jednakową temperaturę roślinności oraz gleby. Wartość transpiracji określana jest według równania:

$$E_{Tr} = f_v \cdot (1 - f_i) \cdot (1 - f_s) \cdot (1/(r_a + r_f)) \cdot \rho_a \cdot (q_{sfc,sat} - q_a)$$

gdzie: f_v – udział powierzchni pokrytej roślinnością, f_i – udział powierzchni pokrytej zwilżoną roślinnością, f_s – udział powierzchni pokrytej śniegiem, $q_{sfc,sat}$ – prężność pary wodnej nasyconej w temperaturze powierzchni parującej; q_a – prężność pary wodnej nad powierzchnią parującą, ρ_a – gęstość powietrza, r_a – opór aerodynamiczny atmosfery dla transportu pary wodnej, r_f – opór aerodynamiczny atmosfery dla transportu pary wodnej w pokrywie roślinnej, zależny od oporu stomatycznego liści oraz współczynnika pokrycia liściennego *LAI*. W przypadku minimalnego oporu stomatycznego panują optymalne warunki transpiracji, natomiast w przypadku dużego oporu transpiracja jest ograniczona. Wartości te nie zostały uzależnione w modelu od rodzaju roślinności; zakłada się, że są stałe w czasie i przestrzeni, co jest uproszczeniem.

W modelu wykorzystano wybrane charakterystyki powierzchni lądu zaczerpnięte z różnych źródeł: stopień pokrycia terenu roślinnością, głębokość rizosfery, wskaźnik pokrycia liściowego *LAI* oraz typ gleby. Dane były pozyskane z baz danych

GLCC (ang. *Global Land Cover Characterization*), CORINE land cover oraz ze zbiorów FAO (*Digital Soil Map of the World and Derived Soil Properties*).

2. Dane i metody badań

Wykorzystano miesięczne wartości symulowanej wilgotności gleby wyrażonej jako zapas wody w glebie (mm). Zbiór punktów gridowych o rozdzielczości przestrzennej 0,2° szer. i dług. geogr. objął zasięgiem obszar Polski i jej sąsiedztwa. Dane zostały pozyskane w formacie Net-CDF, a następnie były przetworzone z wykorzystaniem narzędzia Net-CDF Toolbox, działającym w programie Matlab. W każdym punkcie gridowym pozyskano wartości wilgotności reprezentujące sześć warstw w następujących przedziałach głębokości: 0,00-0,01 m, 0,01-0,04 m, 0,04-0,10 m, 0,10-0,22 m, 0,22-0,46 m, 0,46-0,94 m. Zapasy wody w warstwach 0-30 cm oraz 0-50 cm zostały obliczone według następujących zależności:

$$WS_{30cm} = WS_{0,00-0,01} + WS_{0,01-0,04} + WS_{0,04-0,10} + WS_{0,10-0,22} + (1/3) \cdot WS_{0,22-0,46}$$

$$WS_{50cm} = WS_{0,00-0,01} + WS_{0,01-0,04} + WS_{0,04-0,10} + WS_{0,10-0,22} + WS_{0,22-0,46} + (6/50) \cdot WS_{0,46-0,94}$$

gdzie: WS_{30cm} i WS_{50cm} reprezentują zapasy wody odpowiednio w 0-30 cm i 0-50 cm warstwach gleby, $WS_{0,00-0,01}$, $WS_{0,01-0,04}$, $WS_{0,04-0,10}$, $WS_{0,10-0,22}$, $WS_{0,22-0,46}$ i $WS_{0,46-0,94}$ – zapasy wody w warstwach wskazanych w indeksie dolnym.

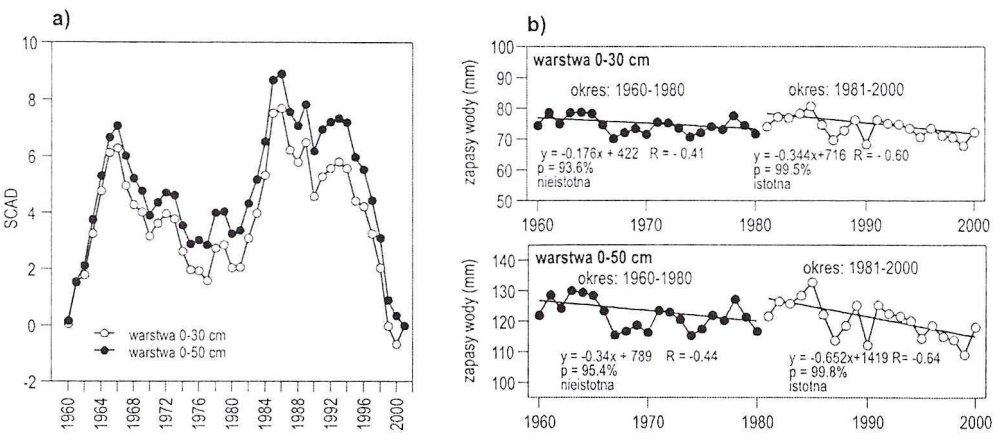
Przygotowane w ten sposób wartości posłużyły do analizy zmienności wieloletniej i sezonowej uwilgotnienia gleby w wybranych okresach wieloletnich w XX w. Zmienność wieloletnią analizowano w latach 1960-2000. Na podstawie średnich rocznych wartości zapasów wody określono tendencje zmian. Zmienność sezonową w XX w. porównano z projekcją na lata 2060-2100, według scenariusza SRES A1B, w którym zakłada się wzrost zawartości dwutlenku węgla od wartości występujących współcześnie do poziomu ok. 700 ppm w 2100 r.

Zmienność wieloletnią uwilgotnienia gleb analizowano na tle zmiennych hydrologicznych, w tym opadu (P) i ewapotranspiracji (ET). Kierunek i istotność trendów średnich rocznych wartości zapasów wody oraz stosunku rocznych wartości ewapotranspiracji do opadu (ET/P) określono na podstawie metody parametrycznej stosując równanie regresji liniowej. Normalność rozkładu sprawdzono za pomocą testu W Shapiro-Wilka, natomiast niezależność elementów w ciągach pomiarowych – za pomocą testu serii. Analizowano krytyczne poziomy istotności p oznaczające prawdopodobieństwo odrzucenia hipotezy zerowej o braku zmian w szeregu czasowym. Decyzję o przyjęciu lub odrzuceniu hipotezy zerowej podejmowano na poziomie istotności $\alpha = 0,05$. W przypadku, gdy przyjęty poziom istotności był większy niż poziom krytyczny ($\alpha \geq p$), hipotezę zerową odrzucano, przyjmując jednocześnie hipotezę alternatywną o istotnych zmianach.

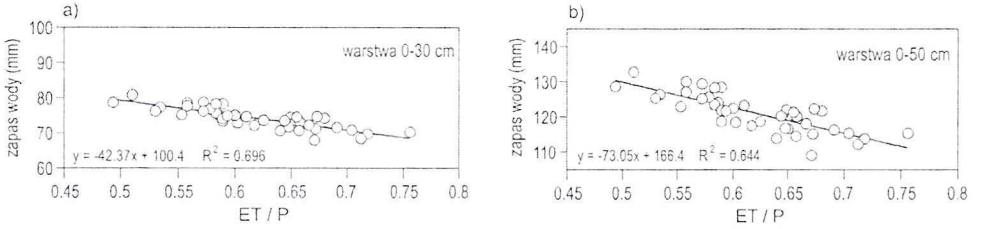
3. Zmiany glebowych zasobów wodnych w Polsce w XX i XXI w.

Detekcji trendów w serii średnich rocznych zapasów wilgoci glebowej w Polsce w latach 1960-2000 dokonano za pomocą standaryzowanej funkcji kumulowanych odchyleń od wartości średniej SCAD (ang. *standardized cumulative annual deviation*) (ryc. 2a). Sekwencja lat suchszych od wartości średniej z wielolecia zaznaczyła się w latach 1966-1980 oraz od 1986 r. do końca XX w. Analizowana seria zapasów średnich rocznych wykazała istotny statystycznie trend malejący w ostatnich dwóch dekadach XX w. (ryc. 2b). Tempo spadku zapasów wilgoci glebowej wyniosło wówczas 3,4 mm/10 lat w powierzchniowej warstwie gleby 0-30 cm oraz 6,5 mm/10 lat – w warstwie gleby 0-50 cm. Są to wartości średnie ważone w Polsce. Zasoby wilgoci glebowej kształtują się pod istotnym wpływem opadu i parowania, na co wskazuje wysoki procent wariancji wyjaśnianej przez model regresji opisujący zależność między ET/P a wielkością zapasów wilgoci glebowej (ryc. 3). Malejące wartości glebowych zasobów wodnych należy wiązać ze wzrastającym stosunkiem ewapotranspiracji do wielkości opadów w tym okresie (ryc. 4).

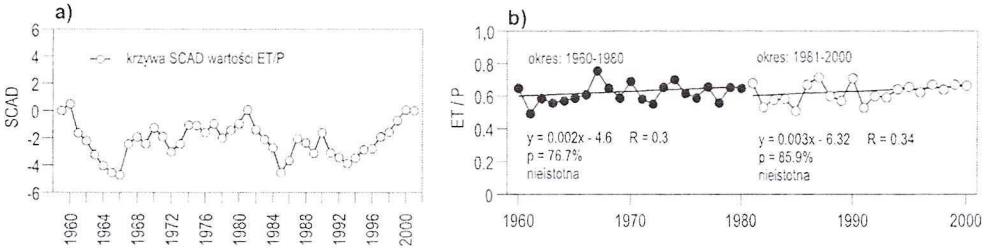
Identyfikacji obszarów zagrożonych suszą hydrologiczną dokonano na podstawie stosunku rocznych wartości parowania rzeczywistego do sumy opadów (ET/P). Odzwierciedla on strukturę bilansu wodnego. Szczególnie wysokie wartości ET/P w ostatnich dwóch dziesięcioleciach XX w. wystąpiły w latach 1986 i 1990 (ryc. 5 i 6). W niektórych obszarach Polski niżowej wartości ET/P osiągnęły wartości nawet powyżej 0,9 co oznacza, że ponad 90% wody opadowej wyparowało w ciągu roku. Odpływ



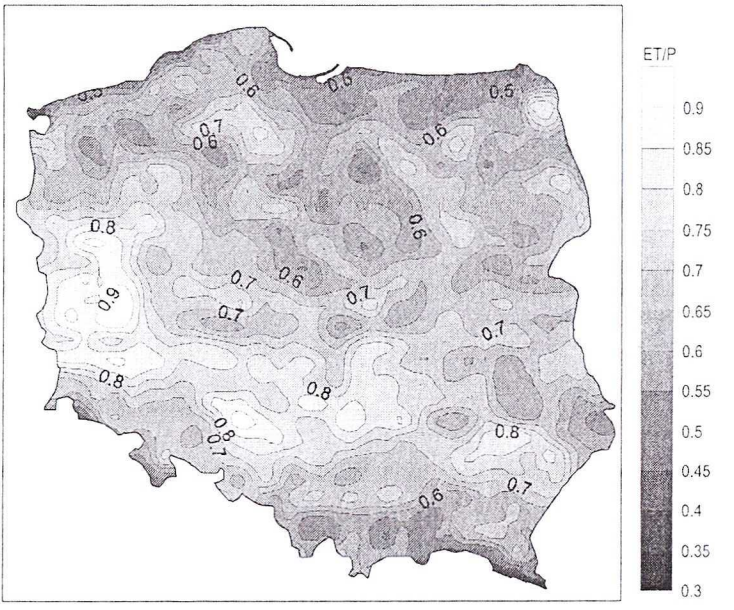
Ryc. 2. Detekcja trendów w serii średnich rocznych zapasów wilgoci glebowej w Polsce w latach 1960-2000, na podstawie danych CLM: a) standaryzowana krzywa sumowa (SCAD), b) wieloletnia zmienność średniego rocznego zapasu wody w powierzchniowych warstwach gleby w latach 1960-1980 oraz 1981-2000 w warstwach 0-30 cm i 0-50 cm, wraz z aktualnym poziomem istotności regresji (p)



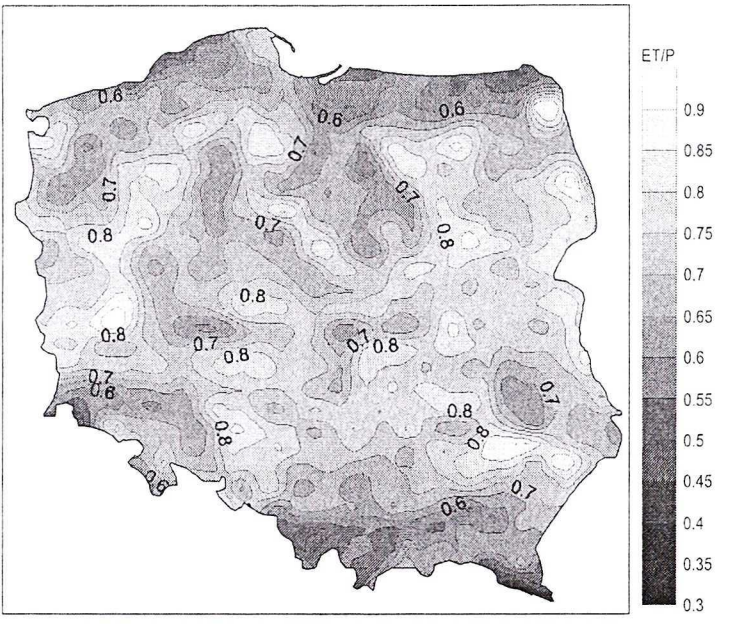
Ryc. 3. Zależność między stosunkiem ewapotranspiracji do opadu a zapasami wilgoci glebowej w warstwie 0-30 cm (a) oraz w warstwie 0-50 cm (b)



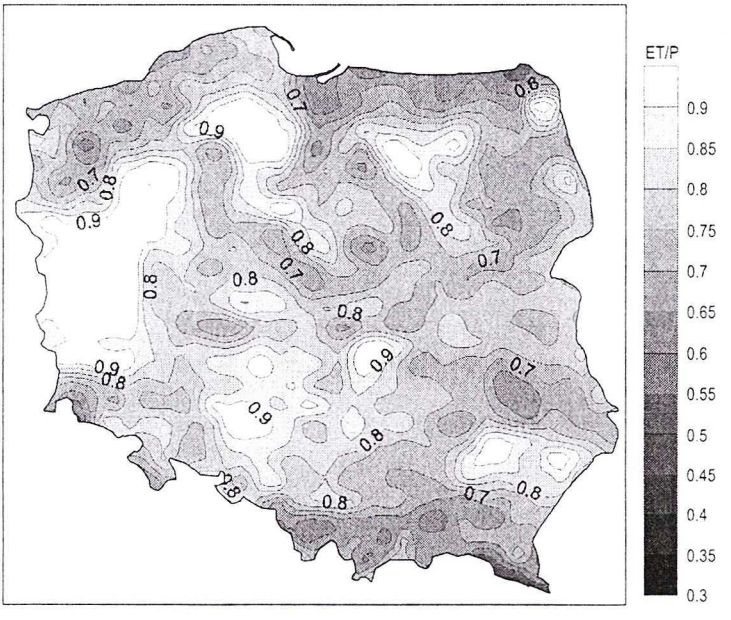
Ryc. 4. Standaryzowana krzywa sumowa stosunku ewapotranspiracji do opadu (ET/P) na podstawie wartości rocznych w latach 1960-2000 w Polsce (a) oraz wieloletnia zmienność ET/P (b)



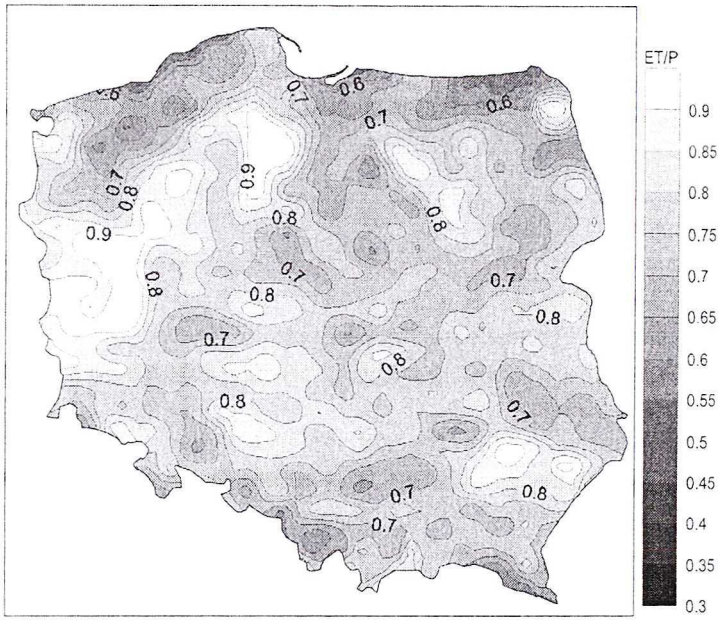
Ryc. 5. Rozkład przestrzenny stosunku ET/P w 1986 r. w Polsce, na podstawie symulacji modelu CLM, przy średniej wartości dla Polski w 1986 r. ET/P=0,673



Ryc. 6. Rozkład przestrzenny stosunku ET/P w 1990 r. w Polsce, na podstawie symulacji modelu CLM, przy średniej wartości dla Polski w 1990 r. ET/P=0,712



Ryc. 7. Rozkład przestrzenny stosunku ET/P w Polsce, na podstawie symulacji modelu CLM według scenariusza A1B w 2078 r., przy średniej wartości dla Polski ET/P=0,771

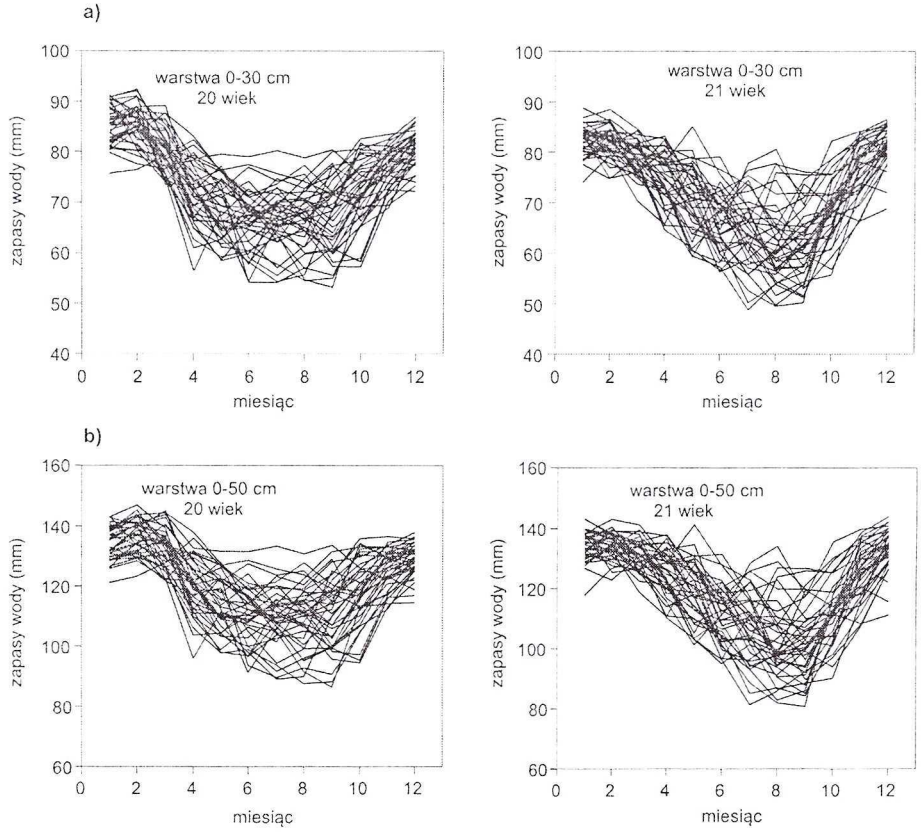


Ryc. 8. Rozkład przestrzenny stosunku ET/P w Polsce, na podstawie symulacji modelu CLM według scenariusza A1B w 2099 r., przy średniej wartości dla Polski ET/P=0,75

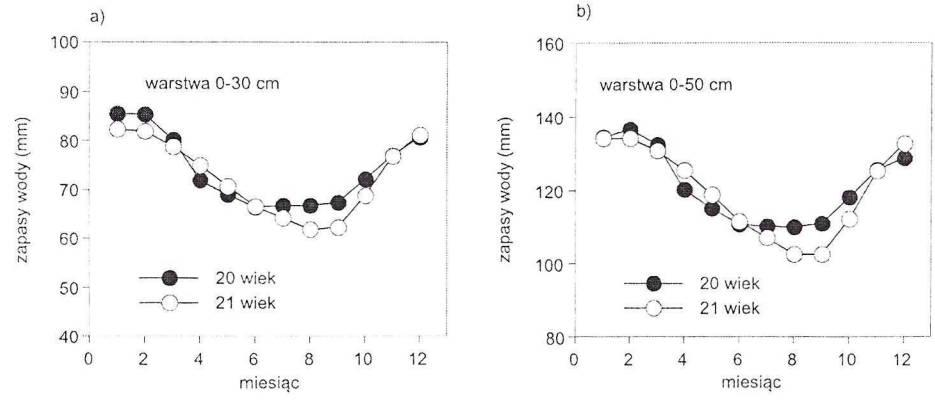
w tym przypadku stanowił mniej niż 10% opadu. Wartości średnie ET/P w Polsce wyniosły wówczas 0,67 i 0,71, odpowiednio w latach 1986 i 1990. Zmienność przestrzenna ET/P w przyszłych warunkach klimatycznych pod koniec XXI w. może ulec znacznym zmianom. Projekcje zmian klimatu według scenariusza A1B oraz symulacje modelu CLM wskazują na możliwość wystąpienia skrajnie wysokich wartości ET/P na znacznie większym obszarze Polski (ryc. 7 i 8), wskazując na możliwość znacznego pogłębienia susz glebowych. Dotyczy to szczególnie okresu letniego, w miesiącach lipiec-wrzesień, w których w przyszłości można oczekiwać mniejszych zapasów wody w wierzchnich warstwach gleby (do 50 cm) o ok. 5 mm (ryc. 9 i 10).

Podsumowanie

Badania dotyczyły wieloletniej i sezonowej zmienności i zmian glebowych zasobów wodnych w Polsce w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. Weryfikacji poddano tezę o rozszerzeniu obszaru zagrożenia deficytem wód glebowych w Polsce w przyszłych warunkach klimatu. Ponadto, badano zmiany w sezonowym rytmie uwilgotnienia gleby w aspekcie ekstremalnych stanów uwilgotnienia, szczególnie w miesiącach letnich. Analizowano wyniki symulacji uwilgotnienia gleb według modelu CLM w wybranych wieloleciach XX i XXI w.



Ryc. 9. Sezonowa zmienność zapasów wody w Polsce (średnie ważone) w latach 1960-2000 oraz według symulacji modelu CLM, scenariusz A1B, w latach 2060-2100: warstwa 0-30 cm (a), warstwa 0-50cm (b)



Ryc. 10. Sezonowa zmienność średnich miesięcznych zapasów wody w Polsce (średnie ważone) w latach 1960-2000 oraz według symulacji modelu CLM, scenariusz A1B, w latach 2060-2100: warstwa 0-30 cm (a), warstwa 0-50cm (b)

Uzyskane wyniki wskazują, że w ostatnich dwóch dekadach XX w. zaznaczyła się istotna tendencja zmniejszania zapasów wód glebowych. W perspektywie najbliższych 50-100 lat może nastąpić dalszy wzrost zagrożenia suszą glebową. Spadek zasobów w okresie lata, zbiegający się z największym zapotrzebowaniem na wodę przez rośliny, może w konsekwencji ograniczyć dostępność wody dla ekosystemów, stanowiąc istotną barierę ich rozwoju, a w skrajnych przypadkach może zmienić zasięg występowania wielu gatunków roślin. Widoczne następstwa zmieniających się składowych bilansu wodnego, wywołane zmianami klimatycznymi, są sygnałem do podjęcia działań adaptacyjnych. Wymagają prowadzenia dalszych badań obejmujących problematykę ograniczenia zwiększającego się niedoboru wody. Pomocne w tym zakresie mogą być rozwijane ostatnio modele trzeciej generacji, które poza elementami bilansu wodnego i bilansu cieplnego uwzględniają również dynamikę przekształceń szaty roślinnej.

Literatura

Block A., 2007, *Unsicherheiten in Oberflächen- und Bodenparametern und ihre Auswirkungen auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen* (Dr. rer. Nat. Dissertation). Fakultät für Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik, Branderburgische Technische Universität Cottbus.

Dickinson R. E., Henderson-Sellers A., Kennedy P. J., 1993, *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS)*. Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech Note, NCAR/TN-371+STR, 72pp. Źródło: Milli Butterworth, UCAR Communications, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307-3000, http://www.library.ucar.edu.

Gedney N., Cox P. M., Betts R. A., Boucher O., Huntingford C., Stott P. A., 2006, *Detection of a Direct Carbon Dioxide Effect in Continental River Runoff Records.* Nature, 439, s. 835-838.

Hollweg H-D., Böhm U., Fast I., Hennemuth B., Keuler K., Keup-Thiel E., Lautenschlager M., Legutke S., Radtke K., Rockel B., Schubert M., Will A., Woldt M., Wunram C., 2008, *Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM Forced with IPCC AR4 Global Scenarios.* Tech. Rep. nr 3, http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/.

Kędziora A., 2006, *Kształtowanie krajobrazu rolniczego dla zachowania zrównoważonej gospodarki wodnej.* Mat. ogólnopolskiej konf. nauk. *Zrównoważony rozwój w teorii ekonomii i praktyce*, 29-30 czerwca 2006, Wrocław (http://www.kee.ae.wroc.pl/).

Koźmiński C., Michalska B. (red.), 1995, *Atlas uwilgotnienia gleby w Polsce.* AR w Szczecinie, Szczecin.

Kundzewicz Z., 2007, *Najcieplejsze półrocze.* Wiedza i Życie, 8, s. 26-29.

Li H., Robock A., Wild M., 2007, *Evaluation of Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Soil Moisture Simulations for the Second Half of the Twentieth Century.* J. Geophys. Res., 112, D06106, doi:10.1029/2006JD007455.

Łabędzki L., 2006. *Susze rolnicze. Zarys problematyki oraz metody monitorowania i klasyfikacji.* Woda – Środowisko – Obszary wiejskie. Rozprawy nauk. i monografie, 17.

Ostrowski J., Łabędzki L., Kanecka-Geszke E., Kowalik W., 2008, *Kartograficzna prezentacja glebowych niedoborów wodnych dla buraka cukrowego oszacowanych z zastosowaniem modelu CROPDEF.* Acta Agrophysica, vol. 11, nr. 2, s. 487-497.

Sellers P. J, Bounoua L., Collatz G. J., Randall D. A., Dazlich D. A., Los S. O., Berry J. A., Fung I., Tucker C. J., Field C. B., Jensen T. G., 1996, *Comparison of Radiative and Physiological Effects of Doubled Atmospheric CO_2 on Climate.* Science, 271, s. 1402-1406.

Seneviratne S. I., Luethi D., Litschi M., Schär C., 2006, *Land-atmosphere Coupling and Climate Change in Europe.* Nature, 443, s. 205-209.

Solomon S., Qin D., Manning M., Marquis M., Averyt K., Tignor M. M. B., Miller H. L. (red.), 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Working Group 1 Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Somorowska U., 2006, *Wpływ stanu retencji podziemnej na proces odpływu w zlewni nizinnej.* Dissertationes, nr 473. Wyd. UW, Warszawa.

Somorowska U., 2008 (w druku), *Changes in Soil Water Regime in Lowland Catchment in Current and Future Climate Conditions.* Technical Documents, UNESCO.

Starkel L., Kundzewicz Z., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju.* Nauka, 1, s. 85-101.

Stuczyński T., Dębicki R., 2007. *Zapobieganie suszy glebowej.* Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 18, s. 141-151.

Podziękowanie

Badania zostały wykonane na podstawie danych udostępnionych przez Światową Bazę Danych dotyczących Klimatu (ang. *World Data Center for Climate – WDCC*) w Hamburgu w Niemczech. Wieloletnie serie opadu, ewapotranspiracji i zapasów wody glebowej były pozyskane z następujących eksperymentów: (1) symulacje klimatu w XX w., model CLM oraz (2) symulacje klimatu w XXI w., model CLM, scenariusz A1B. Pracownikom grupy SGA Service Group Adaptation, działającej w ramach Instytutu Maxa Plancka w Hamburgu, serdecznie dziękuję za udostępnienie danych, a także za okazaną pomoc i wsparcie techniczne w procesie pozyskiwania i przetwarzania danych.